Quand la pluie piégée dans les inclusions fluides permet de reconstituer les paléoreliefs : Exemples des Alpes et de l'Himalaya

Raphaël Melis

▶ **To cite this version:**

Raphaël Melis. Quand la pluie piégée dans les inclusions fluides permet de reconstituer les paléoreliefs : Exemples des Alpes et de l'Himalaya. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon I, 2023. Français. NNT : 2023LYO10025 . tel-04131895v2

HAL Id: tel-04131895
https://hal.science/tel-04131895v2

Submitted on 14 Mar 2024

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.

THESE de DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON 1

Ecole Doctorale N° 52
PHAST Physique et Astrophysique

Discipline : Sciences de la Terre

Soutenue publiquement le 27/02/2023, par :
Raphaël MELIS

Quand la pluie piégée dans les inclusions fluides permet de reconstituer les paléoreliefs

Exemples des Alpes et de l'Himalaya

Devant le jury composé de :

DANIEL Isabelle, Professeure, Univ. de Lyon 1	Présidente
BOULVAIS Philippe, Maître de conférences, Univ. De Rennes	Rapporteur
IOLE SPALLA Maria, Professeure, Univ. de Milan	Rapporteuse
GODARD Vincent, Professeur, Univ.d'Aix-Marseille	Examinateur
GUILLOT Stéphane, Directeur de Recherche CNRS Univ. de Grenoble	Examinateur
ROSSI Magali, Maître de conférences, Univ. de Savoie-Mont-Blanc	Examinatrice
MAHEO Gweltaz, Maître de conférences, Univ. de Lyon 1	Directeur de thèse
GARDIEN Véronique, Professeure, Univ. de Lyon 1	Co-directrice de thèse
LECUYER Christophe, Professeur, Univ. de Lyon 1	Invité

Tout est, en art surtout,

théorie développée et appliquée au contact de la nature

Paul Cézanne

Au-dessus des étangs, au-dessus des vallées,
Des montagnes, des bois, des nuages, des mers,
Par-delà le soleil, par-delà les éthers,
Par-delà les confins des sphères étoilées,

Mon esprit, tu te meus avec agilité,
Et, comme un bon nageur qui se pâme dans l'onde,
Tu sillonnes gaiement l'immensité profonde
Avec une indicible et mâle volupté.

Envole-toi bien loin de ces miasmes morbides ;
Va te purifier dans l'air supérieur,
Et bois, comme une pure et divine liqueur,
Le feu clair qui remplit les espaces limpides.

Derrière les ennuis et les vastes chagrins
Qui chargent de leur poids l'existence brumeuse,
Heureux celui qui peut d'une aile vigoureuse
S'élancer vers les champs lumineux et sereins ;

Celui dont les penseurs, comme des alouettes,
Vers les cieux le matin prennent un libre essor,
- Qui plane sur la vie, et comprend sans effort
Le langage des fleurs et des choses muettes !

Charles Baudelaire

Remerciements

Ces quelques mots ne sont pas plus simples à écrire que le manuscrit qui suit… Je ne vais probablement pas réussir à penser à tout le monde, j'exprime ma gratitude à toutes les personnes qui ont compté et qui ne sont pas mentionnées.

Je tiens tout d'abord à remercier mes parents, Tony et Jessica qui m'ont toujours donné un amour inconditionnel et un soutien à toute épreuve dans toutes les étapes de ma vie, c'est avant tout grâce à eux que j'ai eu la chance de pouvoir faire cette thèse. Je les remercie eux et ma sœur, Aliciane, pour leur curiosité sincère et leur écoute quand je leur parlais de roches, de montagnes et d'inclusions fluides en randonnant… Je réalise, au fil des expériences et des années, toujours un peu plus ma chance de faire partie de cette famille.

Je remercie mes rapporteur.ses et mes examinateur.ices pour avoir accepté de prendre le temps de juger ce travail.

Mes remerciements vont également à mes encadrants, Gweltaz et Véronique, sans qui ce sujet de thèse qui m'a tant passionné n'aurait pas vu le jour. Je les remercie pour leur disponibilité, leur investissement et la confiance qu'ils m'ont accordé. Je leur suis grandement reconnaissant de m'avoir laisser essayer de nouvelles choses et mener cette thèse avec liberté et autonomie, des qui me sont chères. Véronique, je te remercie pour m'avoir accordé ta confiance avec la ligne d'extraction (pourtant fragile) et transmis ton enthousiasme pour l'expérimental. La mission au Népal avec toi Gweltaz a été pour moi une expérience d'une grande importance à plusieurs niveaux, je m'estime chanceux d'avoir pu la vivre à tes côtés.

Je tiens à remercier Yann Rolland, Michel Corsini et Jean-Marc Lardeaux qui m'ont transmis leur passion pour la géologie avec beaucoup de bienveillance et d'humanité pendant mon cursus universitaire à Nice.

Je remercie Anna Poussard pour avoir pris le temps de réaliser les illustrations qui ornent cette thèse, pour avoir su faire s'accorder en dessin l'art et la science.

Je remercie particulièrement Hervé et Antoine pour m'avoir emmené avec eux dans leurs Alpes bien aimées, pour leur amour de la montagne, les discussions géologiques et humaines d'une grande richesse. Antoine, une belle amitié est née sur les pentes raides du Mont-Blanc, riche de zones de cisaillements et de quartz mais aussi de randonnées, de discussions philosophiques, de parties de Mario-Kart et de soirées Marvel. Peut-être serons-nous amenés à travailler ensemble à nouveau sur les Alpes, ou sur d'autres montagnes, je l'espère.

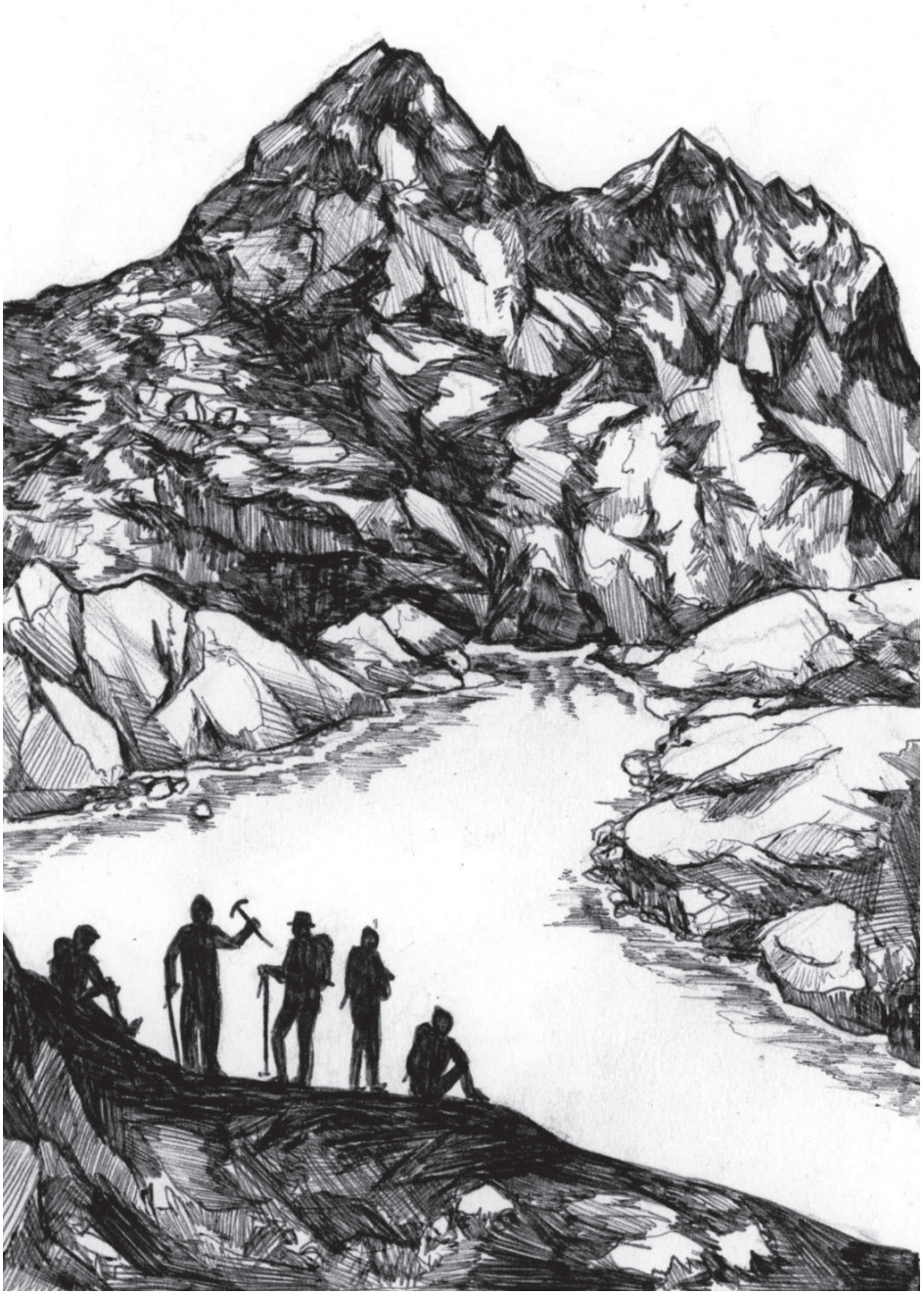
Je remercie Laeticia, Niels, Wiem, et Chen-Long pour tous ces moments simples passés ensemble dans la diversité de nos cultures, les randonnées, les soirées chez les uns et les autres, les discussions autour d'un verre. Tout cela a contribué à ce que la vie à Lyon soit agréable et chaleureuse (malgré les quelques degrés en moins par rapport à mon Sud d'origine…). A Lyon Je remercie également Philippe Sorrel et Antoine Tryantafyllou pour leur sympathie pendant les sorties de terrains, leurs conseils et les quelques moments passés ensembles autour d'une partie de pétanque ou d'une bière.

Mes remerciements vont également à Erik Bonjour et Patrick Jame à l'Institut des Sciences Analytiques, sans qui l'aspect analytique de cette thèse n'aurait pas vu le jour. Pour m'avoir fait confiance et laisser manipuler l'analyseur, pour avoir constamment cherché à améliorer la qualité des analyses. Erik, j'ai toujours pris beaucoup de plaisir à venir à l'ISA et ta bienveillance, ton humour, ta curiosité et ta compétence y sont pour beaucoup.

Je remercie également la relève, Jérémie, Corentin, Alexis et tous les autres étudiant.es que j'ai eu la chance de suivre en stage ou en cours et qui par leur passion, leur curiosité et leur sympathie ont rendu mon expérience de l'enseignement heureuse, agréable et stimulante.

Je dédie cette thèse à mon grand-père, qui nous a quitté l'année passée. J'ai eu la chance de pouvoir côtoyer cette personne exceptionnelle de générosité, d'intelligence, et de curiosité depuis ma naissance, il m'a beaucoup appris et je lui dois beaucoup. Je remercie également ma grand-mère, tout aussi exceptionnelle, pour son amour et son soutien infaillible.

Clém, pour m'avoir accueilli dans les contrées belges (si belles), pour l'intensité et la douceur des instants partagés, pour ton amour de la nature et ta curiosité, pour ta passion et tes idées et pour avoir teinté de poésie et de joie ces derniers mois, ce dernier raidillon.



This work is licensed under CC BY-NC-ND 4.0.

To view a copy of this license, visit http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/

Résumé

La circulation de fluides au sein des différentes enveloppes terrestres est principalement abordée par l'analyse des isotopes stables de l'oxygène, de l'hydrogène et du carbone ($\delta^{18}O$, δD, $\delta^{13}C$). Ces mesures sont effectuées sur différents types d'archives géologiques en suivant différents protocoles expérimentaux ne permettant pas la plupart du temps la mesure directe de la composition du fluide lui-même. En effet, l'analyse du $\delta^{18}O$ de certains minéraux comme le quartz et la calcite ou l'analyse du δD de minéraux hydroxylés comme les phyllosilicates est utilisée pour calculer la composition isotopique du fluide théoriquement à l'équilibre avec ces minéraux au moment de leur cristallisation. Aujourd'hui, la seule méthode utilisée pour mesurer directement la composition isotopique des fluides crustaux consiste à mesurer le δD de toutes petites quantités de fluides piégées sous la forme d'inclusions fluides (IFs) dans du quartz au moment de leur croissance à plusieurs km de profondeur. La composition isotopique de l'oxygène est obtenue indirectement par une étape complexe de rééquilibration avec du CO_2 et calcul d'un bilan de masse.

Un nouveau protocole expérimental permettant l'extraction de fluides aqueux contenus dans des inclusions fluides (IFs) piégées dans des quartz de veines et l'analyse simultanée de leur $\delta^{18}O$ et de leur δD a été mis au point au Laboratoire de Géologie de Lyon en collaboration avec l'Institut des Sciences Analytiques de Villeurbanne. Ce protocole a été appliqué sur plus de 100 échantillons de quartz et testé sur une vingtaine de phyllosilicates au cours de cette thèse, provenant de deux chaînes de montagnes emblématiques : les Alpes franco-italienne en Europe de l'Ouest et l'Himalaya en Asie.

Dans les Alpes, un premier échantillonnage de fentes de quartz a été effectué dans des roches cristallines hercyniennes et sédimentaires du Carbonifère et du Mésozoïque des massifs cristallins externes (MCE) (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges et Belledonne) et dans le massif du Chenaillet. Dans un second temps nous avons échantillonné des veines de quartz déformées de façon ductile dans des zones de cisaillement alpines telle que la shear zone du Mont-Blanc. En Himalaya, deux sites d'échantillonnage principaux ont été privilégiés, la vallée de la Kali

Gandaki et le granite du Manaslu au centre du Népal ainsi que la klippe de Jajarkot située environ 100km au Sud-Ouest.). Nous nous sommes principalement concentrés sur l'échantillonnage de veines syn-cinématique ductiles disposées parallèlement et boudinées dans la foliation associée au fonctionnement du Main Central Thrust, ces veines contiennent parfois du disthène et du grenat.

Les données obtenues indiquent une origine superficielle des fluides contenus dans les IFs pour l'ensemble des échantillons de quartz analysés au cours cette thèse. Nous avons testé la possibilité d'utiliser le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs pour reconstituer les paléo-reliefs des chaînes de montagne en se basant sur la relation aujourd'hui bien établie entre la composition isotopique des précipitations et l'effet orographique de la topographie. Dans les Alpes, nos données indiquent que l'altitude moyenne des MCE au Miocène était très inférieure à leur altitude actuelle (~1000m. En Himalaya, l'effet orographique de la haute chaîne sur la composition isotopique des précipitations actuelles se calque parfaitement au profil de la composition isotopique des paléo-eaux de surfaces piégées dans les IFs d'âge Miocène. Suggérant que la chaîne avait atteint son altitude et sa morphologie actuelle à cette période.

Notre étude basée sur la mesure directe de la composition isotopique des IFs du quartz permet d'avoir accès à la paléo-élévation des reliefs avec une précision de l'ordre de la centaine de mètres. L'utilisation systématique de cette méthode sur différents reliefs donne l'opportunité d'appréhender le rôle respectif et l'ampleur des paramètres de surfaces comme le climat et celui des forçages internes comme la tectonique dans l'édification d'un orogène.

Mots-Clés : Isotopes stables, Eau météorique, Paléoaltimétrie, Inclusions fluides, Veines de quartz, Alpes, Himalaya, Tectonique, Orogénèse

Abstract

The circulation of fluids within the different earth envelopes is mainly addressed by the analysis of stable isotopes of oxygen, hydrogen and carbon ($\delta^{18}O$, δD, $\delta^{13}C$). These measurements are performed on different types of geological archives following different experimental protocols that do not allow most of the time the direct measurement of the composition of the fluid itself. Indeed, the analysis of the $\delta^{18}O$ of certain minerals such as quartz and calcite or the analysis of the δD of hydroxylated minerals such as phyllosilicates is used to calculate the isotopic composition of the fluid theoretically in equilibrium with these minerals at the time of their crystallization. Today, the only method used to directly measure the isotopic composition of crustal fluids is to measure the δD of very small amounts of fluids trapped as fluid inclusions (FIs) in quartz as they grow at several km depth. The oxygen isotopic composition is obtained indirectly by a complex step of re-equilibration with CO_2 and calculation of a mass balance.

A new experimental protocol allowing the extraction of aqueous fluids contained in fluid inclusions (FIs) trapped in quartz veins and the simultaneous analysis of their $\delta^{18}O$ and δD has been developed at the Laboratoire de Géologie de Lyon in collaboration with the Institut des Sciences Analytiques de Villeurbanne. This protocol has been applied on more than 100 quartz samples and tested on about twenty phyllosilicates during this thesis, coming from two emblematic mountain ranges: the French-Italian Alps in Western Europe and the Himalayas in Asia.

In the Alps, a first sampling of quartz cracks was carried out in hercynian and sedimentary crystalline rocks of the Carboniferous and Mesozoic of the external crystalline massifs (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges and Belledonne) and in the Chenaillet massif. Secondly, we sampled ductilely deformed quartz veins in alpine shear zones such as the Mont Blanc shear zone. In the Himalayas, two main sampling sites were favored, the Kali Gandaki valley and the Manaslu granite in central Nepal and the Jajarkot klippe located about 100km to the southwest.) We focused mainly on sampling ductile syn-cinematic veins arranged in parallel and boudin in the foliation associated with the operation of the Main Central Thrust, these veins sometimes contain kyanite and garnet.

The data obtained indicate a superficial origin of the fluids contained in the IFs for all the quartz samples analyzed during this thesis. We tested the possibility of using the $\delta^{18}O$ and δD of the IFs to reconstruct the paleoreliefs of mountain ranges based on the now well-established relationship between the isotopic composition of precipitation and the orographic effect of topography. In the Alps, our data indicate that the mean altitude of the ECMs in the Miocene was much lower than their present altitude (~1000m. In the Himalayas, the orographic effect of the high range on the isotopic composition of present-day precipitation is perfectly matched to the isotopic composition profile of paleo-water surfaces trapped in Miocene-aged IFs. This suggests that the range had reached its present elevation and morphology by this time.

Our study based on the direct measurement of the isotopic composition of the quartz FIs allows us to have access to the paleo-elevation of the reliefs with a precision of the order of a hundred meters. The systematic use of this method on different landforms gives the opportunity to apprehend the respective role and magnitude of surface parameters such as climate and internal forcings such as tectonics in the building of an orogen.

Keywords : Stable isotope, Meteoric water, Paleoaltimetry, Fluid inclusions, Quartz veins, Alps, Himalaya, Tectonics, Orogenesis

Table des matières

Table des matières **13**

Table des illustrations **18**

Liste des tableaux **31**

INTRODUCTION GENERALE 32

CHAPITRE I 36

Introduction **37**

Partie 1. Les grands réservoirs d'eau et leur signature isotopique **38**

A. Le cycle de l'eau et les grands réservoirs d'eau 38

A.1. Le cycle interne de l'eau et les réservoirs profonds 38

A.2. Le cycle externe de l'eau, les réservoirs et les sous-réservoirs de l'exosphère 41

B. La signature isotopique des réservoirs et traçage des processus de transfert 42

B.1. Principes théoriques sur les isotopes stables de l'O et l'H 42

B.2. La signature isotopique de l'O et l'H des réservoirs et des différents types d'eau 45

B.3. Le cycle de l'eau externe et les isotopes stables 49

Partie 2. La circulation de l'eau dans la croûte continentale **56**

A. Le trajet de l'eau 57

A.1. La perméabilité et la porosité des roches 57

A.2. Les fractures 58

A.3. Les zones de failles 59

B. Les moteurs de la circulation hydrothermale 63

B.1. La température 63

B.2. La pression 65

Partie 3. La circulation hydrothermale et la formation de minéraux hydrothermaux **68**

A. Les conditions de formation des minéraux hydrothermaux 68

B. Localisation et géométrie des principaux sites de précipitation du quartz 70

B.1. Les fentes de quartz 71

B.2. Les veines associées aux déformations ductiles 74

C. Piégeage des fluides dans les minéraux hydrothermaux : les inclusions fluides 81

C.1. Les inclusions fluides : définition 81

C.2. Les inclusions fluides dans le quartz 84

C.3. Les différents types d'inclusions fluides 85

Partie 4. Reconstitution des circulations hydrothermales **89**

A. La nature des fluides hydrothermaux 89
A.1. Mesure de la salinité et de la composition chimique élémentaire des inclusions fluides .. 89
A.2. Mesure de la composition isotopique des fluides hydrothermaux 91
B. La température des fluides hydrothermaux 95
B.1. Mesure de la température par la microthermométrie 95
B.2. Mesure de la température par la chimie des minéraux hydrothermaux 95
C. Datation des circulations hydrothermales 95
C.1 La datation des veines de quartz 95
Références 104

CHAPITRE II 129
Partie 1. Synthèse des principales méthodes de paléoaltimétrie 130

A. La paléoaltimétrie 130
B. Les différentes méthodes de paléoaltimétrie 130
B.1. L'étude des paléo-flores et l'étagement altitudinal 130
B.2. Sr/Y, La/Yb des roches magmatiques et épaisseur crustale 134
B.3. La vésicularité des basaltes 136
B.4. Les isotopes cosmogéniques 138
B.5. Méthodes basées sur les isotopes stables 139
Partie 2. Nouvelle méthode de paléoaltimétrie basée sur le $\delta^{18}O$ et le δD des inclusions fluides 146

A. Présentation générale de la méthode 146
B. Protocole d'extraction des inclusions fluides 147
B.1. Le broyage des veines et des fentes de quartz et le tri des grains de quartz : 147
B.2. L'extraction des inclusions fluides 148
C. Protocole d'analyse de l'O et l'H des inclusions fluides 150
C.1. Principe de la méthode et matériel 150
C.2. Premiers tests et calibration sur des eaux modernes 152
C.3. Protocole d'analyse pour les inclusions fluides 154
Partie 3. Premier test sur les Alpes 156

A. Cadre général de l'étude 156
B. Description des échantillons 157
B.1. Etude pétrographique des fentes et texture du quartz 157
B.2. Typologie des IFs et étude microthermométrique 158
C. Résultats 159
C.1. Mesures microthermométriques sur les inclusions fluides 159
C.2. Datation ^{40}Ar-^{39}Ar des adulaires 161

C.3. Analyse isotopique des fluides 162
D. Intepretations 166
D.1. Nature des fluides 166
D.2. Température des fluides 166
D.3. Âge de la circulation hydrothermale 167
D.4. Relation entre la composition des fluides et l'altitude 168
D.5 Potentiel de la méthode pour la paléoaltimétrie 168
E. Conclusion 169
Références 171
ARTICLE 1 184
CHAPITRE III 203
Partie 1. Géologie des Alpes et évolution tectonique des Massifs Cristallins Externes 204
A. La géologie des Alpes Occidentales 204
A.1. Les unités lithologiques et contacts tectoniques principaux 204
A.2. Evolution tectonique simplifiée des Alpes Occidentales 206
A.3. Les Massifs Cristallins Externes (MCE) 207
A.4. L'eau météorique dans les Alpes et sa composition isotopique 217
Partie 2. Paléoaltimétrie des massifs cristallins externes 222
A. Cadre général de l'étude 222
B. Description des échantillons 225
B.1. Morphologie des veines de quartz 225
B.2. Texture du quartz et typologie des inclusions fluides 229
C. Résultats 231
D. Interprétations 235
D.1. Nature des fluides 235
D.2. Température des fluides 236
D.3. Age de la formation des veines et de la circulation des fluides hydrothermaux 236
D.4. Paléoaltimétrie des MCE au Miocène 237
D.5. Comparaison avec les zones internes des Alpes 241
D.6. Impacts de la tectonique et du climat sur la surrection des MCE 243
Références 250
ARTICLE 2 262
CHAPITRE IV 300
Introduction. Structure et dynamique de l'Himalaya 301

A. Les grandes unités de la chaîne himalayenne 301
B. Les structures tectoniques majeures 304
C. Histoire géodynamique de l'Himalaya 306
D. Les différents modèles tectoniques de formation de l'Himalaya 307
D.1. Le modèle d'extrusion d'un prisme crustal (« Critical taper » ou « wedge extrusion ») 307
D.2. Le fluage chenalisé de la croûte partiellement fondue (« Channel flow ») 308
D.3. Le modèle du prisme tectonique (Tectonic wedging) 309
E. Les différents modèles de l'évolution morphologique de la chaîne himalayenne 310
E.1. Paléoaltitude du plateau tibétain 310
E.2. Paléoaltitude de la chaîne himalayenne 312
F. La circulation de fluides en Himalaya 314
F.1. La composition isotopique des eaux météoriques actuelles 314
F.2. Les paléo-circulations hydrothermales 315
Partie 1. Reconstitution des paléocirculations hydrothermales en Himalaya basée sur le $\delta^{18}O$ et le δD des inclusions fluides 319
A. Cadre général de l'étude 319
B. Description des échantillons 320
B.1. Veines de quartz et texture du quartz 320
B.2. Typologie des inclusions fluides et microthermométrie 322
C. Résultats 324
D. Interprétations 328
D.1. Origine de l'eau des inclusions fluides 328
D.2. Trajet des fluides météoriques 329
E. Conclusion 331
ARTICLE 3 332
Partie 2. Paléo-altimétrie de l'Himalaya à la fin de l'Oligocène 361
A. Cadre général de l'étude 362
B. Description des échantillons 364
B.1. Veines de quartz et texture du quartz 364
B.2. Typologie des inclusions fluides 366
C. Résultats 367
C.1. Datation Ar/Ar 367
C.2. Composition isotopique des inclusions fluides 367
D. Interprétations 369
D.1. Relations entre les veines de quartz provenant de la klippe et des zones internes de la chaîne 369
D.2. Nature des fluides hydrothermaux dans le MCT de la klippe 369

D.3. Conditions pression-température de la circulation des fluides 369
D.4. Âge de formation des veines de quartz syn-cinématiques 370
D.5. Paléoaltimétrie de l'Himalaya au début de l'Oligocène 370
D.6. Implications sur les modèles d'évolution morphologiques et tectoniques 372
E. Conclusion 375
ARTICLE 4 377
Références 399
CHAPITRE V 418
CONCLUSION GENERALE 419
Perspective 1. Développement de la paléoaltimétrie basée sur l'eau de constitution des minéraux hydroxylés 421
A. Cadre général 421
B. Développement méthodologique 422
B.1. Précédentes méthodes 422
B.2. Nouvelle méthode 424
C. Premiers tests 425
C.1. Description des échantillons 425
C.2. Premiers résultats 429
D. Interprétations 432
D.1. Comparaison du δD entre les différentes méthodes 432
D.2. Signification du δ18O de l'eau des phyllosilicates 433
D.3. Potentiel pour la paléoaltimétrie 434
Autres perspectives 437
Références 441
ANNEXE 443
A. Le protocole d'extraction détaillé 443

Table des illustrations

Figure 1 : Représentation du cycle interne de l'eau (Rigaudier, 2010). 39
Figure 2 : Représentation du cycle externe de l'eau (Rigaudier, 2010) d'après (Oki and Kanae, 2006). La quantité d'eau dans chaque sous-réservoir de l'exosphère ainsi que les flux sont indiqués. 41
Figure 3 : Schéma illustrant les différents types d'eau circulant dans la croûte continentale d'après (Richard, 2009). 46
Figure 4 : Diagramme présentant les champs de composition isotopique ($\delta^{18}O$ et δD) des différents types d'eau circulant dans la croûte continentale (Hoefs, 2018). 46
Figure 5 : Schéma représentant l'effet de l'évaporation et des précipitations sur la composition isotopique de l'eau (Hoefs, 2018). 49
Figure 6 : Variation du $\square^{18}O$ et du $\square D$ des rivières, des lacs, des précipitations et de la neige échantillonnés dans plusieurs endroits du monde. Définition de la droite mondiale des eaux météoriques (Craig, 1961). 50
Figure 7 : Diagrammes présentant les gradients isotopiques mesurés au sein de plusieurs chaînes de montagne : la cordillère américaine, les Andes, les Alpes européennes et l'Himalaya. Les gradients isotopiques ont également été mesurés pour des zones situées dans des latitudes >70° et des zones où l'altitude dépasse 5000m (Poage and Chamberlain, 2001). 51
Figure 8 : Calcul de l'évolution du $\delta^{18}O$ en fonction de l'altitude pour certains paramètres climatiques donnés : T = Température au niveau de la mer au niveau des basses latitudes (≤ 35°) ; RH = humidité relative des masses d'airs au niveau de la mer pour les basses latitudes et la valeur du $\delta^{18}O$ au niveau de la mer (Rowley and Garzione, 2007). 52
Figure 9 : Gammes de perméabilité et de porosité des roches observées dans différents réservoirs géothermiques (Moeck, 2014). 58
Figure 10 : Les trois types de fractures selon leur mécanisme de formation (Anderson, 2017). 58
Figure 11 : Schéma de la circulation de fluides météoriques dans détachement sud-tibétain (STD) en Himalaya (Gébelin et al., 2017). 59
Figure 12 : En haut coupe NNW-SSE à travers le massif de l'Aar et le chevauchement du Glarus dans les Alpes suisses (Oberholzer, 1933; Pfiffner, 1993). En bas schéma représentant la circulation de fluide dans le chevauchement du Glarus (massif de l'Aar, Suisse)

(Badertscher et al., 2002). La taille des flèches est proportionnelle au flux associé à chaque type de fluide. 60
Figure 13 : Schéma représentant la circulation de fluides pendant la formation du granite du Manaslu et le fonctionnement du MCT en Himalaya. La fusion partielle a été déclenchée par l'infiltration de fluides métamorphiques riches en CO2 + H2O provenant de déshydratation des minéraux hydroxylés au niveau du MCT. L'infiltration d'eau de surfaces avec des δD négatifs ne se serait faite que dans les premiers km au travers des séries téthysiennes et aurait très peu interagi avec le granite (France-Lanord et al., 1988)..... 61
Figure 14 : Schéma représentant la circulation d'eau dans les Alpes Néo-zélandaises. Les eaux météoriques s'infiltrent verticalement sur plus de 8 km jusqu'au chevauchement principal (la faille alpine) (Menzies et al., 2014)..... 62
Figure 15 : Schéma représentant l'infiltration d'eau météorique verticalement jusqu'au chevauchement principal de Troms (Norvège) pendant la fin de l'orogénèse calédonienne (395-375 Ma) (Barker et al., 2000). 63
Figure 16 : Schéma illustrant l'infiltration des eaux de surface et la circulation des eaux thermales dans la croûte au sein d'un orogène. Les isothermes sont influencés par la topographie et les chevauchements (Taillefer, 2017) d'après (Moeck, 2014). 64
Figure 17 : Diagramme représentant le domaine de fonctionnement des régimes thermiques conductif, convectif (convection libre), advectif (convection forcée) en fonction de la perméabilité des roches et des failles (López and Smith, 1995). 64
Figure 18 : Schéma illustrant le « seismic pumping » avec l'exemple du trajet des eaux météoriques avant et après la rupture sismique le long de la faille Nord-Pyrénéenne (Pyrénées, France) (McCaig et al., 1990). 66
Figure 19 : Schéma représentant l'infiltration d'eau météorique dans la transition fragile-ductile guidée par le gradient de pression généré par le poids des reliefs dans les Alpes Néo-Zélandaises (Koons and Craw, 1991). 67
Figure 20 : Schéma représentant la cristallisation du quartz sur les épontes d'une fracture pendant son ouverture. Lorsque la fracture s'ouvre, la pression lithostatique diminue, ceci a pour effet de diminuer la solubilité du quartz au sein de la fracture, causant ainsi la sursaturation du fluide en SiO_2 et la précipitation du quartz (Sharp, 2005)..... 69
Figure 21 : Photo d'une veine de quartz (BEL1) échantillonnée dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales, France) illustrant le schéma de la Figure 20. Les cristaux de quartz se sont développement sur les parois de la fracture, parallèlement à sa direction d'ouverture. ... 70

Figure 22 : Schémas représentant la relation entre la direction des contraintes (σ) et la direction d'ouverture des fractures de type 1 dans lesquelles précipitent le quartz (Bergemann et al., 2017; Bons et al., 2012)..... 71
Figure 23 : Photo illustrant une fente verticale de quartz (BEL1) recoupant une fente horizontale (BEL2) dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales, France). 72
Figure 24 : Fentes de quartz horizontales dans le massif du Mont-Blanc (Alpes occidentales, France)..... 72
Figure 25 : Schémas et photos illustrant le développement des fentes de tensions en échelons de type I dans les zones de cisaillements (Bons et al., 2012)..... 73
Figure 26 : Schémas et photos illustrant le développement des fentes de tensions en échelons de type II dans les zones de cisaillements (Bons et al., 2012). 73
Figure 27 : Veines de quartz syn-cinématiques (GK26) boudinées dans la foliation des paragneiss proche du MCT (Himalaya, Népal)..... 74
Figure 28 : Veines de quartz (+ calcite) cisaillées et boudinées dans la foliation des marbres dans le décollement basal helvétique (versant est du Mont-Blanc, France). 75
Figure 29 : Résultats des tests expérimentaux menées sur de la cire foliée visant reproduire la formation de veines syn-cinématiques dans les migmatiques pendant la déformation. Le raccourcissement ouvre des fentes de dilatation dans la foliation qui sont ensuite déformées par la progression de la déformation (Barraud, 2001). 76
Figure 30 : Veine de quartz syn-cinématique à la terminaison d'un boudin de foliation ("boudin neck") dans des orthogneiss (Massif du Cine, Turquie) (Arslan et al., 2008). 77
Figure 31 : Schéma illustrant le boudinage de la foliation et la formation de veines syn-cinématiques au niveau des "boudin neck". A gauche, boudinage symétrique associé à du cisaillement pur. A droite, boudinage asymétrique associé à du cisaillement simple (Lacassin, 1988)..... 77
Figure 32 : Photo d'un ruban de quartz parallèle à la foliation du paragneiss encaissant (Versant est des Aiguilles Rouges, France). 78
Figure 33 : Photos de rubans de quartz dans des paragneiss à l'ouest de la klippe de Katmandu (Himalaya, Népal). 78
Figure 34 : Photo d'une ultra-mylonite de quartz (Ultramylonite (gigamacro.com)). 79
Figure 35 : Schémas et photos illustrant les microstructures de la recristallisation du quartz en rotation de sous-grains (Sub-Grain Rotation, SGR) caractéristiques dans les rubans de quartz (Stipp et al., 2002).. 79

Figure 36 : Haut : schémas et photos illustrant les microstructures caractéristiques de la recristallisation du quartz en bulging le long des bordures de grains et des micro fractures (Stipp et al., 2002). Bas : schémas et photos illustrant les microstructures caractéristiques de la recristallisation du quartz GBM avec une texture amiboïdale typique (Stipp et al., 2002). 81
Figure 37 : Photographies d'IFs, A et B : dans de l'halite et C : dans du quartz (Rigaudier, 2010)..... 82
Figure 38 : Schémas représentant différents types d'IFs dans différents minéraux. L'illustration 111 représente les IFs typiques du quartz (Sorby, 1858). 83
Figure 39 : Photo d'un cristal de quartz géodique pluri-centimétrique contenant une inclusion d'hydrocarbure biphasée (www.gems-plus.com)..... 84
Figure 40 : Photos d'IFs biphasées dans du quartz (http://georessources.univ-lorraine.fr/). ... 84
Figure 41 : Photo d'IFs biphasées (A, B) et polyphasées (C, D) (V : vapeur, L : liquide et solide (CS : cube de sel et M : minéral) (Dubois, 1992). 85
Figure 42 : Schéma représentant les différents stades de croissance et de fracturation du quartz. Les générations d'IFs associées à chacun de ces stades sont également montrées. 86
Figure 43 : Photo de différentes générations d'IFs dans le quartz d'une veine syn-cinématique échantillonnée dans la haute chaîne himalayenne (Népal). Les IFs de type 1 sont primaires et les IFs de type 2, 3, et 4 se disposent en trainées et correspondent à des pseudo-secondaires (Boullier et al., 1991). 87
Figure 44 : Schémas représentant les critères de reconnaissances des IFs primaires (a) et les différents mécanismes permettant leur formation au sein d'un cristal (b) (Van den Kerkhof and Hein, 2001). 87
Figure 45 : Schémas représentant les différents types de trainées d'IFs au sein des minéraux. Les trainées transgranulaires (recoupant les joints de grains) correspondent aux IFs secondaires alors que les trainées intragranulaires (ne recoupant pas les joints de grains) correspondent aux IFs pseudo-secondaires (Van den Kerkhof and Hein, 2001). 88
Figure 46 : Installation micro-thermométrique du laboratoire de Géologie de Lyon (Géode). Platine chauffante/réfrigérante Linkam Inc. THM 600 couplée à un microscope optique (Nicolas, 2018). 89
Figure 47 : Diagramme illustrant le type de spectres Raman obtenus sur les IFs dans du quartz (Nicolas, 2018). Les premiers pics à basses fréquences correspondent au spectre du quartz (e.g. Frezzotti et al., 2012; Palmeri et al., 2009) alors que le bombement observé aux hautes fréquences correspond aux vibrations des liaisons OH de l'eau liquide (e.g. Frezzotti et al., 2012; Walrafen, 1967, 1964) contenue dans les IFs. 90

Figure 48 : Schéma de ligne d'extraction sous vide pour la méthode classique d'extraction et d'analyse du δD et du $\delta^{18}O$ des IFs (Rigaudier, 2010)..... 93
Figure 49 : Photo d'un ruban de quartz échantillonné dans une zone de cisaillement au sud-est du plateau tibétain. 96
Figure 50 : Photo d'une veine syn-cinématique (GK14b) boudinée dans la foliation des marbres encaissant échantillonnée dans le détachement sud-tibétain en Himalaya (Népal). .. 96
Figure 51 : Photo d'une veine syn-cinématique (ARE120) boudinée dans la schistosité des schistes encaissant échantillonnée dans la zone de cisaillement du Mont-Blanc (France). 97
Figure 52: Photo d'une fente (GK05) plaquée sur un plan de faille vertical. 97
Figure 53 : Photo d'une fente subhorizontale recoupant la foliation des gneiss migmatitiques (Mont-Blanc, France). 98
Figure 54 : Photo d'une fente de quartz horizontale recoupant la schistosité des schistes noirs du Carbonifère dans le massif des Aiguilles Rouges (France)..... 98
Figure 55 : Schéma et photo illustrant le lien entre l'âge du fonctionnement d'une zone de cisaillement et l'âge des veines de quartz syn-cinématiques. Modifié d'après (Bons et al., 2012)..... 99
Figure 56 : Schéma illustrant les différents minéraux au sein d'une fente (quartz, adulaire, chlorite, calcite) et leur gamme de température de formation (Rossi and Rolland, 2014)..... 100
Figure 57 : Photo de muscovites centimétriques dans une fente de quartz (GK16a) échantillonnée dans le détachement sud-tibétain en Himalaya (Népal). 101
Figure 58 : Photo de feldspaths adulaires pluri-millimétriques dans une fente de quartz (9MB11) échantillonnée dans le massif du Mont-Blanc (France). 101
Figure 59 : Photos de monazites millimétriques dans les fentes de quartz échantillonnées dans le massif de Belledonne (France) (Grand'Homme et al., 2016b). 102
Figure 60 : Photo prise en électrons rétrodiffusés d'une monazite datée en in-situ par la méthode U-Th-Pb. Les ronds noirs correspondent aux zones du grain érodées par le laser (Grand'Homme et al., 2016b). 102
Figure 61 : schéma montrant les étagements de la végétation en fonction de l'altitude dans les Alpes (https://fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89tagement_altitudinal). 131
Figure 62 : Fossile de feuille utilisée pour le protocole CLAMP Fossile De Feuille - Recherche Images (bing.com)..... 132
Figure 63 : Pollens de plusieurs plantes (tournesol, onagre et ricin commun) vu au microscope électronique à balayage (https://fr.wikipedia.org/). 133

Figure 64 : Lien entre la teneur en La/Yb et Gd/Yb des roches magmatiques, la teneur en SiO_2 et l'épaisseur de la croûte (Farner and Lee, 2017). UCC = upper continental crust, MCC = middle continental crust, LCC = lower continental crust..... 135
Figure 65 : Relation entre le Sr/Y et le La/Yb des roches magmatiques, avec la profondeur du manteau, l'altitude, la densité de la croûte (pc) et du manteau (pm) dans les zones de subduction (à gauche) et de collision (à droite) (Hu et al., 2020). 135
Figure 66 : Photo d'un échantillon de basalte vésiculaire (Sahagian et al., 2002a). 136
Figure 67 : Relation entre la teneur en 26Al, 10Be et 21Ne des roches avec le taux d'érosion et l'altitude (Blard et al., 2019). 139
Figure 68 : A gauche les photos d'affleurements et d'échantillons de paléosols dans lesquels sont prélevés les carottes sédimentaires. A droite l'analyse du $\delta^{18}O$ des paléosols en fonction de la position dans la carotte (Krsnik et al., 2021). 140
Figure 69 : Carottes sédimentaires contenant les dépôts de laves volcaniques sur lesquels sont mesurés les δD (Mulch et al., 2008). 142
Figure 70 : Exemple de granite mylonitique duquel proviennent les muscovites syn-cinématiques analysées (Dusséaux et al., 2022). 143
Figure 71 : Vues aux microscopes des muscovites syn-tectoniques (Dusséaux et al., 2022). 143
Figure 72 : (A) Schéma montrant l'utilisation d'un $\delta^{18}O$ de référence pour les paléo-précipitations à basse altitude (ici le $\delta^{18}O_{(PO4)}$ des dents de requin dans un bassin d'avant-pays) et du δD mesuré sur les muscovites syn-tectoniques pour reconstituer les paléo-élévations. (B) Utilisation de la composition isotopique calculée ($\delta 18O_{(calculée)}$ et $\delta D_{(calculée)}$) des paléo-précipitations pour calculer une paléo-altitude (Dusséaux et al., 2021). 145
Figure 73 : Grains de quartz tamisés une première fois (0,5 à 10 mm). Cette couleur blanche opaque des grains indique généralement qu'ils contiennent une quantité relativement importante d'IFs. 147
Figure 74 : Photo de la ligne d'extraction en cours d'utilisation. 148
Figure 75 : Schéma de la ligne d'extraction (Nicolas, 2018). 149
Figure 76 : Photo du porte-échantillon en téflon contenant l'eau condensée à la fin du protocole d'extraction. 149
Figure 77 : Photo de l'analyseur isotopique IWA-45EP. L'eau est injectée dans le septum située sur la partie droite de l'analyseur sur la photo (flèche bleue). 150
Figure 78 : Schéma du principe de fonctionnement de la méthode OA-ICOS. 151
Figure 79 : Localisation des échantillons et schémas structuraux des massifs du Chenaillet (à gauche) et du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (à droite) (Gardien et al., soumis). 156

Figure 80 : (D) photo des fentes horizontales dans le massif du Mont-Blanc, (E) quartz provenant d'une fente géodique (ou "four"), (F) fente de quartz complètement scellée dans son encaissant gneissique, (I) texture du quartz en lame mince, (L) IFs primaires dans le quartz des fentes (Gardien et al., soumis). 158
Figure 81 : A gauche, les spectres d'âge et les pseudo-plateaux obtenus sur les deux échantillons d'adulaires hydrothermaux. A droite, les isochrones inverses tracées pour les étapes constituant les pseudo-plateaux (cercles noir pleins), les cercles vides correspondent aux étapes non sélectionnées (Gardien et al., soumis). 162
Figure 82 : Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs le δD des IFs dans les fentes de quartz et les eaux libres provenant du Mont-Blanc et du Chenaillet mesurés avec la méthode classique et la nouvelle méthode (Gardien et al., soumis). 166
Figure 83 : Localisations et âges des fentes de quartz datées dans les Alpes. Il apparait que les fentes de quartz dans les zones internes, à l'est du front pennique (tracé en rouge) se sont formées antérieurement (avant 23 Ma) aux fentes dans les zones externes (Ricchi et al., 2020). 168
Figure 84: (a) Carte structurale des Alpes occidentales. (b) Coupe géologique des Alpes (Leloup et al., 2005). 204
Figure 85: Evolution structurale des Alpes externes entre 50Ma et aujourd'hui (Leloup et al., 2005)..... 207
Figure 86: Schéma structurale des MCE (Mercier et al., 2023). 208
Figure 87: Bloc 3D représentant le massif du MB, des AR et les différentes structures tectoniques alpines (Melis et al., en préparation) (Figure 95, coupe A). 211
Figure 88: Coupe géologique du massif de Belledonne présentant sa structuration et les structures tectoniques majeures (Marquer et al., 2006). 213
Figure 89: Les différents modèles tectoniques proposés pour le massif du MB et des AR. (a) Expulsion de la couverture Mésozoïque et exhumation du MB par plissement du socle (Bellahsen et al., 2014; Epard, 1986; Escher et al., 1988). (b) Décollement de la couverture dans un premier temps par le HBD et exhumation du MB par le biais de la MBsz (Egli and Mancktelow, 2013; Leloup et al., 2005). 215
Figure 90 : Trajets d'exhumation température-temps pour le massif du MB, des AR et de Belledonne mis en perspectives avec les trajets des autres MCE (Girault, 2020). 216
Figure 91: Gauche : Carte montrant la direction principale des masses d'airs dans les Alpes. Droite : Composition isotopique de l'oxygène des précipitations au travers des Alpes (Blisniuk and Stern, 2005). 217

Figure 92: Carte tectonique simplifiée des Alpes et répartition spatiale des différents types d'IFs dans les fentes de quartz (Gnos et al., 2021). 219
Figure 93: Répartition des différentes générations de fentes de quartz dans les Alpes selon l'âge de leur formation (Gnos et al., 2021). 219
Figure 94: Répartition des différentes générations de fentes de quartz selon leurs caractéristiques structurales (Gnos et al., 2021). 220
Figure 95: Schéma structurale des MCE (modifié d'après Mercier et al., 2023). 223
Figure 96: Localisation des échantillons dans les massifs du MB, des AR et de Belledonne. 224
Figure 97: Vue zoomée sur la localisation des échantillons dans le massif du MB et des AR. 224
Figure 98: Vue zoomée de la localisation des échantillons dans le massif de Belledonne. 225
Figure 99 : Fente de quartz subhorizontale (BEL6) encaissée dans la mylonite hercynienne du massif de Belledonne. 226
Figure 100: Fente de quartz verticale (BEL1) recoupant une fente de quartz horizontale (BEL2) au sein de la mylonite hercynienne du massif de Belledonne. 226
Figure 101 : Fente de quartz verticale ARE272 échantillonnée dans la couverture mésozoïque sur la bordure est du massif du MB. Cette photo illustre le lien entre la fracturation et les fentes verticales 227
Figure 102: Veine de quartz syn-cinématique (ARE120) associée au fonctionnement de la MBsz dans la couverture mésozoïque à l'ouest du massif du MB. 228
Figure 103: Veine de quartz syn-cinématique (ARE270) échantillonnée dans la couverture mésozoïque déformée par le HBD à l'est du massif du MB. 228
Figure 104: Veine de quartz syn-cinématique (ARE262) associée à des phyllonites dans les zones de cisaillements du rétrochevauchement du MB (bordure est). 229
Figure 105: Vue en lame mince de l'échantillon 9MB52, la texture du quartz présente un degré de recristallisation important, en rotation de sous grain (SGR). 230
Figure 106: Diagramme présentant le δ18O vs le δD mesurés sur les IFs des fentes de quartz des différents massifs étudiés. La composition des différents réservoirs est représentée (Hoefs, 2018). Les valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées sur le quartz des fentes horizontales du MB (Rossi and Rolland, 2014) sont également représentées. 232
Figure 107 : Diagrammes présentant le $\delta^{18}O$ δD des IFs en fonction de l'altitude d'échantillonnage pour chaque type de veine de quartz. 233

Figure 108: Profil topographique au travers du massif du MB sur lequel sont placés les sites d'échantillonnage des veines et le $\delta^{18}O$ des IFs (Figure 95, coupe A). 233
Figure 109: : Profil topographique au travers du massif du MB sur lequel sont placés les sites d'échantillonnage des veines et le δD des IFs (Figure 95, coupe A). 233
Figure 110 : Diagramme présentant le d18O vs le dD des IFs selon le type de veine de quartz. 234
Figure 111 : Evolution du $\delta^{18}O$ des précipitations dans les Alpes occidentales pendant le Miocène (Campani et al., 2012; Krsnik et al., 2021; Tütken et al., 2013, 2006) comparée à la variation du climat global (Zachos et al., 2001), les profils d'exhumation des MCE (Girault et al., 2022) et la durée de fonctionnement des failles principales (Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023; Rolland et al., 2008; Simon-Labric et al., 2009). 239
Figure 112 : Diagramme présentant le $\Delta\delta^{18}O$ moyen (différence entre le $\delta^{18}O$ moyen des IFs et le $\delta^{18}O$ de référence de -5,8‰ (Krsnik et al., 2021)) vs le Δh calculé pour chaque massif par le modèle de (Rowley et al., 2001) pour le Miocène moyen. L'estimation correspond à une paléoaltitude moyenne pour le massif du MB et des AR et une paléoaltitude maximale pour le massif de Belledonne. 240
Figure 113. Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs le δD des échantillons sélectionnés présentant une signature météorique. La composition des eaux modernes et des eaux thermales du massif du MB sont également représentées. La composition des paléo-précipitations dans les zones internes des Alpes au Miocène sont également montrées avec la composition des IFs des fentes de quartz du Chenaillet (Gardien et al., soumis) et la composition calculée à partir du δD des minéraux hydroxylés (Campani et al., 2012). 242
Figure 114. Evolution du taux d'exhumation dans les Alpes à partir de la compilation de 2500 âges thermochronométriques et résolution temporelle des estimations (Fox et al., 2015). ... 244
Figure 115 : La ligne noire en pointillée représente le profil topographique actuelle de la vallée du Rhône au nord-est des Aiguilles Rouges, la ligne rouge représente le profil topographique calculé pour la période pré-glaciaire (il y a environ 0,8-1Ma) (Valla et al., 2011)..... 245
Figure 116 : Bloc 3D schématisant les Alpes externes à la fin du Miocène. Les massifs cristallins du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges sont encore enfouis sous la couverture mésozoïque qui ne dépasse pas les 1000m d'altitude (type relief jurassien). Un évènement hydrothermal impliquant des fluides météoriques est responsable de la formation des fentes de quartz verticale entre 9 et 7 Ma. 246

Figure 117 : Bloc 3D schématisant le massif du MB et des AR aujourd'hui et la relation entre le δ18O des précipitations modernes et la topographie. 248
Figure 118 : Schéma structural et coupe géologique de l'Himalaya du Népal (Leloup et al., 2015). 301
Figure 119 : Schéma du modèle de prisme orogénique (Webb et al., 2011). 307
Figure 120 : Modèle conceptuel simplifié de l'évolution tectonique et morphologique de l'Himalaya de l'Oligocène au Miocène entre 85°E et 87°E (Leloup et al., 2015). 308
Figure 121 : Schéma du modèle de fluage chenalisé de la croûte indienne (Webb et al., 2011). 309
Figure 122 : Schéma du modèle d'extrusion du prisme tectonique (Webb et al., 2011). 309
Figure 123 : Evolution de l'altitude de l'arc transhimalayen (courbe bleu) et du sud du plateau tibétain (courbe bleu) depuis le Crétacé reconstituée avec différentes méthodes de paléoaltimétrie (ronds et carrés : isotopes stables, triangles : paléo-flore) (Deng and Ding, 2015). 311
Figure 124 : Evolution morphologique de l'orogène Himalaya-Tibet depuis l'Oligocène basée sur des reconstitutions paléo-environnementales (fossiles de mammifères) (Deng and Ding, 2015). 312
Figure 125 : Orogène Himalaya-Tibet il y a 26-21 Ma (Kapp and DeCelles, 2019). 313
Figure 126 : Evolution de l'altitude depuis 60 Ma de la chaîne himalayenne (courbe orange) et du plateau tibétain (courbe bleu) (Ding et al., 2017). 313
Figure 127 : En haut, profil topographique de la chaine himalayenne le long de la rivière de Kali Gandaki, les unités lithologiques et les contacts tectoniques majeurs sont également représentés. Le $\delta^{18}O$ des tributaires échantillonnés le long du profil est également présenté. En bas, le taux annuel moyen des précipitations le long du profil (Garzione et al., 2000b). . 315
Figure 128 : En bas, veine de quartz syn-cinématique échantillonnée dans le MCT. En haut, schéma du quartz en lame mince, les différents types d'IFs son représentées par des pointillés et des lignes (Type 1 : H2O+CO2 ; Type 2 et 3 : H2O biphasiques ; Type 4 : monophasiques) (Sauniac and Touret, 1983) 317
Figure 129 : Schémas des différents types d'IFs présentées dans la Figure 128. Le volume et la composition des différentes phases et des différents constituants (H2O + CO2) sont représentés (Sauniac and Touret, 1983). 317
Figure 130 : Schéma représentant les différents types d'IFs présentées dans la Figure 128 et Figure 129. Leur température d'homogénéisation est également représentée (Sauniac and Touret, 1983). 318

Figure 131 : Sites d'échantillonnage des veines de quartz dans la vallée de la Kali-Gandaki (échantillons GK) et autours du Manaslu à l'est (Echantillons U, DK, XP et 74-191). 319
Figure 132 : Localisation de la chaîne himalayenne, schéma structural de l'Himalaya du Népal et coupe géologique de la chaîne au travers de la Kali Gandaki (Melis et al., soumis). 320
Figure 133 : Photos illustrant les différentes générations de veines de quartz échantillonnées le long de la Kali Gandaki. (A) à (C) sont des veines syn-cinématiques prises dans la schistosité ou la foliation des roches encaissantes, (D) et (E) sont des veines syn-cinématiques associées au plissement des roches encaissantes, (F) est une fente verticale tardives associées à la fracturation ou à des plans de failles (Melis et al., soumis). 321
Figure 134 : Photos correspondant à une vue en lame mince de la texture du quartz des échantillons DK113 (K) et U439 (L) (Melis et al., soumis). 322
Figure 135 : Les photos (M) à (P) illustrent les IFs du quartz des échantillons XP183, U16 et DK113, respectivement. (N) illustre les trainées d'IFs pseudo-secondaires qui ne recoupent pas les joints de grain du quartz, (P) est une vue zoomée de ces IFs. En bas à droite de (M) on voit les fines trainées d'IFs secondaires recouper les joints de grains. (O) montre les IFs primaires au cœur d'un grain de quartz (Melis et al., soumis). 323
Figure 136 : Diagramme présentant le δ18O et le δD des IFs provenant des différentes générations de veines de quartz de la Kali Gandaki et du Manaslu en fonction de l'unité lithologique encaissante (Melis et al., soumis). 325
Figure 137 : Diagramme présentant le δ18O vs le δD des IFs en fonction de la génération des veines de quartz. 326
Figure 138 : Diagrammes présentant la relation entre le δD, le $\delta^{18}O$ des IFs et l'altitude d'échantillonnage en fonction de la génération des veines de quartz. 326
Figure 139 : Relation entre la composition isotopique des IFs et de l'eau météorique moderne (rivières (Garzione et al., 2000b), eaux thermales (Evans et al., 2008; Grabczak and Kotarba, 1985; Ranjit, 1994) et la topographie le long de la Kali Gandaki. 327
Figure 140 : Schéma conceptuel représentant la circulation des fluides météoriques au travers l'unité du GHC pendant le Miocène (Melis et al., soumis). 330
Figure 141 : Modélisation des isothermes au niveau du MCT entre 25 et 18 Ma d'après (Catlos et al., 2018). 331
Figure 142 : Profil topographique SWATH traversant la chaîne himalayenne en passant par la klippe de Jajarkot. 362

Figure 143 : Sites d'échantillonnage des veines de quartz dans la klippe de Jajarkot (JL). Les localisations des échantillons au centre de l'étude présentée dans la partie 1 sont également montrées (GK). 363
Figure 144 : En haut, carte géologique simplifiée de l'Himalaya du Népal et des différentes klippes. En bas, coupe géologique de l'Himalaya et de la klippe de Jajarkot (Soucy La Roche, 2018). 363
Figure 145 : Photo d'une veine de quartz syn-cinématique (JL106) boudinée dans la foliation portée par les micaschistes encaissant. Le quartz est associé à des muscovites pluri-millimétriques dans le cœur de la veine. Fo : foliation. 365
Figure 146 : Microstructures des grains de quartz et muscovites de l'échantillon JL106 , observation en lumière polarisée-analysée. 365
Figure 147 : Photos illustrant les IFs pseudo-secondaires dans le quartz de JL106, on remarque que les trainées d'IFs ne traversent pas les joints de grains. 366
Figure 148 : Spectre d'âge Ar-Ar obtenu sur les muscovites de JL106. 367
Figure 149 : Diagramme présentant le □^{18}O vs □D des IFs dans le quartz des veines de Jajarkot. 368
Figure 150 : Diagramme présentant l'écart de $\delta^{18}O$ entre les IFs et la valeur de référence à basse élévation (plaine du Gange) vs le différentiel de relief calculé (Δh) en suivant le modèle de (Rowley et al., 2001). La courbe rouge que nous utilisons pour la reconstitution paléoaltimétrique est calculée sur la base de paramètres climatiques correspondant à l'Oligocène (climat plus chaud qu'aujourd'hui) et la courbe noire correspond au climat moderne (voir chapitre I.B.3.2). 371
Figure 151 : Coupe schématique de l'orogène Himalaya-Tibet à la fin de l'Oligocène (Modifié d'après Kapp and Decelles 2019 ; Leloup et al., 2015). La position des veines de quartz syn-cinématiques au moment de leur formation ainsi que le trajet des fluides météoriques dans la croûte indienne sont représentés. La topographie hypothétique de l'Himalaya au Nord de la future klippe de Jajarkot à la fin de l'Oligocène est représentée en pointillé (Scénario 1 et 2). GCT : Great Counter Thrust ; GT (Gangdese Thrust). 373
Figure 152 : Schémas représentant l'évolution de la topographie de l'ouest Himalaya (cadre rouge) située à environ 200 km à l'ouest de notre zone d'étude (cadre noir). Ces schémas conceptuels illustrent l'évolution de la topographie et de la morphologie de la chaîne en fonction du retrait progressif et du détachement de la plaque indienne d'après (Webb et al., 2017). La courbe bleue (δz) représente l'effet modélisé de l'enroulement puis du détachement

de la litosphère indienne sur la topographie (topographie dynamique) (Husson et al., 2014). 374
Figure 153 : Schéma représentant la structure cristalline de muscovite et de la chlorite. La position des groupements OH est représentée (http://www2.tulane.edu/~sanelson/eens211/phyllosilicates.htm). 421
Figure 154 : Schéma de la ligne d'extraction utilisée par (Vennemann and O'Neil, 1993)... 424
Figure 155 : Schéma de la ligne d'extraction utilisée pour les IFs (Tamaya, 2021). Ici l'échantillon en poudre est recouvert part des grains de quartz préalablement dégazés à 1000°C pendant 24h et par de la laine de quartz préalablement dégazée également. Ceci afin d'empêcher la poudre de minéraux d'être pompée dans la ligne. 425
Figure 156 : Photo de la mylonite riche en muscovite PIR16. 426
Figure 157 : Photo illustrant la texture du quartz et des muscovites dans la mylonite QUIB03 (Dusséaux et al., 2019). 426
Figure 158 : Photo des échantillons ARE261 (phyllonite) et ARE262 (veine de quartz syn-cinématique) dans une zone de cisaillement alpine (Versant Est du massif du Mont-Blanc). 427
Figure 159 : Photo d'un four (géode) contenant du quartz recouvert par une fine pellicule de chlorite (Rameau interne du massif de Belledonne). 428
Figure 160 : A gauche, photo d'une fente verticale à chlorite (BEL12) échantillonnée sur le même affleurement que la fente de quartz subhorizontale BEL11 (rameau interne du massif de Belledonne). A droite, zoom sur la fracture verticale remplie par de la chlorite (BEL12) (Rameau interne du massif de Belledonne). 428
Figure 161 : δD de l'eau des phyllosilicates. 430
Figure 162 : $\delta^{18}O$ de l'eau des phyllosilicates. 430
Figure 163 : Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs le δD de l'eau provenant des phyllosilicates. Les échantillons hercyniens sont représentés en rouge et les échantillons alpins en vert. 431
Figure 164 : Photo d'une fente subhorizontale de quartz et muscovite dans le STD (Nord de la vallée de la Kali Gandaki au Népal). 437
Figure 165 : Photo d'une fente subhorizontale uniquement constituée de muscovites (STD, Nord de la vallée de la Kali Gandaki au Népal). 438
Figure 166 : Schéma du montage permettant l'extraction (compartiment à gauche) et l'analyse isotopique (à droite) en continu des différentes générations d'IFs (Lamure, 2021). 439

Liste des tableaux

Table 1 : Calcul d'altitude pour les basaltes d'Hawaï, les marges d'erreur sont de ± 400m (Sahagian et al., 2002a). 137
Table 2 : Résultats des mesures effectuées sur des échantillons d'eau dont la composition isotopique était préalablement connue (Nicolas, 2018). 153
Table 3 : Résultats des mesures effectuées sur des échantillons d'eau dont la composition isotopique a été mesurée avant et après passage dans la ligne. 154
Table 4 : Résultats des études microthermométriques réalisées sur les IFs de 4 fentes horizontales du massif du Mont-Blanc 160
Table 5 : Conditions de pression et températures du piégeage des IFs calculées à partir des valeurs de T_h présentées dans la Table 4. 161
Table 6 : Composition isotopique des eaux libres échantillonnées dans les massifs du Mont-Blanc et du Chenaillet. 163
Table 7 : Composition isotopique des IFs des fentes de quartz mesurées avec la méthode conventionnelle et la nouvelle méthode (Gardien et al., soumis). 165
Table 8: Description des veines de quartz et composition isotopique des IFs. 231
Table 9 : Composition isotopique des IFs des veines de quartz de la Kali Gandaki et du Manaslu. Les échantillons sont présentés du Nord au Sud le long de chaque transect (Melis et al., soumis). (Bt : Biotite ; Ky : Kyanite ; Grt : Grenat ; Ms : Muscovite ; Q : Quartz, Tu : Tourmaline). 324
Table 10 : Composition isotopique des IFs des veines de quartz de la klippe de Jajarkot (Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Q : Quartz, Tu : Tourmaline). 368
Table 11 : Composition isotopique de l'eau provenant des phyllosilicates. 429
Table 12 : Valeurs des δD mesurées sur les mêmes échantillons avec la nouvelle méthode et la méthode classique. Les $\delta D_{(calculé)}$ ont été calculés avec les δD mesurés avec la méthode classique (Dusséaux et al., 2019).. 432
Table 13 : Résultats comparatifs de la composition isotopique de l'eau provenant des phyllosilicates et de l'eau des IFs dans les veines de quartz échantillonnées sur les mêmes affleurements. 433

INTRODUCTION GENERALE

La morphologie terrestre résulte d'interactions entre processus internes (géodynamique, isostasie, tectonique, magmatisme…) et externes (sédimentation, altération, érosion…) couplé à la nature des roches (Burbank and Anderson, 2009; Mulch, 2016; Ruddiman et al., 1997). Les reliefs actuels peuvent ainsi être utilisés comme marqueurs de ces processus. On peut citer en exemple les vallées glaciaires abandonnées ou les structures en graben et horst associés aux failles normales. La reconstitution de l'évolution topographique permet donc de remonter aux facteurs actifs pendant sa mise en place et donc potentiellement de remonter aux évolutions tectoniques et climatiques d'une région. En particulier, lors des processus orogéniques, les modèles de déformation crustale, sont couplés à des évolutions topographiques distinctes. Ils peuvent induire par exemple i) une surrection localisée et très ponctuelle dans le temps liée à des événements magmatiques ou à la géodynamique du manteau (rupture de plaque lithosphérique (Fox et al., 2015; Houseman et al., 1981; Turner et al., 1996) ,délamination mantellique (Kohn and Parkinson, 2002; Mahéo et al., 2009, 2002)) ou ii) une propagation spatiale et temporelle de la surrection continue depuis le front de collision vers les zones externes d'un orogène (Dielforder et al., 2020; Tapponnier et al., 2001; Willett et al., 2001). La reconstitution des altitudes passées ou paléoaltimétrie permet donc d'étudier comment l'interaction entre des processus externes et internes sculpte les reliefs et façonne la surface de la Terre.

Les premières études paléoaltimétriques étaient surtout qualitatives, basées sur la présence de marqueurs d'épaississement crustal (chevauchements, métamorphisme) ou sédimentologiques (sédiments marins, glaciaires). Les premières approches qualitatives ont été basées sur les données paléobotaniques et particulièrement l'étude des pollens (Axelrod, 1968, 1965). Les années 2000 ont vu le développement de nouvelles techniques basées sur la corrélation entre la composition isotopique ($\delta^{18}O$ et/ou δD) des précipitations et l'altitude (Chamberlain and Poage, 2000; Rowley et al., 2001). Elles se basent sur le fait que la composition isotopiques de certaines archives géologiques (carbonates, dents fossilisées, minéraux hydroxylés) soit à l'équilibre avec celle des eaux météoriques à partir desquelles elles se sont formées (Chamberlain and Poage, 2000; Mulch et al., 2004; Rowley et al., 2001; Rowley and Garzione, 2007). L'étude du $\delta^{18}O$ et/ou δD de ces roches ou minéraux permet ainsi de reconstituer la composition isotopique des paléoprécipitations au moment de leur précipitation/cristallisation dans les chaînes de montagnes ou les plateaux orogéniques comme

le Tibet et l'Altiplano (Campani et al., 2012; Dusséaux et al., 2021; Gébelin et al., 2013; Krsnik et al., 2021; Mulch et al., 2004; Rowley and Currie, 2006). Cependant ces approches restent indirectes, et impose une estimation de la température de formation des roches et minéraux qui contrôle le fractionnement isotopique avec le fluide à l'équilibre. D'autre part, la méthode basée sur les carbonates ne permet d'accéder qu'au $\delta^{18}O$ des paléoprécipitations alors que les minéraux hydroxylés ne permettent d'accéder qu'à leur δD. Ces estimations paléoaltimétriques incomplètes puisque reposant sur un seul des éléments de l'eau (O ou H), ne permettent pas toujours d'identifier l'origine météorique de l'eau ni de déceler les effets des processus post-précipitations comme l'évaporation, le mélange entre différents types de fluides ou les interactions fluides-roches.

La composition isotopique des inclusions fluides (O et/ou H), de petites quantités de fluides piégées au sein des minéraux pendant leur croissance ou postérieurement, peut dans certains cas donner directement accès à la composition des paléo-précipitations. Cela a été montré pour des minéraux dont la croissance s'est faite en surface comme l'halite et la calcite (Fourel et al., 2020; Graaf et al., 2020; Lécuyer et al., 2020; Rigaudier et al., 2012) et en profondeur comme le quartz (Menzies et al., 2014; Quilichini et al., 2016; Sharp, 2005). Dans ce manuscrit de thèse nous présentons un protocole expérimental permettant pour la première fois de mesurer simultanément le $\delta^{18}O$ et le δD des inclusions fluides dans du quartz. Cette approche permet un accès direct à la composition isotopique des paléoprécipitations qui sera appliqué à la reconstitution de la paléoaltitude des Alpes et de l'Himalaya au Miocène.

Ce manuscrit sera organisé en cinq chapitres. Les chapitres 2, 3 et 4 intègrent des articles en anglais publiés, soumis ou en préparation. La partie de ces chapitres rédigée en français vise à introduire la zone d'étude, présenter les résultats, les principales interprétations et une discussion simplifiée par rapport à la discussion contenue dans les articles.

Le premier chapitre est introductif et découpé en quatre parties, il présente une synthèse bibliographique sur la signature isotopique de l'eau dans la croûte terrestre et la circulation hydrothermale. La première partie introduit les différents réservoirs d'eau sur Terre, en surface et en profondeur ainsi que leur signature isotopique. Les parties deux et trois portent sur les mécanismes de la circulation hydrothermale et les minéraux hydrothermaux. Enfin, la partie quatre présente les méthodes actuellement utilisées pour tracer la circulation de l'eau dans la croûte continentale.

Le deuxième chapitre est divisé en trois parties, il présente l'apport de l'étude de la composition de l'eau dans les inclusions fluides pour la paléoaltimétrie. La première partie présente une synthèse bibliographique sur les principales méthodes de paléoaltimétrie actuellement utilisées. La partie deux décrit le principe et le protocole expérimental de la nouvelle méthode de paléoaltimétrie basée sur la composition isotopique de l'eau des inclusions fluides dans le quartz. La partie trois présente l'application de cette méthode dans les Alpes européennes (Massif du Mont-Blanc et Chenaillet). Cette partie est associée à un article soumis à *Geochemical Perspectives Letters.*

Le troisième chapitre présente l'application de cette méthode au contexte alpin plus général en proposant une reconstitution de l'évolution du relief des massifs cristallins externes dans les Alpes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et une comparaison avec les zones internes (Chenaillet, Simplon) durant le Miocène. Cette étude complète la partie trois du chapitre deux en intégrant un plus grand nombre d'échantillons et aborde la discussion autour des mécanismes de formation du relief dans les orogénes. Cette partie est associée à un article à soumettre à la revue *Earth and Planetary Science Letters*.

Le quatrième chapitre présente l'application de la méthode au contexte himalayen. Les deux parties de ce chapitre sont précédées par une introduction sur la géologie de l'Himalaya et une présentation des différents modèles d'évolution morphologie et tectonique de la chaîne. La première partie présente une reconstitution de la paléo-circulation des eaux météoriques dans la croûte moyenne himalayenne au Miocène basée sur la composition isotopique des inclusions fluides dans les veines de quartz, comparée à la composition moderne. Cette partie est associée à un article soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters*. La deuxième partie se concentre sur l'utilisation de la composition isotopique des inclusions fluides pour reconstituer l'évolution des paléoreliefs himalayens depuis la fin de l'Oligocène et pour en discuter les implications géodynamiques. Cette partie est associée à un article en préparation pour la revue *Geology*.

Le cinquième chapitre commence par une conclusion générale puis présente en deux parties les principales perspectives qui s'ouvrent à l'issu de ce travail de thèse. La première partie résume le travail expérimental qui a été réalisé autour de la composition isotopique de l'eau de constitution des minéraux hydroxylés (muscovite, chlorite). Elle expose également le potentiel de cette méthode pour la paléoaltimétrie ainsi que sa complémentarité par rapport à la méthode des inclusions fluides du quartz. La partie deux présente plus généralement les

différentes perspectives possibles à l'issue de ce travail de thèse dans le domaine de la paléoaltimétrie et de la géochimie isotopique.

Pour permettre au lecteur de lire ce manuscrit indépendamment des quatre articles soumis et à soumettre, les parties les intégrant sont constituées d'une présentation de l'objectif de l'étude, des résultats principaux, des données supplémentaires non incluses dans les articles, et de l'interprétation des résultats.

CHAPITRE I

L’eau dans la croûte continentale

Introduction

Les fluides jouent un rôle primordial dans les processus géologiques comme vecteurs d'éléments chimiques et de chaleur entre les différentes enveloppes terrestres. Ces fluides peuvent soit être sous forme gazeuse ou liquide. Les fluides géologiques sont principalement les fluides silicatés, les hydrocarbures, et les volatiles H_2O, CO_2, CH_4, N_2, CO et H_2 (Watson and Brenan, 1987). Le transfert de ces fluides entre la Terre interne (croûte, manteau, noyau) et l'exosphère (hydrosphère, atmosphère, cryosphère) a lieu au cours de phénomènes associés à la géodynamique interne et contribue à la régulation des compositions océanique et atmosphérique ainsi qu'à l'évolution de la nature de la croûte continentale et du manteau. Le volcanisme est le principal responsable du transfert des fluides (essentiellement CO_2 et H_2O) depuis le manteau vers les enveloppes superficielles (Fischer et al., 1998; Marty and Tolstikhin, 1998). A la surface, les processus d'évaporation, de précipitations ainsi que la circulation océanique permettent l'échange d'H_2O et de CO_2 entre l'atmosphère et l'hydrosphère répartissant l'énergie calorifique reçue par la Terre et régulant la température à la surface du globe (Miller, 1965). Ces fluides sont ensuite transférés dans la croûte continentale (précipitations) et la croûte océanique (infiltration d'eau marine) essentiellement par gravité et par le biais de discontinuités géologiques comme les fractures et les failles. Au sein de la croûte continentale l'hydrothermalisme, les réactions du métamorphisme, le métasomatisme, la migmatitisation et la fusion partielle font partie des phénomènes occasionnant la mobilisation et le recyclage de ces fluides. Enfin, ces fluides sont transférés depuis la croûte vers le manteau principalement via les zones de subduction.

Dans le cadre de ce travail centré sur la reconstitution des paléo-altitudes nous nous intéresserons à l'eau et la circulation hydrothermale dans croûte la continentale.

Partie 1. Les grands réservoirs d'eau et leur signature isotopique

A. Le cycle de l'eau et les grands réservoirs d'eau

La quantité d'eau de surface (eau de mer et eau météorique) de l'exosphère (hydrosphère, atmosphère, cryosphère) est contrôlée à l'origine par le dégazage du manteau pour certains (Abe and Matsui, 1986; Allègre et al., 1986; Jambon, 1994; Ozima, 1975) ou par le bombardement de météorites et de comètes riches en eau 100 Ma après l'accrétion de la Terre (Albarede, 2009; Gomes et al., 2005; Morbidelli et al., 2000; Raymond et al., 2005, 2004).

Sur Terre, l'eau circule sous la forme i) d'eau libre à la surface via les processus climatiques et en profondeur dans les failles et les espaces poreux, ii) d'eau structurale sous la forme de groupements OH dans les minéraux hydroxylés comme les phyllosilicates (eau de constitution) et iii) d'hydrogène présent dans certains minéraux comme le grenat. Cette eau de constitution, est libérée et redistribuée lors des processus diagenétiques, métamorphiques et magmatiques dans les environnements tectoniquement actifs (subduction, collision) (Wallmann, 2001). Les échanges entre les différents réservoirs d'eau sur Terre se font via le cycle interne et le cycle externe de l'eau décrits dans cette partie, le cycle externe étant un élément central dans ce travail de thèse.

A.1. Le cycle interne de l'eau et les réservoirs profonds

A.1.1. Le noyau

Le noyau occupe 17% du volume de la Terre. Bien qu'il soit majoritairement composé de Fer et de Nickel (e.g. Birch, 1952; Dziewonski and Anderson, 1981; Fiquet et al., 2008), il pourrait contenir une quantité importante d'hydrogène associé au fer dans les liquides métalliques (Abe et al., 2000; Okuchi, 1997; e.g. Peslier et al., 2017). Les quantités estimées vont de 20 à plus de 2300 ppm, ce qui pourrait être plus de 10 fois supérieur à la masse des océans (Peslier et al., 2017).

A.1.2. Le manteau

Le manteau représente 82% du volume de la Terre, il est constitué à 45% d'oxygène et 10 à 100ppm d'hydrogène. La quantité d'eau que contiennent les enveloppes les plus internes

du le manteau est mal connue, la teneur en eau du manteau lithosphérique est estimée de 10 à 1000ppm d'après l'analyse des basaltes non altérés au niveau des rides océaniques (Jambon, 1994; Sobolev and Chaussidon, 1996; Thompson, 1992). Dans le manteau, l'eau se retrouve principalement sous la forme d'eau de constitution des minéraux hydroxylés comme la serpentinite, l'amphibole, les olivines (jusqu'à 1% d'eau dans la Ringwoodite) et dans les pyroxènes. Cette eau est libérée et recyclée, sous forme gazeuse ou liquide, principalement au niveau des zones de subduction par le volcanisme tandis qu'une autre partie est dissoute dans les magmas basaltiques qui constituent la croûte océanique (Cloarec and Marty, 1991; Javoy and Pineau, 1991) (Figure 1).

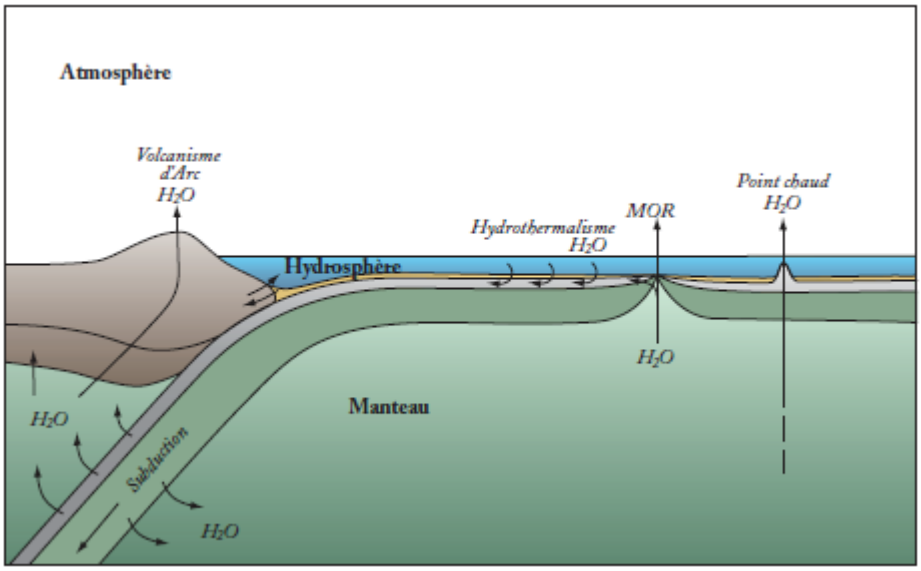


Figure 1 : Représentation du cycle interne de l'eau (Rigaudier, 2010).

Les zones de subduction jouent un rôle majeur dans le cycle interne de l'eau. L'eau contenue dans les sédiments (eau interstitielle dans les espaces poreux, eau de constitution des minéraux argileux), la croûte continentale et la croûte océanique (eau interstitielle, eau de constitution dans les basaltes et les serpentines) est soit directement recyclée dans l'océan, soit transférée dans le manteau (Figure 1). Une partie de cette eau est expulsée dans le coin mantellique et contribue à la formation des magmas du volcanisme d'arc entre 70 et 80 km de profondeur (Schmidt and Poli, 1998), elle est ensuite recyclée dans l'atmosphère au niveau des arcs volcaniques et dans l'océan par la circulation hydrothermale et l'émission de fluides sous-marins (Figure 1). La circulation hydrothermale affecte le manteau au niveau des rides océaniques (Figure 1), des failles transformantes, des zones de fractures et favorise le piégeage d'une partie de l'eau de mer lors de la serpentinisation des péridotites (Agrinier et al., 1995; Cannat et al., 1992; Kelley, 1996; Seyfried and Dibble, 1980; Snow and Dick, 1995). Une autre

partie de l'eau transférée dans le manteau est encore méconnue, elle n'est pas recyclée en surface mais semble subductée en profondeur avec le slab (Schmidt and Poli, 1998; Thompson, 1992).

A.1.3. La croûte océanique

La croûte océanique couvre environ 55% de la surface planétaire avec une épaisseur moyenne de 7km. Elle est majoritairement constituée de gabbros et de basaltes intégrant entre 0,1 et 3% d'eau selon la profondeur (Wallmann, 2001). Cette eau se trouve sous deux formes : 1) eau libre en remplissage des espaces poreux, 2) sous la forme d'eau de constitution dans les minéraux hydratés ou hydroxylés comme les amphiboles, les phyllosilicates ou les zéolites. La teneur en eau de la croûte est régulée par l'infiltration d'eau de mer lors de processus hydrothermaux de hautes et basses températures.

A.1.4. La croûte continentale

La croûte continentale, avec une épaisseur de 35 km en moyenne, constitue les terres émergées couvrant 30% de la surface du globe. Elle est majoritairement constituée de roches granitiques et métamorphiques et comporte en moyenne 45% d'oxygène ainsi que 100 à 6000 ppm d'hydrogène principalement stockés dans les groupements OH des minéraux hydroxylés (Jambon, 1994). Les transferts de fluides depuis l'atmosphère et l'hydrosphère vers la croûte se font essentiellement par gravité. Ils sont facilités dans les zones de déformation, principalement dans les zones de cisaillement qui présentent une plus forte perméabilité du fait de la présence de failles fragiles ou ductiles (Cet aspect sera développé plus tard). L'eau d'origine météorique ou marine peut être stoppée au niveau de la zone de transition fragile - ductile de la croûte qui s'accompagne d'une chute de perméabilité (Yardley and Valley, 1994) et peut aussi être consommée plus rapidement qu'elle n'est transportée, par les réactions du métamorphisme du faciès schistes verts (Frost and Bucher, 1994). Les processus métamorphiques et magmatiques favorisent l'incorporation d'eau structurale dans les minéraux hydroxylés (muscovite, biotite). En surface, l'altération météorique des roches cristallines produits des minéraux hydratés comme les argiles qui sont par la suite transférés, avec les minéraux hydroxylés érodés, des continents vers l'océan.

A.2. Le cycle externe de l'eau, les réservoirs et les sous-réservoirs de l'exosphère

Le cycle interne de l'eau étant principalement contrôlé par la dynamique mantellique (subduction, processus tectoniques), son effet sur le cycle global de l'eau n'est visible que sur des échelles de temps de l'ordre du million d'années. Les quantités d'eau et les flux qu'il mobilise sont négligeables comparées à la circulation hydrologique actuelle à la surface de la Terre.

L'hydrosphère est le réservoir d'eau principal de la Terre externe, il comprend l'ensemble de sous-réservoirs où l'eau se retrouve sous forme liquide (précipitations, océans, fleuves, nappes phréatiques, etc.) et solide en englobant la cryosphère (glaciers, banquise, neiges éternelles, etc.) (Figure 2).

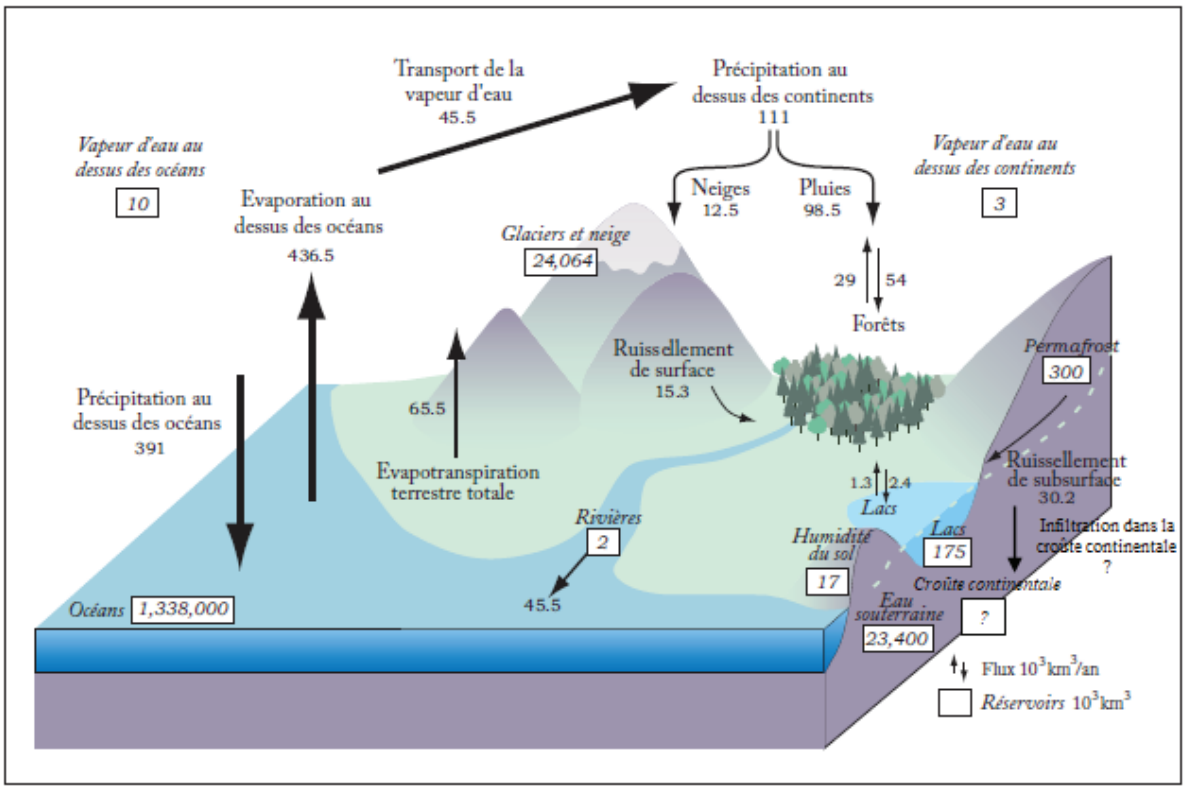


Figure 2 : Représentation du cycle externe de l'eau (Rigaudier, 2010) d'après (Oki and Kanae, 2006). La quantité d'eau dans chaque sous-réservoir de l'exosphère ainsi que les flux sont indiqués.

L'eau à l'état de vapeur est stockée dans l'atmosphère et ne représente que 0,001 % du volume totale d'eau sur Terre. L'hydrosphère se situe à 93,9% dans les océans, les 6.1% restant correspondent à l'eau météorique. Le terme d'eau météorique s'applique à de l'eau qui participe au cycle météorique d'évaporation, de condensation et de précipitation. Incluant ainsi toutes les

eaux de surfaces continentales (les précipitations, les rivières, les eaux thermales, les lacs, les glaciers et les eaux souterraines) et excluant l'eau stockée dans les océans (Hoefs, 2018).

Au premier ordre le cycle externe (Figure 2) permet le transfert de l'eau entre les différents sous- réservoirs de l'hydrosphère en passant par l'atmosphère et peut se résumer ainsi :

1. Grâce à l'énergie solaire, l'eau s'évapore au-dessus des surfaces océaniques (majoritairement) et terrestre (en partie liée à l'évapotranspiration).
2. La vapeur d'eau est transportée par les vents et se condense pour former les nuages et produit les précipitations au-dessus des océans ou des continents.
3. Une partie de l'eau des précipitations continentales est stockée provisoirement dans les lacs, les nappes phréatiques, sous forme de glace, d'humidité dans les sols et la biosphère (Figure 2). Une autre partie est transmise à la croûte continentale par le biais des réactions d'altération et de la circulation hydrothermale (Figure 2). L'autre partie ruisselle pour former les rivières puis les fleuves qui permettent le transfert de l'eau douce dans les océans, bouclant ainsi le cycle externe de l'eau. Ce cycle constitue un mécanisme de transport d'éléments dissous vers les océans (Na^+, Ca^{2+}, HCO_3^-, etc..), de nutriments, de minéraux provenant des continents ainsi qu'un mécanisme de transfert de chaleur entre les différents réservoirs. Il permet ainsi leur redistribution au sein du système climatique terrestre (Chahine, 1992; Schlesinger et al., 1997). L'eau joue donc un rôle majeur sur l'évolution du climat.

B. La signature isotopique des réservoirs et traçage des processus de transfert

B.1. Principes théoriques sur les isotopes stables de l'O et l'H

L'étude des processus impliquant l'eau et les échanges entre ses différents réservoirs est très souvent abordée par l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène, considérés comme stable à l'échelle des temps géologiques. Pour commencer, il est nécessaire d'introduire les notions théoriques sur lesquelles se basent ces études.

B.1.1. Le $\delta^{18}O$ et le δD de l'eau

L'hydrogène est l'élément le plus léger du tableau périodique avec une masse de 1,007895 g/mol, son isotope le plus abondant sur Terre est le protium (^{1}H) avec 99,98%, viennent ensuite le deutérium (^{2}H ou D de masse atomique 2,014102 g/mol) et le tritium (^{3}H de masse atomique 3,016050 g/mol) très rare à l'état naturel mais émis de façon anthropique par l'industrie nucléaire. L'oxygène a également trois isotopes stables dont le ^{16}O (15,9994 g/mol) de très loin le plus répandu (99,76%), le ^{17}O (16,999131 g/mol) (0,04%) et le ^{18}O (17,199159 g/mol) (0,2%). La proportion relative de deux isotopes contenus dans une certaine phase se nomme le rapport isotopique. La mesure et l'interprétation de ces rapports constituent un excellent moyen de tracer l'origine des fluides et leur circulation. La communauté scientifique qui utilise les rapports isotopiques les normalisent à un matériel standard de référence et dont on connait précisément la composition, qui est homogène du point de vue de sa composition, qui est abondant et assez simple à utiliser. Cette approche permet aux chercheurs d'échanger leurs résultats et de pourvoir comparer leurs protocoles de mesure. Le VSMOW2 (Vienna Standard Mean Ocean Water), officialisé en 2006 par l'IAEA (International Atomic Energy Agency), est un exemple de standard international dont le rapport isotopique normalisé se note $\delta^{18}O$ pour l'oxygène et δD pour l'hydrogène, ils sont donnés en ‰ et sont calculés de la manière suivante :

$$\delta^{18}O = \left[\frac{{}^{18}O/{}^{16}O_{(échantillon)}}{{}^{18}O/{}^{16}O_{(VSMOW2)}} - 1 \right] \times 10^{3}$$

$$\delta D = \left[\frac{D/H_{(échantillon)}}{D/H_{(VSMOW2)}} - 1 \right] \times 10^{3}$$

On qualifie un $\delta^{18}O$ « d'enrichi » ou « d'appauvri » en référence à la teneur de l'isotope lourd par comparaison avec une valeur initiale considérée.

B.1.2. Le fractionnement isotopique de l'eau

La différence de signature isotopique des différents réservoirs d'eau est expliquée en partie par le fractionnement isotopique. Ce dernier est un phénomène physico-chimique qui permet d'expliquer et de quantifier la répartition préférentielle, entre deux phases d'une même

substance ou entre deux substances différentes, des isotopes d'un même élément. Ce fractionnement est régi par les lois de la physique quantique. Au cours d'une réaction entre deux phases, les isotopes sont fractionnés dans le but de diminuer les énergies vibrationnelles, translationnelles et rotationnelles des molécules (Lécuyer, 2013). En d'autres termes le fractionnement isotopique permet de minimiser l'énergie du système thermodynamique. Ces énergies dépendent de la masse atomique et de la température à laquelle la réaction a lieu. Le point de plus basse énergie d'un système thermodynamique est différent selon la composition isotopique des molécules. Plus la molécule contient des isotopes lourds plus son point de plus basse énergie sera faible. Cela s'explique par le fait que la fréquence de vibration des isotopes lourds est plus basse que celle des isotopes légers.

Prenons l'exemple d'une molécule de dihydrogène $^{1}H_2$, cette dernière a un point de plus basse énergie plus élevé que la molécule ^{1}HD qui est lui-même plus élevé que celui de la molécule D_2. La molécule de D_2 requiert plus d'énergie pour être dissociée, en d'autres termes, une énergie d'activation plus grande est nécessaire pour rompre ses liaisons chimiques. La direction et l'amplitude du fractionnement isotopique sont donc contrôlées par la nature des liaisons chimiques au sein des phases impliquées. Les isotopes les plus lourds vont plutôt avoir tendance à intégrer les substances qui ont les fréquences vibrationnelles les plus élevées afin de réduire le niveau d'énergie de ces dernières. Par conséquent, les isotopes lourds vont préférentiellement former des liaisons avec des ions ayant un haut potentiel ionique et une faible masse atomique (Lécuyer, 2013).

Il est considéré que la plupart des réactions de fractionnement isotopique se déroulent à l'équilibre et sont contrôlées par l'énergie vibrationnelles des molécules. Ces réactions sont fortement dépendantes de la température mais très peu de la pression. Prenons l'exemple de la molécule d'eau et du fractionnement isotopique de l'oxygène entre la phase liquide et vapeur :

$$\alpha_{(liquide-vapeur)} = \frac{\left({}^{18}O/_{16}O\right)_{H_2O_{(liquide)}}}{\left({}^{18}O/_{16}O\right)_{H_2O_{(vapeur)}}} = f(Température)$$

Le coefficient de fractionnement (α) varie bien en fonction de la température. Il est donc possible d'établir des équations permettant de prédire l'évolution du coefficient de

fractionnement isotopique entre deux phases en fonction de la température mais nous ne rentrerons pas dans ces détails.

La signature isotopique d'une molécule d'eau va donc être reliée au fractionnement thermo-dépendant qu'elle a subi et en particulier à l'existence de processus tels que la condensation, l'évaporation, la solidification et à leur intensité couplée à des échanges avec des réservoirs d'oxygène et d'hydrogène tels que les roches ou les magmas. Ainsi, les réservoirs d'eau précédemment cités vont présenter une composition isotopique et une évolution de celle-ci fonction des processus fractionnant qui s'y produisent et des potentiels échanges avec d'autre réservoirs d'oxygène et d'hydrogène. En conséquence, les réservoirs d'eau présentent des signatures isotopiques spécifiques qui permettent de les identifier.

B.2. La signature isotopique de l'O et l'H des réservoirs et des différents types d'eau

B.2.1. Le manteau terrestre et l'eau mantellique

La composition isotopique des roches et minéraux dérivés du manteau est assez variable. Cette variabilité est probablement due au phénomène de subduction et l'incursion dans le manteau de différentes portions de croûte océanique (et parfois continentale) avec des compositions isotopiques différentes (Hoefs, 2018). La composition isotopique de minéraux mantellique comme l'olivine va de 4,5 ‰ à 7,2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (Kyser et al., 1982, 1981). Pour l'hydrogène, la composition isotopique est plus variable, le δD varie généralement de -50 ‰ à -80 ‰ dans les minéraux mantelliques comme les phlogopites et les amphiboles (Sheppard and Epstein, 1970) alors qu'il va de de -90 ‰ à -110 ‰ dans les grenats et les pyroxènes (Bell and Ihinger, 2000).

L'eau mantellique, communément appelés « juvenile water », est produite par le dégazage du manteau et n'a pas de lien avec l'eau de surface. L'analyse des minéraux hydroxylés contenus dans le manteau a permis d'estimer la composition isotopique moyenne de l'eau juvénile à $\delta^{18}O = 6$ ‰ ± 1 ‰ et δD = -60 ‰ ± 20 ‰ (Sheppard and Epstein, 1970; Wesolowski and Ohmoto, 1986).

B.2.2. La croûte continentale

<u>Les roches magmatiques :</u>

Elles peuvent provenir de la fusion de sources mantellique ou crustale expliquant la variabilité de leur composition isotopique. La plupart des roches magmatiques acides ont un $\delta^{18}O$ de 6 ‰ à 10 ‰ (Taylor and O'Neil, 1977; Taylor, 1978). Certains granites provenant de la fusion de matériel crustal sédimentaire ou méta-sédimentaire peuvent avoir un $\delta^{18}O$ dépassant les 10 ‰ (Hoefs and Emmermann, 1983). Les $\delta^{18}O$ inférieurs à 6 ‰ observés dans certaines roches granitiques sont expliqués par une interaction avec des fluides météoriques en profondeur (Taylor, 1987; Wickham and Taylor, 1987).

L'eau magmatique est parfois associée à la catégorie des « juvenil water », or elle est différente de l'eau mantellique. L'eau magmatique correspond simplement à de l'eau qui s'est équilibrée avec du magma (Hoefs, 2018) (Figure 3). La composition isotopique de l'eau exsudée par la plupart des magmas felsiques se situe entre 6 ‰ et 10 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et -30 ‰ à -80 ‰ pour le δD (Hoefs, 2018) (Figure 4).

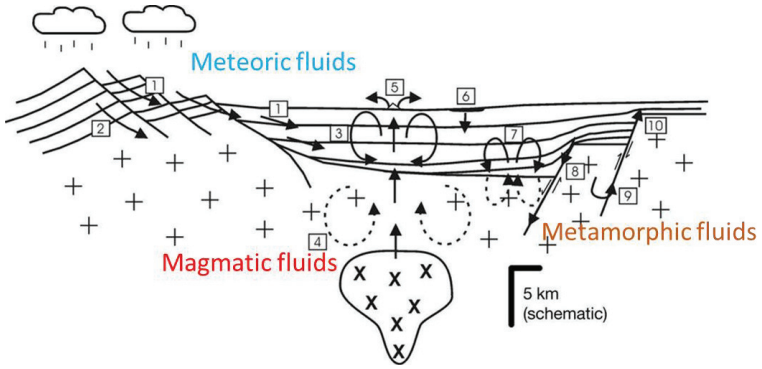


Figure 3 : Schéma illustrant les différents types d'eau circulant dans la croûte continentale d'après (Richard, 2009).

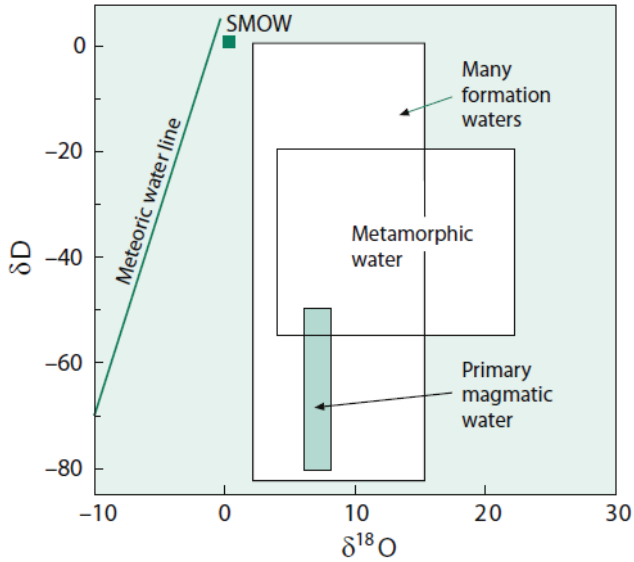


Figure 4 : Diagramme présentant les champs de composition isotopique ($\delta^{18}O$ et δD) des différents types d'eau circulant dans la croûte continentale (Hoefs, 2018).

Les roches métamorphiques :

La composition isotopique des roches métamorphiques est principalement contrôlée par quatre paramètres : i) la composition isotopique du protolithe pré-métamorphique, ii) la température à laquelle se produisent les réactions métamorphiques, iii) les effets de volatilisation avec l'augmentation de la température, iv) des échanges isotopiques avec des fluides ou des liquides magmatiques (Gerdes et al., 1995). L'intrusion d'un filon granitique dans une couche de marbre diminue par exemple son $\delta^{18}O$ de 22,5 ‰ à 12,5 ‰ (Gerdes et al., 1995). Alors que le $\delta^{18}O$ des roches métamorphiques pélitiques de bas degrés se situe autour de 15 ‰ à 18 ‰, le $\delta^{18}O$ des gneiss s'étend de 6 ‰ à 10‰ (Garlick and Epstein, 1967; Longstaffe and Schwarcz, 1977; Peters and Wickham, 1995; Rye et al., 1976; Shieh and Schwarcz, 1974; Wickham and Taylor, 1985). La composition isotopique de la croûte inférieure est hétérogène, le $\delta^{18}O$ des roches granulitiques s'étend de 5,4 ‰ à 13,5 ‰ (Cartwright and Valley, 1991; Kempton and Harmon, 1992; Mengel and Hoefs, 1990; Todd and Evans, 1993; Valley et al., 1990).

Généralement le terme d'**eau métamorphique** fait référence à l'eau produite par la déshydratation de certains minéraux comme les phyllosilicates durant le métamorphisme (Figure 3). La composition isotopique de l'eau métamorphique est influencée par le type de lithologie ainsi que l'intensité et la durée des interactions fluides-roches. Ceci explique le large éventail de compositions de l'eau métamorphique, avec des $\delta^{18}O$ allant de 5 ‰ à 25 ‰ et des δD allant de -20 ‰ à -70 ‰ (Taylor, 1974) (Figure 4).

B.2.3. Les roches sédimentaires et les saumures

Les roches sédimentaires :

Elles peuvent être réparties en deux catégories. Les roches sédimentaires chimiques comme les calcaires et les évaporites sont associées à des mécanismes de précipitation de composés organiques ou inorganiques dans une tranche d'eau. Les roches sédimentaires clastiques comme les grès, les argiles et les conglomérats sont le produit de l'érosion des roches magmatiques, métamorphiques et des roches sédimentaires. La grande variabilité des constituants des roches sédimentaires ainsi que leur faible température de formation impliquent une grande hétérogénéité dans leur composition isotopique avec des $\delta^{18}O$ s'étendant majoritairement entre 10 ‰ pour certains grès à 44 ‰ pour certaines précipitations siliceuses comme les chailles ou les silex (Hoefs, 2018). Les carbonates déposés dans des lacs d'eau douce

peuvent cependant avoir un $\delta^{18}O$ plus négatif pouvant descendre à moins de -5 ‰ (Talbot, 1990). Le δD de certaines argiles comme la kaolinite ou la nacrite peut présenter une variabilité encore plus importante que leur $\delta^{18}O$, avec des valeurs allant de -20 ‰ à -160 ‰ impliquant une influence des fluides de surfaces dans leur composition isotopique (Gilg and Sheppard, 1996; Mix and Chamberlain, 2014).

Les saumures :

Elles sont des solutions aqueuses dont la salinité s'étend de 3.5% (eau de mer) à 26%. Elles sont parfois regroupées sous les termes de « formation water » ou encore « brines » dans la littérature. Ces eaux sont souvent associées aux roches sédimentaires, elles ont une origine météorique ou océanique. Leur composition isotopique est contrôlée par la composition isotopique de leur source, le type de lithologies avec lesquelles elles ont interagi ainsi que la température (Hoefs, 2018). Le champ de leur composition isotopique est par conséquent très étendu, allant de $\delta^{18}O$ = 2 ‰ à 15 ‰ et δD = 0 ‰ à -80 ‰ (Hoefs, 2018).

B.2.4. L'hydrosphère

La composition isotopique de **l'eau des océans** est principalement contrôlée par les processus d'évaporation, la fonte ou la formation de la banquise, et la composition isotopique de l'eau météorique continentale entrant dans l'océan (Broecker and Peng, 1974; Craig and Gordon, 1965). La circulation océanique permet un brassage efficace de l'eau de mer sur des échelles de temps relativement longues (le temps nécessaire à une goutte d'eau pour effectuer un circuit océanique complet est de 1000 ans environ). Ceci explique l'homogénéité de la composition isotopique des océans un $\delta^{18}O$ allant de -1 ‰ à 1 ‰, l'océan Pacifique étant enrichi d'environ 0,5 ‰ par rapport à l'océan Atlantique et relativement stable dans le temps (Fairbanks, 1989). Les valeurs les plus enrichies se situant au niveau de l'équateur et les plus appauvries au niveau des pôles (Delaygue et al., 2000).

La composition isotopique moyenne des **précipitations mondiales** est estimée à $\delta^{18}O$ = -4 ‰ et δD = -22 ‰ (Craig and Gordon, 1965), cependant ces valeurs sont très variables d'un endroit à un autre sur Terre. La variabilité de la composition isotopique des précipitations est contrôlée par plusieurs paramètres comme la température de l'air (Dansgaard, 1964) et l'altitude des reliefs (Poage and Chamberlain, 2001), ces aspects seront abordés dans ce manuscrit dans la suite de ce chapitre.

B.3. Le cycle de l'eau externe et les isotopes stables

B.3.1. Le fractionnement isotopique lors de l'évaporation

Lors de l'évaporation de l'eau de mer, le fractionnement isotopique va répartir une certaine proportion de l'^{18}O dans la phase liquide (l'eau de mer) et la phase gazeuse (les nuages). Il en va de même pour le ^{16}O et les isotopes de l'hydrogène. Les isotopes les plus lourds vont relativement se concentrer dans la phase liquide alors que les isotopes légers iront préférentiellement dans la phase vapeur. Il en résulte un appauvrissement relatif en ^{18}O (par rapport au ^{16}O) de la phase vapeur par rapport à la phase liquide (Figure 5).

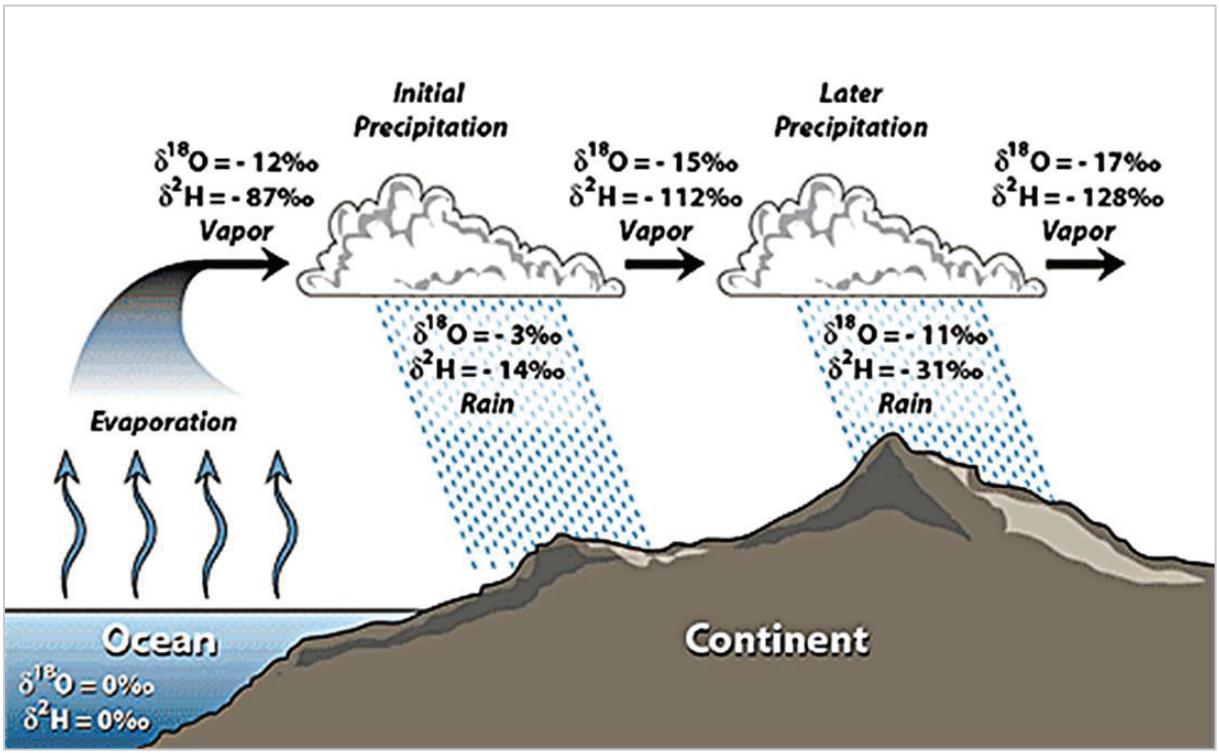


Figure 5 : Schéma représentant l'effet de l'évaporation et des précipitations sur la composition isotopique de l'eau (Hoefs, 2018).

Les molécules d'H_2O des nuages se retrouvent donc avec des rapports isotopiques ($\delta^{18}O$ et δD) plus négatifs (car plus appauvris en isotopes lourds) que les molécules d'H_2O de l'eau de mer. Le fractionnement isotopique opère à nouveau lors de la condensation de l'eau dans les nuages puis lors des précipitations, les isotopes lourds de l'H et de l'O vont relativement être plus concentrés dans la phase liquide (les précipitations) que dans la phase vapeur (les nuages). Après les précipitations, les nuages se retrouvent donc appauvris en isotopes lourds, leur $\delta^{18}O$ et δD sont plus négatifs (Figure 5). Ainsi les nuages et les précipitations qu'ils produisent s'appauvrissent progressivement en isotopes lourds.

B.3.2. Le fractionnement isotopique lors des précipitations

Plusieurs paramètres contrôlent le fractionnement isotopique lors des précipitations. Les 4 principaux sont l'effet de température, l'effet d'altitude, l'effet de continentalité et l'effet de quantité (Dansgaard, 1964). Ces effets affectent directement l'eau des précipitations et se répercutent indirectement sur la composition isotopique des rivières, des glaciers, la neige et les eaux thermales, autrement dit sur l'ensemble des eaux météoriques.

L'effet de température :

La répartition de la composition du δD et du $\delta^{18}O$ des précipitations mondiales fait ressortir très nettement un appauvrissement progressif des zones équatoriales les plus chaudes vers les zones polaires les plus froides (Craig, 1961; Dansgaard, 1964). A titre d'exemple, la valeur moyenne annuelle de la composition isotopique des précipitations de la ville de Thulé au Groenland (T°C annuelle moyenne d'environ -10°C) est de $\delta^{18}O$ = -24,38 ‰ et δD = -184,31 ‰ alors qu'à Tuluá en Colombie (environ 25°C) elle est de $\delta^{18}O$ = -5,88 ‰ et δD = -37,19 ‰ (base de données de l'IAEA), ces deux villes se situant toutes deux à la même altitude (moins de 100m). Les variations isotopiques du δD et le $\delta^{18}O$ se visualisent entre autres à partir de la droite mondiale des eaux météoriques (« Global Meteoric Water Line » dans la littérature), montrant une relation linéaire entre le δD et le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$ (Craig, 1961) (Figure 6).

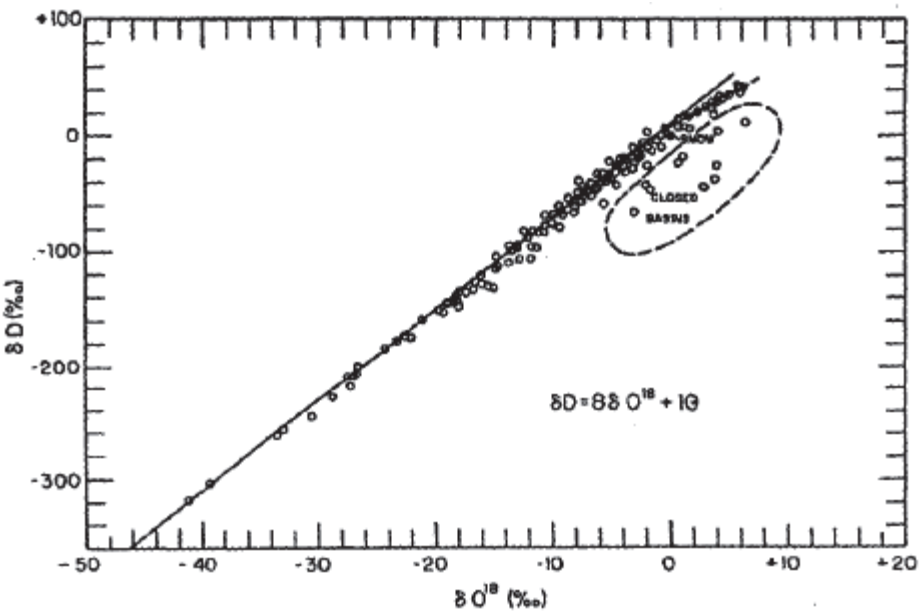


Figure 6 : Variation du □^{18}O et du □D des rivières, des lacs, des précipitations et de la neige échantillonnés dans plusieurs endroits du monde. Définition de la droite mondiale des eaux météoriques (Craig, 1961).

Les valeurs les plus négatives se répartissant le long de cette droite correspondent aux eaux météoriques prélevées dans les hautes latitudes, inversement les valeurs les plus positives correspondent aux eaux météoriques prélevées dans les zones équatoriales. L'effet de température sur le $\delta^{18}O$ des précipitations a été estimé à environ 0,7 ‰/°C (Dansgaard, 1964).

L'effet d'altitude :

La répartition de la composition du δD et du $\delta^{18}O$ des précipitations mondiales montre également des valeurs nettement appauvries au niveau des zones montagneuses (Poage and Chamberlain, 2001) (Figure 7).

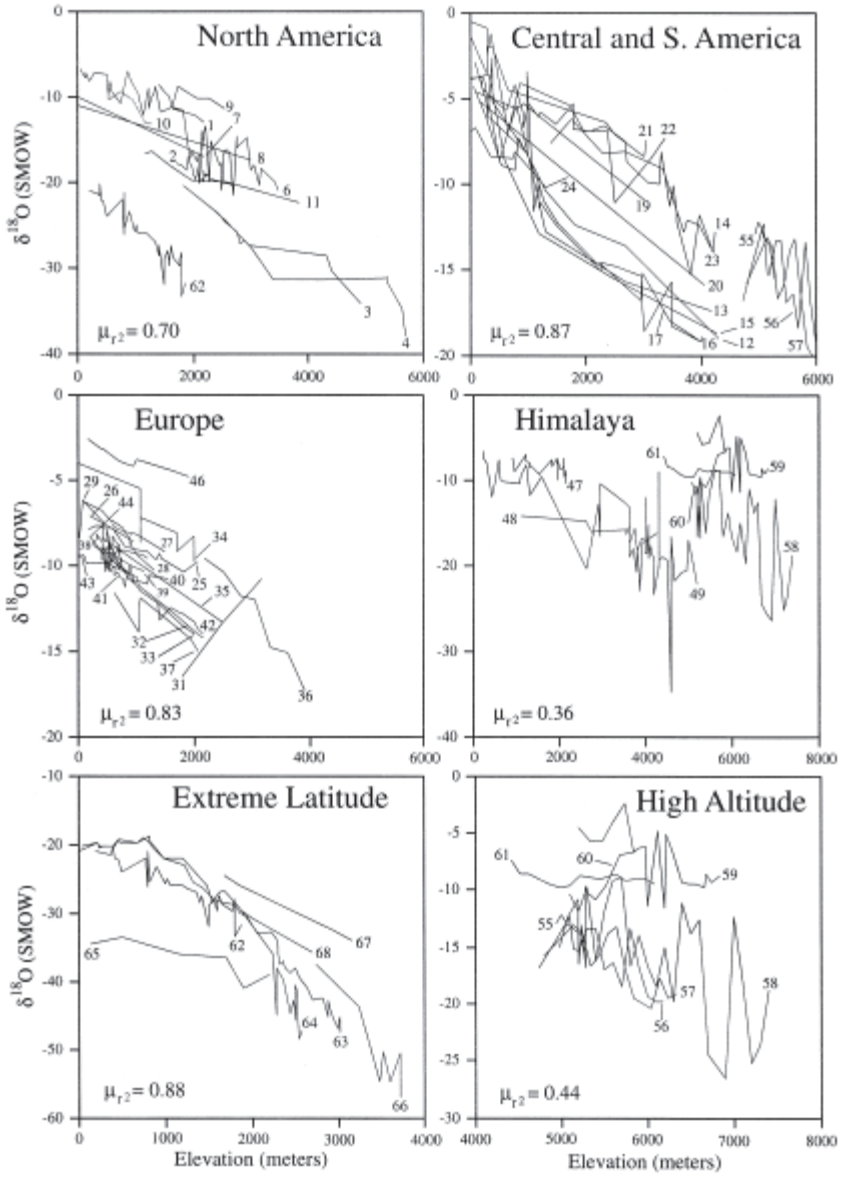


Figure 7 : Diagrammes présentant les gradients isotopiques mesurés au sein de plusieurs chaînes de montagne : la cordillère américaine, les Andes, les Alpes européennes et l'Himalaya. Les gradients isotopiques ont également été mesurés pour des zones situées dans des latitudes >70° et des zones où l'altitude dépasse 5000m (Poage and Chamberlain, 2001).

Le δD et le $\delta^{18}O$ des eaux de pluies diminuent (ou s'appauvrissent) systématiquement avec l'altitude. La compilation de données isotopiques obtenues à travers le monde fait apparaitre une variation de la composition isotopique des précipitations en fonction de l'altitude (gradient isotopique) de -0,28 ‰/100m pour des élévations inférieures à 5000m (Poage and Chamberlain, 2001). Ce gradient est une moyenne mais il est différent pour chaque chaîne de montagne. Ainsi, pour les Andes il est de -0,18 ‰/100m et -1,4 ‰/100m pour le δD (Gébelin et al., 2021) alors que dans les Alpes européennes il varie de -0,18‰/100m pour la partie Sud et de -0,30 ‰/100m au Nord des Alpes orientales (Poage and Chamberlain, 2001).

Deux raisons principales permettent d'expliquer cette relation. La première est liée à la température des masses d'air qui diminue progressivement avec l'augmentation de l'altitude (de l'ordre de 7°C/km pour les latitudes moyennes). La seconde, de moindre ampleur, est liée à la pression : lorsqu'une masse d'air passe au-dessus d'une montagne, la pression atmosphérique diminue, ce qui entraine une expansion adiabatique ainsi qu'un refroidissement engendrant une condensation. Lorsque l'air monte du côté au vent de la montagne sa température baisse, ceci lui permet d'atteindre son point de rosée, c'est-à-dire la température à laquelle commence à se produire le phénomène de condensation et les « précipitations orographiques ». En descendant par le versant sous le vent, l'air à l'inverse, se réchauffe. Ce phénomène est parfois appelé « effet de Foehn ». Cette relation empirique observée a également pu être modélisée mathématiquement à l'aide d'équations thermodynamique (Rowley et al., 2001) permettant de décrire le fractionnement à l'équilibre des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène en fonction de l'altitude (Figure 8).

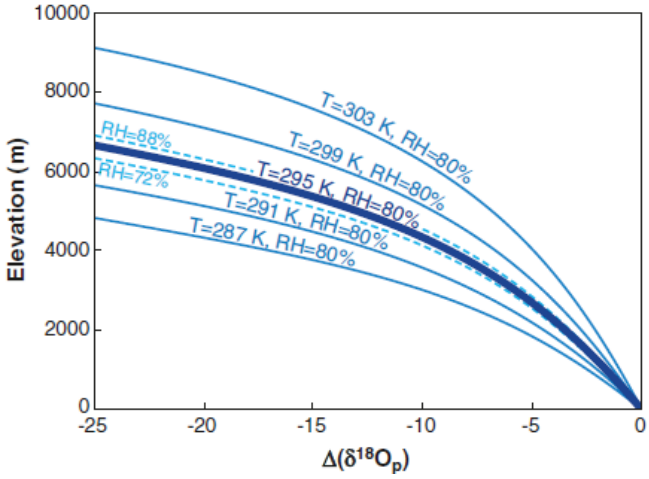


Figure 8 : Calcul de l'évolution du $\delta^{18}O$ en fonction de l'altitude pour certains paramètres climatiques donnés : T = Température au niveau de la mer au niveau des basses latitudes (≤ 35°) ; RH = humidité relative des masses d'airs au niveau de la mer pour les basses latitudes et la valeur du $\delta^{18}O$ au niveau de la mer (Rowley and Garzione, 2007).

Ce modèle repose sur le principe de la distillation de Rayleigh qui traite la composition isotopique comme un système ouvert de distillation pour lequel les précipitations sont successivement retirées à mesure qu'elles condensent à partir de la vapeur, la vapeur restante s'appauvrissant progressivement en ^{18}O et D. Le processus de distillation de Rayleigh est décrit par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{dR_{(vapeur)}}{d\zeta} = \frac{dR_{(précipitations)}}{d\zeta} = R_v\,(\alpha(T) - 1)\frac{1}{q}\frac{dq}{d\zeta}$$

Avec $\zeta = -\ln(p/p_s)$

-p = pression ambiante

-ps = pression de surface

-Rv et Rp = rapports isotopiques de la vapeur et des précipitations respectivement

-α = coefficient de fractionnement isotopique

-T (K) = température en degrés kelvin

-q = t coefficient massique de mélange de l'eau

-dq / dζ correspond à la quantité d'eau condensée à partir de la parcelle d'air requise pour maintenir la saturation associée à l'élévation adiabatique. Ce paramètre dépend de l'altitude, de la température et d'autres paramètres physiques comme la capacité thermique de l'air et la constante des gaz parfaits de l'air.

Pour calculer la variation verticale du $\delta^{18}O$ avec le modèle de (Rowley et al., 2001), les conditions aux limites qui doivent être spécifiées sont la température moyenne au niveau de la mer (la source des masses d'air), le taux d'humidité relative, et le $\delta^{18}O$ à basse élévation avant que l'ascension orographique ne se produise. Sur Terre, la variabilité de la température de l'air au niveau de la mer (T°C) et de l'humidité relative (RH) aux basses latitudes (<35° N/S) étant assez limitée (T = 22,4°C ± 4,2°C ; RH = 80,2% ± 3,9%) (Rowley et al., 2001), les incertitudes générées par ces paramètres sont relativement faibles. L'efficacité de ce modèle est en revanche plus limitée pour les zones de hautes latitudes (>35°N or S) où la température et l'humidité relative varient davantage (20 ≥ T°C ≥ -20°C ; 80 ≥ RH (%) ≥ 60) (Rowley and Garzione, 2007). A terme, ce modèle permet de visualiser l'évolution de la composition isotopique de

l'eau des précipitations en fonction de l'altitude avec la possibilité de faire varier des paramètres comme la température de la surface de la mer et l'humidité relative, ces paramètres pouvant varier selon les périodes considérées (Figure 8). Cette relation n'est dans ce cas pas linéaire mais logarithmique.

L'effet de continentalité :

Une corrélation a été observée entre la composition isotopique des précipitations et la distance par rapport à la source des masses d'air (mer ou océan) (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993). L'impact de cet effet est très variable selon les localités. Le $\delta^{18}O$ varie par exemple de moins de 1 ‰/1000km dans le bassin amazonien (Rozanski et al., 1993), 2 ‰/1000km en Europe (Rozanski et al., 1993), 12 ‰/km dans le Nord-Ouest des Etats-Unis (Welker, 2000) et 50 ‰/1000km dans la Sierra Nevada aux Etats Unis (Ingraham and Taylor, 1991). Ces études ont démontré que les facteurs de contrôle sur l'effet de continentalité (ou « continental effect ») sont, la quantité de précipitation, l'évapotranspiration en générant de nouvelles sources de vapeur d'eau (Gat, 1996; Ingraham and Taylor, 1991; Liu et al., 2010), l'interaction entre des masses d'airs provenant de sources distinctes et dont la composition isotopique est différente (Liu and Allan, 2013; Liu et al., 2010). Certains auteurs ont proposé un modèle mathématique pour quantifier l'effet de continentalité (Winnick et al., 2014).

L'effet de quantité :

Dansgaard, (1964) a observé que, pour une même localité, le $\delta^{18}O$ et le δD sont plus négatifs dans les mois les plus pluvieux et plus positifs dans les mois les plus secs. Un gradient du $\delta^{18}O$ de -1.6 ‰/100mm a été calculé pour Wake Island et -2.2 ‰/100mm pour Binza (Leopoldville) au Congo (Dansgaard, 1964). L'effet de quantité ou « amount effect » n'est observé que dans les zones tropicales et subtropicales, il est beaucoup moins prononcé dans les hautes latitudes et dans les zones désertiques en général. Les mécanismes de ce fractionnement isotopique sont assez mal connus, ils semblent dépendre majoritairement du taux d'humidité des masses d'air, du taux d'évaporation que subissent les gouttelettes d'eau lorsqu'elles tombent avant qu'elles ne touchent le sol. Plus le taux d'humidité des masses d'airs sera important, moins l'évaporation sera efficace, moins d'isotopes légers seront retirés des gouttelettes (moins le $\delta^{18}O$ sera enrichi), plus les précipitations seront appauvries en $\delta^{18}O$ et donc plus l'amount effect sera important (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993). Une étude basée sur un modèle mathématique suggère que le degré de convergence des masses d'airs

appauvris provenant de la troposphère joue un rôle majeur dans l'amount effect (Moore et al., 2014).

Partie 2. La circulation de l'eau dans la croûte continentale

Une fraction des précipitations s'infiltre en profondeur dans la croûte continentale et circule par le biais de la circulation hydrothermale. L'eau météorique et son trajet dans la croûte continentale sont au cœur de mon travail de thèse et cette partie vise à présenter l'état des connaissances sur les circuits et les mécanismes de la circulation hydrothermale dans la croûte continentale.

La présence d'eau, de drains et d'une source de chaleur sont nécessaires pour la mise en place d'un système hydrothermal. Il en existe plusieurs types, associés à des mécanismes et des températures différentes. En domaine océanique par exemple, la circulation hydrothermale se produit essentiellement au niveau des dorsales océaniques. L'eau de mer froide (2°C) pénètre dans la croûte océanique au travers de fractures et anfractuosités et se réchauffe à proximités des chambres magmatiques (environ 1200°C) situées entre 1 et 5 km sous la dorsale avant de remonter à la surface du plancher océanique sous la forme de fumeurs noirs (350 à 400°C) ou de fumeurs blancs (>280°C) (Staudigel, 2003). En domaine continental, les systèmes hydrothermaux les plus étudiés sont associés à des sources de chaleurs liées à du magmatismes (Islande, Yellowstone (USA). Ils impliquent l'infiltration d'eau magmatique ou météorique dans la croûte (Henley and Ellis, 1983) au-dessus d'une chambre magmatique ou d'un pluton. La chaleur dégagée par le magma réchauffe l'eau, par conséquent sa masse volumique diminue, ce qui provoque sa remontée à la faveur de failles ou de fractures et son jaillissement à la surface sous la forme d'eaux thermales ou de geysers.

Néanmoins, de nombreux systèmes hydrothermaux existe sans implication d'une source magmatique (Moeck, 2014), mais sont uniquement contrôlés par le gradient géothermique. Les plus étudiés sont associés à des zones d'extension (rift, grabben) ou à des bassins (intra-cratoniques ou d'avant-pays) (Faulds et al., 2010). Les systèmes associés à un contexte orogénique sont moins étudiés. La suite se concentre essentiellement sur les facteurs de contrôle (drains et moteurs) de cette dernière catégorie de systèmes hydrothermaux.

A. Le trajet de l'eau

Les systèmes hydrothermaux continentaux non-magmatiques impliquent l'infiltration d'eau météorique dans la croûte continentale (Hochstein et al., 2013; Magri et al., 2015; Stober and Bucher, 1999). Celle-ci est contrôlée par la porosité et la perméabilité des roches et se fait à la faveur de drains tels que les fractures et les failles.

A.1. La perméabilité et la porosité des roches

La perméabilité d'un milieu mesure son aptitude à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient de pression ou d'un champ de gravité. La porosité d'une roche est le rapport du volume de vide (pores) au volume total de la roche. Cette porosité est en général intergranulaire (entre les grains d'une roche détritique) mais peut également être fissurale (à l'intérieur de fractures). L'eau de surface s'infiltrant au travers de la croûte continentale est susceptible de traverser différentes lithologies associées à des valeurs de perméabilité et de porosité différentes :

i. **Les roches sédimentaires** détritiques ont des perméabilités variables allant de (10^{-17} à 10^{-11} m^2) et une porosité allant de 0 à 40%. Les roches carbonatées sont relativement moins perméables (10^{-18} à 10^{-13} m^2) et poreuses (5 à 20%). Le phénomène de karstification (dissolution des carbonates par de l'eau météorique) peut localement augmenter la perméabilité des roches carbonatées (10^{-11} m^2) (Figure 9).
ii. **Les roches métamorphiques et magmatiques** présentent des porosités très faibles de 0 à 15% (Brace, 1984; Evans et al., 1997; Sonney and Vuataz, 2009; Walter et al., 2016) (Figure 9). La perméabilité des roches méta-sédimentaires est comprise entre 10^{-20} à 10^{-17} m^2, et 10^{-18} à 10^{-13} m^2 pour les roches d'affinités magmatiques (Moeck, 2014). La perméabilité des roches cristallines est particulièrement contrôlée par la fracturation, qui peut l'augmenter jusqu'à 10^{-11} m^2 (Aydin, 2000; Cox et al., 2015; Sonney and Vuataz, 2009).

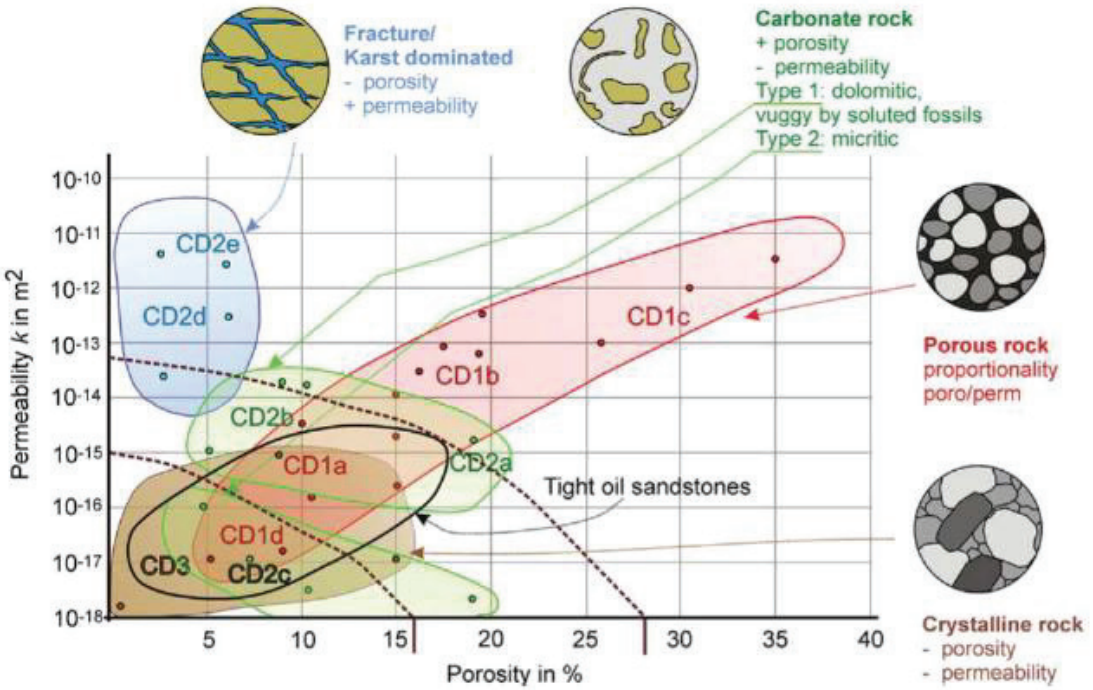


Figure 9 : Gammes de perméabilité et de porosité des roches observées dans différents réservoirs géothermiques (Moeck, 2014).

A.2. Les fractures

La fracturation a un impact sur la perméabilité (Figure 9) selon la morphologie des fractures (longueur, largeur), leur densité (espacement entre les fractures, contrôlé en partie par le type de lithologie (Bertrand, 2017; Walter et al., 2016)), leur connectivité, leurs remplissages et l'activité tectonique locale (Crider, 2015; Sausse, 1998).

Il existe plusieurs types de factures (Anderson, 2017) (Figure 10) :

i. **Les joints** sont des fractures de mode I, elles se forment en ouverture par la dilatation des roches.
ii. **Les fractures de mode II et III** se forment par déplacement, cisaillement des épontes dans les failles et les zones de cisaillement.

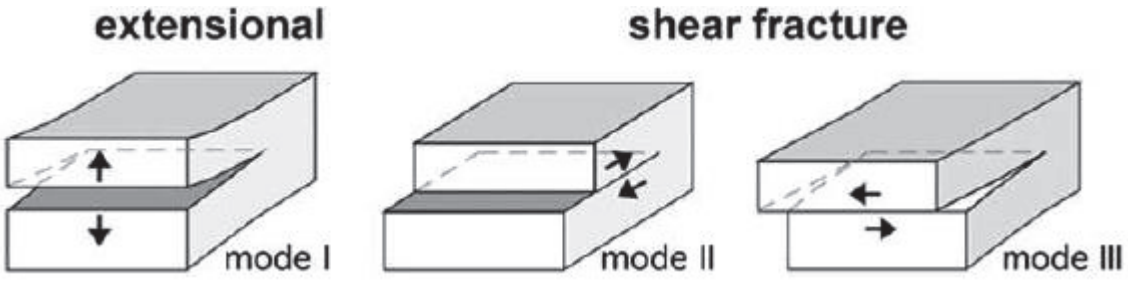


Figure 10 : Les trois types de fractures selon leur mécanisme de formation (Anderson, 2017).

La formation de fractures est reliée plus ou moins indirectement à l'activité tectonique. Bien que cette relation puisse être particulièrement complexe dans certains cas (par exemple dans des zones affectées par plusieurs épisodes tectoniques), il est souvent possible de relier l'orientation des fractures à la direction des contraintes tectoniques. L'exhumation de la croûte et la décompression qu'elle subit est propice au développement d'important réseaux de fractures (Nelson, 2001). Inversement, le développement de fractures diminue avec l'augmentation de la pression de confinement, autrement dit avec la profondeur (Earnest and Boutt, 2014; Nelson, 2001; Snow, 1968) réduisant également la perméabilité. Pour finir il est important de noter quel la présence et la densité de fractures dans le socle sont souvent conditionnées par des structures préexistantes (foliation, failles et zones de cisaillements fossiles) (Belgrano et al., 2016; Bertrand, 2017; Crider, 2015; Rowland and Sibson, 2004; Walter et al., 2016).

A.3. Les zones de failles

Les systèmes hydrothermaux sont souvent reliés à des failles ou des systèmes de failles favorisant la formation de fractures de modes II et III (Figure 10). La perméabilité de ces zones leur permet de se comporter comme des conduits pour les fluides (Belgrano et al., 2016; Brogi and Fulignati, 2012; Ehlers and Chapman, 1999; Grasby and Hutcheon, 2001; Gudmundsson, 2000). Ce phénomène a particulièrement été observé pour les failles normales à fort pendage (Faulds et al., 2010) et les détachements (Gébelin et al., 2017; Mulch et al., 2004; Quilichini et al., 2016) (Figure 11).

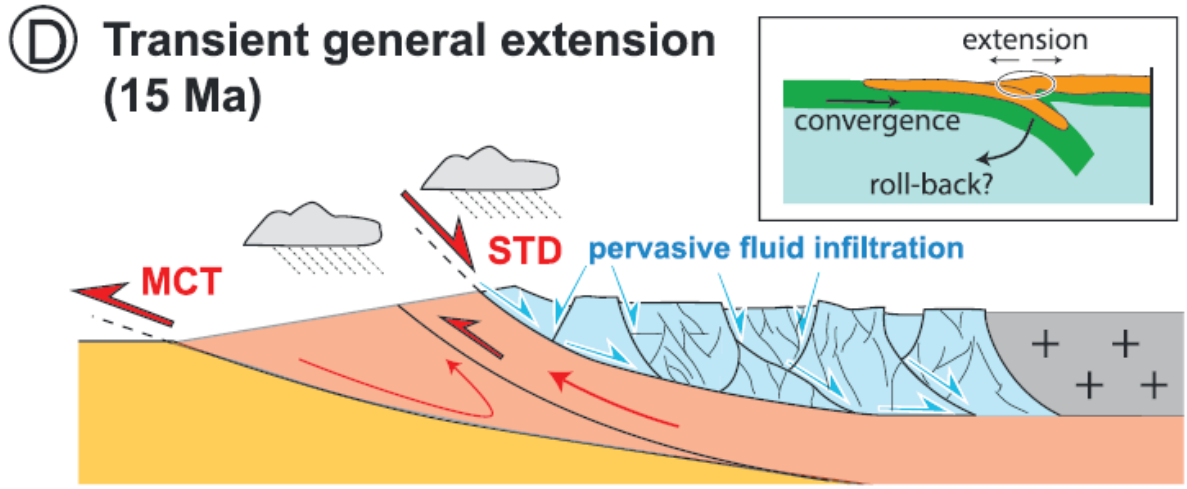


Figure 11 : Schéma de la circulation de fluides météoriques dans détachement sud-tibétain (STD) en Himalaya (Gébelin et al., 2017).

Les chevauchements sont en général uniquement associés à la circulation d'eau métamorphique générée en profondeur par la déshydratation des minéraux hydroxylés et

remontant parallèlement au chevauchement vers la surface. Par exemple, dans les Alpes européennes (front du massif de l'Aar) le Glarus, un chevauchement relativement plat, a joué un rôle dans le transport horizontal et vertical de fluides provenant principalement de la déshydratation des unités sédimentaires localisées dans le mur de la faille (Abart et al., 2002; Badertscher et al., 2002) (Figure 12).

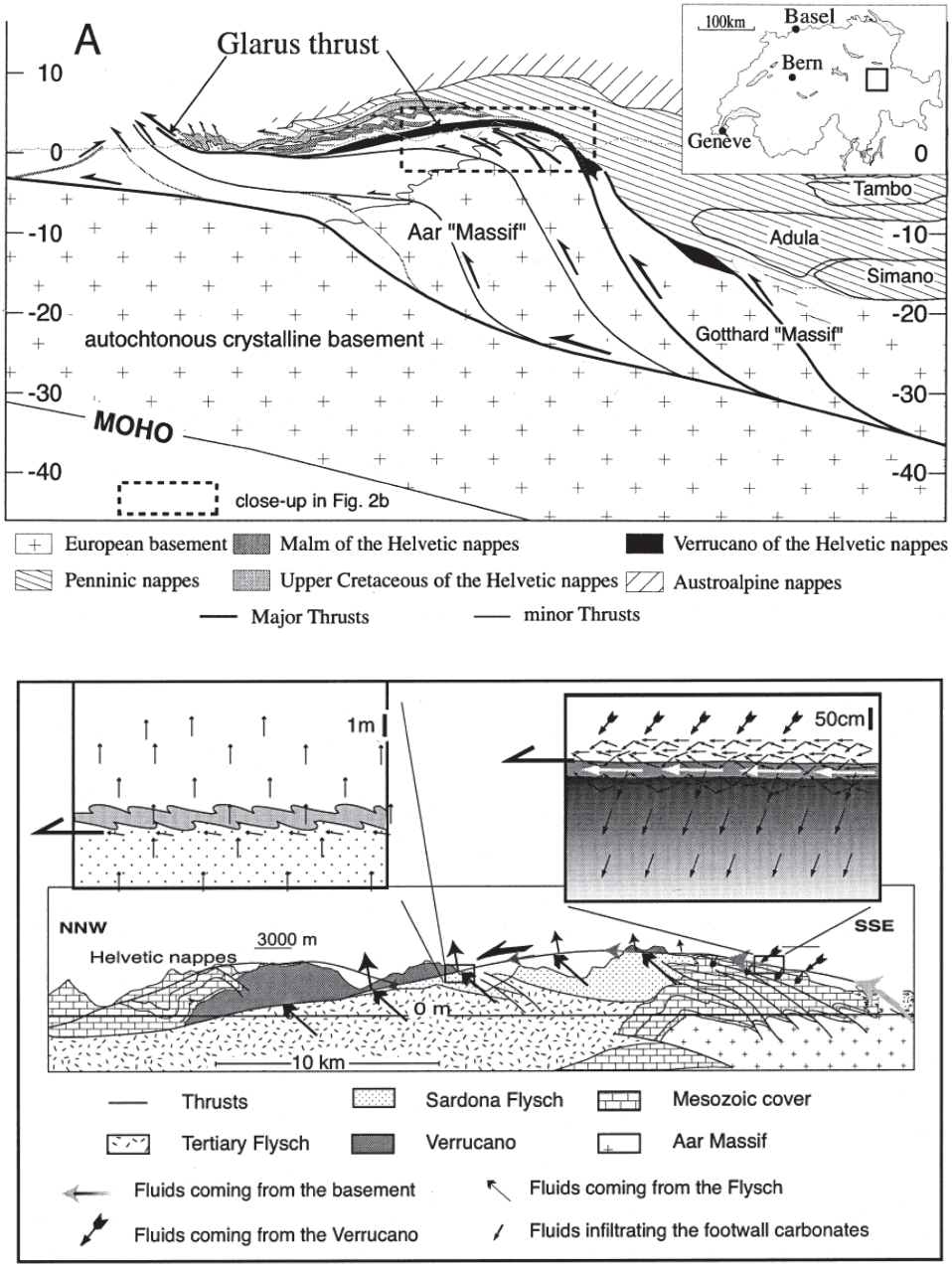


Figure 12 : En haut coupe NNW-SSE à travers le massif de l'Aar et le chevauchement du Glarus dans les Alpes suisses (Oberholzer, 1933; Pfiffner, 1993). En bas schéma représentant la circulation de fluide dans le chevauchement du Glarus (massif de l'Aar, Suisse) (Badertscher et al., 2002). La taille des flèches est proportionnelle au flux associé à chaque type de fluide.

Plus au Sud, les zones de cisaillements et les chevauchements associés à l'exhumation du massif du Mont-Blanc sont considérées comme ayant joué un rôle important dans la remontée de fluides profonds riches en CO_2 (origine métamorphique et mantellique) au travers de plusieurs dizaines de kilomètres de socle (Rolland and Rossi, 2016).

En Himalaya, une zone de cisaillement inverse majeure, le Main Central Thrust, est considérée comme ayant joué un rôle important dans la dévolatilisation des unités métasédimentaires riche en phyllosilicates chevauchées. Les fluides libérés ayant joués un rôle dans la fusion partielle de la croûte qui a produit les leucogranites himalayens très alumineux (Boullier et al., 1991; France-Lanord et al., 1988; Pecher, 1978) (Figure 13).

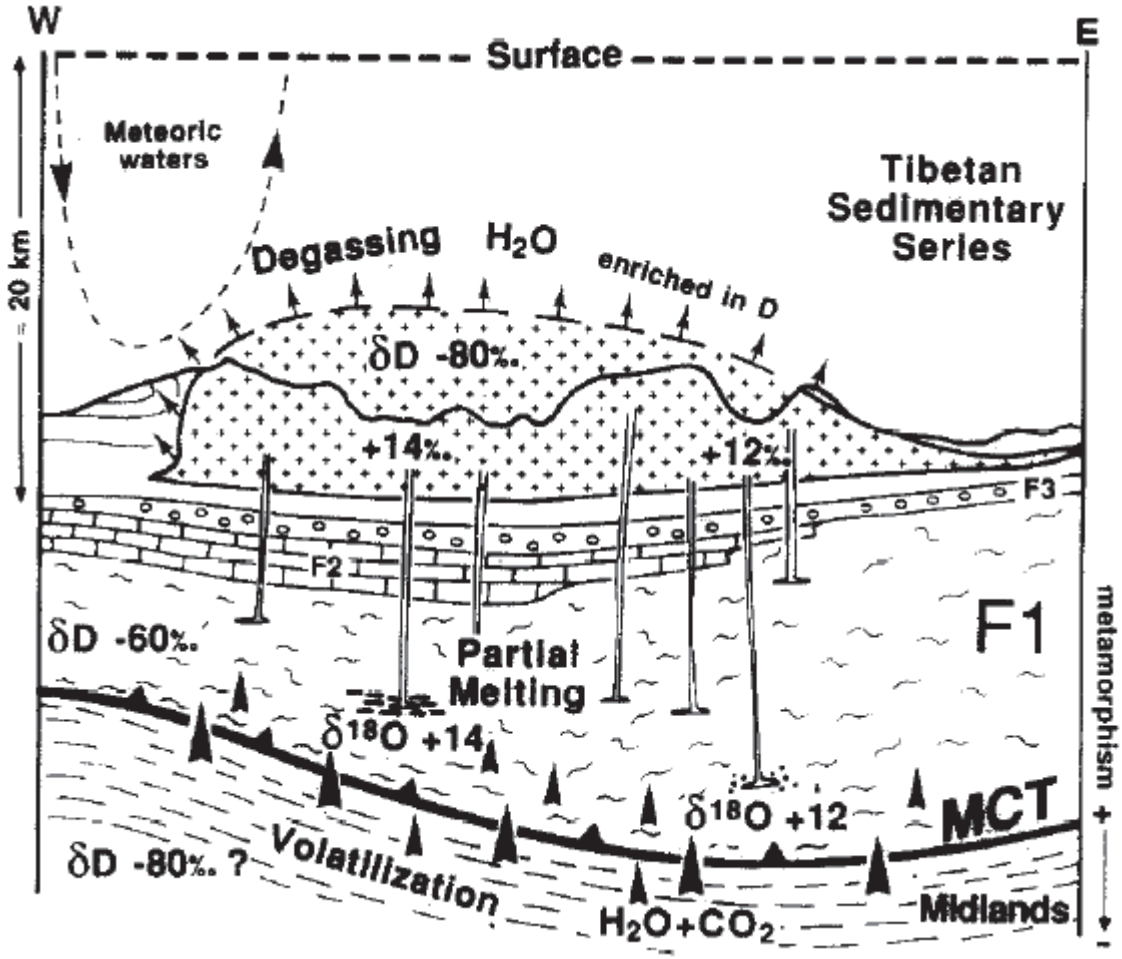


Figure 13 : Schéma représentant la circulation de fluides pendant la formation du granite du Manaslu et le fonctionnement du MCT en Himalaya. La fusion partielle a été déclenchée par l'infiltration de fluides métamorphiques riches en CO2 + H2O provenant de déshydratation des minéraux hydroxylés au niveau du MCT. L'infiltration d'eau de surfaces avec des δD négatifs ne se serait faite que dans les premiers km au travers des séries téthysiennes et aurait très peu interagi avec le granite (France-Lanord et al., 1988).

Cependant d'autres études ont démontré l'infiltration à la verticale d'eaux météoriques en profondeur dans les chevauchements et leur remontée à la faveur des structures tectoniques générées par les zones de cisaillements et les failles inverses (fractures, schistosité, foliation). Cela a été mis en évidence par exemple, par Menzies et al., (2014) au niveau de la faille Alpine en Nouvelle-Zélande (Figure 14) et au niveau des chevauchements actifs pendant la fin de l'orogénèse Calédonienne (430-370 Ma) en Norvège (Barker et al., 2000) (Figure 15).

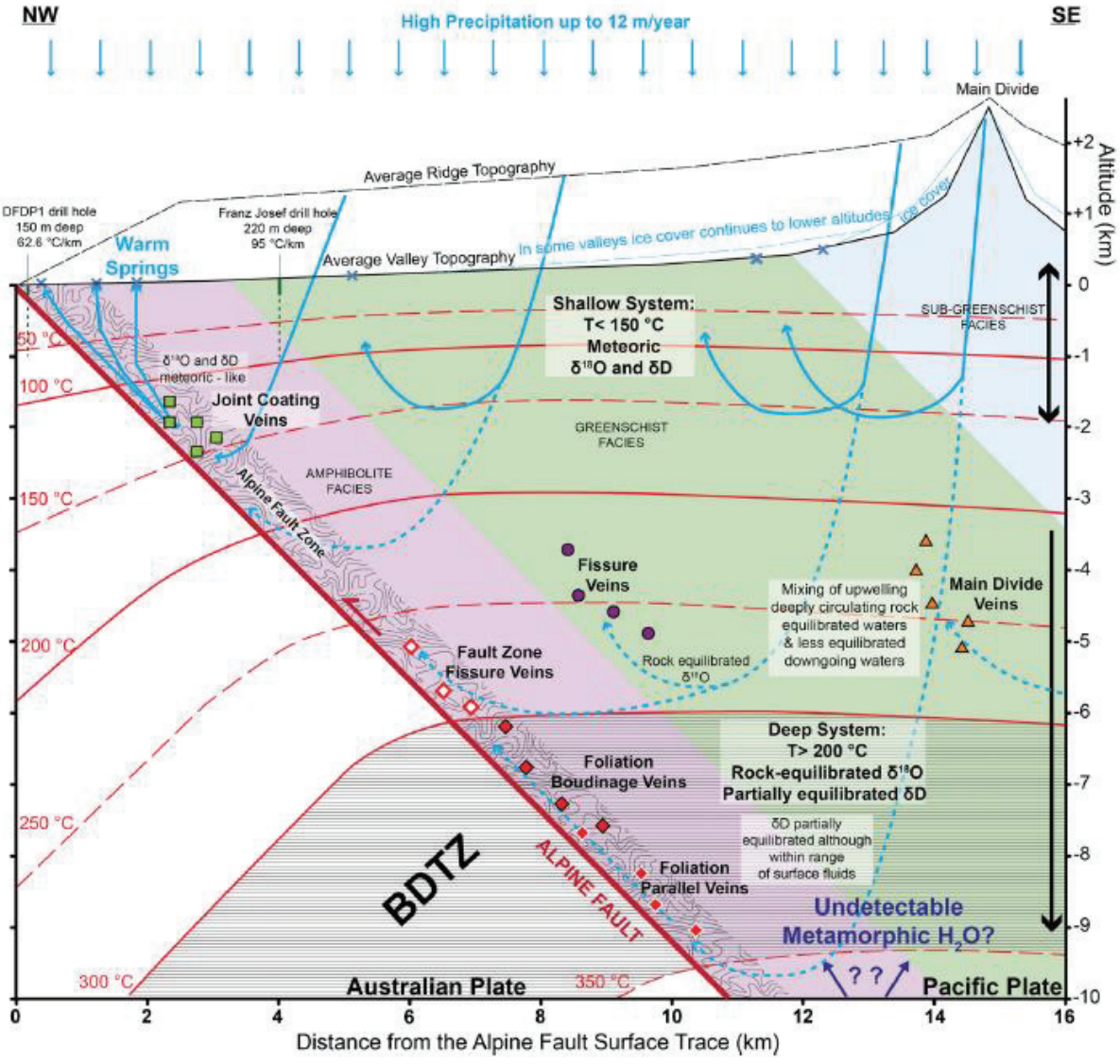


Figure 14 : Schéma représentant la circulation d'eau dans les Alpes Néo-zélandaises. Les eaux météoriques s'infiltrent verticalement sur plus de 8 km jusqu'au chevauchement principal (la faille alpine) (Menzies et al., 2014).

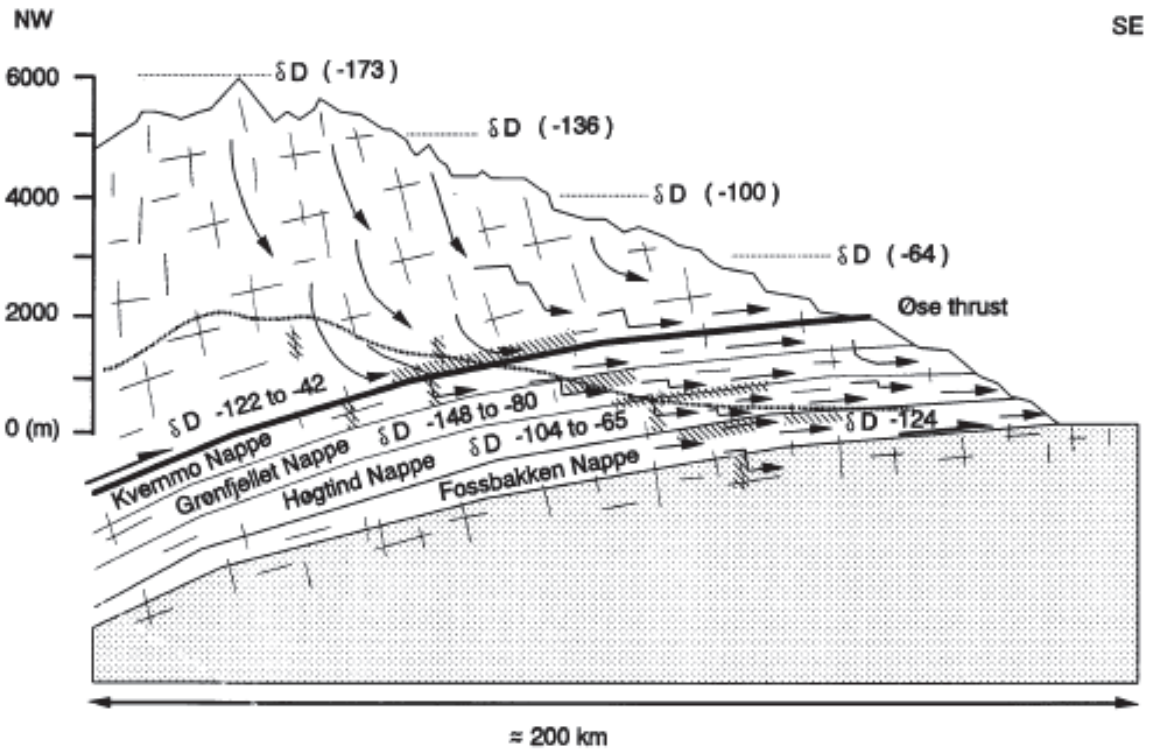


Figure 15 : Schéma représentant l'infiltration d'eau météorique verticalement jusqu'au chevauchement principal de Troms (Norvège) pendant la fin de l'orogénèse calédonienne (395-375 Ma) (Barker et al., 2000).

B. Les moteurs de la circulation hydrothermale

Le fonctionnement des systèmes hydrothermaux continentaux, en particulier en contexte orogénique, impliquent la chaleur générée par la croûte continentale, la pression hydrostatique de l'eau, la pression lithostatique exercée par la colonne de roche ainsi que le gradient de pression générée par les reliefs.

B.1. La température

B.1.1. Production de chaleur et régimes thermiques

Les systèmes hydrothermaux continentaux impliquent l'infiltration de fluides météoriques ou marins en profondeur (Hochstein et al., 2013; Magri et al., 2015; Stober and Bucher, 1999). La chaleur générée au sein de la croûte continentale et la variation de densités des fluides qu'elle induit sont les moteurs principaux de la circulation hydrothermale. La température crustale est contrôlée au premier ordre par i) le flux de chaleur à la base de la croûte, ii) la production de chaleur induite par la désintégration radioactive de certains éléments au sein des roches. Localement, le gradient de température peut être modifié (1) par la présence

de matériel anormalement chaud (magmas, fluides…), (2) la chaleur produite par friction le long des failles (Leloup et al., 1999), (3) la topographie et son impact sur la forme des isothermes (Craw et al., 2005). Ces derniers sont comprimés au niveau des vallées et espacés sous les reliefs. Lors de la modification rapide d'un relief, les isothermes se déplacent avec la surface topographique et mettent du temps à se rééquilibrer (Craw et al., 2005; Derry et al., 2009; Stüwe et al., 1994) (Figure 16).

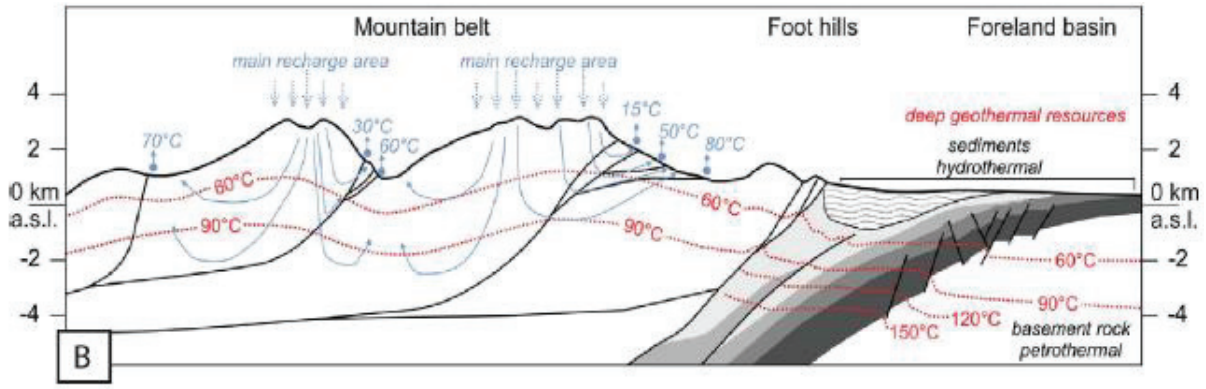


Figure 16 : Schéma illustrant l'infiltration des eaux de surface et la circulation des eaux thermales dans la croûte au sein d'un orogène. Les isothermes sont influencés par la topographie et les chevauchements (Taillefer, 2017) d'après (Moeck, 2014).

Dans les systèmes hydrothermaux, la structure thermique va dépendre de différents régimes thermiques qui sont associés aux modes de transfert de chaleur. Ces derniers sont en partie contrôlés par la perméabilité des portions de croûte que l'eau hydrothermale traverse (Forster and Smith, 1989; López and Smith, 1995) (Figure 17).

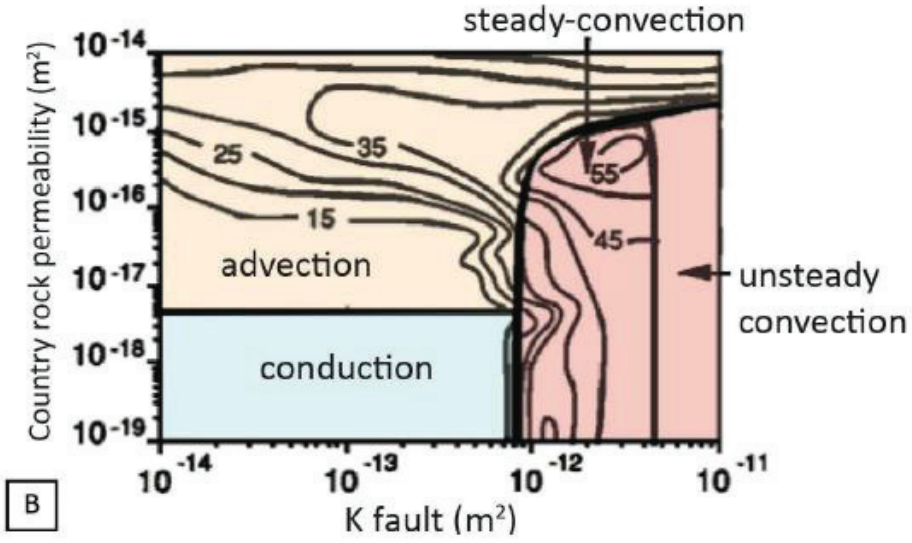


Figure 17 : Diagramme représentant le domaine de fonctionnement des régimes thermiques conductif, convectif (convection libre), advectif (convection forcée) en fonction de la perméabilité des roches et des failles (López and Smith, 1995).

i. **Le régime conductif** correspond au transport de chaleur sans transport de matière. Il se développe dans les compartiments lithologiques imperméables et ne permet pas le développement d'une circulation hydrothermale.

ii. **Le régime convectif** correspond à un transfert de chaleur associé à un transport par les fluides. Les variations de la masse volumique du fluide en fonction de la température induisent le plongement de fluides froids et la remontée des fluides chauds sous l'effet des forces de frottement. Ce régime est associé à de fortes perméabilités que l'on peut retrouver dans les zones de failles, de fractures et des formations particulièrement poreuses comme certains bassins sédimentaires. La convection est associée aux systèmes hydrothermaux les plus chauds (McKenna and Blackwell 2004).

iii. **Le régime advectif** permet le transfert des fluides et de la chaleur par le biais d'un gradient de pression, par exemple le gradient topographique. Les cellules d'advection se développent depuis les zones d'infiltration des fluides météoriques en altitude, jusqu'au flanc des reliefs et aux vallées. Ce régime advectif peut être associé à des systèmes hydrothermaux aux températures relativement faibles, aussi bien qu'à des températures élevées.

B.2. La pression

Le gradient de pression est la quantité utilisée en mécanique pour représenter la variation spatiale de la pression dans un fluide. Le gradient de pression est une grandeur vectorielle normalement exprimée dans le système international d'unités en pascals par mètre (Pa/m). La migration de l'eau dans la croûte continentale est permise essentiellement par la circulation advective, cette dernière étant induite par un gradient de pression contrôlé par la pression lithostatique (P) et la pression effective du fluide (P_f).

Dans les premiers kilomètres de la croûte continentale, en domaine cassant, l'eau est généralement considérée comme étant proche de l'équilibre hydrostatique ($P = P_f$) (McCaig, 1988) ce qui favorise son infiltration et sa mobilité au travers de failles, zones de cisaillement, de fractures et des espaces disponibles (perméabilité, fractures). En dessous de la limite fragile-ductile, il est considéré que P devienne nettement supérieur à P_f, ceci entrainant la réduction de la perméabilité et de la porosité et favorisant le fluage ductile des roches (Kerrich et al., 1984). Selon ce postulat la seule possibilité pour que l'eau provenant de la surface puissent continuer de migrer dans la croûte intermédiaire et profonde nécessite qu'elle se déplace contre le gradient hydrostatique et que localement P_f redevienne supérieur ou égale à P (e.g. McCaig et al., 1990).

Pour expliquer la présence d'eau de surface au-delà de la transition fragile-ductile, plus mécanismes ont été proposé :

i. **Le sous-charriage de réservoir d'eau météorique** (aquifères) (Beach and Fyfe, 1972; Lobato et al., 1983), ne nécessite pas l'infiltration de l'eau de surface jusqu'à la croûte moyenne voir inférieur. Ce modèle implique à l'inverse la remontée vers la surface à la faveur des failles d'eau provenant d'aquifères préalablement enfouies en profondeur et sur-pressurisées par les contraintes tectoniques et P.

ii. **Le « seismic pumping »** implique la rupture qui se produit sur les plans de failles au moment des séismes. La rupture génère des micro-fractures qui permettent localement de réduire P et favorise la migration de l'eau de surface vers le bas, jusqu'aux domaines ductiles de la faille ou des zones de caillement (McCaig, 1988; Sibson, 1981) (Figure 18).

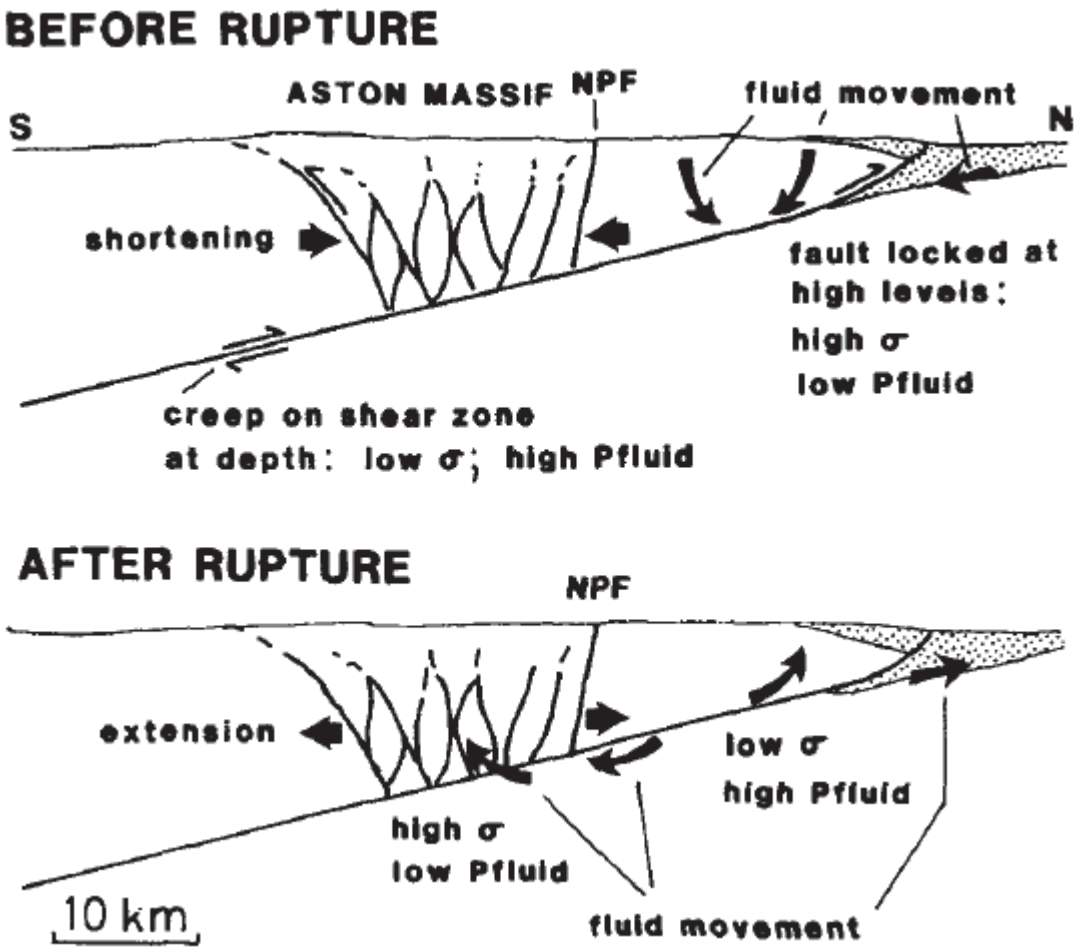


Figure 18 : Schéma illustrant le « seismic pumping » avec l'exemple du trajet des eaux météoriques avant et après la rupture sismique le long de la faille Nord-Pyrénéenne (Pyrénées, France) (McCaig et al., 1990).

iii. **Le « topographic flow »** implique le gradient de pression généré par le poids des reliefs pour faire migrer verticalement l'eau de surface dans la croûte continentale (Koons and Craw, 1991). Au sein d'un orogène, l'effet topographique et les sites en dilatation (au sein desquels $P_f \geq P$) créés par la déformation active favorise l'infiltration d'eaux de surfaces dans les domaines ductiles au sein de la croûte intermédiaire (Menzies et al., 2014; Upton et al., 1995) (Figure 19).

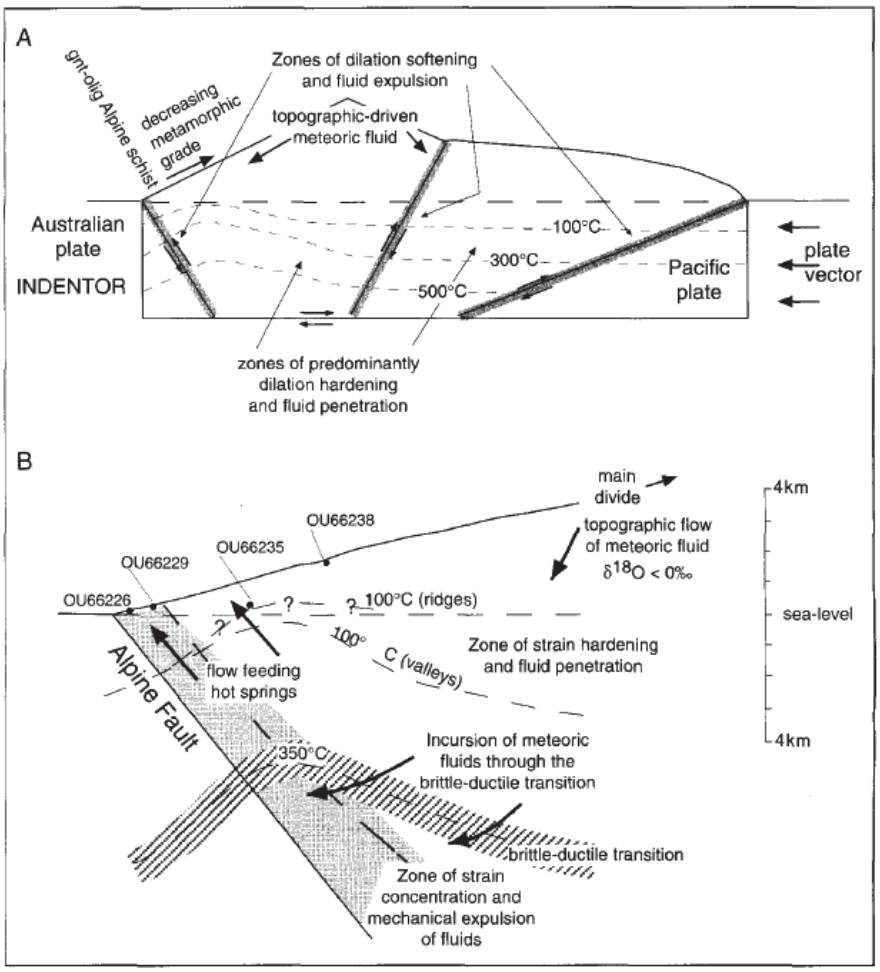


Figure 19 : Schéma représentant l'infiltration d'eau météorique dans la transition fragile-ductile guidée par le gradient de pression généré par le poids des reliefs dans les Alpes Néo-Zélandaises (Koons and Craw, 1991).

Partie 3. La circulation hydrothermale et la formation de minéraux hydrothermaux

Comme discuté précédemment la circulation de l'eau dans la croûte continentale est en grandes partie activée par la température. Les eaux de surfaces froides et denses vont s'infiltrer en profondeur, se réchauffer et éventuellement remonter vers la surface, définissant les systèmes hydrothermaux. Ces changements de température couplés à la chimie et au pH des fluides vont alors favoriser soit la dissolution partielle (lessivage) de la roche encaissante soit la précipitation de minéraux dits hydrothermaux comme de nombreux minerais ou encore le quartz. Ces minéraux, en particulier le quartz, constituent un des éléments centraux de ce travail de thèse. Cette partie vise à décrire le lien entre la circulation d'eau dans la croûte continentale et la formation des minéraux hydrothermaux.

A. Les conditions de formation des minéraux hydrothermaux

En domaine continental, les eaux de surfaces sont relativement peu enrichies en éléments dissous et sont particulièrement susceptibles de lessiver les roches sur leur passage. Ces fluides s'infiltrant dans la croûte ont ainsi la faculté de dissoudre certains éléments chimiques qui vont ensuite se solubiliser. Les éléments les plus facilement mobilisables, dit solubles, sont généralement des cations de fortes charges et forts rayons ioniques tels le K, Ca et Mg (cations solubles). Le transfert d'élément entre fluide et roches peut se faire soit par dissolution totale comme pour les carbonates ou par hydrolyse, soit par la mise en solution des cations les plus solubles et la formation d'un minéral néoformé. On peut citer l'exemple de l'hydrolyse des feldspaths en argiles, accompagné de la mise en solution du K, Ca et Na. La re précipitation de ces éléments dissous va ensuite avoir lieu lorsque le fluide sera saturé en ces éléments et/ou suite à des modifications de son pH et de sa température. Généralement, une augmentation de température favorise la mise en solution, inversement une baisse de température favorise la précipitation. En conséquence dans le système hydrothermaux l'enrichissement des fluides en soluté se produit principalement lors de l'infiltration des fluides et la précipitation lors de la remontée.

L'un des minéraux hydrothermaux les plus abondant et qui est à la base de ce travail de thèse est le quartz. La formation de quartz hydrothermaux se fait à partir de fluide sursaturé en Si suite à une baisse de température. Le Si en solution est sous forme d'acide silicique H_2SiO_4

et provient soit des réactions d'hydrolyse des minéraux silicaté, soit de la dissolution directe du quartz. La dissolution du quartz est principalement favorisée par les températures élevées et également pour les fort pH (Bennett, 1991; Brady and Walther, 1990; House and Orr, 1992) mais également les fortes pressions (Dove, 1994). A l'opposé la précipitation de quartz se produit lorsque les fluides sont sursaturés en silice ce qui est contrôlé par la baisse de température, de pression (Figure 20) ou le changement de composition du fluide (Dove, 1994).

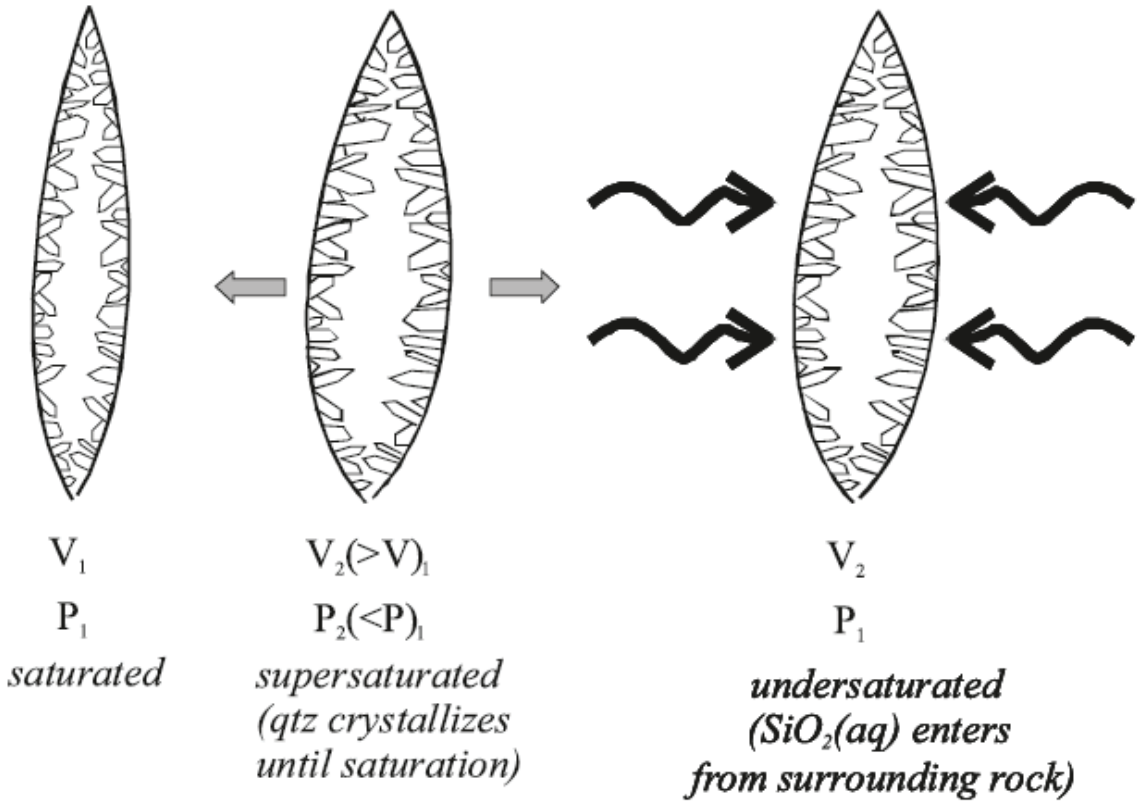


Figure 20 : Schéma représentant la cristallisation du quartz sur les épontes d'une fracture pendant son ouverture. Lorsque la fracture s'ouvre, la pression lithostatique diminue, ceci a pour effet de diminuer la solubilité du quartz au sein de la fracture, causant ainsi la sursaturation du fluide en SiO_2 et la précipitation du quartz (Sharp, 2005).

En conséquence, la réaction de précipitation se fait préférentiellement lors des remontées de fluides dans les domaines où la pression lithostatique est moindre. Ainsi la précipitation de quartz peut avoir lieu dans la porosité des roches mais également dans des fractures ouvertes (Figure 20, Figure 21), des cavités ou des hétérogénéités (schistosité, foliation) nées des contraintes tectoniques.

Figure 21 : Photo d'une veine de quartz (BEL1) échantillonnée dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales, France) illustrant le schéma de la Figure 20. Les cristaux de quartz se sont développement sur les parois de la fracture, parallèlement à sa direction d'ouverture.

Le remplissage de ces espaces par la précipitation de minéraux comme le quartz est qualifié de fente ou de veine selon le mécanisme de formation et la géométrie du remplissage (voir chapitre suivant). Dans la suite nous allons nous intéresser plus spécifiquement à la nature et l'origine de ces structures où précipite préférentiellement les quartz hydrothermaux et les minéraux associés (micas, feldspath, calcite…). Elles peuvent être définies en tant qu'un agrégat minéral qui précipite à partir d'un fluide dans des sites en dilatation (Bons et al., 2012).

B. Localisation et géométrie des principaux sites de précipitation du quartz

Comme discuté dans la partie 2.A (sur les fractures) la déformation des roches et les contraintes associées impliquent l'ouverture d'espace dans lesquels peuvent circuler les fluides. Par conséquent, ces mêmes espaces sont aussi le lieu de précipitation des minéraux hydrothermaux. On peut distinguer les fractures de mode 1 (les fentes associées à un écartement

des deux plans de la fracture) et les fractures de mode 2 et 3 associées à un écartement par cisaillement des deux plans de la fractures, qui définissent parfois les plans de faille. Les espaces planaires comblées par des minéralisations associées à ces circulations de fluides sont appelées veines. Si la précipitation de minéraux hydrothermaux est commune le long des trois types de fractures, c'est dans les fractures de type 1, les fentes de tensions simples qu'elles sont les plus abondantes. Dans la suite serons présentées les grandes familles de veines par rapport à leur déformation.

B.1. Les fentes de quartz

Les fentes de quartz sont associées au remplissage de fractures, dont l'orientation et le pendage sont fréquemment reliés aux contraintes tectoniques locales prévalent au moment de leur formation.

Les fentes de tension simples :

Les fentes de tensions simples sont associées au remplissage de fracture de mode I. La direction d'ouverture maximale de la fente de tension est parallèle à la direction de la contrainte minimum σ3 et perpendiculaire à la direction contrainte maximum σ1 (Durney and Ramsay, 1973) (Figure 22).

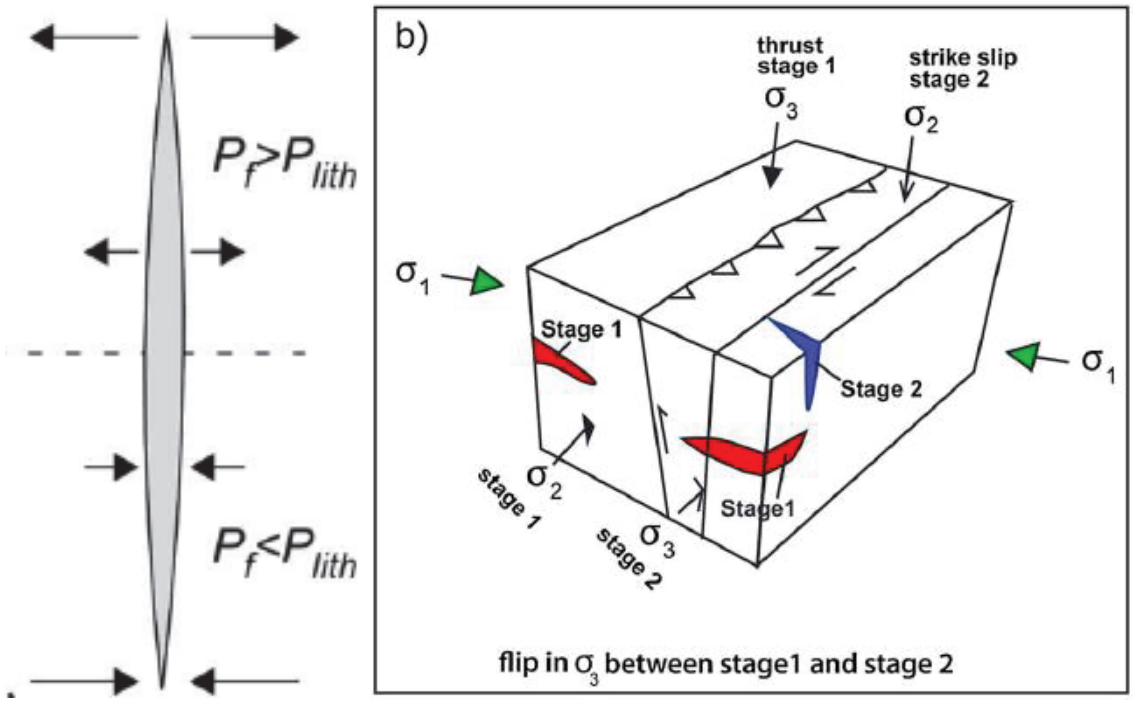


Figure 22 : Schémas représentant la relation entre la direction des contraintes (σ) et la direction d'ouverture des fractures de type 1 dans lesquelles précipitent le quartz (Bergemann et al., 2017; Bons et al., 2012)

Ces fentes simples incluent également les fentes formées en extrados des charnières de plis. Les fentes simples se reconnaissent aisément à leur géométrie planaire terminée en pointe, sans changement d'orientation et sans déformation interne des minéraux la remplissant (Figure 23, Figure 24).

Figure 23 : Photo illustrant une fente verticale de quartz (BEL1) recoupant une fente horizontale (BEL2) dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales, France).

Figure 24 : Fentes de quartz horizontales dans le massif du Mont-Blanc (Alpes occidentales, France).

Les fentes de tension en échelons :

Les fentes en échelons correspondent au remplissage de fractures de mode I s'ouvrant dans les zones de cisaillement. Elles peuvent se disposer parallèlement les unes par rapport aux autres (type I, Figure 25) ou de façon oblique (type II, Figure 26).

Figure 25 : Schémas et photos illustrant le développement des fentes de tensions en échelons de type I dans les zones de cisaillements (Bons et al., 2012).

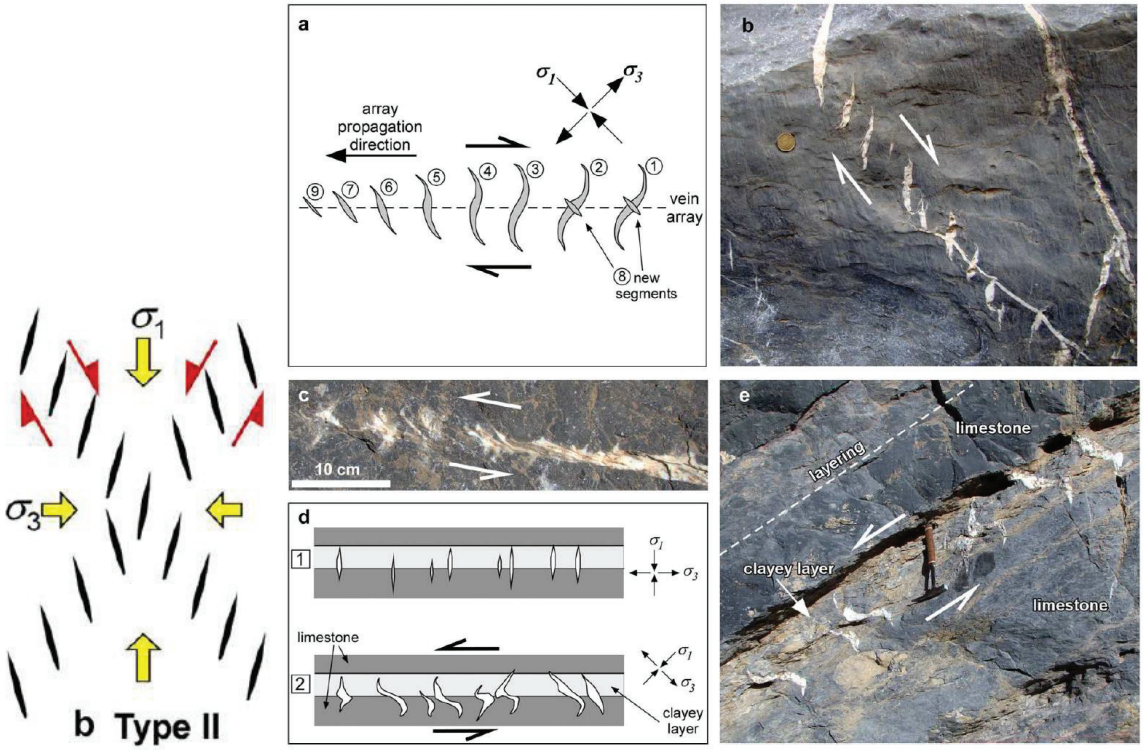


Figure 26 : Schémas et photos illustrant le développement des fentes de tensions en échelons de type II dans les zones de cisaillements (Bons et al., 2012).

Le cisaillement simple, est à l'origine de la forme sigmoïde caractéristique de ces fentes (Beach, 1975; Becker and Gross, 1999; Durney and Ramsay, 1973; Hanmer, 1982; Nicholson,

1991; Nicholson and Ejiofor, 1987; Nicholson and Pollard, 1985; Olson and Pollard, 1991; Passchier and Trouw, 2005; Rickard and Rixon, 1983; Selkman, 1983; Smith, 2005, 1996).

B.2. Les veines associées aux déformations ductiles

Les veines de quartz présentent des critères structuraux et microstructuraux qui les associent à la phase de déformation ductile également accommodée par les roches encaissantes. Elles peuvent être disposées parallèlement à la schistosité ou à la foliation ou boudinées sous la forme de lentilles plus ou moins sigmoïdes moulées par la foliation. Deux grandes familles peuvent être distinguées, les veines associées aux zones de cisaillement simples et celles formées lors du processus de boudinage.

Veines syn-cinématiques des zones de cisaillement simple :

Ces veines sont de forme sigmoïdes (Figure 27, Figure 28) et sont généralement interprétées comme résultant du cisaillement de fentes de type I ou II préexistantes et initialement disposées perpendiculairement aux structures de la roche encaissante (Laing, 2004; Lisle and Vandycke, 1996; Roering, 1968). Ce mécanisme de formation des veines sigmoïdales, requiert deux phases de déformations distinctes ou un continuum de déformation depuis des comportements fragile vers des mécanismes ductiles.

Figure 27 : Veines de quartz syn-cinématiques (GK26) boudinées dans la foliation des paragneiss proche du MCT (Himalaya, Népal).

Figure 28 : Veines de quartz (+ calcite) cisaillées et boudinées dans la foliation des marbres dans le décollement basal helvétique (versant est du Mont-Blanc, France).

Certains auteurs ont proposé un mécanisme syn-déformation impliquant une rupture de la roche par décollement des plans de schistosités et une cristallisation du quartz dans la fente de dilatation ainsi ouverte. La pression étant ainsi beaucoup plus faible dans la fente ($\leq \sigma 3$) que dans les roches encaissantes, c'est cette pression qu'enregistre ces veines (Pêcher, 1978). Contrairement aux fentes simples ou aux fentes de tension ses veines sigmoïdes sont étirées dans le sens du cisaillement et présentent donc des critères de déformation post-ouverture, en particulier un étirement et un boudinage des queues de sigmoïde. C'est cette déformation hétérogène qui suggère que ces veines se mettent en place pendant la déformation.

Les modélisations analogiques visant à reconstituer la migration des exsudats migmatitiques vont dans le même sens, ils suggèrent l'ouverture de fentes pendant la déformation dans les sites en dilatation. La force motrice de la ségrégation du liquide dans les fentes étant le gradient de pression entre les sites en dilatation (les fentes) et leur environnement (les roches encaissantes) en compaction (Barraud, 2001) (Figure 29).

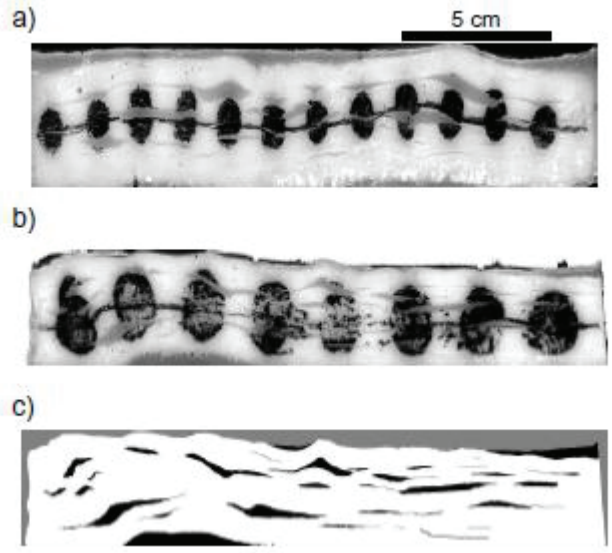


Figure 29 : Résultats des tests expérimentaux menées sur de la cire foliée visant reproduire la formation de veines syn-cinématiques dans les migmatiques pendant la déformation. Le raccourcissement ouvre des fentes de dilatation dans la foliation qui sont ensuite déformées par la progression de la déformation (Barraud, 2001).

Veines syn-cinématiques des zones de boudinages :

Certaines veines syn-cinématiques sont associées au phénomène de boudinage de la foliation, elles sont considérées comme se formant à la terminaison entre deux boudins de foliation (« boudin neck » dans la littérature) (Figure 30) pendant la déformation (Arslan et al.,

2008; Lacassin, 1988). Leur géométrie diffère selon si le cisaillement est pur (Figure 31, a) ou simple (Figure 31, b et c).

Figure 30 : Veine de quartz syn-cinématique à la terminaison d'un boudin de foliation ("boudin neck") dans des orthogneiss (Massif du Cine, Turquie) (Arslan et al., 2008).

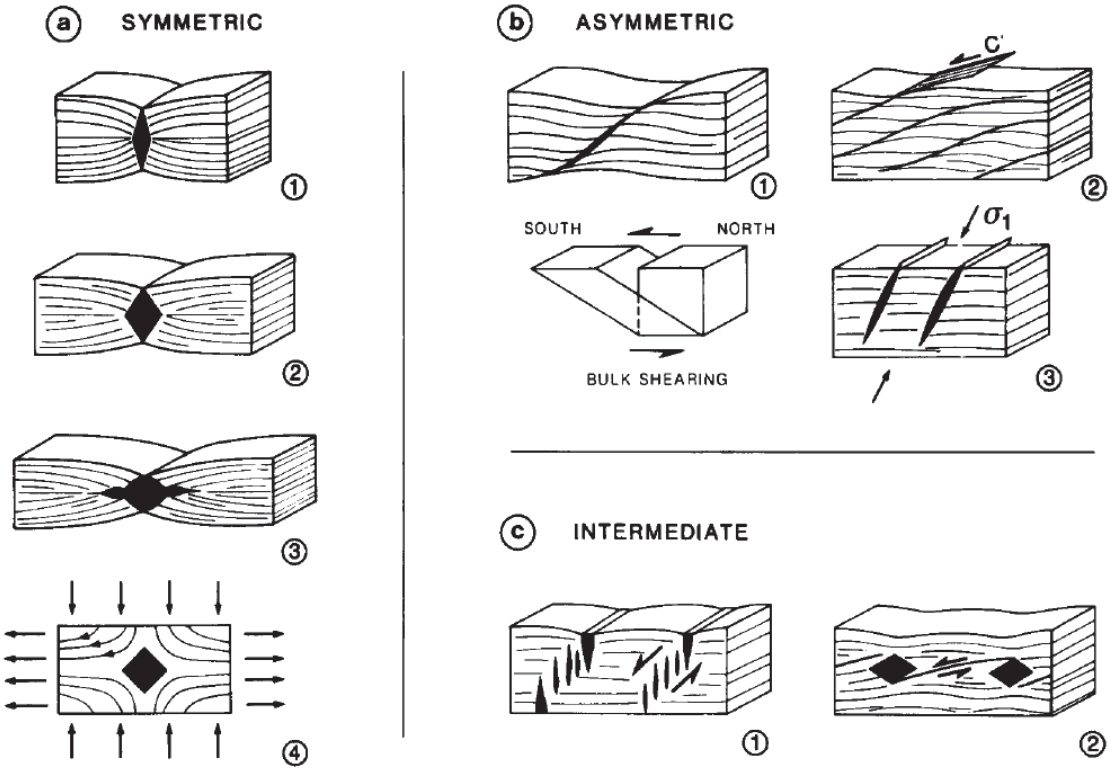


Figure 31 : Schéma illustrant le boudinage de la foliation et la formation de veines syn-cinématiques au niveau des "boudin neck". A gauche, boudinage symétrique associé à du cisaillement pur. A droite, boudinage asymétrique associé à du cisaillement simple (Lacassin, 1988).

Les veines cisaillées : rubans et mylonites de quartz :

Les structures présentées précédemment ne montrent pas ou peu de déformation interne (fentes de tension comblées, veines en boudin) ou uniquement au niveau des extrémités des sigmoïdes (veines syn-cisaillement). A l'opposé, les rubans (Figure 32, Figure 33) et les mylonites de quartz sont caractérisés par une intense déformation interne.

Figure 32 : Photo d'un ruban de quartz parallèle à la foliation du paragneiss encaissant (Versant est des Aiguilles Rouges, France).

Figure 33 : Photos de rubans de quartz dans des paragneiss à l'ouest de la klippe de Katmandu (Himalaya, Népal).

Les rubans et les mylonites voire les ultra-mylonites de quartz (Figure 34) présentent généralement un degré de recristallisation interne très élevé.

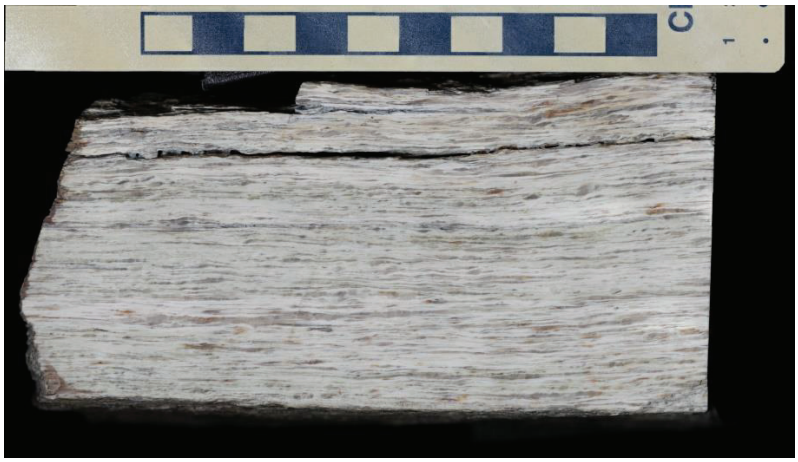


Figure 34 : Photo d'une ultra-mylonite de quartz (Ultramylonite (gigamacro.com)).

La recristallisation se produit par consommation plus ou moins intégrale des porphyroclastes originels de quartz à la faveur de leur remplacement par les sub-grains ou néograins recristallisés (Sub-grain rotation) (Figure 35).

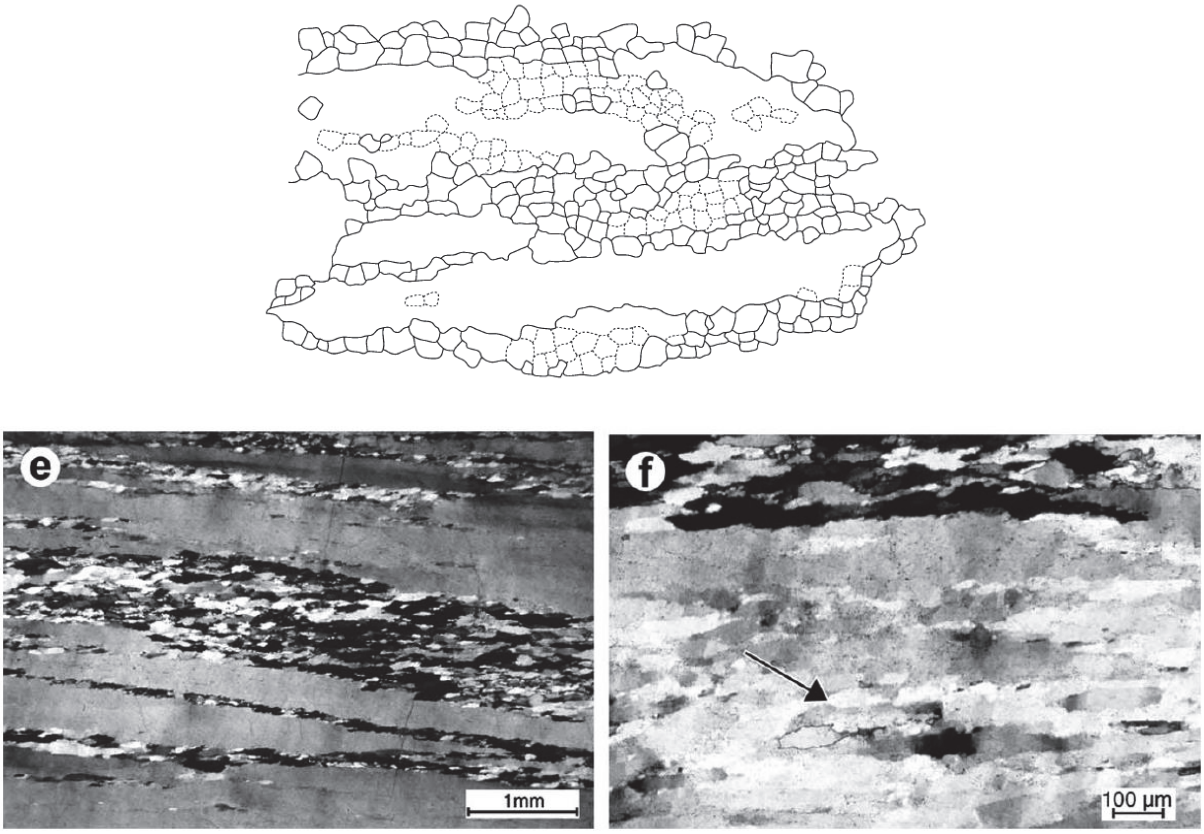
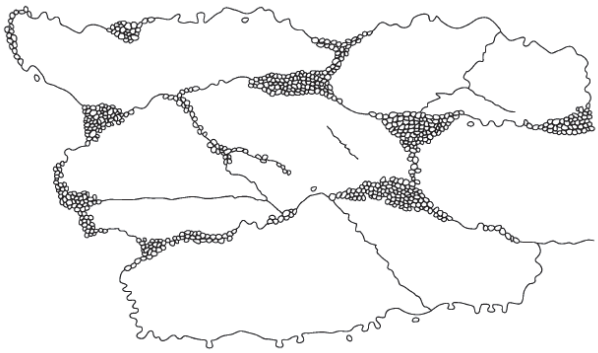
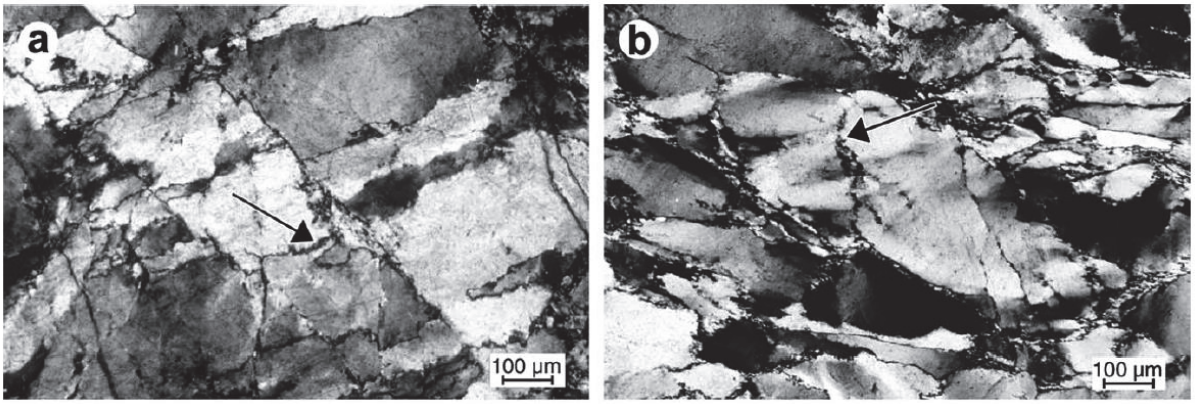


Figure 35 : Schémas et photos illustrant les microstructures de la recristallisation du quartz en rotation de sous-grains (Sub-Grain Rotation, SGR) caractéristiques dans les rubans de quartz (Stipp et al., 2002)..

Les veines de quartz syn-cinématiques, en revanche, sont faiblement recristallisées présentant des structures de type « bulging » (Figure 36), rarement affectées par une recristallisation plus avancée (présence de quelques néo-grains en joints des gros grains de quartz, extinctions ondulantes du quartz) (Bailey et al., 1962; Stipp et al., 2002). Certaines veines syn-cinématiques formées au sein de zones de cisaillement de haute température peuvent présenter des évidences de recristallisation du quartz de type Grain Boundary Migration (GBM) (migration de joints des néo-grains).





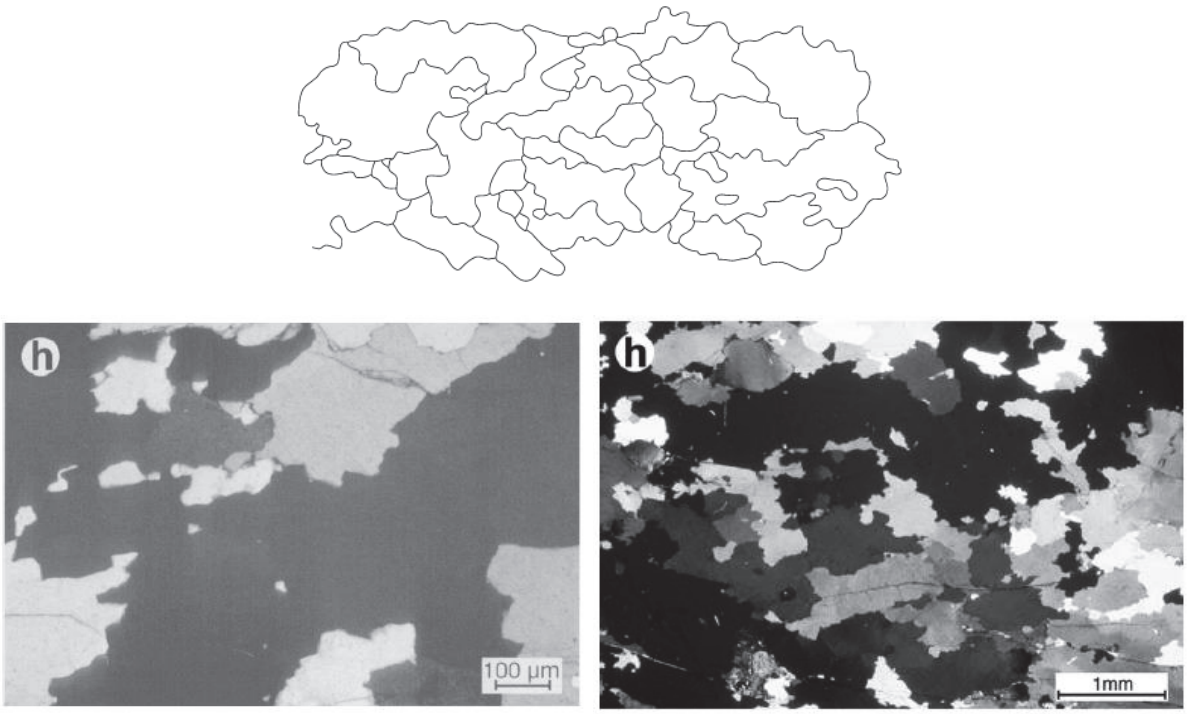


Figure 36 : Haut : schémas et photos illustrant les microstructures caractéristiques de la recristallisation du quartz en bulging le long des bordures de grains et des micro fractures (Stipp et al., 2002). Bas : schémas et photos illustrant les microstructures caractéristiques de la recristallisation du quartz GBM avec une texture amiboïdale typique (Stipp et al., 2002).

Ces observations indiquent que les rubans et les mylonites de quartz sont soit issus d'une déformation plus intense de veines syn-cinématique soit dans la continuité de la phase de déformation soit suite à une deuxième phase tectonique.

C. Piégeage des fluides dans les minéraux hydrothermaux : les inclusions fluides

La formation des veines de quartz peut être associée à la circulation de fluides hydrothermaux d'origines différentes. L'origine du fluide peut être déterminée indirectement à partir d'équation de fractionnement et de la composition isotopiques des minéraux hydrothermaux. Cependant, une faible portion de fluide peut être piégée dans les minéraux sous forme d'inclusion fluide, donnant accès directement à la composition des fluides. Dans le prochain paragraphe seront définis les inclusions fluides ainsi que les différentes variétés observables dans le quartz.

C.1. Les inclusions fluides : définition

Lors de la croissance des minéraux de petites fractions de fluides peuvent se retrouver piégées et scellées dans le réseau cristallin pendant plusieurs centaines de millions d'années

voire plusieurs milliards d'années. Ces inclusions fluides (IFs) correspondent à de petites cavités d'une taille pouvant varier de 5 à plus de 100µm (Figure 37, Figure 38).

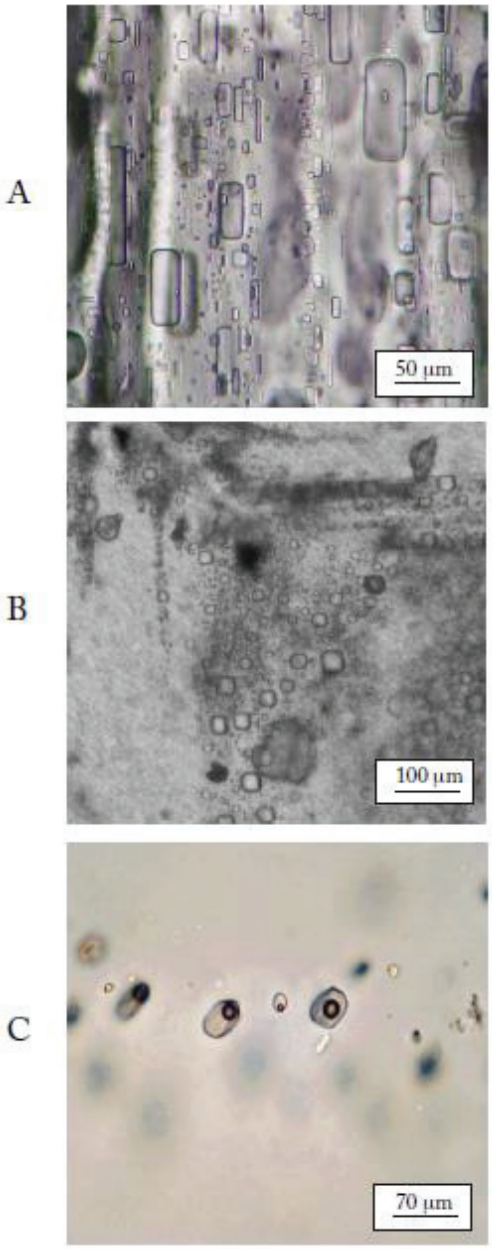


Figure 37 : Photographies d'IFs, A et B : dans de l'halite et C : dans du quartz (Rigaudier, 2010).

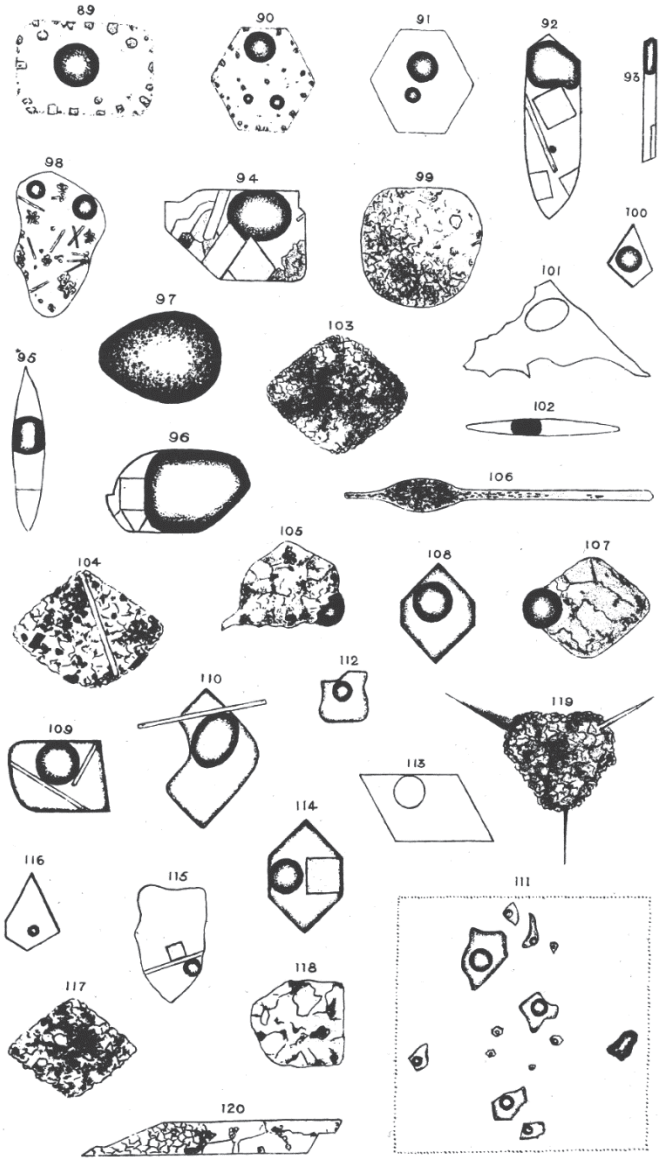


Figure 38 : Schémas représentant différents types d'IFs dans différents minéraux. L'illustration 111 représente les IFs typiques du quartz (Sorby, 1858).

Les IFs sont considérées comme un système fermé, leur composition chimique et leur volume (isochore) ne varient pas depuis leur piégeage au sein du minéral (Dubois, 2000). Ces dernières contiennent un micro-volume du fluide qui a été en contact avec les minéraux de la roche, soit lors de leur croissance, soit postérieurement. Des expériences en laboratoires montrent que les inclusions fluides artificielles se forment rapidement, entre quelques jours à quelques mois, dépendant de la vitesse de croissance des minéraux-hôtes (15 jours dans de l'halite (Rigaudier et al., 2012) ; de 3 heures à 87 jours dans du quartz (Shelton and Orville, 1980; Sterner and Bodnar, 1984). Etudier les IFs peut donc permettre par exemple d'accéder à des informations sur les paléo- conditions pression-température (P-T) auxquelles se forment les minéraux-hôtes et l'origine des fluides impliqué dans l'hydrothermalisme.

C.2. Les inclusions fluides dans le quartz

La plupart des minéraux sont susceptibles de contenir des IFs, parmi eux le quartz, de part i) l'absence de clivage, ii) la simplicité de sa composition chimique (SiO_2) limitant les possibilités d'interaction avec le fluide piégé, iii) sa résistance mécanique et thermique et iv) son abondance dans les roches, en font un minéral-hôte de premier choix pour étudier les IFs. Ces dernières ont d'ailleurs été découvertes, observées et décrites macroscopiquement pour la première fois dans du quartz (Figure 39) par le géologue français Déodat Gratet de Dolomieu en 1792 puis microscopiquement (Figure 40) par l'anglais Henry Clifton Sorby en 1858.

Figure 39 : Photo d'un cristal de quartz géodique pluri-centimétrique contenant une inclusion d'hydrocarbure biphasée (www.gems-plus.com).

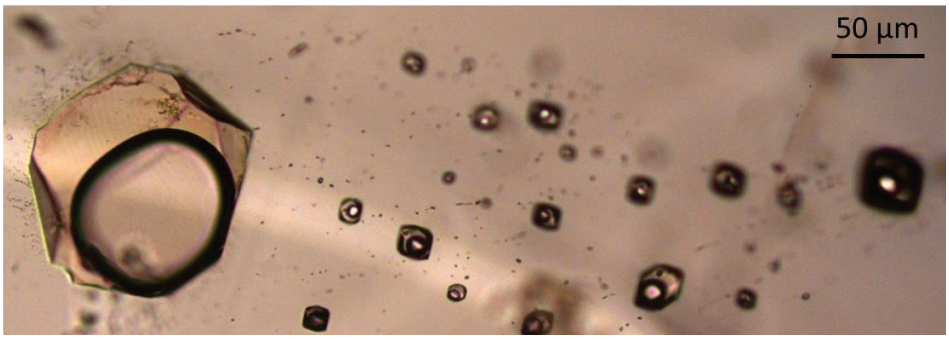


Figure 40 : Photos d'IFs biphasées dans du quartz (http://georessources.univ-lorraine.fr/).

Comme détaillé précédemment, le quartz hydrothermal des veines se forme par précipitation de SiO_2 à partir d'un fluide hydrothermal sursaturé en silice. Le quartz qui précipite, cristallise par cycles de croissances plus ou moins discontinus, ses bordures constituant l'interface entre le fluide présent et le cristal. Entre deux stades de croissance, des IFs restent piégées dans des lacunes de cristallisation ou des micro-fractures entre deux zones de croissance du quartz (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

C.3. Les différents types d'inclusions fluides

Les IFs peuvent contenir plusieurs types de fluides sous forme liquide (H_2O, CO_2, CH_4) et/ou plusieurs phases d'un même fluide ($H_2O_{liquide}$, H_2O_{vapeur}) (Boullier and Robert, 1992; Cox, 1995; Munz et al., 1995). Les IFs contenant deux phases distinctes comme un liquide et un gaz sont qualifiés de biphasées (Figure 41, A et B). Si la phase liquide est sur salée il se produit sous certaines conditions de P-T la précipitation d'une ou plusieurs phases solides (minéral fils), l'inclusion est alors dite triphasée ou polyphasée (Figure 41, C).

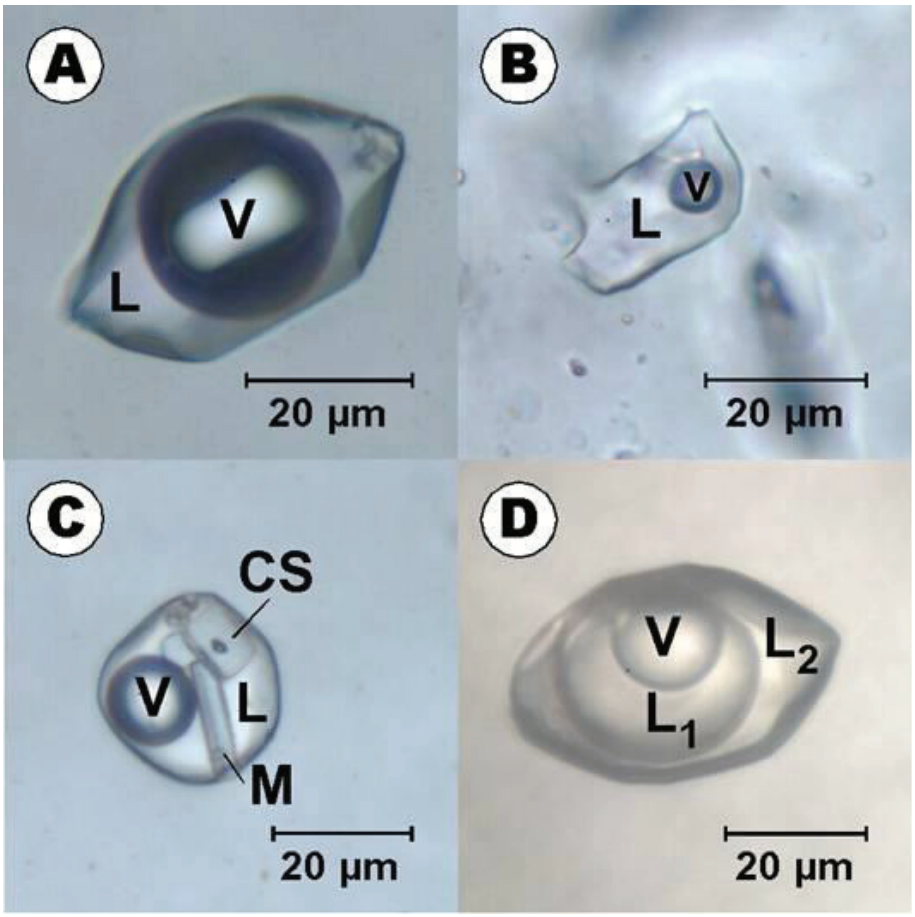


Figure 41 : Photo d'IFs biphasées (A, B) et polyphasées (C, D) (V : vapeur, L : liquide et solide (CS : cube de sel et M : minéral) (Dubois, 1992).

Les IFs sont également décrites en fonction de leur morphologie et de la chronologie de leur piégeage lors à la croissance du minéral hôte. On parle alors de « populations » ou de « générations » d'IFs. Derrière ces termes se trouvent l'idée que plusieurs IFs partageant certaines caractéristiques comme les valeurs de Th et Tf (T° homogénéisation, T° fusion de la glace) (abordé dans la partie 4) sont associées au même fluide piégé au même moment au cours de la croissance du minéral hôte. La notion de temps dans cette définition rend le terme de « générations » plus approprié (Roedder, 1984; Van den Kerkhof and Hein, 2001).

Les IFs dites primaires et pseudo-secondaires sont toutes piégées pendant la croissance du quartz alors que les secondaires sont postérieures (Figure 42).

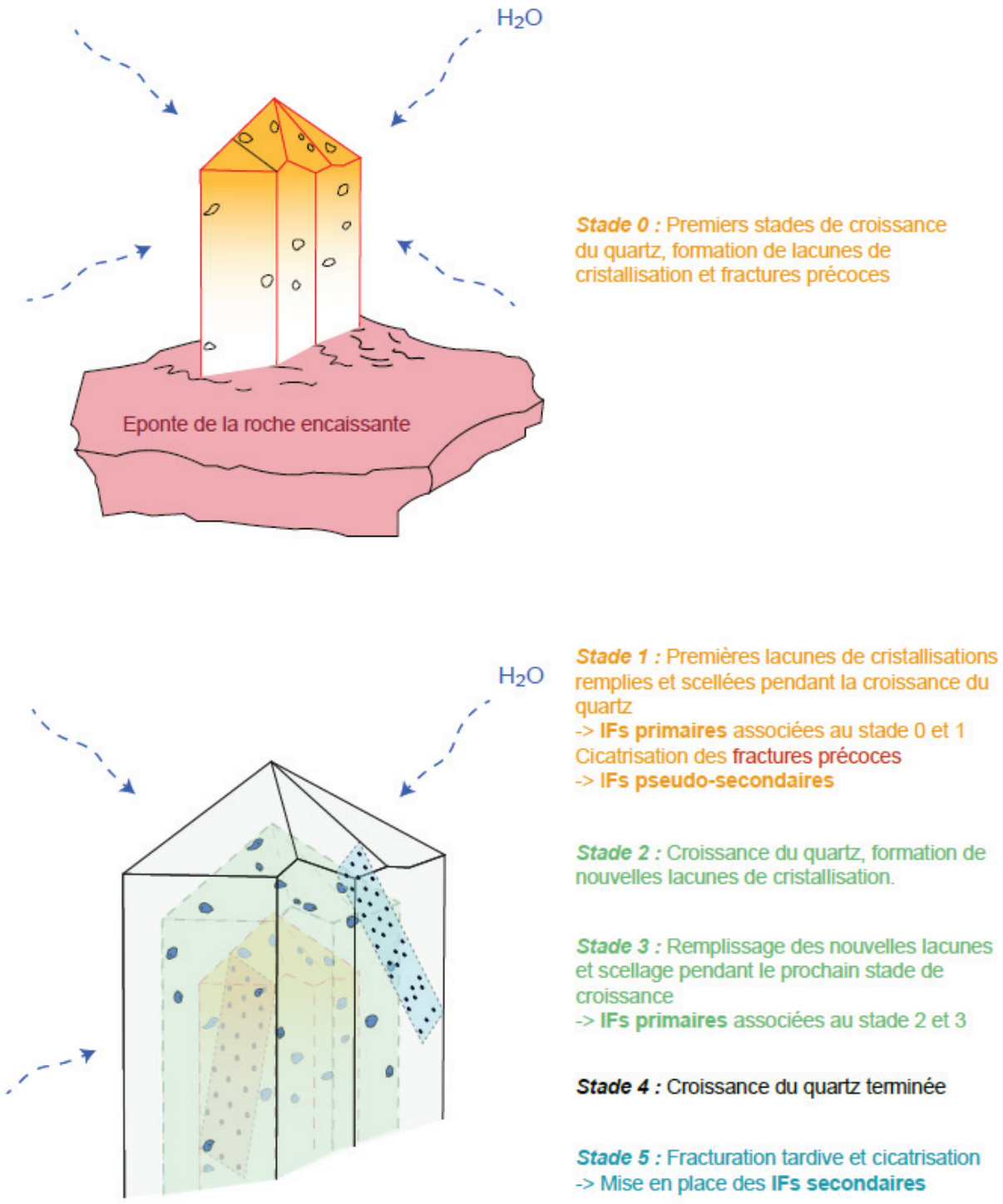


Figure 42 : Schéma représentant les différents stades de croissance et de fracturation du quartz. Les générations d'IFs associées à chacun de ces stades sont également montrées.

Les primaires se forment sur des lacunes de cristallisation disposées de façon aléatoire et plus ou moins isolées (Figure 42, Figure 43, Figure 44,) sur les faces du minéral pendant sa croissance ou selon une zonation de croissance du minéral (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

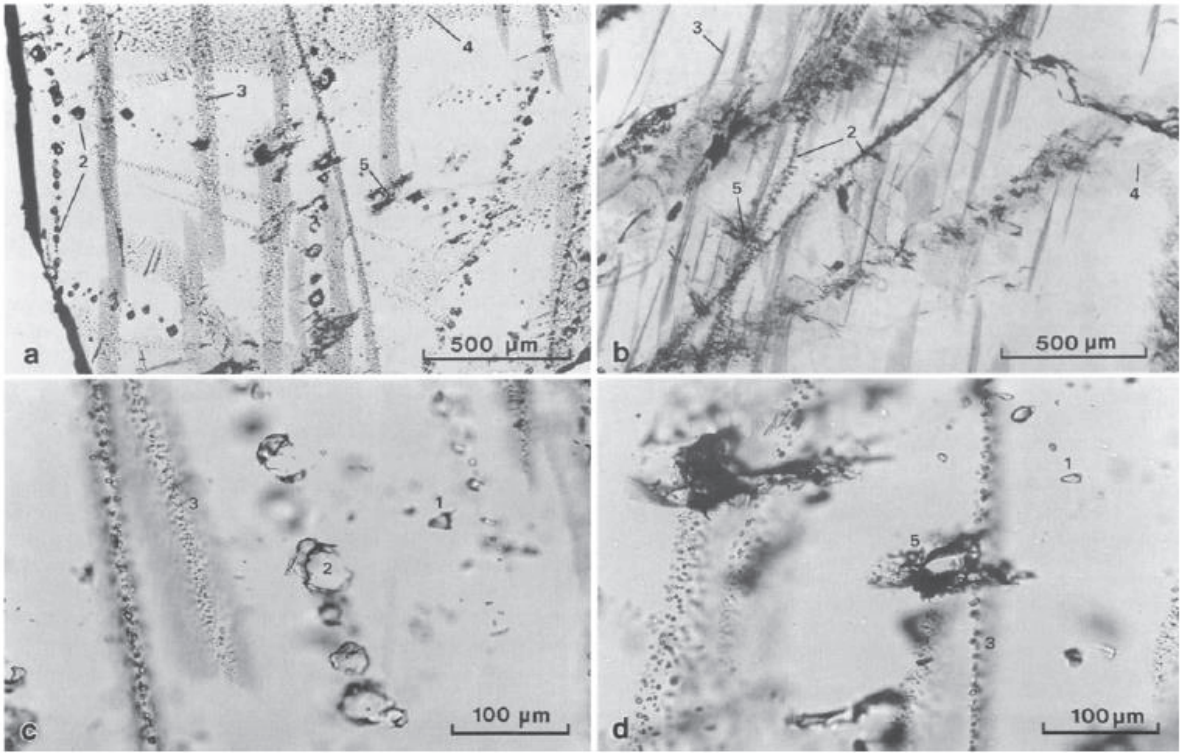


Figure 43 : Photo de différentes générations d'IFs dans le quartz d'une veine syn-cinématique échantillonnée dans la haute chaîne himalayenne (Népal). Les IFs de type 1 sont primaires et les IFs de type 2, 3, et 4 se disposent en trainées et correspondent à des pseudo-secondaires (Boullier et al., 1991).

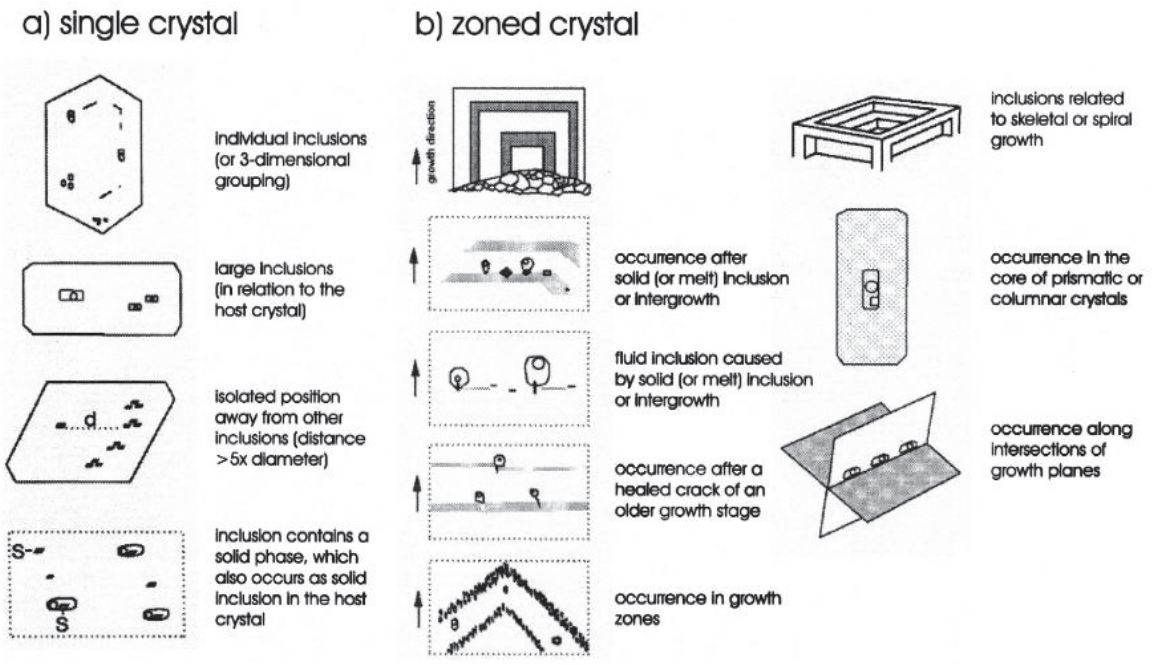


Figure 44 : Schémas représentant les critères de reconnaissances des IFs primaires (a) et les différents mécanismes permettant leur formation au sein d'un cristal (b) (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

Les IFs pseudo-secondaires cicatrisent des micro-fractures (« healed micro-cracks » dans la littérature) formées pendant la croissance du quartz (Figure 42), ce qui leur confèrent une disposition planaire observable au microscope optique (Figure 43) (Van den Kerkhof and Hein, 2001). Ces « trainées » d'IFs de forme souvent géométrique en cristal négatif (morphologie du minéral hôte) ne recoupent donc pas les joints de grains (Craw, 1990; Evans et al., 2008; Van den Kerkhof and Hein, 2001) (Figure 45).

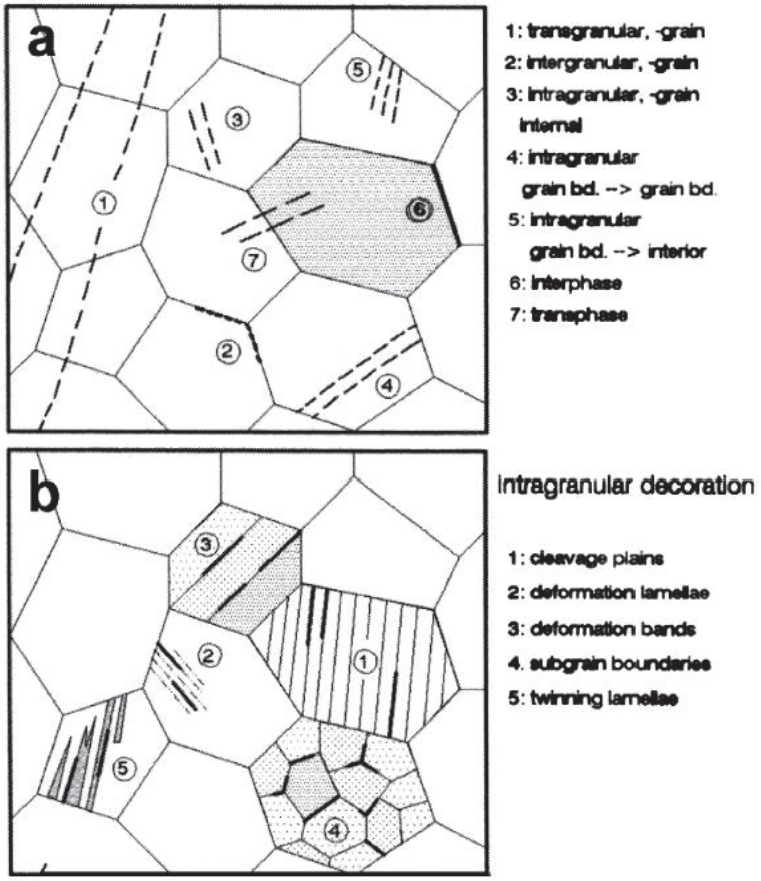


Figure 45 : Schémas représentant les différents types de trainées d'IFs au sein des minéraux. Les trainées transgranulaires (recoupant les joints de grains) correspondent aux IFs secondaires alors que les trainées intragranulaires (ne recoupant pas les joints de grains) correspondent aux IFs pseudo-secondaires (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

Les IFs secondaires se forment par cicatrisation de micro-fractures qui affectent le minéral après sa croissance (voire plusieurs millions d'années après) (Figure 42), c'est pourquoi leur volume est souvent très inférieur à celui des autres générations d'IFs et qu'elles sont disposées de manière planaire, en « trainées » qui, dans ce cas, traversent les joints de grains (Van den Kerkhof and Hein, 2001) (Figure 45).

Partie 4. Reconstitution des circulations hydrothermales

L'étude des minéraux hydrothermaux et des IFs permet de reconstituer la circulation de l'eau dans la croûte continentale. Dans cette partie sont présentées les différentes méthodes actuellement utilisées pour accéder à la nature des fluides hydrothermaux, leur température et l'âge de leur circulation.

A. La nature des fluides hydrothermaux

Afin d'étudier un système hydrothermal, il est important de connaître la nature des fluides impliqués. Les méthodes présentées ici permettent de mesurer la salinité, la composition chimique élémentaire ainsi que la composition isotopique des fluides hydrothermaux.

A.1. Mesure de la salinité et de la composition chimique élémentaire des inclusions fluides

A.1.1. La microthérmométrie

L'analyse microthermométrique est une technique non destructive qui consiste en une observation minutieuse des changements de phase d'une inclusion individuelle qui surviennent lorsqu'elle est soumise à des cycles de chauffage et de refroidissement, dans une gamme de températures comprises entre -180°C et +600°C (Rigaudier, 2010). Cette analyse est réalisée à l'aide d'une platine chauffante/réfrigérante de type LINKAM couplée à un microscope optique (Figure 46).

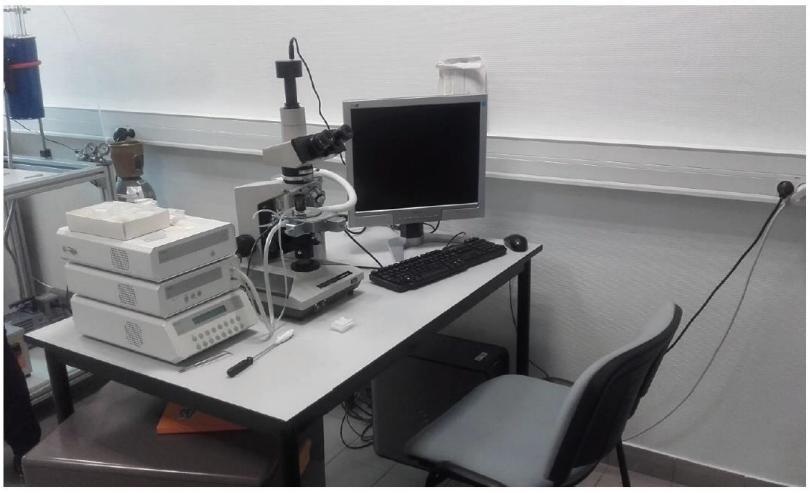


Figure 46 : Installation micro-thermométrique du laboratoire de Géologie de Lyon (Géode). Platine chauffante/réfrigérante Linkam Inc. THM 600 couplée à un microscope optique (Nicolas, 2018).

Les températures habituellement mesurées sont la température d'homogénéisation (T_h) et la température de fusion (T_f). Après congélation totale (solidification) l'inclusion est lentement réchauffée jusqu'à homogénéisation totale (état à une phase). La T_f de l'inclusion solidifiée permet l'identification de la phase liquide et du système gazeux associé (H_2O–NaCl, H_2O–CO_2, CO_2–CH_4, etc.) ainsi que le taux de salinité du fluide (en %).

A.1.2. La spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman permet de déterminer la composition de certains constituants en se basant sur le phénomène physique selon lequel un milieu modifie légèrement la fréquence de la lumière y circulant. C'est une méthode non destructive et ponctuelle (résolution spatiale de quelques microns) qui permet de connaître la composition de la phase volatile (CH_4, C_2H_6, C_3H_8, CO_2, CO, N_2, H_2S) contenues dans les IFs (Figure 47) avec une limite de détection de ~1000 ppm. La concentration de chlorure peut être obtenue en mesurant les perturbations des liaisons hydrogènes du spectre Raman de l'eau (Dubessy et al., 1982).

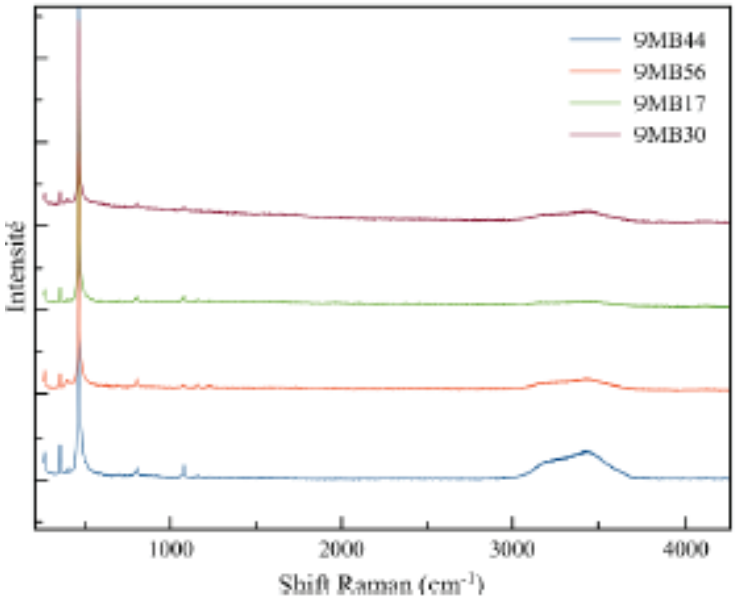


Figure 47 : Diagramme illustrant le type de spectres Raman obtenus sur les IFs dans du quartz (Nicolas, 2018). Les premiers pics à basses fréquences correspondent au spectre du quartz (e.g. Frezzotti et al., 2012; Palmeri et al., 2009) alors que le bombement observé aux hautes fréquences correspond aux vibrations des liaisons OH de l'eau liquide (e.g. Frezzotti et al., 2012; Walrafen, 1967, 1964) contenue dans les IFs.

A.2. Mesure de la composition isotopique des fluides hydrothermaux

L'analyse isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène des fluides hydrothermaux permet de caractériser leur origine (réservoir). La mesure du $\delta^{18}O$ et/ou du δD des fluides hydrothermaux peut se faire de manière indirecte sur les minéraux hydrothermaux ou directement sur les IFs.

A.2.1. Mesure indirecte sur les minéraux hydrothermaux

Le quartz hydrothermal :

La géochimie et la minéralogie des veines est un domaine vaste, son étendu est à la mesure du nombre de minéraux différents qu'elles peuvent contenir. Dans ce manuscrit je me limiterai aux veines de quartz. La plupart des études géochimiques menées sur ce type de veine se sont concentrées sur les isotopes stables de l'oxygène (Menzies et al., 2014; Rossi and Rolland, 2014; Sharp, 2005; Sharp and Kirschner, 1994) et sur les inclusions fluides (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Pecher, 1978; Poty, 1967) en utilisant la composition isotopique du quartz des fentes ou des veines hydrothermales ($\delta^{18}O_{(quartz)}$) et une valeur estimée de la température de précipitation du quartz pour calculer la composition isotopique théorique du fluide minéralisateur ($\delta^{18}O_{(eau)}$ ou $\delta^{18}O_{(calculé)}$). Voici une des équations permettant de calculer le coefficient de fractionnement quartz-H_2O (Sharp et al., 2016) :

$$\delta^{18}O_{(eau)} = 1000\left[\frac{1+\left(\frac{\delta^{18}O_{(quartz)}}{1000}\right)}{e^{\left(\frac{A}{1000}\right)}-1}\right]$$

-Avec $A = 1000\,ln(\alpha)_{(quartz-water)} = 4.20(10^6/T^2) - 3.3(10^3/T)$

-T (K) = température en degrés kelvin

Ce type d'équation est largement utilisé pour étudier l'interaction entre les fluides et les roches qu'ils traversent (ratio fluides-roches) (Gray et al., 1991; van Haren et al., 1996). Elles sont également utilisées pour estimer la température et la pression à laquelle les veines se sont formées, à partir de quel type de fluide : aqueux ou majoritairement composé de CO_2, salin ou peu salin, à l'équilibre avec les roches encaissantes ou pas.

Au sein d'un système fermé et à l'équilibre il est attendu que le $\delta^{18}O$ du quartz des roches encaissantes soit appauvris par l'interaction avec le fluide, le $\delta^{18}O$ de ce dernier s'en retrouvant enrichi. L'utilisation de ces équations part du postulat que i) des échanges ont nécessairement lieu entre l'oxygène du fluide hydrothermale (H_2O) et l'oxygène du quartz (SiO_2) et ii) que le fluide hydrothermal est à l'équilibre avec le quartz de la veine. Nous verrons par la suite que ce n'est pas toujours le cas.

Les minéraux hydroxylés :

Le fractionnement isotopique se produit entre un fluide et un minéral lorsque des fluides sont impliqués dans la croissance des minéraux dits hydroxylés. C'est le cas pour les phyllosilicates tels que la muscovite ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$) en raison de l'intégration de groupements OH inter-foliaires dans leur réseau cristallin. Des équations ont été calibrées pour retrouver la composition isotopique du $\delta D_{(eau)}$ ou $\delta D_{(calculé)}$ des fluides à partir de la composition isotopique de ces minéraux (Suzuoki and Epstein, 1976). Ci-dessous l'équation pour la muscovite :

$$\delta D_{(water)} = 1000 \left[\frac{1 + \left(\frac{\delta D_{(muscovite)}}{1000} \right)}{e^{\left(\frac{A}{1000} \right)} - 1} \right]$$

-Avec $A = 1000\, ln(\alpha)_{(muscovite-water)} = -22.1(10^6 T^{-2}) - 19.1$

-T (K) = température en degrés kelvin

Cette méthode nécessite de connaître la température de formation des minéraux hydroxylés. Pour les muscovites elle est estimée indirectement par le biais de la thermobarométrie ou par l'étude des microstructures du quartz associé aux micas. Le $\delta^{18}O$ est rarement mesuré dans les phyllosilicates car l'O du fluide peut être contaminé par l'O des groupements SiO_4 tétraédriques.

L'estimation imprécise de la température de formation de ces minéraux (parfois > ± 100°C) ainsi que les biais associés à l'utilisation des équations de fractionnement (postulat que les fluides et les minéraux sont à l'équilibre) constituent les limitations de ces méthodes.

A.2.2. Mesure directe sur les inclusions fluides

La mesure de la composition isotopique (O et H) des fluides contenus dans les IFs permet de s'affranchir des limitations des méthodes précédemment citées en accédant directement à la signature isotopique des fluides hydrothermaux. L'analyse du $\delta^{18}O$ et/ou du δD est aujourd'hui rendue possible via différents protocoles d'analyses.

La méthode classique :

Cette méthode implique la libération sous vide des fluides contenus dans les IFs (H_2O, CO_2, parfois CH_4 ou hydrocarbures) par décrépitation thermique ou mécanique. L'eau est séparée des autres fluides en utilisant des pièges cryogéniques puis est transférée dans un réacteur de micro-équilibration dans lequel est ajouté du CO_2 de composition isotopique connue (Figure 48).

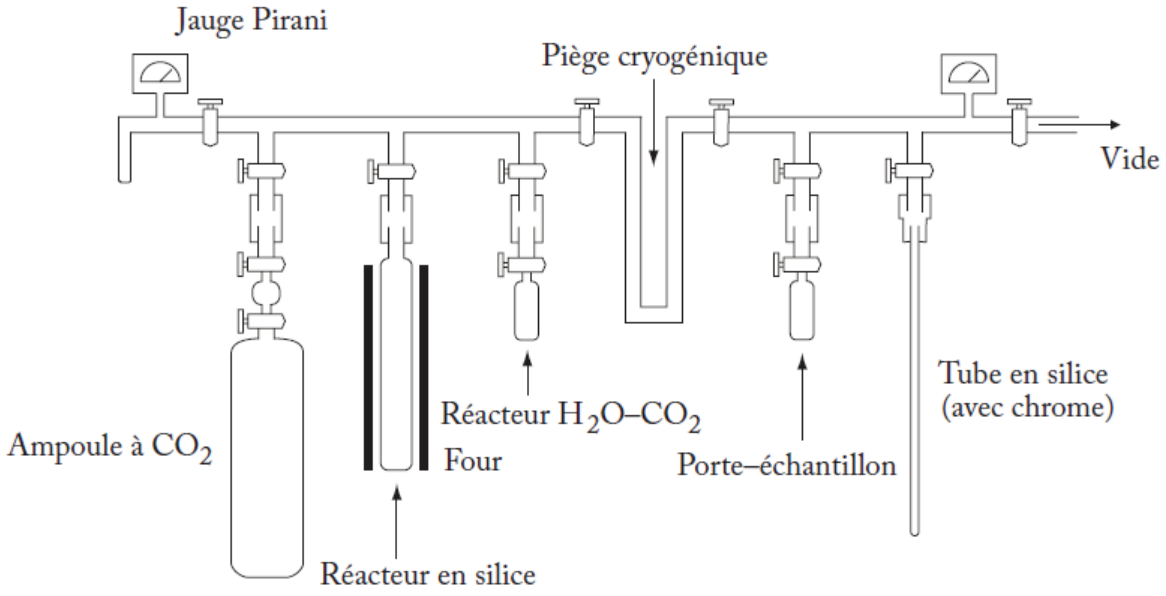


Figure 48 : Schéma de ligne d'extraction sous vide pour la méthode classique d'extraction et d'analyse du δD et du $\delta^{18}O$ des IFs (Rigaudier, 2010).

L'eau et le CO_2 de quantités et de compositions isotopiques connues sont donc capables d'échanger leurs isotopes de l'oxygène. Les compositions isotopiques des deux fluides en contact dans le réacteur sont à l'équilibre après 48h de réaction. Après ce temps, les échantillons d'eau et de CO_2 équilibrés sont séparés par cryogénie sous vide. Les valeurs de $\delta^{18}O$ de l'eau peuvent être calculées à partir des mesures de $\delta^{18}O$ du CO_2 en utilisant l'équation de bilan de masse de (Kishima and Sakai, 1980) ci-dessous :

$$\delta^{18}O_{(water)} = \left(\delta^{18}O_{(CO_2)}(f) - \delta^{18}O_{(CO_2)}(i)\right)\left(2\frac{[CO_2]}{[H_2O]}\right) + \left(1 + \frac{\delta^{18}O_{(CO_2)}(f)}{1000}\right)\frac{1000}{\alpha_{CO_2-H_2O}} - 1000$$

- Avec $\alpha_{CO_2-H_2O}$ = 1.0412 à T = 298.15 Kelvin (O'Neil and Adami 1969)

- $\delta^{18}O_{(CO_2)}(f)$ = $\delta^{18}O$ du CO_2 équilibré avec H_2O (des IFs dans ce cas) après 48h

- $\delta^{18}O_{(CO_2)}(i)$ = $\delta^{18}O$ du CO_2 avant l'équilibration avec H_2O = 15.3 ± 0.1‰ (SMOW)

- [CO_2] et [H_2O] sont les quantités des deux fluides en µmoles

Après l'équilibration et la collecte du CO_2, l'eau est transférée puis emprisonnée sous vide dans un tube en silice contenant du Chrome (Donnelly et al., 2001; Morrison et al., 2001) (Figure 48) ou du Zinc (Lécuyer and O'Neil, 1994; Vennemann and O'Neil, 1993). Cette eau est ensuite réduite par le chrome ou le Zinc à haute température pendant 5 minutes pour produire du H_2 moléculaire dont le δD est déterminé avec un spectromètre de masse. Le $\delta^{18}O$ du CO_2 préalablement collecté est mesuré dans un second temps par spectrométrie de masse.

Les quantités d'eau des échantillons, indispensables pour résoudre l'équation (Kishima and Sakai, 1980) sont des variables délicates à quantifier (Rigaudier, 2010). Ceci ajouté au fait que le $\delta^{18}O$ des IFs s'obtient indirectement par le calcul après rééquilibration avec du CO_2 constituent les facteurs limitants de cette approche et explique que le plus souvent uniquement le δD des IFs soit mesuré et publié (Evans et al., 2008; France-Lanord et al., 1988; Menzies et al., 2014; Quilichini et al., 2016).

La nouvelle Méthode :

L'extraction des IFs se fait par décrépitation mécanique (Graaf et al., 2020) ou thermique (Fourel et al., 2020). L'analyse isotopique simultanée du $\delta^{18}O$ et du δD de l'eau se fait sur un très faible volume d'eau (1µl) par spectroscopie Infra-Rouge dite OA-ICOS (Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) qui utilise la relation entre les capacités d'absorption et de transmittance de la lumière par la molécule d'H_2O et sa composition isotopique (voir chapitre suivant). Cette méthode a déjà fait ses preuves sur des IFs provenant de calcite et autres matériaux carbonatées (Graaf et al., 2020) ainsi que sur des IFs d'halite (Fourel et al., 2020). L'un des objectifs de cette thèse a été d'appliquer ce protocole analytique sur des IFs provenant de veines de quartz (Gardien et al., soumis), je développerai cet aspect plus tard dans ce manuscrit.

B. La température des fluides hydrothermaux

B.1. Mesure de la température par la microthermométrie

Outre la mesure du taux de salinité des IFs, la microthermométrie permet également d'accéder à la température de piégeage des fluides. La mesure de la température d'homogénéisation (T_h) (lorsqu'il ne reste plus qu'une seule phase dans l'inclusion) indique la température minimum de formation de l'inclusion. Elle permet de calculer la densité du fluide (isochore) qui peut être recoupée avec des données barométriques (thermobarométrie sur les roches encaissantes par exemple) pour estimer la profondeur de piégeage des IFs. Les potentiels changements de volumes des IFs depuis leur piégeage constituent une des limitations de la microthermométrie.

B.2. Mesure de la température par la chimie des minéraux hydrothermaux

La mesure des éléments mineurs et traces du quartz des veines, bien que complexe car les teneurs sont faibles, peut également fournir des informations intéressantes. La teneur en Titane du quartz par exemple peut être reliée à la température de sa cristallisation (nécessairement supérieur >400°C pour que le Ti soit détectable) (Wark and Watson, 2006).

C. Datation des circulations hydrothermales

C.1 La datation des veines de quartz

C.1.1 Datation indirecte

La datation indirecte des veines de quartz s'appuie sur la chronologie relative entre phases de déformation de l'encaissant et de formation des veines. La géométrie des veines, leur orientation par rapports aux structures de l'encaissant ou leur déformation interne (Voir Partie 2.B.) vont ainsi permettre de distinguer les veines ante-tectonique, syntectonique et post-tectonique.

Les veines ante-tectoniques :

Elles sont les plus déformées et sont entièrement reprises dans la déformation. Elles peuvent parfois présenter une structure mylonitique et former des rubans (Figure 49) transposés dans la foliation (Voir partie 2.B. sur les rubans de quartz).

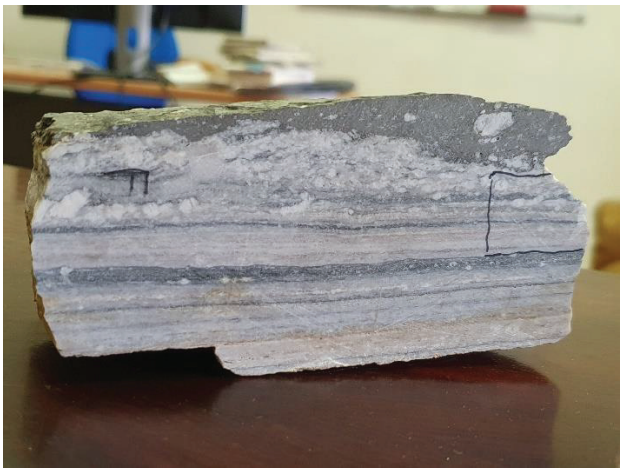


Figure 49 : Photo d'un ruban de quartz échantillonné dans une zone de cisaillement au sud-est du plateau tibétain.

Les veines syn-cinématiques :

Les veines syn-cinématiques (Figure 50) sont associées aux fentes ouvertes et cisaillées pendant la déformation et ne présentent pas ou très peu de déformation interne. C'est le cas des fentes de tension simples ou en échelon (Voir partie 2.B sur les fentes) des fentes de dilatation et des fentes inter-boudins (Voir partie 2.B sur les veines syn-cinématiques) ou du remplissage des plans de faille (Figure 52). Dans ce dernier cas la direction de croissance des minéraux permet de distinguer les croissance syntectonique des remplissages post. D'autre part, comme discuté dans la partie 2.B, certaines veines peuvent s'ouvrir au début de la déformation, en domaine cassant, pour être ensuite cisaillées de façon ductile formant des veines sigmoïdes boudinées aux extrémités mais avec peu de recristallisation interne. Cette déformation hétérogène permet de les distinguer des veines antétectoniques.

Figure 50 : Photo d'une veine syn-cinématique (GK14b) boudinée dans la foliation des marbres encaissant échantillonnée dans le détachement sud-tibétain en Himalaya (Népal).

Figure 51 : Photo d'une veine syn-cinématique (ARE120) boudinée dans la schistosité des schistes encaissant échantillonnée dans la zone de cisaillement du Mont-Blanc (France).

Figure 52: Photo d'une fente (GK05) plaquée sur un plan de faille vertical.

Les fentes post-tectoniques :

Ces fentes recoupent les structures tectoniques de types foliation (Figure 53) ou schistosité (Figure 54). Dans ce cas elles sont postérieures à la déformation ductile mais peuvent néanmoins s'inscrire dans la continuité de la phase tectonique, en s'ouvrant lors de l'exhumation.

Figure 53 : Photo d'une fente subhorizontale recoupant la foliation des gneiss migmatitiques (Mont-Blanc, France).

Figure 54 : Photo d'une fente de quartz horizontale recoupant la schistosité des schistes noirs du Carbonifère dans le massif des Aiguilles Rouges (France).

Ces relations géométriques entre les différentes générations de fentes et de veines de quartz et des structures tectoniques permet donc de caler le moment de leur formation. Dans un second temps, l'âge absolu de la déformation peut alors être utilisé pour contraindre l'âge de formation des veines. Différentes méthodes peuvent être utilisées pour estimer l'âge des déformations : (1) datation des failles à partir du remplissage sédimentaire des bassins associées ; (2) datation par radiochronologie de minéraux syn-cinématiques, comme les micas, dans les plans de failles ou les zones de déformation ductile. Dans ce cas la température de formation des minéraux doit être inférieure à la température de fermeture. (3) reconstitution et modélisation thermo-cinématique des histoires de refroidissement et d'exhumation.

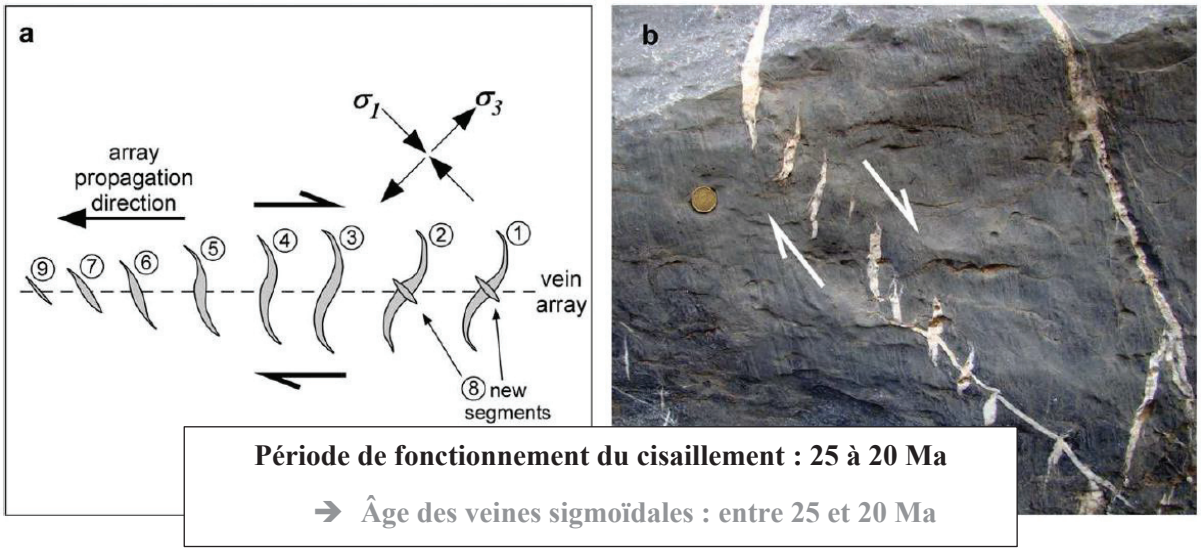


Figure 55 : Schéma et photo illustrant le lien entre l'âge du fonctionnement d'une zone de cisaillement et l'âge des veines de quartz syn-cinématiques. Modifié d'après (Bons et al., 2012).

C.1. 2. Datations directes

La datation directe de la formation des veines de quartz s'appuie sur la datation par radiochronologie des minéraux ayant cristallisé dans la fente ou la veine au moment de sa formation (Figure 56).

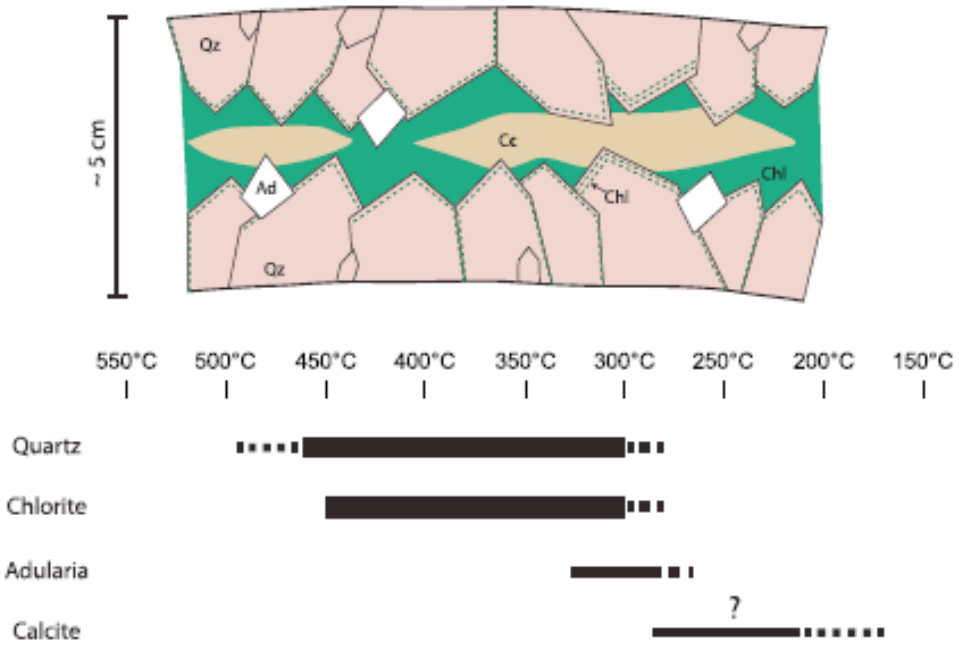


Figure 56 : Schéma illustrant les différents minéraux au sein d'une fente (quartz, adulaire, chlorite, calcite) et leur gamme de température de formation (Rossi and Rolland, 2014).

Muscovites et feldspaths adulaires :

Les phases les plus couramment associées au quartz sont les micas blancs (Figure 57) qui peuvent être datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K-Ar (Diamond and Wiedenbeck, 1986). Celle-ci peut également être utilisée pour dater des feldspaths adulaires (Figure 58) (Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014). La difficulté de cette méthode vient de l'interprétation des âges qui peuvent correspondre à un âge de formation du minéral ou à un âge de refroidissement. Par exemple, dans le cas des muscovites, la température d'arrêt de diffusion des isotopes fils d'argon (température de blocage ou de fermeture) se situe vers environs 400°C (Harrison et al., 2009). Si, la veine étudiée s'est formée en dessous de cette température et qu'elle n'a pas été réchauffée par la suite, alors l'âge mesuré par la méthode Ar/Ar sur les muscovites hydrothermales sera un âge de cristallisation. Si la température subie par la veine est au-delà des 400°C, la fermeture du système aura lieu lors du refroidissement et l'âge mesurée sera donc postérieur à la formation de la veine. L'interprétation des âges nécessite donc une estimation de l'histoire thermique des veines (Figure 56). Celle-ci peut être obtenue par une étude pétrologique, basée sur l'analyse thermobarométrique des phases minérales en présence, par exemple sur les chlorites ou les micas (Lanari et al., 2014b, 2014a). Une autre approche consiste à estimer les conditions de formation des inclusions fluides via la microthermométrie comme décrit dans la partie 4.B.

Figure 57 : Photo de muscovites centimétriques dans une fente de quartz (GK16a) échantillonnée dans le détachement sud-tibétain en Himalaya (Népal).

Figure 58 : Photo de feldspaths adulaires pluri-millimétriques dans une fente de quartz (9MB11) échantillonnée dans le massif du Mont-Blanc (France).

Monazites hydrothermales :

Une autre méthode de radiochronologie consiste à dater des minéraux à température de blocage très élevée. C'est par exemple le cas des datations U-Th-Pb sur les zircons et monazites dont la température de fermeture est supérieure à 800°C (e.g. Grand'Homme et al., 2016a). Les

zircons hydrothermaux sont relativement rares, en revanche les monazites hydrothermales (riche en Cérium) sont couramment présentes dans les fentes de quartz (Figure 59) se formant en dessous de 450°C (e.g. Mullis et al., 1994).

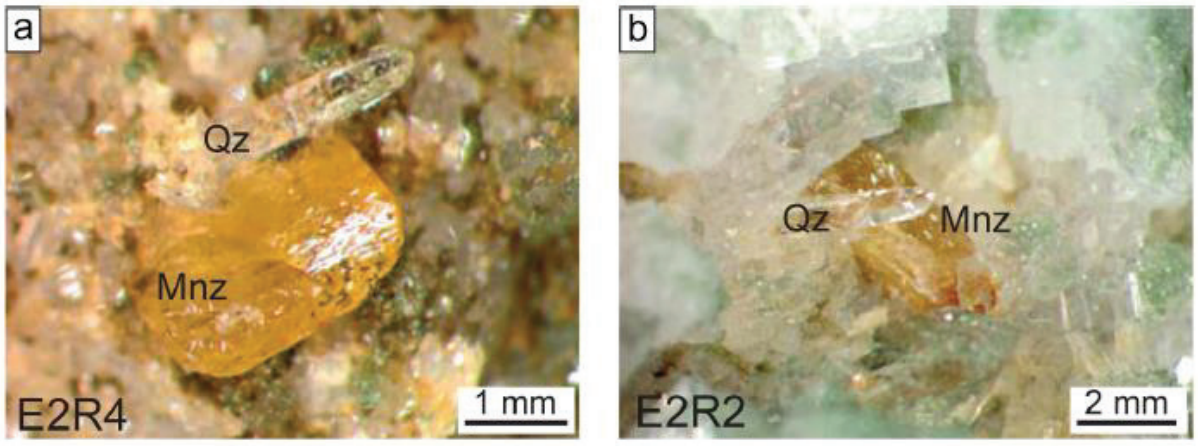


Figure 59 : Photos de monazites millimétriques dans les fentes de quartz échantillonnées dans le massif de Belledonne (France) (Grand'Homme et al., 2016b).

Les âges obtenus (Figure 60) sont généralement interprétés comme des âges de cristallisation et/ou reliés à des épisodes importants de dissolution/re-précipitation (Bergemann et al., 2017, 2019; Berger et al., 2013; Gasquet et al., 2010; Gnos et al., 2015; Grand'Homme et al., 2016b, 2016a; Janots et al., 2012).

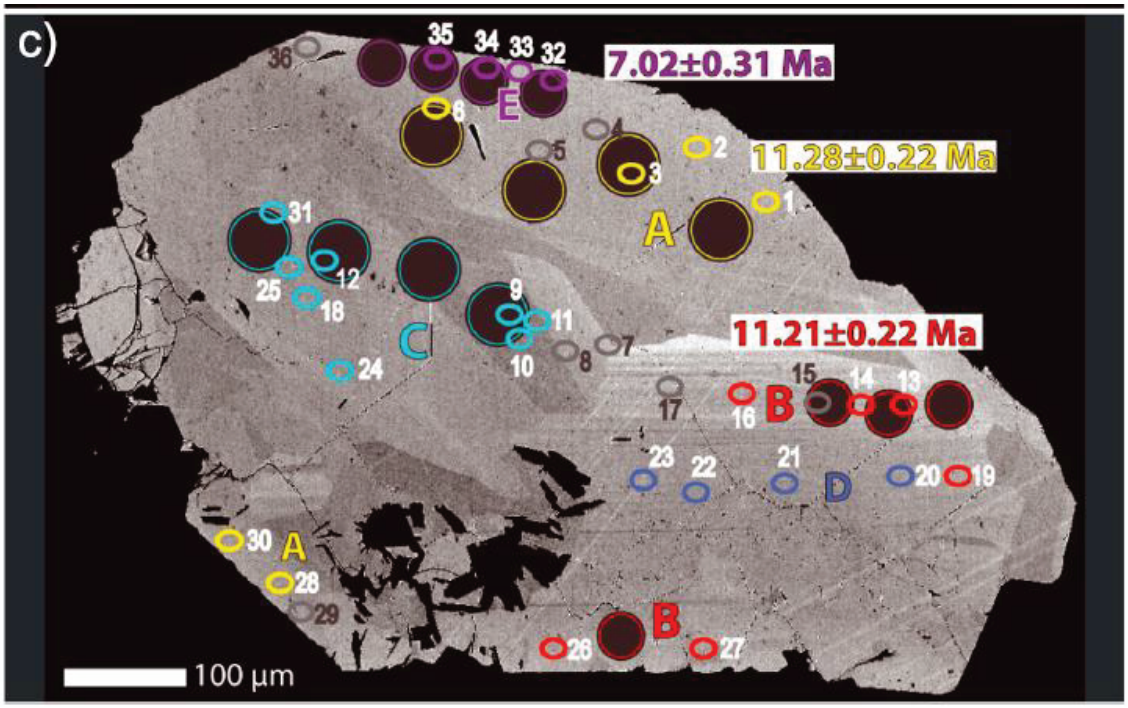


Figure 60 : Photo prise en électrons rétrodiffusés d'une monazite datée en in-situ par la méthode U-Th-Pb. Les ronds noirs correspondent aux zones du grain érodées par le laser (Grand'Homme et al., 2016b).

Points-clés :

- Le cycle interne et le cycle externe de l'eau permettent un échange d'énergie et de matière entre les enveloppes internes de la Terre (croûte, manteau, noyau) et l'exosphère (atmosphère, hydrosphère).

- Plusieurs types d'eaux circulent dans la croûte terrestre : les eaux météoriques, magmatiques, métamorphiques, mantelliques et les saumures.

- L'analyse des isotopes stables (O et H) est utilisée pour connaître l'origine de l'eau et distinguer les différents réservoirs. L'analyse des isotopes stables de l'eau est également utilisée pour étudier les différentes étapes du cycle interne et du cycle externe de l'eau.

- La signature isotopique des précipitations est principalement contrôlée par la température de l'air. Il en résulte un appauvrissement en isotopes lourds depuis l'équateur vers les pôles ainsi qu'un effet d'altitude (appauvrissement depuis les zones aux pieds des reliefs vers les sommets).

- L'eau météorique s'infiltre et circule dans la croûte continentale via les systèmes hydrothermaux. La chaleur produite dans la croûte continentale et les gradients de pression sont les moteurs de la circulation hydrothermale, elle se fait à la faveur de la perméabilité et de la porosité des roches ainsi que des drains (failles et fractures).

- L'eau hydrothermale a la capacité de lessiver, solubiliser et transporter des atomes de Si et O. Dans certaines conditions, du quartz (SiO_2) peut précipiter à partir de ce fluide au niveau des espaces générés par la déformation dans les roches encaissantes, par fracturation et/ou par le phénomène de dilatance.

- Il existe plusieurs types de veines de quartz selon le mode de fracturation et le mécanisme de leur formation. Les fentes, les veines syn-cinématiques et les rubans de quartz.

- La reconstitution des paléo-circulations hydrothermales se fait 1) par l'analyse de la composition chimique élémentaire et isotopique de l'eau hydrothermale, 2) par la mesure de sa température et 3) par la datation du système hydrothermal.

- Le $\delta^{18}O$ et/ou le δD des paléo-eaux hydrothermales peuvent se calculer à partir de la composition isotopique des minéraux hydrothermaux (quartz, phyllosilicatesphylosilicates) ou se mesurer directement sur les inclusions fluides (IFs) du quartz.

- Le protocole expérimentale classique jusqu'à aujourd'hui utilisée pour l'analyse du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs du quartz nécessite une étape d'équilibration avec du CO_2 qui est source de biais et qui ne permet pas de mesurer simultanément le $\delta^{18}O$ et du δD des IFs. Le nouveau protocole présenté au prochain chapitre de ce manuscrit permet l'analyse directe et simultanée du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs du quartz.

Références

Abart, R., Badertscher, N., Burkhard, M., Povoden, E., 2002. Oxygen, carbon and strontium isotope systematics in two profiles across the Glarus thrust: implications for fluid flow. Contrib Mineral Petrol 143, 192–208. https://doi.org/10.1007/s00410-001-0326-5

Abe, Y., Matsui, T., 1986. Early evolution of the Earth: Accretion, atmosphere formation, and thermal history. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 91, E291–E302. https://doi.org/10.1029/JB091iB13p0E291

Abe, Y., Ohtani, E., Okuchi, T., Righter, K., Drake, M., 2000. Water in the early Earth. Origin of the Earth and Moon 413–433.

Agrinier, P., Hékinian, R., Bideau, D., Javoy, M., 1995. O and H stable isotope compositions of oceanic crust and upper mantle rocks exposed in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction. Earth and Planetary Science Letters 136, 183–196. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00159-A

Albarede, F., 2009. Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications. Nature 461, 1227–1233.

Allègre, C.J., Dupré, B., Lewin, E., 1986. Thorium/uranium ratio of the Earth. Chemical Geology 56, 219–227.

Anderson, T.L., 2017. : Fundamentals and Applications, Fourth Edition, 4th ed. CRC Press, Boca Raton. https://doi.org/10.1201/9781315370293

Arslan, A., Passchier, C.W., Koehn, D., 2008. Foliation boudinage. Journal of Structural Geology 30, 291–309. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.004

Axelrod, D.I., 1968. Tertiary Floras and Topographic History of the Snake River Basin, Idaho. Geol Soc America Bull 79, 713. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[713:TFATHO]2.0.CO;2

Axelrod, D.I., 1965. A method for determining the altitudes of Tertiary floras.

Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. Marine and Petroleum Geology 17, 797–814. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00020-9

Badertscher, N.P., Beaudoin, G., Therrien, R., Burkhard, M., 2002. Glarus overthrust: A major pathway for the escape of fluids out of the Alpine orogen. Geology 30, 875–878. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0875:GOAMPF>2.0.CO;2

Bailey, J.E., Hirsch, P.B., Mott, N.F., 1962. The recrystallization process in some polycrystalline metals. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences 267, 11–30. https://doi.org/10.1098/rspa.1962.0080

Barker, Bennett, Boyce, Fallick, 2000. Retrogression by deep infiltration of meteoric fluids into thrust zones during late-orogenic rapid unroofing: RETROGRESSION BY INFILTRATION OF METEORIC FLUIDS. Journal of Metamorphic Geology 18, 307-318. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00257.x

Barraud, J., 2001. La ségrégation et la migration des liquides de fusion lors de la déformation des migmatites : modélisation analogique, numérique et exemples de terrain (phdthesis). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.

Beach, A., 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics 28, 245–263. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90040-2

Beach, A., Fyfe, W.S., 1972. Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: Evidence of overthrusting? Contr. Mineral. and Petrol. 36, 175–180. https://doi.org/10.1007/BF00371429

Becker, A., Gross, M.R., 1999. Sigmoidal wall-rock fragments: application to the origin, geometry and kinematics of en échelon vein arrays. Journal of Structural Geology 21, 703–710. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00074-7

Belgrano, T.M., Herwegh, M., Berger, A., 2016. Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity: an example from Grimsel Pass, Switzerland. Swiss J Geosci 109, 345–364. https://doi.org/10.1007/s00015-016-0212-9

Bell, D.R., Ihinger, P.D., 2000. The isotopic composition of hydrogen in nominally anhydrous mantle minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta 64, 2109–2118. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00440-8

Bennett, P.C., 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 1781–1797. https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90023-X

Bergemann, C., Gnos, E., Berger, A., Whitehouse, M., Mullis, J., Wehrens, P., Pettke, T., Janots, E., 2017. Th-Pb ion probe dating of zoned hydrothermal monazite and its implications for repeated shear zone activity: An example from the Central Alps, Switzerland. Tectonics 36, 671–689. https://doi.org/10.1002/2016TC004407

Bergemann, C.A., Gnos, E., Whitehouse, M.J., 2019. Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs. Tectonophysics 750, 203–212. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.11.013

Berger, A., Gnos, E., Janots, E., Whitehouse, M., Soom, M., Frei, R., Waight, T.E., 2013. Dating brittle tectonic movements with cleft monazite: Fluid-rock interaction and formation of REE minerals. Tectonics 32, 1176–1189. https://doi.org/10.1002/tect.20071

Bertrand, L., 2017. Étude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires (These de doctorat). Université de Lorraine.

Birch, F., 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. Journal of Geophysical Research 57, 227–286.

Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. Journal of Structural Geology 43, 33–62. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005

Boullier, A.-M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J., Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). Contr Mineral Petrol 107, 358–372. https://doi.org/10.1007/BF00325104

Boullier, A.-M., Robert, F., 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. Journal of Structural Geology 14, 161–179. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90054-Z

Brace, W.F., 1984. Permeability of crystalline rocks: New in situ measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 89, 4327–4330. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04327

Brady, P.V., Walther, J.V., 1990. Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. Chemical Geology 82, 253–264. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90084-K

Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1974. Gas exchange rates between air and sea. Tellus 26, 21–35. https://doi.org/10.3402/tellusa.v26i1-2.9733

Brogi, A., Fulignati, P., 2012. Tectonic control on hydrothermal circulation and fluid evolution in the Pietratonda–Poggio Peloso (southern Tuscany, Italy) carbonate-hosted Sb-mineralization. Ore Geology Reviews 44, 158–171. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.11.003

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2009. Tectonic Geomorphology. John Wiley & Sons.

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. Earth and Planetary Science Letters 337–338, 174–185. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.017

Cannat, M., Bideau, D., Bougault, H., 1992. Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid-Atlantic Ridge axial valley at 15°37′N and 16°52′N. Earth and Planetary Science Letters 109, 87–106. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90076-8

Cartwright, I., Valley, J.W., 1991. Low-18O Scourie dike magmas from the Lewisian complex, northwestern Scotland. Geology 19, 578–581. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0578:LOSDMF>2.3.CO;2

Chahine, M.T., 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. Nature 359, 373–380. https://doi.org/10.1038/359373a0

Chamberlain, C.P., Poage, M.A., 2000. Reconstructing the paleotopography of mountain belts from the isotopic composition of authigenic minerals. Geology 28, 115–118. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<115:RTPOMB>2.0.CO;2

Cloarec, M.-F.L., Marty, B., 1991. Volatile fluxes from volcanoes. Terra Nova 3, 17–27. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00839.x

Cox, S.C., Menzies, C.D., Sutherland, R., Denys, P.H., Chamberlain, C., Teagle, D.A.H., 2015. Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes, in: Crustal Permeability. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 228–248. https://doi.org/10.1002/9781119166573.ch19

Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100, 12841–12859. https://doi.org/10.1029/95JB00915

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

Craig, H., Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere.

Craw, D., 1990. Fluid evolution during uplift of the Annapurna Himal, central Nepal. Lithos 24, 137–150. https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90021-R

Craw, D., Koons, P.O., Zeitler, P.K., Kidd, W.S.F., 2005. Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa–Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis. Journal of Metamorphic Geology 23, 829–845. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00612.x

Crider, J.G., 2015. The initiation of brittle faults in crystalline rock. Journal of Structural Geology 77, 159–174. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.001

Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436–468. https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993

Delaygue, G., Jouzel, J., Dutay, J.-C., 2000. Oxygen 18–salinity relationship simulated by an oceanic general circulation model. Earth and Planetary Science Letters 178, 113–123. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00073-X

Derry, L.A., Evans, M.J., Darling, R., France-Lanord, C., 2009. Hydrothermal heat flow near the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 286, 101–109. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.036

Diamond, L., Wiedenbeck, M., 1986. K-Ar radiometric ages of the gold- quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, NW Italy: evidence of mid-Oligocene hydrothermal activity in the Northwestern Alps. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 66, 385-393.

Dielforder, A., Hetzel, R., Oncken, O., 2020. Megathrust shear force controls mountain height at convergent plate margins. Nature 582, 225–229. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2340-7

Donnelly, T., Waldron, S., Tait, A., Dougans, J., Bearhop, S., 2001. Hydrogen isotope analysis of natural abundance and deuterium-enriched waters by reduction over chromium on-line to a dynamic dual inlet isotope-ratio mass spectrometer. Rapid Communications in Mass Spectrometry 15, 1297–1303. https://doi.org/10.1002/rcm.361

Dove, P., 1994. The dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions at 25°C to 300°C. Amer. J. Sci. 294, 665–712.

Dubessy, J., Audeoud, D., Wilkins, R., Kosztolanyi, C., 1982. The use of the Raman microprobe MOLE in the determination of the electrolytes dissolved in the aqueous phase of fluid inclusions. Chemical Geology, Current Research on Fluid Inclusions 37, 137–150. https://doi.org/10.1016/0009-2541(82)90073-0

Dubois, M., 2000. Inclusions fluides : Approche expérimentale, thermodynamique et applications aux phénomènes hydrothermaux et diagénétiques (Mémoire d'H.D.R.). Université des Sciences et Technologies de Lille.

Dubois, M., 1992. Fluides crustaux : approche expérimentale et analytique. 1) détermination du solvus des systèmes H2O-MCL (M=Li, K, Rb, Cs) et 2) caractérisation et dynamique des fluides des dômes thermiques, sur l'exemple du Diapir Vellave (S-E Massif Central Francais) (phdthesis). Institut National Polytechnique de Lorraine.

Durney, D.W., Ramsay, J.G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: De Jong, K.A., Scholten, K. (Eds.). Gravity and tectonics. Willey, New York 67–96.

Dusséaux, C., Gébelin, A., Ruffet, G., Mulch, A., 2021. Late Carboniferous paleoelevation of the Variscan Belt of Western Europe. Earth and Planetary Science Letters 569, 117064. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117064

Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. Physics of the earth and planetary interiors 25, 297–356.

Earnest, E., Boutt, D., 2014. Investigating the role of hydromechanical coupling on flow and transport in shallow fractured-rock aquifers. Hydrogeol J 22, 1573–1591. https://doi.org/10.1007/s10040-014-1148-7

Ehlers, T.A., Chapman, D.S., 1999. Normal fault thermal regimes: conductive and hydrothermal heat transfer surrounding the Wasatch fault, Utah. Tectonophysics 312, 217–234. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00203-6

Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V., 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. Journal of Structural Geology 19, 1393–1404. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00057-6

Evans, M.J., Derry, L.A., France-Lanord, C., 2008. Degassing of metamorphic carbon dioxide from the Nepal Himalaya. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9. https://doi.org/10.1029/2007GC001796

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature 342, 637–642. https://doi.org/10.1038/342637a0

Faulds, J., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moeck, I., 2010. Characterizing Structural Controls of Geothermal Reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: Developing Successful Exploration Strategies in Extended Terranes.

Fiquet, G., Guyot, F., Badro, J., 2008. The Earth's lower mantle and core. Elements 4, 177–182.

Fischer, T.P., Giggenbach, W.F., Sano, Y., Williams, S.N., 1998. Fluxes and sources of volatiles discharged from Kudryavy, a subduction zone volcano, Kurile Islands. Earth and Planetary Science Letters 160, 81–96. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00086-7

Forster, C., Smith, L., 1989. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: A model study. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94, 9439–9451. https://doi.org/10.1029/JB094iB07p09439

Fourel, F., Lécuyer, C., Jame, P., Guironnet, A., Boutier, A., Barbier, M., Blamey, N., Brand, U., Fralick, P., 2020. Simultaneous δ2H and δ18O analyses of water inclusions in halite with off-axis integrated cavity output spectroscopy. Journal of Mass Spectrometry 55, e4615. https://doi.org/10.1002/jms.4615

Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. Geology 43, 379–382. https://doi.org/10.1130/G36411.1

France-Lanord, C., Sheppard, S.M., Le Fort, P., 1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 513–526.

Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A., 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. Journal of Geochemical Exploration 112, 1–20. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009

Frost, B.R., Bucher, K., 1994. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective. Tectonophysics 231, 293–309. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90040-X

Garlick, G.D., Epstein, S., 1967. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 31, 181–214. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80044-9

Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascenção Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 227–241. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227

Gat, J.R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle.

Gébelin, A., Jessup, M.J., Teyssier, C., Cosca, M.A., Law, R.D., Brunel, M., Mulch, A., 2017. Infiltration of meteoric water in the South Tibetan Detachment (Mount Everest, Himalaya): When and why? Tectonics 36, 690–713. https://doi.org/10.1002/2016TC004399

Gébelin, A., Mulch, A., Teyssier, C., Jessup, M.J., Law, R.D., Brunel, M., 2013. The Miocene elevation of Mount Everest. Geology 41, 799–802. https://doi.org/10.1130/G34331.1

Gébelin, A., Witt, C., Radkiewicz, M., Mulch, A., 2021. Impact of the Southern Ecuadorian Andes on oxygen and hydrogen isotopes in precipitation. Frontiers in Earth Science 400.

Gerdes, M.L., Baumgartner, L.P., Person, M., Rumble, D., 1995. One- and two-dimensional models of fluid flow and stable isotope exchange at an outcrop in the Adamello contact aureole, Southern Alps, Italy. American Mineralogist 80, 1004–1019. https://doi.org/10.2138/am-1995-9-1016

Gilg, H.A., Sheppard, S.M.F., 1996. Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 529–533. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00417-3

Gnos, E., Janots, E., Berger, A., Whitehouse, M., Walter, F., Pettke, T., Bergemann, C., 2015. Age of cleft monazites in the eastern Tauern Window: constraints on crystallization conditions of hydrothermal monazite. Swiss J Geosci 108, 55–74. https://doi.org/10.1007/s00015-015-0178-z

Gomes, R., Levison, H.F., Tsiganis, K., Morbidelli, A., 2005. Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. Nature 435, 466–469.

Graaf, S., Vonhof, H.B., Weissbach, T., Wassenburg, J.A., Levy, E.J., Kluge, T., Haug, G.H., 2020. A comparison of isotope ratio mass spectrometry and cavity ring-down spectroscopy techniques for isotope analysis of fluid inclusion water. Rapid Commun Mass Spectrom 34. https://doi.org/10.1002/rcm.8837

Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascenção Guedes, R., 2016b. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. Miner Petrol 110, 787–807. https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5

Grand'Homme, A., Janots, E., Seydoux-Guillaume, A.-M., Guillaume, D., Bosse, V., Magnin, V., 2016a. Partial resetting of the U-Th-Pb systems in experimentally altered monazite: Nanoscale evidence of incomplete replacement. Geology 44, 431–434. https://doi.org/10.1130/G37770.1

Grasby, S.E., Hutcheon, I., 2001. Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera. Can. J. Earth Sci. 38, 427–440. https://doi.org/10.1139/e00-091

Gray, D.R., Gregory, R.T., Durney, D.W., 1991. Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, eastern Australia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 96, 19681–19704. https://doi.org/10.1029/91JB01639

Gudmundsson, A., 2000. Active fault zones and groundwater flow. Geophysical Research Letters 27, 2993–2996. https://doi.org/10.1029/1999GL011266

Hanmer, S.K., 1982. Vein arrays as kinematic indicators in kinked anisotropic materials. Journal of Structural Geology 4, 151–160. https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90024-4

Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of 40Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta 73, 1039–1051. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.038

Henley, R.W., Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. Earth-Science Reviews 19, 1–50. https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90075-2

Hochstein, M.P., Zheng, K., Pasvanoglu, S., Vivian-Neal, P., 2013. Advective (Heat Sweep) Geothermal Systems.

Hoefs, J., 2018. Stable Isotope Geochemistry, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-77692-3

Hoefs, J., Emmermann, R., 1983. The oxygen isotope composition of Hercynian granites and pre-Hercynian gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. Contr. Mineral. and Petrol. 83, 320–329. https://doi.org/10.1007/BF00371200

House, W.A., Orr, D.R., 1992. Investigation of the pH dependence of the kinetics of quartz dissolution at 25 °C. J. Chem. Soc., Faraday Trans. 88, 233–241. https://doi.org/10.1039/FT9928800233

Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86, 6115–6132. https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06115

Ingraham, N.L., Taylor, B.E., 1991. Light stable isotope systematics of large-scale hydrologic regimes in California and Nevada. Water Resources Research 27, 77–90. https://doi.org/10.1029/90WR01708

Jambon, A., 1994. Chapter 12. EARTH DEGASSING AND LARGE-SCALE GEOCHEMICAL CYCLING OF VOLATILE ELEMENTS, in: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (Eds.), Volatiles in Magmas. De Gruyter, pp. 479–518. https://doi.org/10.1515/9781501509674-019

Janots, E., Berger, A., Gnos, E., Whitehouse, M., Lewin, E., Pettke, T., 2012. Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. Chemical Geology 326–327, 61–71. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.07.014

Javoy, M., Pineau, F., 1991. The volatiles record of a "popping" rock from the Mid-Atlantic Ridge at 14°N: chemical and isotopic composition of gas trapped in the vesicles. Earth and Planetary Science Letters 107, 598–611. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90104-P

Kelley, D.S., 1996. Methane-rich fluids in the oceanic crust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 101, 2943–2962. https://doi.org/10.1029/95JB02252

Kempton, P.D., Harmon, R.S., 1992. Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 971–986. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90041-G

Kerrich, R., La Tour, T.E., Willmore, L., 1984. Fluid participation in deep fault zones: Evidence from geological, geochemical, and 18O/16O relations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 89, 4331–4343. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04331

Kishima, Noriaki., Sakai, Hitoshi., 1980. Oxygen-18 and deuterium determination on single water sample of a few milligrams. Anal. Chem. 52, 356–358.

Kohn, M.J., Parkinson, C.D., 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. Geology 30, 591–594. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0591:PCFESB>2.0.CO;2

Koons, P.O., Craw, D., 1991. Evolution of fluid driving forces and composition within collisional orogens. Geophysical Research Letters 18, 935–938. https://doi.org/10.1029/91GL00910

Krsnik, E., Methner, K., Campani, M., Botsyun, S., Mutz, S.G., Ehlers, T.A., Kempf, O., Fiebig, J., Schlunegger, F., Mulch, A., 2021. Miocene high elevation and high relief in the Central Alps (preprint). The evolving Earth surface/Stratigraphy, sedimentology, geomorphology, and palaeontology/Sedimentology. https://doi.org/10.5194/se-2021-59

Kyser, T.K., O'Neil, J.R., Carmichael, I.S.E., 1982. Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: Evidence from oxygen isotope compositions. Contr. Mineral. and Petrol. 81, 88–102. https://doi.org/10.1007/BF00372046

Kyser, T.K., O'Neil, J.R., Carmichael, I.S.E., 1981. Oxygen isotope thermometry of basic lavas and mantle nodules. Contr. Mineral. and Petrol. 77, 11–23. https://doi.org/10.1007/BF01161498

Lacassin, R., 1988. Large-scale foliation boudinage in gneisses. Journal of Structural Geology 10, 643–647. https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90030-2

Laing, W.P., 2004. Tension vein arrays in progressive strain: complex but predictable architecture, and major hosts of ore deposits. Journal of Structural Geology 26, 1303–1315. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.006

Lanari, P., Vidal, O., De Andrade, V., Dubacq, B., Lewin, E., Grosch, E.G., Schwartz, S., 2014a. XMapTools: A MATLAB©-based program for electron microprobe X-ray

image processing and geothermobarometry. Computers & Geosciences 62, 227–240. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.08.010

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O., 2014b. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al2O3–SiO2–H2O: applications to P–T sections and geothermometry. Contrib Mineral Petrol 167, 968. https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8

Lécuyer, C., 2013. Water on Earth: Physicochemical and Biological Properties. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, USA. https://doi.org/10.1002/9781118574928

Lécuyer, C., Fourel, F., Blamey, N., Brand, U., Fralick, P., 2020. δ2H of water from fluid inclusions in Proterozoic halite: Evidence for a deuterium-depleted hydrosphere? Chemical Geology 541, 119583. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119583

Lécuyer, C., O'Neil, J.R., 1994. Stable isotope compositions of fluid inclusions in biogenic carbonates. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 353–363.

Leloup, P.H., Ricard, Y., Battaglia, J., Lacassin, R., 1999. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. Geophysical Journal International 136, 19–40.

Leutwein, F., B, P., J, S., JL, Z., 1970. Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc.

Lisle, R.J., Vandycke, S., 1996. Separation of multiple stress events by fault striation analysis: an example from Variscan and younger structures at Ogmore, South Wales. Journal of the Geological Society 153, 945–953. https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0945

Liu, C., Allan, R.P., 2013. Observed and simulated precipitation responses in wet and dry regions 1850–2100. Environ. Res. Lett. 8, 034002. https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034002

Liu, J., Song, X., Yuan, G., Sun, X., Liu, X., Wang, S., 2010. Characteristics of δ18O in precipitation over Eastern Monsoon China and the water vapor sources. Chin. Sci. Bull. 55, 200–211. https://doi.org/10.1007/s11434-009-0202-7

Lobato, L., Forman, J.M.A., Fuzikawa, K., Fyfe, W.S., Kerrich, R., 1983. Uranium in overthrust Archean basement, Bahia, Brazil. 21, 647–654.

Longstaffe, F.J., Schwarcz, H.P., 1977. sol18O16O of Archean clastic metasedimentary rocks: a petrogenetic indicator for Archean gneisses? Geochimica et Cosmochimica Acta 41, 1303–1312. https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90074-6

López, D.L., Smith, L., 1995. Fluid Flow in Fault Zones: Analysis of the Interplay of Convective Circulation and Topographically Driven Groundwater Flow. Water Resources Research 31, 1489–1503. https://doi.org/10.1029/95WR00422

Magri, F., Inbar, N., Siebert, C., Rosenthal, E., Guttman, J., Möller, P., 2015. Transient simulations of large-scale hydrogeological processes causing temperature and salinity anomalies in the Tiberias Basin. Journal of Hydrology 520, 342–355. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.055

Mahéo, G., Blichert-Toft, J., Pin, C., Guillot, S., Pêcher, A., 2009. Partial Melting of Mantle and Crustal Sources beneath South Karakorum, Pakistan: Implications for the Miocene Geodynamic Evolution of the India–Asia Convergence Zone. Journal of Petrology 50, 427–449. https://doi.org/10.1093/petrology/egp006

Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pêcher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. Earth and Planetary Science Letters 195, 45–58. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00578-7

Marshall, D., Meisser, N., Taylor, R.P., 1998. Fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar evidence for the age and origin of gold-bearing quartz veins at Mont Chemin, Switzerland. Mineralogy and Petrology 62, 147–165. https://doi.org/10.1007/BF01178027

Marty, B., Tolstikhin, I.N., 1998. CO2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes. Chemical Geology 145, 233–248. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00145-9

McCaig, A.M., 1988. Deep fluid circulation in fault zones. Geology 16, 867–870. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0867:DFCIFZ>2.3.CO;2

McCaig, A.M., Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1990. Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. Contr. Mineral. and Petrol. 106, 41–60. https://doi.org/10.1007/BF00306407

Mengel, K., Hoefs, J., 1990. Liδ18OSiO2 systematics in volcanic rocks and mafic lower crustal granulite xenoliths. Earth and Planetary Science Letters 101, 42–53. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90122-E

Menzies, C.D., Teagle, D.A.H., Craw, D., Cox, S.C., Boyce, A.J., Barrie, C.D., Roberts, S., 2014. Incursion of meteoric waters into the ductile regime in an active orogen. Earth and Planetary Science Letters 399, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.046

Miller, D.H., 1965. The Heat and Water Budget of the Earth's Surface, in: Advances in Geophysics. Elsevier, pp. 175–302. https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60497-5

Mix, H.T., Chamberlain, C.P., 2014. Stable isotope records of hydrologic change and paleotemperature from smectite in Cenozoic western North America. Geochimica et Cosmochimica Acta 141, 532–546. https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.07.008

Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews 37, 867–882. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032

Moore, M., Kuang, Z., Blossey, P.N., 2014. A moisture budget perspective of the amount effect. Geophysical Research Letters 41, 1329–1335. https://doi.org/10.1002/2013GL058302

Morbidelli, A., Chambers, J., Lunine, J., Petit, J.-M., Robert, F., Valsecchi, G., Cyr, K., 2000. Source regions and timescales for the delivery of water to the Earth. Meteoritics & Planetary Science 35, 1309–1320.

Morrison, J., Brockwell, T., Merren, T., Fourel, F., Phillips, A.M., 2001. On-Line High-Precision Stable Hydrogen Isotopic Analyses on Nanoliter Water Samples. Anal. Chem. 73, 3570–3575. https://doi.org/10.1021/ac001447t

Mulch, A., 2016. Stable isotope paleoaltimetry and the evolution of landscapes and life. Earth and Planetary Science Letters 433, 180–191. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.034

Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M.A., Vanderhaeghe, O., Vennemann, T.W., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. Geol 32, 525. https://doi.org/10.1130/G20394.1

Mullis, J., Dubessy, J., Poty, B., O'Neil, J., 1994. Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 2239–2267. https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90008-6

Munz, I.A., Yardley, B.W.D., Banks, D.A., Wayne, D., 1995. Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway: Evidence from hydrocarbon and brine inclusions in quartz veins. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 239–254. https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)00322-D

Nelson, R., 2001. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Elsevier.

Nicholson, R., 1991. Vein morphology, host rock deformation and the origin of the fabrics of echelon mineral veins. Journal of Structural Geology 13, 635–641. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90026-F

Nicholson, R., Ejiofor, I.B., 1987. The three-dimensional morphology of arrays of echelon and sigmoidal, mineral-filled fractures: data from north Cornwall. Journal of the Geological Society 144, 79–83. https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.1.0079

Nicholson, R., Pollard, D.D., 1985. Dilation and linkage of echelon cracks. Journal of Structural Geology 7, 583–590. https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90030-6

Nicolas, E., 2018. Estimation des conditions de piégeage de fluides météoriques au sein d'inclusions fluides issues de fentes de quartz : un paléo-altimètre potentiel (Mémoire de master 2).

Oberholzer, J., 1933. Geologie der Glarneralpen. A. Francke.

Oki, T., Kanae, S., 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. Science 313, 1068–1072. https://doi.org/10.1126/science.1128845

Okuchi, T., 1997. Hydrogen partitioning into molten iron at high pressure: implications for Earth's core. Science 278, 1781–1784.

Olson, J.E., Pollard, D.D., 1991. The initiation and growth of en échelon veins. Journal of Structural Geology 13, 595–608. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90046-L

Ozima, M., 1975. Ar isotopes and Earth-atmosphere evolution models. Geochimica et Cosmochimica Acta 39, 1127–1134.

Palmeri, R., Frezzotti, M.L., Godard, G., Davies, R.J., 2009. Pressure-induced incipient amorphization of α-quartz and transition to coesite in an eclogite from Antarctica: a first record and some consequences. Journal of Metamorphic Geology 27, 685–705. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00843.x

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer Science & Business Media.

Pecher, A., 1978. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.) , transversale des Anapurnas et du Manaslu (Népal) (phdthesis). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Peslier, A.H., Schönbächler, M., Busemann, H., Karato, S.-I., 2017. Water in the Earth's Interior: Distribution and Origin. Space Sci Rev 212, 743–810. https://doi.org/10.1007/s11214-017-0387-z

Peters, M.T., Wickham, S.M., 1995. On the causes of 18O-depletion and 18O/16O homogenization during regional metamorphism; the East Humboldt Range core complex, Nevada. Contr. Mineral. and Petrol. 119, 68–82. https://doi.org/10.1007/BF00310718

Pfiffner, O.A., 1993. The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. Journal of Structural Geology, The Geometry of Naturally Deformed Rocks 15, 511–521. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90145-Z

Poage, M.A., Chamberlain, C.P., 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters; considerations for studies of paleoelevation change. American Journal of Science 1–15.

Poty, B., 1967. La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc (phdthesis). Université de Nancy.

Quilichini, A., Siebenaller, L., Teyssier, C., Vennemann, T.W., 2016. Magmatic and meteoric fluid flow in the Bitterroot extensional detachment shear zone (MT, USA) from ductile to brittle conditions. Journal of Geodynamics 101, 109–128. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.006

Raymond, S.N., Quinn, T., Lunine, J.I., 2005. Terrestrial planet formation in disks with varying surface density profiles. The Astrophysical Journal 632, 670.

Raymond, S.N., Quinn, T., Lunine, J.I., 2004. Making other earths: dynamical simulations of terrestrial planet formation and water delivery. Icarus 168, 1–17.

Richard, A., 2009. Circulation de saumures à la discordance socle / couverture sédimentaire et formation des concentrations uranifères protérozoïques (Bassin de l'Athabasca, Canada) (phdthesis). Institut National Polytechnique de Lorraine.

Rickard, M.J., Rixon, L.K., 1983. Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays. Journal of Structural Geology 5, 573–578. https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90069-X

Rigaudier, T., 2010. Isotopic compositions of fluid inclusions in the Earth crust : determination of fluid sources and palaeoclimatic reconstructions (phdthesis). Université Claude Bernard - Lyon I.

Rigaudier, T., Gardien, V., Martineau, F., Reverdy, G., Lécuyer, C., 2012. Hydrogen and Oxygen Isotope Reference Materials for the Analysis of Water Inclusions in Halite. Geostandards and Geoanalytical Research 36, 51–59. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00139.x

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical society of America.

Roering, C., 1968. The geometrical significance of natural en-echelon crack-arrays. Tectonophysics 5, 107–123. https://doi.org/10.1016/0040-1951(68)90084-X

Rolland, Y., Rossi, M., 2016. Two-stage fluid flow and element transfers in shear zones during collision burial-exhumation cycle: Insights from the Mont Blanc Crystalline Massif (Western Alps). Journal of Geodynamics, Fluids in crustal deformation : fluid flow, fluid-rock interactions, rheology, melting and resources 101, 88–108. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.016

Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps). Tectonics 33, 1681–1709. https://doi.org/10.1002/2013TC003438

Rowland, J.V., Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geofluids 4, 259–283. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2004.00091.x

Rowley, D.B., Currie, B.S., 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. Nature 439, 677–681. https://doi.org/10.1038/nature04506

Rowley, D.B., Garzione, C.N., 2007. Stable Isotope-Based Paleoaltimetry. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 35, 463–508. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140155

Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth and Planetary Science Letters 188, 253–268. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00324-7

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation, in: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 1–36. https://doi.org/10.1029/GM078p0001

Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1997. The Uplift-Climate Connection: A Synthesis, in: Ruddiman, W.F. (Ed.), Tectonic Uplift and Climate Change. Springer US, Boston, MA, pp. 471–515. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-5935-1_20

Rye, R.O., Schuiling, R.D., Rye, D.M., Jansen, J.B.H., 1976. Carbon, hydrogen, and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. Geochimica et Cosmochimica Acta 40, 1031–1049. https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90045-4

Sausse, J., 1998. Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré.
Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes. (phdthesis). Université Henri Poincaré - Nancy I.

Schlesinger, M.E., Andronova, N.G., Entwistle, B., Ghanem, A., Ramankutty, N., Wang, W., Yang, F., 1997. Modeling and simulation of climate and climate change. Past and Present Variability of the Solar-Terrestrial System: Measurement, Data Analysis and Theoretical Models 389–429. https://doi.org/10.3254/978-1-61499-218-9-389

Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters 163, 361–379. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00142-3

Selkman, S.O., 1983. Stress and displacement distributions around pyrite grains. Journal of Structural Geology 5, 47–52. https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90006-8

Seyfried, W.E., Dibble, W.E., 1980. Seawater-peridotite interaction at 300°C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites. Geochimica et Cosmochimica Acta 44, 309–321. https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90139-8

Sharp, Z.D., 2005. Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins; extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. American Journal of Science 305, 187–219. https://doi.org/10.2475/ajs.305.3.187

Sharp, Z.D., Gibbons, J.A., Maltsev, O., Atudorei, V., Pack, A., Sengupta, S., Shock, E.L., Knauth, L.P., 2016. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO2–H2O system and applications to natural samples. Geochimica et Cosmochimica Acta 186, 105–119. https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.047

Sharp, Z.D., Kirschner, D.L., 1994. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: A calibration based on natural isotopic variations. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 4491–4501. https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90350-6

Shelton, K.L., Orville, P.M., 1980. Formation of synthetic fluid inclusions in natural quartz. American Mineralogist 65, 1233–1236.

Sheppard, S.M.F., Epstein, S., 1970. D/H and18O/16O ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. Earth and Planetary Science Letters 9, 232–239. https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90033-6

Shieh, Y.-N., Schwarcz, H.P., 1974. Oxygen isotope studies of granite and migmatite, Grenville province of Ontario, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta 38, 21–45. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90193-8

Sibson, R.H., 1981. Fluid Flow Accompanying Faulting: Field Evidence and Models, in: Earthquake Prediction. American Geophysical Union (AGU), pp. 593–603. https://doi.org/10.1029/ME004p0593

Smith, J.V., 2005. Textures recording transient porosity in synkinematic quartz veins, South Coast, New South Wales, Australia. Journal of Structural Geology 27, 357–370. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.09.003

Smith, J.V., 1996. Enéchelon sigmoidal vein arrays hosted by faults. Journal of Structural Geology 18, 1173–1179. https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00041-7

Snow, D.T., 1968. Rock Fracture Spacings, Openings, and Porosities. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division 94, 73–91. https://doi.org/10.1061/JSFEAQ.0001097

Snow, J.E., Dick, H.J.B., 1995. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 4219–4235. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00239-V

Sobolev, A.V., Chaussidon, M., 1996. H2O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H2O storage and recycling in the mantle. Earth and Planetary Science Letters 137, 45–55. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00203-O

Sonney, R., Vuataz, F.-D., 2009. Numerical modelling of Alpine deep flow systems: a management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir (Lavey-les-Bains, Switzerland). Hydrogeol J 17, 601–616. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0394-y

Sorby, H.C., 1858. On the Microscopical, Structure of Crystals, indicating the Origin of Minerals and Rocks. QJGS 14, 453–500. https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1858.014.01-02.44

Staudigel, H., 2003. Hydrothermal Alteration Processes in the Oceanic Crust. Treatise on Geochemistry 3, 659. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03032-2

Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 2659–2668. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90314-4

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. Journal of Structural Geology 24, 1861–1884. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4

Stober, I., Bucher, K., 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. Applied Geochemistry 14, 237–254. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00045-6

Stüwe, K., White, L., Brown, R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. Earth and Planetary Science Letters 124, 63–74. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00068-9

Suzuoki, T., Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochimica et Cosmochimica Acta 40, 1229–1240. https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90158-7

Taillefer, A., 2017. Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales. (phdthesis). Université Montpellier.

Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. Chemical Geology: Isotope Geoscience section 80, 261–279. https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2

Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., Jingsui, Y., 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. Science 294, 1671–1677. https://doi.org/10.1126/science.105978

Taylor, B.E., O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. Contr. Mineral. and Petrol. 63, 1–49. https://doi.org/10.1007/BF00371674

Taylor, H.P., 1987. Comparison of hydrothermal systems in layered grabbros and granites, and the origin of low-^{18}O magmas, in: Mysen, B.O. (Ed.), . Geochemical Society, San Antonio, TX, pp. 337–357.

Taylor, H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, Trace Elements in Igneous Petrology 38, 177–210. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90131-0

Taylor, H.P., 1974. Oxygen and hydrogen isotope evidence for large-scale circulation and interaction between ground waters and igneous intrusions, with particular reference to the San Juan Volcanic Field, Colorado, in: Hofmann, A.W., Giletti, B.J., Yoder, H.S., Yund, R.A. (Eds.), . Presented at the Conference on Geochemical Transport and Kinetics, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C., pp. 299–324.

Thompson, A.B., 1992. Water in the Earth's upper mantle. Nature 358, 295–302. https://doi.org/10.1038/358295a0

Todd, C.S., Evans, B.W., 1993. Limited fluid-rock interaction at marble-gneiss contacts during Cretaceous granulite-facies metamorphism, Seward Peninsula, Alaska. Contr. Mineral. and Petrol. 114, 27–41. https://doi.org/10.1007/BF00307863

Turner, S.P., Kelley, S.P., VandenBerg, A.H.M., Foden, J.D., Sandiford, M., Flöttmann, T., 1996. Source of the Lachlan fold belt flysch linked to convective removal of the lithospheric mantle and rapid exhumation of the Delamerian-Ross fold belt. Geology 24, 941–944. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0941:SOTLFB>2.3.CO;2

Upton, P., Koons, P.O., Chamberlain, C.P., 1995. Penetration of deformation-driven meteoric water into ductile rocks: Isotopic and model observations from the Southern Alps, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 38, 535–543. https://doi.org/10.1080/00288306.1995.9514680

Valley, J.W., Bohlen, S.R., Essene, E.J., Lamb, W., 1990. Metamorphism in the Adirondacks: II. The Role of Fluids. Journal of Petrology 31, 555–596. https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.555

Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos, Fluid Inclusions: Phase Relationships - Methods - Applications. A Special Issue in honour of Jacques Touret 55, 27–47. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2

van Haren, J.L.M., Ague, J.J., Rye, D.M., 1996. Oxygen isotope record of fluid infiltration and mass transfer during regional metamorphism of pelitic schist, Connecticut, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 3487–3504. https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00182-2

Vennemann, T.W., O'Neil, J.R., 1993. A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent. Chemical Geology 103, 227–234. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90303-Z

Wallmann, K., 2001. The geological water cycle and the evolution of marine δ 18 O values. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 2469–2485. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00603-2

Walrafen, G.E., 1967. Raman Spectral Studies of the Effects of Temperature on Water Structure. J. Chem. Phys. 47, 114–126. https://doi.org/10.1063/1.1711834

Walrafen, G.E., 1964. Raman Spectral Studies of Water Structure. J. Chem. Phys. 40, 3249–3256. https://doi.org/10.1063/1.1724992

Walter, B.F., Burisch, M., Markl, G., 2016. Long-term chemical evolution and modification of continental basement brines – a field study from the Schwarzwald, SW Germany. Geofluids 16, 604–623. https://doi.org/10.1111/gfl.12167

Wark, D.A., Watson, E.B., 2006. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. Contrib Mineral Petrol 152, 743–754. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0132-1

Watson, E.B., Brenan, J.M., 1987. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO2H2O fluids and their implications for fluid transport,

host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. Earth and Planetary Science Letters 85, 497–515. https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90144-0

Welker, J.M., 2000. Isotopic (δ18O) characteristics of weekly precipitation collected across the USA: an initial analysis with application to water source studies. Hydrological Processes 14, 1449–1464. https://doi.org/10.1002/1099-1085(20000615)14:8<1449::AID-HYP993>3.0.CO;2-7

Wesolowski, D., Ohmoto, H., 1986. Calculated oxygen isotope fractionation factors between water and the minerals scheelite and powellite. Economic Geology 81, 471–477.

Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1987. Stable isotope constraints on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with Hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in the Pyrenees. Contr. Mineral. and Petrol. 95, 255–268. https://doi.org/10.1007/BF00371841

Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1985. Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. Contr. Mineral. and Petrol. 91, 122–137. https://doi.org/10.1007/BF00377760

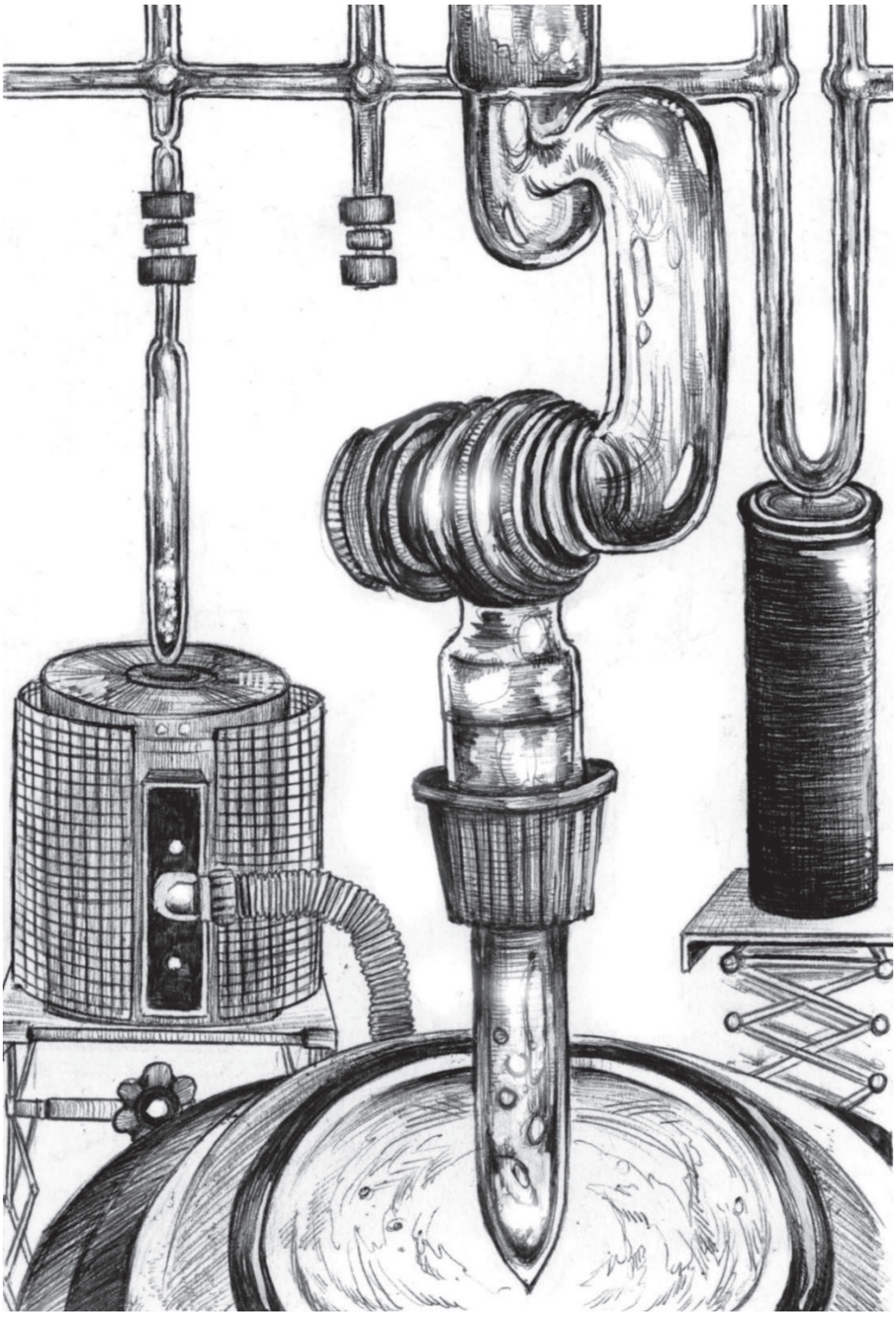
Willett, S.D., Slingerland, R., Hovius, N., 2001. Uplift, Shortening, and Steady State Topography in Active Mountain Belts. American Journal of Science 301, 455–485. https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.455

Winnick, M.J., Chamberlain, C.P., Caves, J.K., Welker, J.M., 2014. Quantifying the isotopic 'continental effect.' Earth and Planetary Science Letters 406, 123–133. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.005

Yardley, B.W., Valley, J.W., 1994. How wet is the Earth's crust? Nature 371, 205–206.

CHAPITRE II

Analyse du $\delta^{18}O$ et du δD des inclusions fluides dans le quartz : un nouvel outil pour la paléoaltimetrie



Partie 1. Synthèse des principales méthodes de paléoaltimétrie

A. La paléoaltimétrie

Les reliefs continentaux résultent d'interactions complexes entre nature des roches, processus internes (tectonique, magmatisme, géodynamique) et externes (sédimentation climats). L'étude de la variation spatiale et temporelle de ces reliefs, et de leurs caractéristiques permet ainsi de remonter aux processus qui les ont façonnés. Les modèles de déformation crustale, en particulier lors des processus orogéniques, sont couplés à des évolutions topographiques distinctes. Par exemple dans le cas du plateau du Tibet, les modèles de délamination mantellique (Houseman et al., 1981; Turner et al., 1996) ou la rupture de plaque lithosphérique (Kohn and Parkinson, 2002; Mahéo et al., 2009, 2002) peuvent induire une surrection localisée et très ponctuelle dans le temps. A l'opposé une surrection continue et assez régulière depuis la collision Inde-Asie, est prédit par les modèles de surrection contrôlée par l'activation successives de subduction continentales du sud vers le nord, entre les différents blocs constituant le plateau du Tibet (Tapponnier et al., 2001). Enfin, les modèles d'épaississement homogène proposent quant à eux une surrection initiale forte proche de la zone de collision avant de se propager vers le nord et vers l'est en lien avec le fluage chenalisé de la croûte moyenne partiellement fondue (Shen et al., 2001). La paléoaltimétrie, qui permet de reconstituer l'évolution spatiale et temporelle de la surrection, est donc un excellent marqueur de la dynamique orogénique capable de distinguer ces différents processus (Clark, 2007). De plus, cet outil permet d'aborder la relation entre les variations de la topographie et l'évolution long-terme du transport des masses d'air en domaine continental, la circulation atmosphérique ainsi que la distribution des biomes et de la biodiversité (Mulch, 2016). La richesse des informations que peut fournir la reconstitution des paléo-reliefs motive le développement de nouvelles méthodes de plus en plus robustes et précises.

B. Les différentes méthodes de paléoaltimétrie

B.1. L'étude des paléo-flores et l'étagement altitudinal

Un étage de végétation est un ensemble de formations végétales liées à des conditions climatiques particulières déterminées par l'altitude. Au fur et à mesure que l'altitude augmente

la végétation change, on parle d'étagement altitudinal. Les forêts de feuillus laissent place à celles des conifères, viennent ensuite les prairies d'alpage puis la végétation disparait et laisse place aux rochers nus, souvent recouverts de neige. L'altitude à laquelle se mettent en place les différents étages est contrôlée par le climat et varie d'une chaîne de montagne à l'autre (Figure 61). Dans les Alpes européennes, l'étage alpin (remplacement des arbres à la faveur des prairies) commence entre 2300 et 2500m et se termine à 3000m d'altitude environ. En Himalaya en revanche, l'étage alpin ne commence pas avant 4000m d'altitude et s'étend jusqu'à 5000m d'altitude, voir 6000m dans certains endroits.

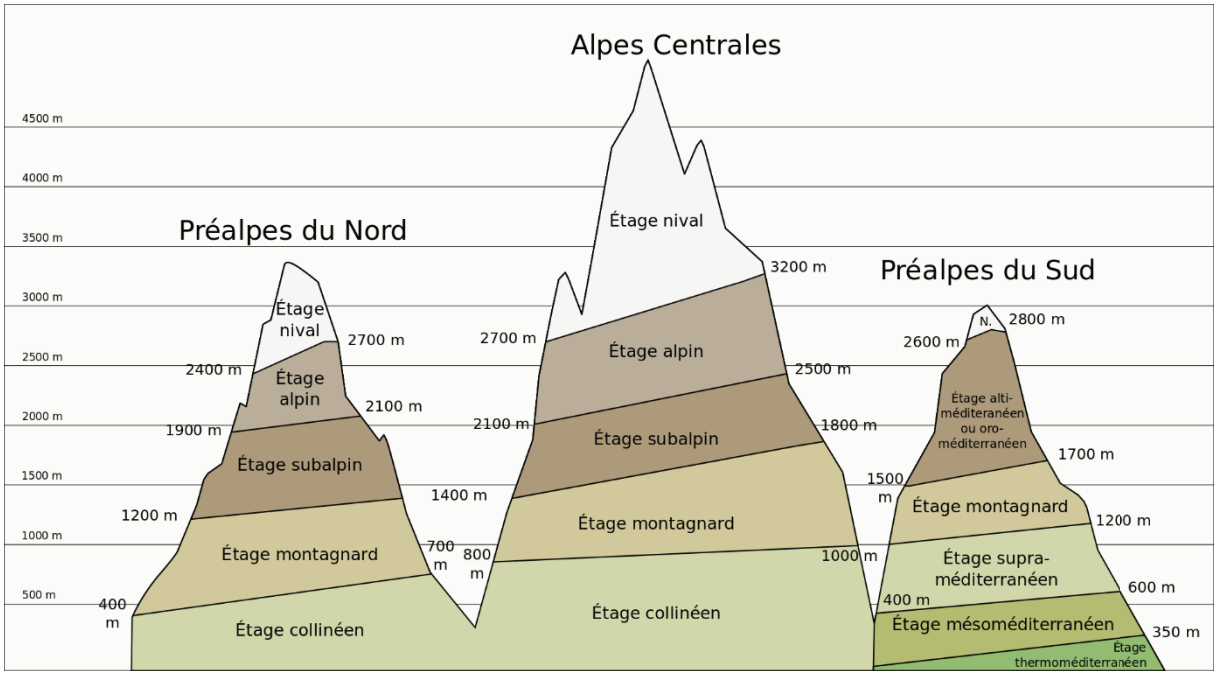


Figure 61 : schéma montrant les étagements de la végétation en fonction de l'altitude dans les Alpes (https://fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89tagement_altitudinal).

Un certain nombre de travaux se basent sur la relation entre l'altitude et l'étagement de la végétation pour reconstituer les paléo-reliefs. Ils requièrent l'étude des paléo-flores via des restes de végétaux fossilisés ou des pollens.

B.1.1. La paléobotanique

La paléo-botanique exploite la relation empirique entre la physionomie des feuilles et les propriétés de l'atmosphère associée à l'altitude en utilisant le « climate leaf analysis multivariate program » (CLAMP). Ce protocole a été calibré sur une grande variété d'espèces végétales modernes et prend en considération les variations de 29 caractéristiques en fonction du climat, incluant la forme des feuilles, leur taille, le rapport longueur/largeur, la forme foliaire, la configuration basale et apicale, etc. (Wolfe, 1993). L'utilisation de cette relation sur

des restes de feuilles fossilisées (Figure 62) permet d'accéder à des informations sur les climats passés et d'identifier les anciens étages altitudinaux. Ces informations sont utilisées pour reconstituer les paléo-altitudes dans les orogènes (Ding et al., 2017; Spicer et al., 2003; Wolfe et al., 1998, 1997).

Figure 62 : Fossile de feuille utilisée pour le protocole CLAMP Fossile De Feuille - Recherche Images (bing.com)

Avantages : *Enregistrement ponctuel précis des paléo-altitudes. Calage temporel précis. Cette approche n'est pas impactée par les processus diagénétiques ou l'altération chimique* (Spicer et al., 2003).

Inconvénients : *La physionomie des feuilles est avant tout contrôlée par le climat et la température de l'air. Cette approche nécessite de connaitre avec précision la « Mean annual temperature » (MAT) de la période considérée. Les imprécisions liées à l'estimation de cette température se répercutent sur les estimations paléoaltimétriques, les rendant très imprécises avec des marges d'erreur de ± 900m en moyenne. D'après certains auteurs, ces marges d'erreur sont encore sous-estimées et pourraient atteindre les ± 2000m* (Peppe et al., 2010). *Les fossiles de feuilles ne sont préservés que dans des conditions particulières, par conséquent*

la reconstitution des paléo-altitudes se limite à des localités ponctuelles dans les orogènes au niveau des bassins sédimentaires.

B.1.2. La palynologie

La palynologie : Le pollen constitue, chez les plantes à graines, le gamète mobile mâle produit par la fleur. Chaque pollen possède des caractéristiques propres à l'espèce végétale dont il provient. Ces grains minuscules (20 à 55µm) (Figure 63) sont majoritairement transportés par le vent et les insectes mais une partie est transportée par le réseau hydrographique.

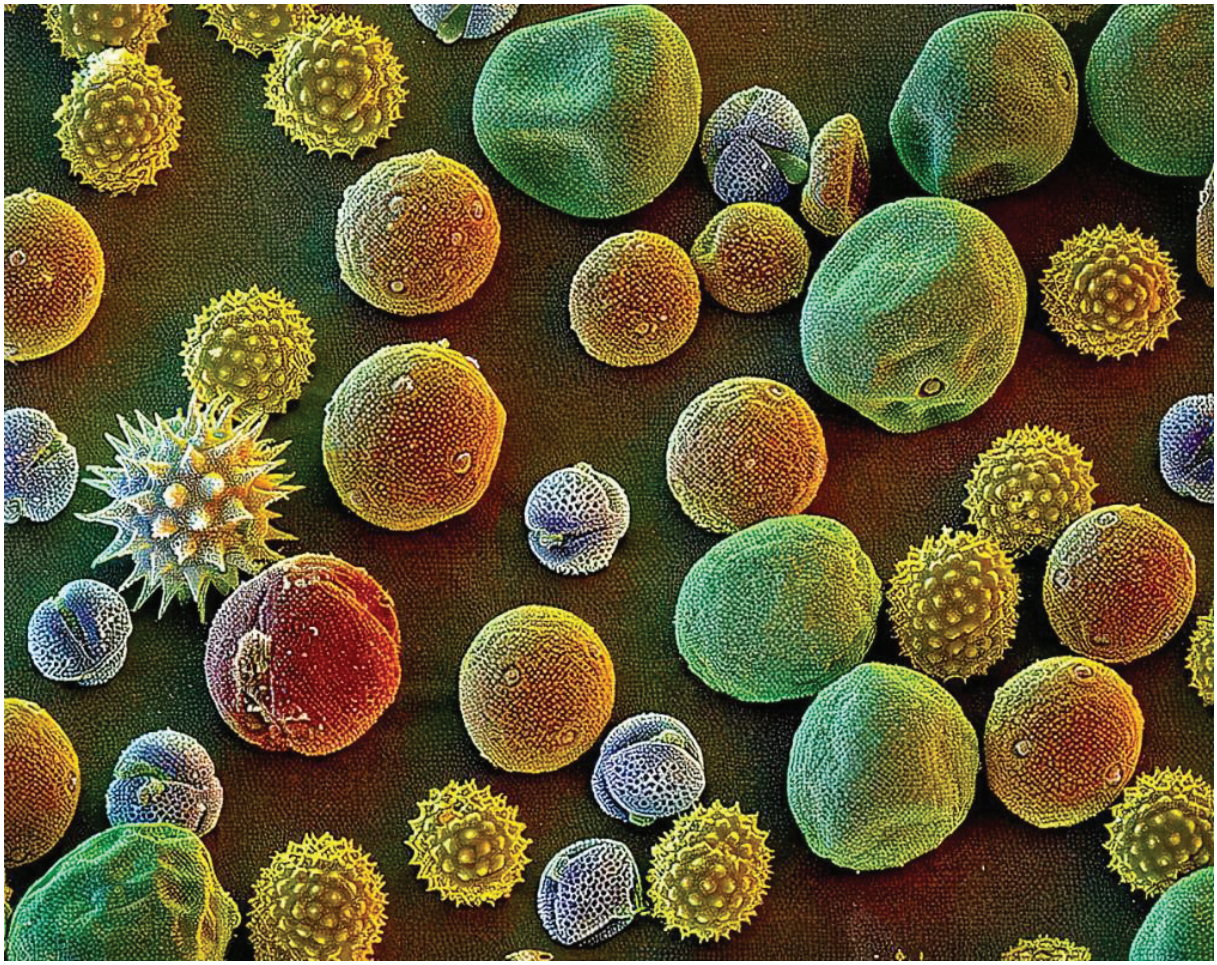


Figure 63 : Pollens de plusieurs plantes (tournesol, onagre et ricin commun) vu au microscope électronique à balayage (https://fr.wikipedia.org/).

Dans les chaînes de montagnes, les systèmes de drainages orographiques les transportent, avec les sédiments détritiques, jusqu'aux bassins d'avant-pays où ils sont fossilisés dans les argiles. L'étude de ces pollens fossilisés échantillonnés dans les bassins sédimentaires donne accès à une vision régionale de la paléo-flore enregistrée par les bassins versant desquels proviennent les sédiments, des zones les moins élevées aux plus élevées des chaînes de montagne. Une première approche consiste à utiliser directement le contenu pollinique d'une

roche sédimentaire pour reconstituer la présence de ceintures de végétations inféodées à une altitude donné suivant l'approche utilisé pour les feuilles (e.g. Suc and Fauquette, 2012). Une autre approche, dite de coexistence, consiste à reconstituer les paléoenvironnements et paléo-températures en regardant les conditions de vie communes actuelles des espèces modernes les plus proches des espèces fossiles (Mosbrugger and Utescher, 1997; Utescher et al., 2009).

Avantages : *Le calage temporel précis des séries sédimentaires contenant les pollens. Les bassins sédimentaires d'avant-pays enregistrent plusieurs millions d'années voire dizaines de millions d'années d'informations sur les chaînes de montagnes. Les pollens qu'ils contiennent permettent de reconstituer l'évolution de la paléo-altitude d'une chaîne sur de longues périodes.*

Inconvénients : *Au même titre que pour l'approche de la paléobotanique, la connaissance précise de la MAT est nécessaire et les marges d'erreurs associées à son estimation sont grandes. L'autre inconvénient majeur du pollen réside dans la nécessité de connaître précisément la position des paléo-bassins versants et les paléo-réseaux hydrographiques pour connaître précisément sa provenance. La difficulté à distinguer les pollens des végétations associées à des étages altitudinaux différents (par exemple les éléments herbacés du niveau alpin avec les herbes situées à basse élévation* (Fauquette et al., 2015)*) constitue également un inconvénient de cette méthode. De plus, les pollens fossilisés ne s'observent que dans les bassins sédimentaires qui ne sont pas toujours préservés au cours des processus orogéniques.*

B.2. Sr/Y, La/Yb des roches magmatiques et épaisseur crustale

La teneur en certains éléments traces dans les roches magmatiques est reliée à la présence de certains minéraux comme le plagioclase, l'amphibole et le grenat, dont le développement dépend des conditions de pression de cristallisation du magma. Les rapports Sr/Y et La/Yb ont été mesurés sur un large éventail de roches magmatiques incluant les adakites et les granites de type S (SiO_2 entre 55 et 72 wt%) (Figure 64) puis, utilisés pour calculer la profondeur du Moho et l'épaisseur de la croûte au niveau des arcs continentaux (Chiaradia, 2015; Farner and Lee, 2017; Lieu and Stern, 2019; Profeta et al., 2016) et des zones de collision continentale (Hu et al., 2020, 2017; Zhan et al., 2018) (Figure 65).

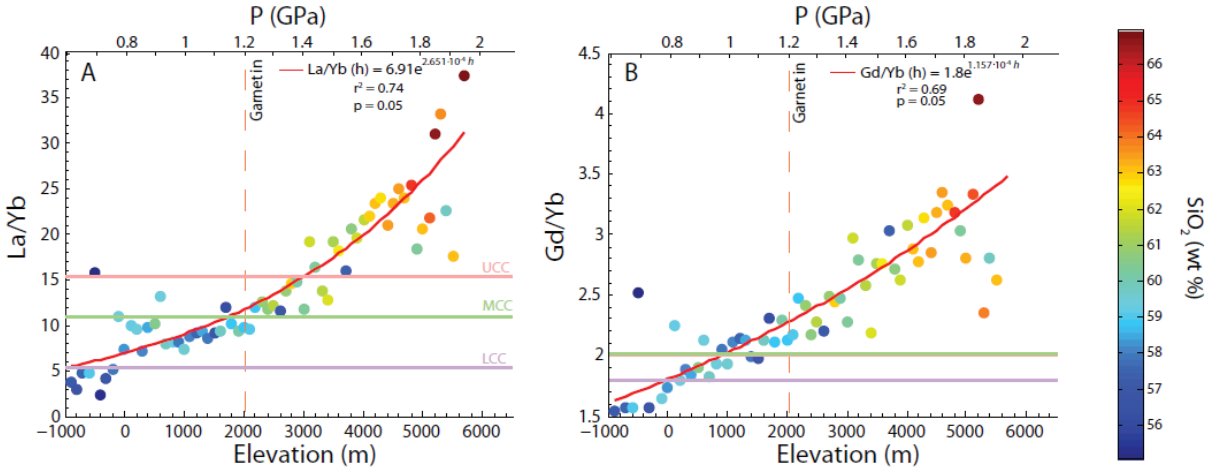


Figure 64 : Lien entre la teneur en La/Yb et Gd/Yb des roches magmatiques, la teneur en SiO_2 et l'épaisseur de la croûte (Farner and Lee, 2017). UCC = upper continental crust, MCC = middle continental crust, LCC = lower continental crust

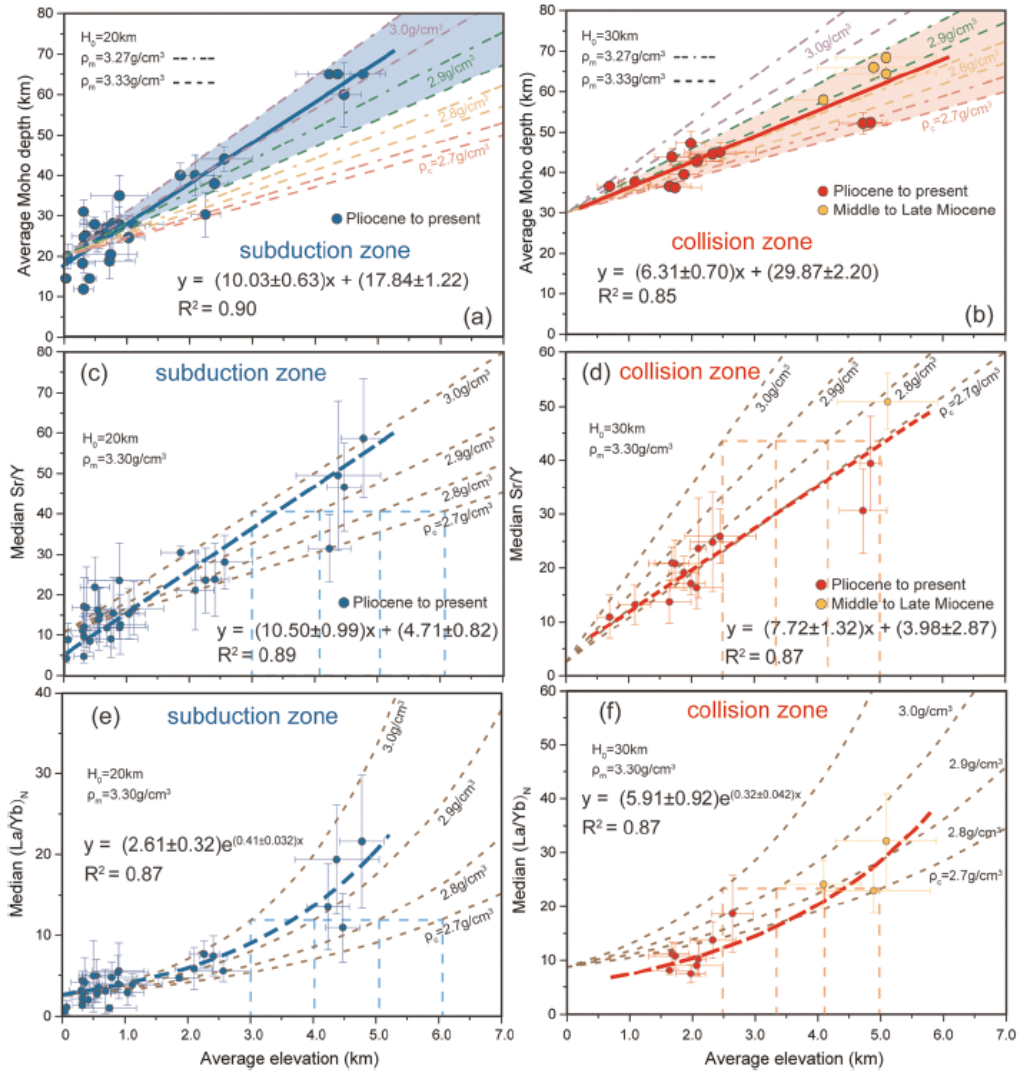


Figure 65 : Relation entre le Sr/Y et le La/Yb des roches magmatiques, avec la profondeur du manteau, l'altitude, la densité de la croûte (pc) et du manteau (pm) dans les zones de subduction (à gauche) et de collision (à droite) (Hu et al., 2020).

Cette approche repose sur le postulat que la plupart des marges actives sont à l'équilibre isostatique sur plusieurs centaines de km, ceci permettant d'utiliser la corrélation entre l'épaisseur crustale et l'altitude (Airy, 1855). A titre d'exemple, Zhan et al., (2018) calculent une épaisseur crustale de 55 ± 2 km il y a 211 Ma au niveau de la chaîne de Songpan-Ganzi à l'Est du plateau tibétain et en déduisent une paléoaltitude de 2600 ± 300m.

Avantages : *Actuellement c'est la seule méthode de paléoaltimétrie totalement indépendante des conditions paléo-climatiques. La datation en routine des roches magmatiques permet un calage temporel précis et systématique des estimations paléoaltimétriques. La possibilité de reconstituer l'évolution de la topographie tout au long de l'histoire d'un orogène depuis les phases de subduction jusqu'aux phases les plus tardives de la collision (exemple pour le plateau tibétain, du Trias au Miocène* (Hu et al., 2020)*. L'application de cette méthode sur un large éventail de roches magmatiques différentes permet une bonne couverture spatiale et temporelle des données paléoaltrimétriques au sein des orogènes.*

Inconvénients : *Cette méthode ne permet que des estimations paléoaltimétriques à très grande échelle (résolution spatiale de plusieurs centaines de km). Par conséquent elle ne permet pas une analyse ponctuelle et détaillée de la variation des paléo-reliefs à l'échelle d'une chaîne de montagne. La présence sur le terrain de roches magmatiques de composition intermédiaire est indispensable. Cette méthode implique de connaître assez finement la densité de la croûte et du manteau supérieur, une valeur incorrecte de densité peut entrainer des erreurs allant jusqu'à 3000m sur le calcul des paléoaltitudes* (Hu et al., 2020).

B.3. La vésicularité des basaltes

La taille des bulles d'airs (vésicules) se formant à la surface de la lave (Figure 66) pendant son écoulement dépend de la pression atmosphérique.

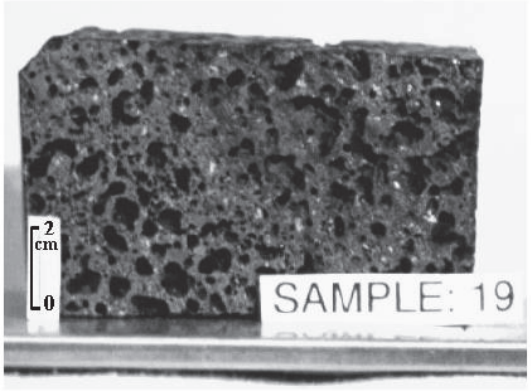


Figure 66 : Photo d'un échantillon de basalte vésiculaire (Sahagian et al., 2002a).

Un calcul permet d'accéder à la pression atmosphérique au moment où la coulée de lave s'est mise en place (Sahagian and Proussevitch, 2007; Sahagian et al., 2002a) :

$$\frac{Vt}{Vb} = \frac{P + \rho g z}{P}$$

Avec Vt = le volume mesuré occupé par les vésicules à la surface de la coulée de lave

Vb = le volume mesuré occupé par les vésicules à la base de la coulée de lave

ρ = la densité de la lave (2650 kg/m^3 pour le basalte)

g = l'accélération de la pesanteur (9,8 m/s^2)

H = l'épaisseur de la coulée de lave (mesurée sur le terrain)

P = la pression atmosphérique au moment de la mise en place de la coulée de lave

Cette approche part du premier postulat que la pression atmosphérique à la surface de la mer est la même partout sur le globe et qu'elle n'a pas changé significativement pendant toute la durée du Cénozoïque (Abe and Matsui, 1986; Azbel and Tolstikhin, 1990, 1993; Tajika and Matsui, 1993; Williams and Pan, 1992). Le second postulat étant que la relation entre la pression atmosphérique et l'altitude (une baisse d'environ 9 Pa/m) n'a pas changé non plus. Ainsi une valeur de paléoélévation peut être calculée en comparant la valeur de pression atmosphérique obtenue sur le basalte échantillonné en altitude et la pression atmosphérique au niveau de la mer (Sahagian and Proussevitch, 2007; Sahagian et al., 2002a) (Table 1).

Table 1 : Calcul d'altitude pour les basaltes d'Hawaï, les marges d'erreur sont de ± 400m (Sahagian et al., 2002a).

Flow #	Flow Thickness (m)	Sample Location	Analyzed Vesicle Population	Modal Size (mm^3)	Measured Pressure (atm)	*Measured Elevation (m)*	*Actual Elevation (m)*
1	1.52	Top	4,946	1.266	0.972	**307**	**46**
		Base	13,961	0.896			
2	1.52	Top	19,656	1.333	0.996	**45**	**46**
		Base	9,871	0.950			
3	1.78	Top	6,704	1.118	0.929	**778**	**335**
		Base	18,946	0.742			
10	1.24	Top	5958	0.955	0.783	**1951**	**2388**
		Base	8271	0.673			
5	1.02	Top	6,390	2.363	0.676	**3559**	**3978**
		Base	5,222	1.689			
6	1.22	Top	8,428	2.362	0.628	**4093**	**3978**
		Base	12,653	1.560			
7	1.65	Top	6,044	1.823	0.704	**3254**	**3932**
		Base	9,300	1.125			
8	1.27	Top	1,974	2.488	0.604	**4361**	**3932**
		Base	8,096	1.598			
9	1.68	Top	1,558	1.130	0.648	**3867**	**3972**
		Base	5,231	0.670			

Avantages : *La marge d'erreur sur l'estimation des paléoélévations est relativement faible (± 400m). Cette méthode ne nécessite pas de connaître la température de l'air au moment de la mise en place de la coulée de lave. Elle permet une estimation des paléoreliefs ponctuelle et précise spatialement. La simplicité de cette méthode est également un avantage.*

Inconvénients : *Cette méthode repose sur le postulat que la pression atmosphérique au niveau de la mer et sa relation avec l'altitude n'a pas changé au cours du Cénozoïque, or aujourd'hui sa valeur au niveau de la mer peut varier de 0,859 à 0,999 atm en fonction des conditions météorologiques. La limitation au Cénozoïque de cette méthode due à une méconnaissance de la pression atmosphérique dans les périodes plus anciennes est également un inconvénient. Enfin, cette méthode requiert l'échantillonnage de laves basaltiques très faiblement visqueuses de type pāhoehoe (très pauvres en silice), elles sont associées à des contextes magmatiques particuliers et sont par conséquent très peu répandues, particulièrement au sein des orogènes.*

B.4. Les isotopes cosmogéniques

En partant du niveau de la mer, la densité de l'atmosphère diminue environ de 1g/cm^2 tous les 10m et le flux de neutrons primaires responsable de la production des isotopes cosmogéniques comme le ^{26}Al, le ^{10}Be et le ^{21}Ne augmente de 1% tous les 10m (Gosse and Stone, 2001). La teneur en isotopes cosmogéniques dans des minéraux comme le quartz ou les minéraux mafiques (Blard, 2006) exposés à la surface aux rayons cosmiques peut donc être corrélée à l'altitude (Brook et al., 1995; Lal, 1991). Cette relation a également été appliquée sur des paléo-surfaces enfouies pendant une durée connue (Blard et al., 2005). De récentes études ont modélisé mathématiquement la relation entre les rapports isotopiques mesurés dans les échantillons de roches (^{26}Al/^{10}Be et ^{10}Be/^{21}Ne), le taux d'érosion et l'altitude (Blard et al., 2019) (Figure 67). Ce modèle est utilisé pour calculer la paléo-élévation des échantillons à partir des valeurs de ^{26}Al/^{10}Be et ^{10}Be/^{21}Ne et pour un temps d'exposition à la surface et un taux d'érosion donnée.

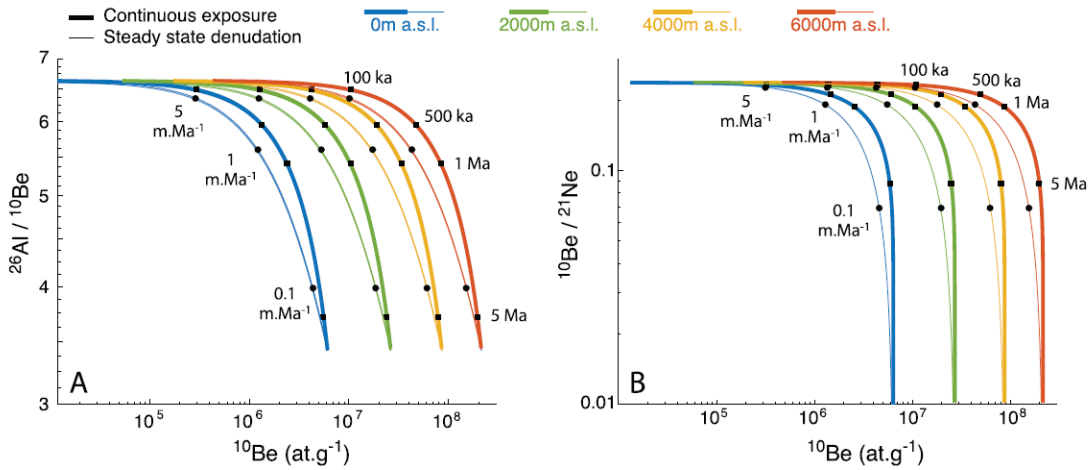


Figure 67 : Relation entre la teneur en 26Al, 10Be et 21Ne des roches avec le taux d'érosion et l'altitude (Blard et al., 2019).

Avantages : *Cette méthode est applicable sur une large variété de lithologie (felsique et mafique).*

Inconvénients : *Cette méthode basée sur une modélisation mathématique est très indirecte. Pour des taux d'érosion > 1m/Ma les marges d'erreurs sur les calculs de paléoélévation peuvent atteindre ± 1900m* (Blard et al., 2019). *Le temps d'exposition des paléo-surfaces avant enfouissement doit être supérieur à 0,5 Ma* (Blard et al., 2019). *L'âge d'enfouissement de la paléo-surface doit être estimé indépendamment.*

B.5. Méthodes basées sur les isotopes stables

Les années 2000 ont vu l'émergence de travaux utilisant la corrélation entre la composition isotopique des fluides météoriques et la topographie pour reconstruire l'évolution des paléo-reliefs au sein des orogènes (Rowley et al., 2001). Ces études nécessitent, entre autres, d'avoir accès à des paléo-fluides météoriques qui dans la plupart des cas s'obtient de manière indirecte par la mesure du $\delta^{18}O$ ou du δD d'un minéral ayant interagi avec un fluide météorique au moment de sa formation (Figure 72) (Voir Chapitre I.5). De plus, pour l'ensemble de ces méthodes seules les $\delta^{18}O$ ou les δD les plus négatifs sont pris en compte car considérés comme ayant préservé une signature météorique (Cyr et al., 2005; Dusséaux et al., 2019; Gébelin et al., 2013; Mulch et al., 2004; Quade et al., 2020). Ces méthodes indirectes décrites ci-dessous peuvent générer des biais d'interprétations importants.

B.5.1. $\delta^{18}O$ sur carbonates et phosphates

Cette méthode a été couramment utilisée en paléoaltimètrie dans les Alpes européennes (Campani et al., 2012), le système Himalaya-Tibet (Cyr et al., 2005; Ding et al., 2014; Ingalls

et al., 2017; Wei et al., 2016; Xu et al., 2013), la Cordillère Nord-américaine (Chamberlain et al., 2012; Fan et al., 2011; Licht et al., 2017), le Plateau Central-anatolien (Lüdecke, 2013; Mazzini et al., 2013; Meijers et al., 2018, 2016). Le matériel utilisé, des calcaires pédogéniques ou des paléosols (Figure 68) et des restes fossiles est principalement composé de $CaCO_3$ qui se forme rapidement (échelle mensuelle et principalement l'été) en domaine continental à partir d'une eau de surface saturée en calcite pour les calcaires.

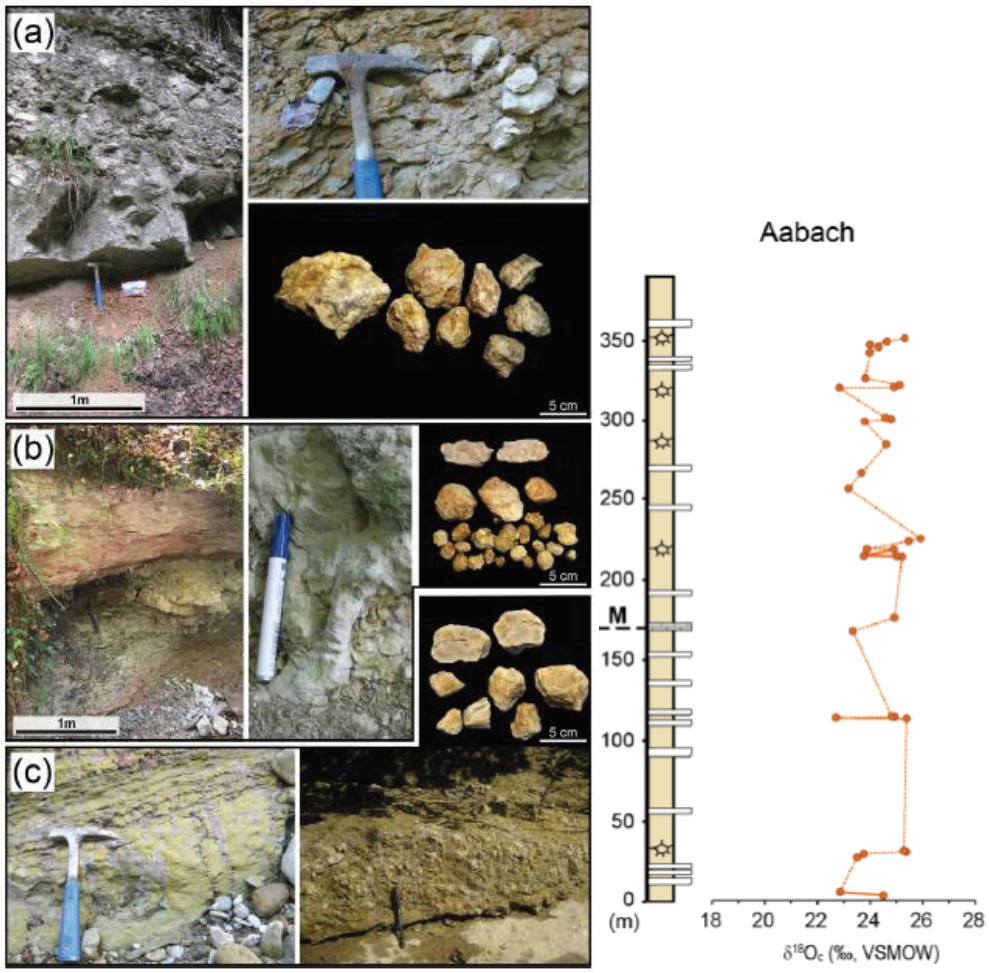


Figure 68 : A gauche les photos d'affleurements et d'échantillons de paléosols dans lesquels sont prélevés les carottes sédimentaires. A droite l'analyse du □^{18}O des paléosols en fonction de la position dans la carotte (Krsnik et al., 2021).

En mesurant le $\delta^{18}O$ du carbonate (Figure 68) il est possible d'accéder au $\delta^{18}O_{(calculé)}$ de l'eau de pluie qui a participé à sa précipitation. Pour ce faire il est nécessaire de connaitre le coefficient de fractionnement entre l'eau et la calcite ainsi que la température moyenne à laquelle le carbonate a précipité (Chapitre I.5). Cette température approximée correspond souvent à la température moyenne de l'air pour la période donnée (MAAT), elle est estimée à partir de données de paléobotaniques et/ou des modèles paléoclimatologiques introduisant des marges d'erreur parfois très importantes. Récemment l'utilisation systématique du Δ_{47} ou

« clumped isotopes » a permis une estimation beaucoup plus fine de la température de précipitation des carbonates, corrigeant parfois de plus de 10 °C les températures anciennement estimées (Krsnik et al., 2021). Cette méthode implique la mesure des isotopes stables du carbone ^{13}C et de l'oxygène ^{18}O et ^{16}O ainsi que la relation entre la décroissance de la température et l'assemblage préférentiel progressif entre ces isotopes pour former les molécules de CO_2 analysées par spectrométrie de masse (Eiler, 2007; Ghosh et al., 2006a). Plus la température de précipitation du carbonate est faible plus le nombre de molécules de $^{13}C^{18}O^{16}O$ est relativement élevée par rapport aux autres molécules de CO_2, autrement dit plus le Δ_{47} est élevé (Eiler, 2007; Ghosh et al., 2006a; Ingalls et al., 2017; Methner et al., 2016a; Schauble et al., 2006; Wang et al., 2004).

Le même type de raisonnement a été appliqué sur l'oxygène de l'hydroxyapatite des dents fossilisées de gros mammifères, ces dernières étant majoritairement constituées de groupements phosphatés (PO_4). Le $\delta^{18}O$ mesuré sur ces dents peut permettre de calculer le $\delta^{18}O_{(calculé)}$ de l'eau de boisson consommée par les mammifères tout au long de leur vie (Tütken and Vennemann, 2009).

Avantages : *Un enregistrement isotopique des paléo-fluides de surface très précis autant dans l'espace que dans le temps, les carbonates et les dents fossilisées étant très facilement datables (biostratigraphie, magnétostratigraphie, âges radiométriques sur minéraux datables contenus dans certaines couches). La possibilité d'accéder par exemple à la composition des paléo-fluides de surface aux pieds des orogènes dans les bassins molassiques ou les cônes alluviaux.*

Inconvénients : *L'accès indirect au $\delta^{18}O$ de l'eau par le calcul induisant une erreur plus ou moins grande liée à l'approximation de la température de précipitation des carbonates. Le fait de n'avoir accès qu'au $\delta^{18}O$ et pas au δD. La formation saisonnière très rapide des carbonates, ajouté à des effets liés à l'évaporation pouvant engendrer une grande variabilité des valeurs de $\delta^{18}O$ difficile à interpréter. La sensibilité du $\delta^{18}O$ de ces formations sédimentaires exposées à l'altération et à la diagénèse* (Quade et al., 2020). *Pour le $\delta^{18}O$ des dents fossilisées la limitation principale de cette méthode est liée à la méconnaissance des processus physiologiques à l'origine du fractionnement isotopique par les organismes vivants, en particulier pour les espèces n'ayant pas d'équivalents contemporains comme les dinosaures.*

B.5.2. δD sur verre volcanique

Cette méthode bien qu'utilisée dans différents endroits du globe est la moins répandue. À la suite d'un évènement volcanique, les laves déposées en surface (Figure 69) (rhyolites, ignimbrites, dacites), peuvent incorporer jusqu'à 10 wt% d'eau météorique en seulement 1000 à 10000 ans.

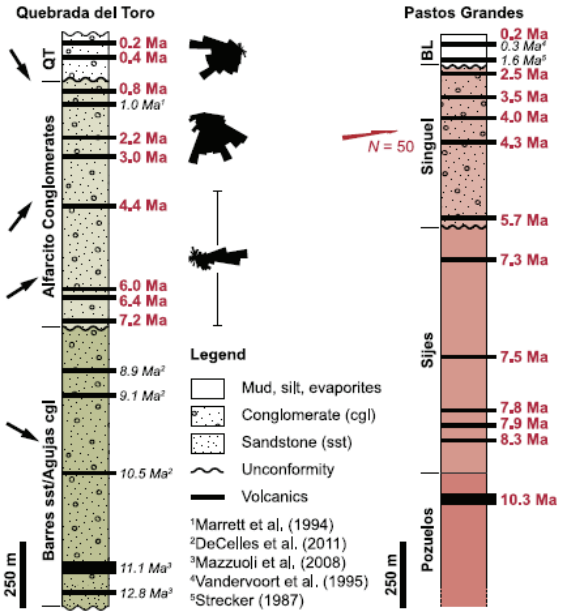


Figure 69 : Carottes sédimentaires contenant les dépôts de laves volcaniques sur lesquels sont mesurés les δD (Mulch et al., 2008).

En mesurant le δD du verre volcanique rhyolitique il est possible de calculer la valeur du $\delta D_{(calculé)}$ de l'eau météorique (Voir chapitre I.5) qui a infiltré la lave juste après son dépôt (Cassel et al., 2014; Mulch et al., 2008; Pingel et al., 2020, 2014; Sundell et al., 2019).

Avantages : *L'accès à la composition des eaux météoriques de surfaces. La préservation de la composition isotopique originelle du verre volcanique. La résistance du système à l'altération. La possibilité de dater directement le matériel volcanique sur lequel a été mesuré le δD.*

Inconvénients : *L'accès indirect au $\delta D_{(calculé)}$ de l'eau météorique par le calcul induisant une erreur possible sur l'estimation du coefficient de fractionnement isotopique entre le verre volcanique et l'eau. Le fait de ne pas avoir accès au $\delta^{18}O$ de l'eau. La présence relativement rare et éparses de ces roches volcaniques sur le terrain.*

B.5.3. δD sur minéraux hydroxylés

Les minéraux hydroxylés sont caractérisés par la présence de groupements OH interfoliaires dans leur réseau cristallin. La composition isotopique de ces minéraux peut donc être utilisée pour reconstituer celle de l'eau à l'équilibre à partir duquel ils cristallisent.

Historiquement, les premières reconstitutions paléo-altimétriques sur minéraux hydroxylés se sont appuyées sur le $\delta^{18}O$ des minéraux authigéniques comme la kaolinite (Chamberlain and Poage, 2000). Plus récemment des études sur des zones de cisaillement à la transition fragile-ductile (Figure 70) (Campani et al., 2012; Dusséaux et al., 2022, 2019; Gébelin et al., 2013; Mulch et al., 2004) montrent que l'eau météorique peut être impliquée dans la croissance de la muscovite syn-tectoniques (Figure 71) ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$).

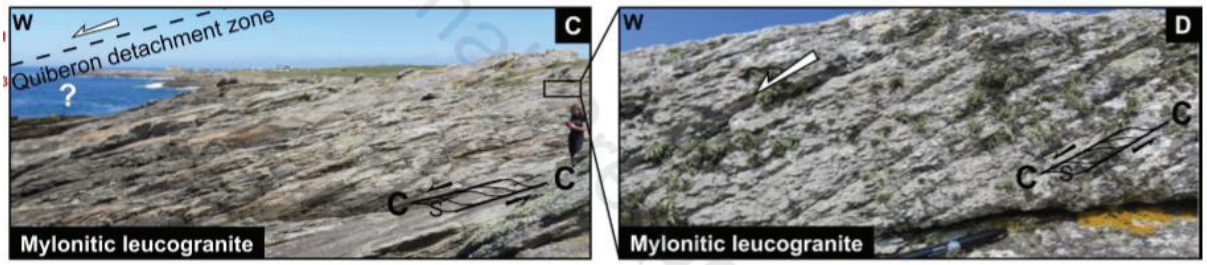


Figure 70 : Exemple de granite mylonitique duquel proviennent les muscovites syn-cinématiques analysées (Dusséaux et al., 2022).

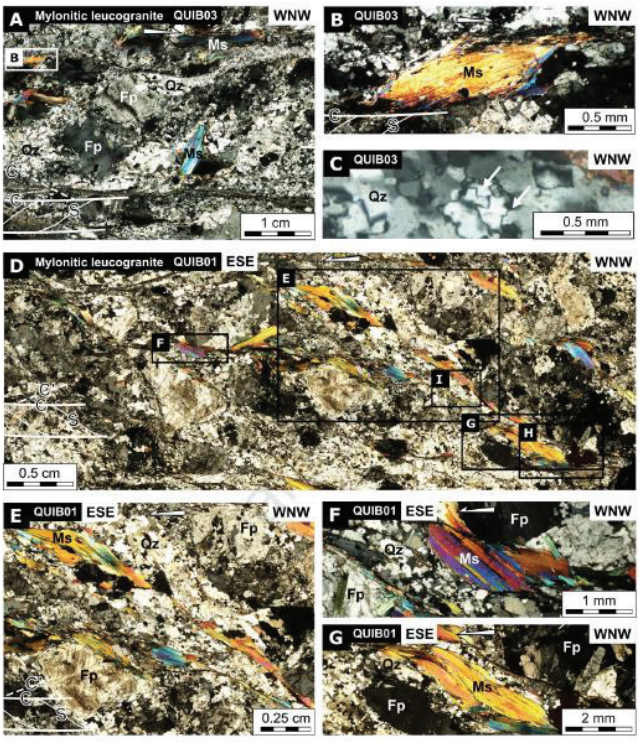


Figure 71 : Vues aux microscopes des muscovites syn-tectoniques (Dusséaux et al., 2022).

Dans ce cas c'est le δD qui est mesuré. Le $\delta^{18}O$ est rarement mesuré dans les phyllosilicates car l'O du fluide est généralement considéré comme contaminé par l'O des groupements SiO_4 tétraédriques. Cette méthode permet des reconstitutions paléoaltimétriques (Figure 72) dans différents orogènes (Campani et al., 2012; Dusséaux et al., 2021; Gébelin et al., 2013; Mulch et al., 2004) avec les avantages et les inconvénients suivants :

Avantages *: L'ubiquité des phylosilicates dans la croûte continentale. La datation en routine des muscovites et des biotites par la méthode Ar-Ar permet un calage temporel précis de la circulation de fluide.*

Inconvénients *: L'accès indirect au $\delta D_{(calculé)}$ de l'eau et les marges d'erreur générées par les estimations relativement peu précises de la température de cristallisation des phyllosilicates. Le $\delta^{18}O$ de l'eau n'est pas accessible avec cette méthode, il est calculé avec l'équation de la droite des eaux météorique de Craig, (1961) ($\delta 18O = \delta D - 10/8$)(voir chapitre I.4). La méthode utilise la pyrolyse à 1450°C qui permet la transformation de H_2O en H_2 qui est mesuré en IRMS (Isotope-Ratio Mass Spectrometry). Or, cette réaction est uniquement assurée par la température, sans catalyseur (comme pour les réactions de combustion). La réaction de pyrolyse peut donc être incomplète, plusieurs facteurs vont l'impacter :*

- *La quantité d'échantillon pyrolysé*
- *L'origine minéral ou organique du composé*
- *Toutes les entités contenant de l'H (ou de l'O) seront donc transformées*

Dans le cas du mica, la mesure du δD sera effectuée sur l'eau (à condition que la réaction soit totale) et des autres origines de composés contenant de l'H. La réaction de pyrolyse étant difficile voir incomplète dans des composés inorganiques il est donc nécessaire d'apporter une correction par rapport à la masse de prélèvement et à l'usure du tube à pyrolyse.

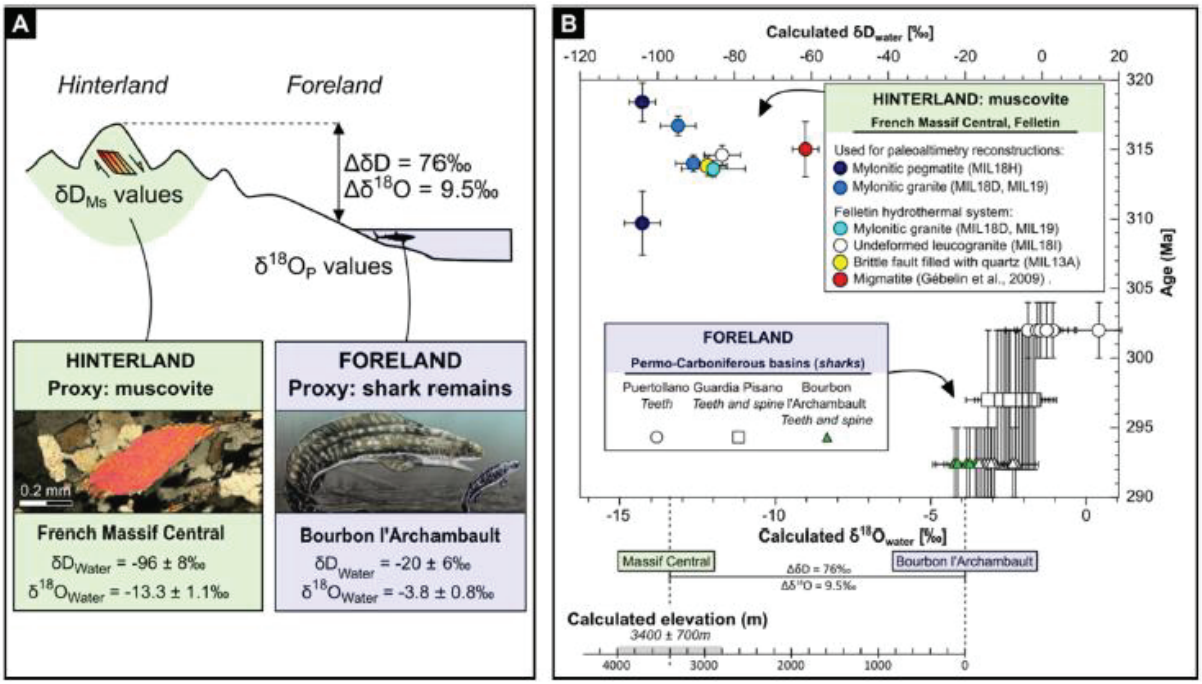


Figure 72 : (A) Schéma montrant l'utilisation d'un $\delta^{18}O$ de référence pour les paléo-précipitations à basse altitude (ici le $\delta^{18}O_{(PO4)}$ des dents de requin dans un bassin d'avant-pays) et du δD mesuré sur les muscovites syn-tectoniques pour reconstituer les paléo-élévations. (B) Utilisation de la composition isotopique calculée ($\delta 18O_{(calculée)}$ et $\delta D_{(calculée)}$) des paléo-précipitations pour calculer une paléo-altitude (Dusséaux et al., 2021).

Partie 2. Nouvelle méthode de paléoaltimétrie basée sur le $\delta^{18}O$ et le δD des inclusions fluides

A. Présentation générale de la méthode

Un nouveau protocole expérimental permettant l'extraction et l'analyse simultanée du δD et du $\delta^{18}O$ des IFs piégées dans du quartz a été développé avant le commencement de ma thèse et a été testé, appliqué et amélioré au cours de cette dernière. Avant toute chose, les étapes suivantes sont nécessaires :

1. Sur le terrain, **une étude structurale** des veines et fentes de quartz échantillonnées permet d'identifier leur relation avec les roches encaissantes et la déformation. Elle permet également une première sélection des échantillons les plus intéressants, les veines aux grains de quartz les plus laiteuses plutôt que translucides (elles contiennent plus d'inclusion fluides), et d'éviter les veines présentant des signes d'oxydation (colorations brunâtres ou jaunâtres du quartz).
2. **Une étude pétrographique** des échantillons en lames minces au microscope optique polarisant est nécessaire pour 1) estimer le degré de recristallisation du quartz (voir chapitre II.2), 2) identifier d'autres minéraux associés au quartz et 3) réaliser la typologie des différentes générations d'IFs (voir chapitre I.5).
3. **Une analyse microthermométrique** afin de caractériser dans un premier temps les différentes populations d'IFs via leur température d'homogénéisation (T_h) et température de fusion de la glace (T_f) (Voir chapitre I.5) permettant d'estimer les conditions de piégeage (température) et la salinité du fluide des différentes familles d'IFs. La T_h est considérée comme la température minimum de piégeage du fluide est utilisée pour déterminer la température de décrépitation des IFs lors de l'extraction sur la ligne sous vide.
4. **L'extractions des IFs** sous vide par décrépitation thermique. Le protocole expérimental est détaillé par la suite dans ce chapitre.
5. **L'analyse de la composition isotopique de l'O et de l'H de l'eau des IFs** par spectroscopie Infra-rouge permet d'obtenir directement et simultanément les valeurs du $\delta^{18}O$ et du δD. Le protocole d'analyse est détaillé par la suite.

B. Protocole d'extraction des inclusions fluides

B.1. Le broyage des veines et des fentes de quartz et le tri des grains de quartz :

Le protocole commence par le broyage mécanique grossier des veines et fentes de quartz échantillonnées. Un premier tamisage de ce broyat avec des mailles de 0,5 mm permet la séparation entre la poudre de quartz et des grains d'une taille variant entre 0,5 mm et 1 cm. Cette fraction est ensuite triée à l'aide d'une pince sous une loupe binoculaire, afin de sélectionner les grains non altérés, blancs donc contenant à priori le plus d'IFs (Figure 73).

Figure 73 : Grains de quartz tamisés une première fois (0,5 à 10 mm). Cette couleur blanche opaque des grains indique généralement qu'ils contiennent une quantité relativement importante d'IFs.

Ces grains de quartz sont ensuite broyés manuellement à l'aide d'un mortier d'Abych puis tamisés afin de ne garder que des grains de quartz de 0,5 mm à 2 mm de diamètre. Ces grains sont ensuite plongés pendant 2 heures dans une solution d'acide nitrique (HNO_3) diluée 3 fois à l'eau distillée afin d'enlever le maximum d'impuretés et matière organique potentiellement encore fixées à la surface des grains. Ils sont ensuite rincés à l'eau distillée

avant d'être placés 24 à 48 heures dans une étuve à 80°C pour enlever toute trace d'humidité adsorbée à la surface des grains.

B.2. L'extraction des inclusions fluides

L'extraction se fait sur une ligne sous vide dans le laboratoire « Inclusions Fluides » du Laboratoire de Géologie de Lyon. La ligne (Figure 74) est constituée d'une verrerie en quartz stable jusqu'à des T°C supérieures à 1000°C et inférieures à -200°C.

Figure 74 : Photo de la ligne d'extraction en cours d'utilisation.

Elle est reliée à un système de pompage permettant d'atteindre généralement des valeurs de vide primaire de l'ordre de 10^{-3} mbar. Globalement le protocole se fait en plusieurs étapes incluant la libération des volatiles par décrépitation thermique (voir Chapitre I.6) et le piégeage des condensables par des pièges cryogénique (N_2 liquide, alcool fondant = mélange N_2 et ethanol) (Figure 75).

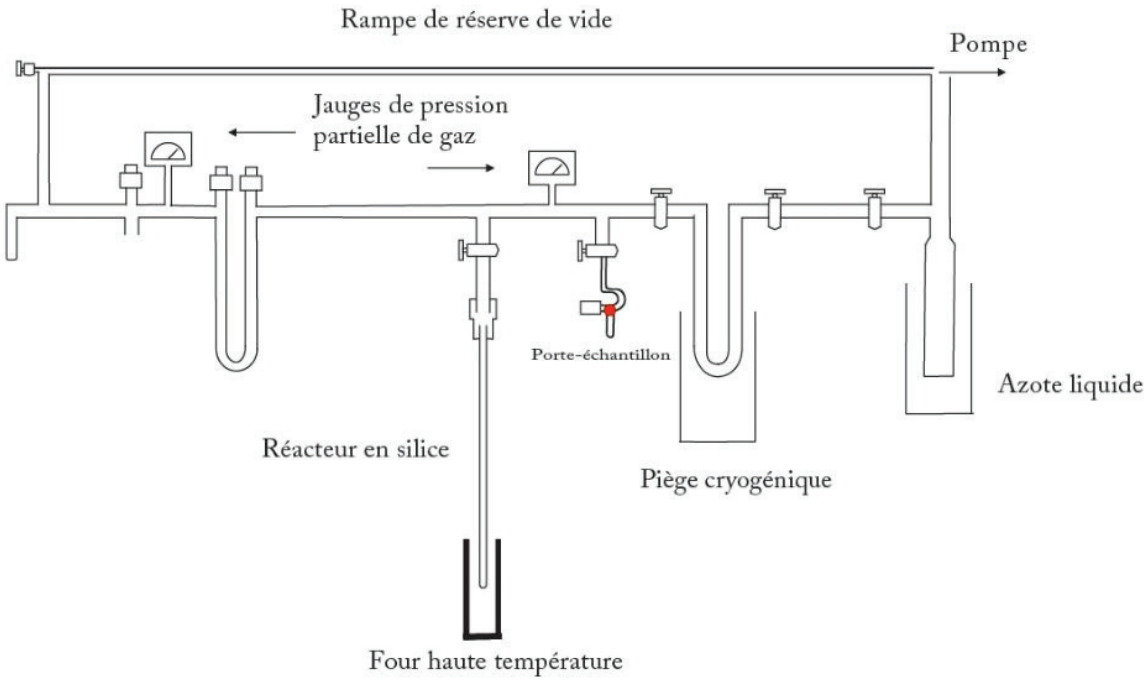


Figure 75 : Schéma de la ligne d'extraction (Nicolas, 2018).

La température de décrépitation (T_d) choisie pour un échantillon est en général de 100°C au-dessus de la température d'homogénéisation des IFs mesurée au préalable par microthermométrie. La durée des étapes est estimée en observant la variation de pression indiquée par une jauge Pirany. La finalité étant de condenser une goutte d'H_2O de quelques µL dans un porte- échantillon en téflon (matériau hydrophobe) (Figure 76) et de la transvaser dans un vial à l'aide d'une micro-seringue. La durée moyenne pour l'extraction d'un échantillon va de 2 à 3h.

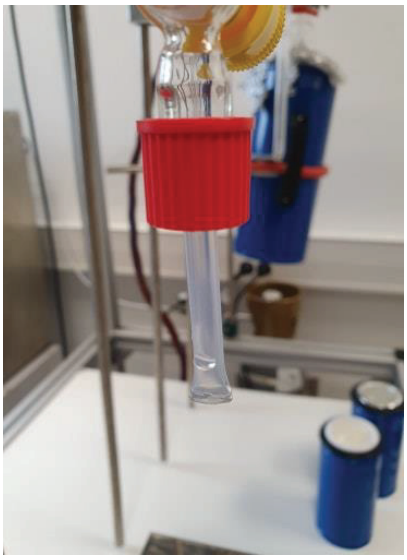


Figure 76 : Photo du porte-échantillon en téflon contenant l'eau condensée à la fin du protocole d'extraction.

B.2.1. Protocole

L'eau piégée dans le quartz est extraite par décrépitation thermique. Quatre à 8 g de grains millimétriques de quartz sont séchés pendant une nuit à 110°C dans une étuve puis chargés dans un tube de quartz et dégazés à 80˚C sous vide pendant au moins 90 minutes. L'eau est ensuite extraite en chauffant les échantillons à 450°C pendant 15 minutes. Les blancs sont très faibles sur l'ensemble des expériences sans contribuer à plus de 1% de la quantité totale d'eau extraite des inclusions fluides. La quantité d'eau recueillie dans le tube en téflon lors de la décrépitation des inclusions fluides, de l'ordre de 2-10 µl, est transférée dans un vial à l'aide d'une microseringue puis congelée à -21°C avant d'être analysée à l'Institut des Sciences Analytiques (ISA). Pour plus de détails, se référer au protocole étendu en annexe.

C. Protocole d'analyse de l'O et l'H des inclusions fluides

C.1. Principe de la méthode et matériel

L'analyse du $\delta^{18}O$ et du δD des gouttes d'eau extraites est réalisée à l'Institut des Sciences Analytiques (ISA) situé à Villeurbanne. L'appareil que j'ai utilisé sous la supervision des deux ingénieurs du CNRS, Patrick Jame et Erik Bonjour, est un analyseur isotopique IWA-45EP (Figure 77) fabriqué par la marque Los Gatos Research.

Figure 77 : Photo de l'analyseur isotopique IWA-45EP. L'eau est injectée dans le septum située sur la partie droite de l'analyseur sur la photo (flèche bleue).

Il est important de souligner que c'est en grande partie grâce à l'accès à cette technologie qui permet de mesurer simultanément le $\delta^{18}O$ et le δD sur seulement 1µL d'eau que l'ensemble des travaux présentés dans ce manuscrit ont été rendus possibles. Le fonctionnement de cet analyseur repose sur la méthode de spectroscopie Infra-Rouge dite OA-ICOS (Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) qui utilise la relation entre les capacités d'absorption et de transmitivité de la lumière par la molécule d'H_2O et sa composition isotopique.

La chronologie des principales étapes réalisées par l'analyseur pour produire la mesure des rapports isotopiques est la suivante :

1. Une fraction liquide d'1µL d'échantillon est injectée à l'aide d'une micro-seringue dans la cavité étanche reliée à l'analyseur maintenue dans un vide ambiant de l'ordre de 5,33 mbar (4 Torr) et à une température de 46,92 °C.
2. La fraction liquide injectée est vaporisée dans la cavité.
3. Un faisceau laser désaxé d'une longueur d'onde de 1388 nm est émis par l'analyseur et traverse la cavité en se réfléchissant un grand nombre de fois sur des miroirs disposés aux deux extrémités de la cellule (Figure 78). En effectuant ce trajet optique de 10 km et en interagissant avec l'échantillon d'eau vaporisée, le faisceau laser perd légèrement en intensité. Cette valeur d'intensité est mesurée à la sortie de la cavité.

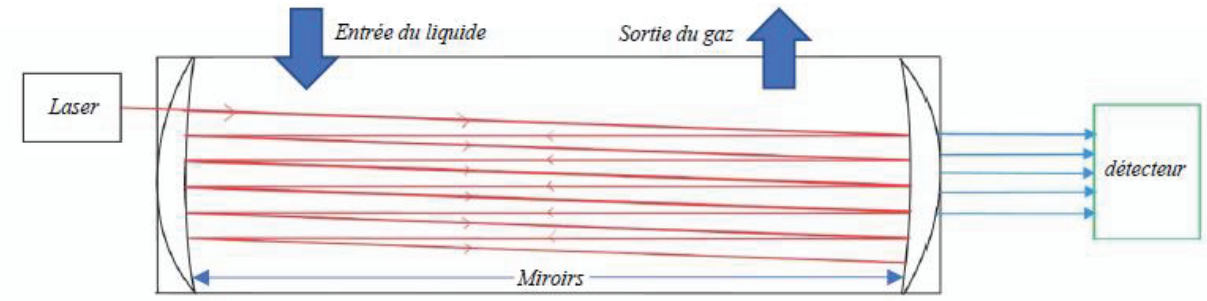


Figure 78 : Schéma du principe de fonctionnement de la méthode OA-ICOS.

4. Cette valeur de perte d'intensité du laser liée à l'interaction avec l'échantillon d'H_2O vaporisé permet au logiciel associé à l'analyseur de calculer les valeurs de transmittances ou coefficient de transmission de l'intensité lumineuse (rapport entre l'intensité transmise par le milieu et l'intensité incidente) et d'absorption (mesure du transfert d'énergie entre la lumière et le milieu qu'elle traverse) associées à l'échantillon analysé. Chaque isotope de l'oxygène et de l'hydrogène ayant une gamme de valeur d'absorption et de transmitivité de l'intensité qui leur est propre, il est possible pour le

logiciel de calculer les valeurs des rapports $^{18}O/^{16}O$ et $^{2}H/H$ (ou D/H) puis de les convertir en $\delta^{18}O$ et δD.

La réalisation de ces 4 étapes sur 1µL d'échantillon prend moins d'une minute. La quantité d'eau à analyser par échantillon se situant entre 3 et 10 µl en moyenne, impliquant un temps d'analyse par échantillon de l'ordre de 5 à 10 minutes maximum, ce qui est très rapide pour une mesure isotopique comparé à d'autres techniques comme la spectrométrie de masse.

C.2. Premiers tests et calibration sur des eaux modernes

C.2.1. Analyse des standards et des eaux libres

Avant de mesurer la composition isotopique des IFs le spectromètre couplé au laser a été calibré avec des échantillons d'eau dont la composition est connue. Plusieurs types d'échantillons ont été utilisés :

i. **Les eaux standards** sont conçues et fournies par les laboratoires avec leur composition isotopique. Pendant ma thèse, les standards « 4C » et « 3C » ont été principalement utilisés, ils sont fournis par le laboratoire de LGR et sont calibrés en utilisant le standard international « VSMOW2 » lui-même conçu et fournit par l'AIEA (Agence Internationale à l'Énergie Atomique). Les compositions isotopiques de la 4C, 3C et 1C sont respectivement $\delta^{18}O$ = -7,94 ‰, δD = -51,6 ‰ ; $\delta^{18}O$ = -13,39 ‰, δD = -97,3 ‰ et $\delta^{18}O$ = -19,49 ‰, δD = -154 ‰ et la composition de VSMOW2 fournit par l'AIEA est $\delta^{18}O$ = 0 ‰, δD = 0 ‰. Plusieurs sessions d'une journée ont été dédiées à l'analyse répétée de ces standards, permettant de vérifier la précision et la répétabilité du spectromètre. La marge d'erreur analytique se situe ± 0.6 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et ± 4 ‰ pour le δD ce qui est inférieur à l'erreur tolérée pour cet analyseur (± 10‰).

ii. **Des eaux modernes** échantillonnées dans les Alpes et au Groenland, dont la composition isotopique avait été mesurée via d'autres méthodes analytiques, ont également été analysées (Nicolas, 2018). Pour l'eau de Cervières (Alpes), les résultats attendus étaient $\delta^{18}O$ = -14,79 ‰ et δD = -103,78 ‰. Plusieurs sets de 6 analyses ont été effectués, les moyennes des deux derniers sont de $\delta^{18}O$ = -14 ‰ et δD = -108 ‰ ainsi que $\delta^{18}O_{(w)}$ = -14,4 ‰ et δD = -10 ‰. Pour l'eau du Groenland, les valeurs attendues étaient $\delta^{18}O$ = -26,3 ‰ et δD = -202 ‰. Les moyennes des deux derniers sets sont de $\delta^{18}O$ = -26,1 ‰ et δD = -204,1 ‰ ainsi que $\delta^{18}O_{(w)}$ = -26,7 ‰ et δD = -203,9 ‰ (Table 2).

Table 2 : Résultats des mesures effectuées sur des échantillons d'eau dont la composition isotopique était préalablement connue (Nicolas, 2018).

Test 1 eau Cervieres:		
	δD	δ¹⁸O
1	-109,27	-15,218
2	-109,234	-14,1165
3	-107,383	-14,5659
4	-112,319	-14,6836
5	-107,535	-14,5313
6	-104,833	-14,23
Moy	-108,0	-14,5

Test 1 eau Groeland:	
δD	δ¹⁸O
-197,381	-26,3424
-203,819	-26,44
-204,173	-26,209
-203,149	-26,3546
-204,444	-25,8951
-204,482	-26,1382
-204,1	-26,1

Test 2 eau Cervieres:		
	δD	δ¹⁸O
1	-108,411	-15,3259
2	-106,999	-14,5504
3	-106,949	-14,3911
4	-107,195	-14,6259
5	-108,304	-14,6329
6	-105,14	-14,0803
Moy	-106,9	-14,4

Test 2 eau Groeland:	
δD	δ¹⁸O
-199,75	-26,3459
-204,705	-26,5969
-204,578	-26,1061
-204,683	-27,006
-203,754	-26,5441
-202,711	-26,9656
-203,9	-26,7

Valeurs attendues			
Cervières		Groenland	
δD	δ¹⁸O	δD	δ¹⁸O
-103,78	-14,79	-202	-26,3

C.2.2. Analyses d'eau après passage dans la ligne d'extraction

Afin de vérifier que le protocole d'extraction ne modifie pas la composition isotopique de l'eau, le $\delta^{18}O$ et le δD de standards (1C et 4C), d'eau distillée (ED), d'eaux provenant des Alpes (C) et du Groenland (G) ont été mesurés avant (ED0, C0, G0) et après passage dans la ligne sous vide (ED1, C1, G1) suivant le même protocole que pour les IFs (Table 3). Sur chaque échantillon a été effectué un set de 10 mesures, seulement les 8 dernières mesures ont été retenues pour éviter l'effet mémoire de l'analyseur. Pour ED0 la moyenne sur les 8 dernières mesures est de $\delta^{18}O$ = -8,6 ‰ et δD = -73,3 ‰, pour ED1 elle est de $\delta^{18}O$ = -9,69 ‰ et δD = -79,6 ‰. Pour C0 $\delta^{18}O$ = -11,26 ‰ et δD = -106,1 ‰, pour C1 $\delta^{18}O$ = -13,60 ‰ et δD = -106,3 ‰. Pour G0 $\delta^{18}O$ = -25,53 ‰ et δD = -202,9 ‰ et G1 $\delta^{18}O$ = -24,67 ‰ et δD = -198,1 ‰. Pour les standards, les valeurs mesurées après extraction pour 4C sont de $\delta^{18}O$ = -9,07 ‰ et δD = -55,85 ‰, pour 1C $\delta^{18}O$ = -19,87 ‰ et δD = -150,46 ‰. Les légers écarts sur les valeurs mesurées avant et après extraction sur l'ensemble des échantillons d'eau restent en moyenne ≤ 0,6 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et ≤ 4 ‰ ce qui ne dépasse pas la marge d'erreur de l'analyseur.

Table 3 : Résultats des mesures effectuées sur des échantillons d'eau dont la composition isotopique a été mesurée avant et après passage dans la ligne.

C0	dD	d18O
1	-108,2	-15,12
2	-107,2	-14,49
3	-106,5	-14,33
4	-106,2	14,44
5	-105,8	-14,20
6	-106,2	-14,11
7	-105,6	-14,22
8	-106,5	-14,21
9	-106,3	-14,31
10	-106,9	-13,62
11	-106,1	-14,01
12	-105,2	-14,00
Moyenne	-106,1	-11,26

C1	dD	d18O
1	-109,0	-14,72
2	-105,7	-13,50
3	-106,5	-13,72
4	-106,6	-13,35
5	-106,8	-13,39
6	-106,4	-13,36
7	-106,3	-13,51
8	-106,4	-13,72
9	-106,6	-13,99
10	-105,3	-13,63
11	-106,7	-13,77
12	-106,2	-13,70
13	-105,7	-13,46
Moyenne	-106,3	-13,60

G0	dD	d18O
1	-197,5	-25,77
2	-202,4	-25,48
3	-202,6	-25,34
4	-202,8	-25,37
5	-201,6	-25,46
6	-203,3	-25,22
7	-202,9	-25,73
8	-203,6	-25,70
9	-203,4	-25,47
10	-203,4	-25,93
Moyenne	-202,9	-25,53

G1	dD	d18O
1	-198,3	-25,45
2	-198,1	-24,60
3	-196,8	-24,33
4	-198,2	-24,55
5	-198,2	-24,56
6	-198,5	-24,95
7	-198,7	-24,97
Moyenne	-198,1	-24,67

ED0	dD	d18O
1	-81,0	-10,56
2	-76,2	-9,12
3	-73,8	-8,87
4	-73,8	-8,71
5	-74,8	-8,61
6	-71,9	-8,22
7	-72,6	-8,43
8	-73,6	-8,42
9	-72,4	-8,76
10	-73,7	-8,79
Moyenne	-73,3	-8,60

ED1	dD	d18O
1	-80,0	-10,29
2	-79,0	-9,41
3	-79,2	-9,57
4	-80,2	-9,61
5	-78,6	-10,07
6	-80,2	-9,25
7	-79,6	-10,22
8	-79,0	-9,41
9	-79,0	-9,89
10	-80,7	-9,52
Moyenne	-79,6	-9,69

C.3. Protocole d'analyse pour les inclusions fluides

Pendant ma thèse, j'ai réalisé les mesures des rapports isotopiques de plus d'une centaine d'échantillon en suivant le protocole suivant :

1. Transfert rapide des vials contenant les échantillons entre le congélateur du laboratoire « Inclusion Fluide » du Laboratoire de Géologie vers le réfrigérateur de la salle où se situe l'analyseur isotopique à l'ISA. Le fait que les deux bâtiments se situent à 10 minutes à pied l'un de l'autre est un gros avantage.
2. Avant l'analyse, les échantillons sont centrifugés par lots de 4 afin d'éliminer les bulles d'air potentiellement présente dans l'eau et de rassembler à la base du vial les microgouttes adsorbées sur les parois en verre des vials.
3. Les échantillons d'eau sont introduits par sets de 2 à 10 injections dans la cavité de l'analyseur isotopique (Figure 77), le $\delta^{18}O$ et le δD sont ensuite calculés en moins d'une minute. Les mesures réalisées sur les échantillons sont régulièrement encadrées par la mesure des eaux standards. En général la série d'analyse commence par 1 set d'au moins 10 injections de standards pour vérifier que l'analyseur ne présente pas une dérive trop importante. Ensuite, les échantillons sont régulièrement encadrés (tous les 3 à 5 échantillons) par des sets de 4 à 6 injections de standard dont la composition isotopique est proche de celles des échantillons afin d'atténuer au maximum l'effet mémoire de l'analyseur. La série d'analyse se clôture toujours par un set de 5 à 10 injections de standard, ce qui permet de comparer et de quantifier la dérive de l'analyseur entre le début et la fin de la série.
4. Les données brutes obtenues sur chaque µL d'échantillon et de standard sont ensuite corrigées. En effet la différence entre la valeur théorique des standards et la valeur mesurée par l'analyseur ainsi que la modification de cette valeur mesurée tout au long de la session d'analyse constituent ce qu'on appelle la dérive de l'analyseur et il est important de la quantifier pour retirer son effet sur les données brutes. Pour se faire, une fiche de calcul a été créé sur Excel par Erik Bonjour et Patrick Jame et permet d'y insérer la valeur théorique du standard, les valeurs mesurées des standards dans l'ordre chronologique de la session d'analyse ainsi que les données brutes de $\delta^{18}O$ et δD obtenues sur les échantillons. La dérive de l'analyseur sera d'autant mieux contrôlée qu'un grand nombre de mesures de standards sera effectué lors de l'analyse des échantillons.
5. La valeur moyenne et l'écart-type pour le $\delta^{18}O$ et le δD de chaque échantillon est calculée à partir des valeurs corrigées.

Partie 3. Premier test sur les Alpes

A. Cadre général de l'étude

Récemment il a été montré que l'analyse directe simultanée du $\delta^{18}O$ et du δD d'IFs d'halite (Fourel et al., 2020) et de calcite (Graaf et al., 2020) est possible par spectroscopie OA-ICOS. En ce qui concerne les IFs extraites du quartz, seul le δD était directement mesurable (en phase gazeuse) par spectrométrie de masse (IRMS) (Donnelly et al., 2001; Sharp et al., 2001), le $\delta^{18}O$ des IFs était calculé indépendamment après équilibration de l'échantillon d'eau avec du CO_2 (Kishima and Sakai, 1980) (voir chapitre I.4). Notre étude est la première à obtenir des mesures simultanées du $\delta^{18}O$ et du δD sur des inclusions fluides de quartz. Cette nouvelle méthode a été testée sur des veines de quartz des Alpes dont les conditions et âge de formation sont relativement bien contraints. Deux sites ont été sélectionnés, le massif du Mont Blanc dans les Alpes externe, réputé pour ces fours à quartz riche en gemmes et l'ophiolite du Chenaillet dans les Alpes Interne (Figure 79).

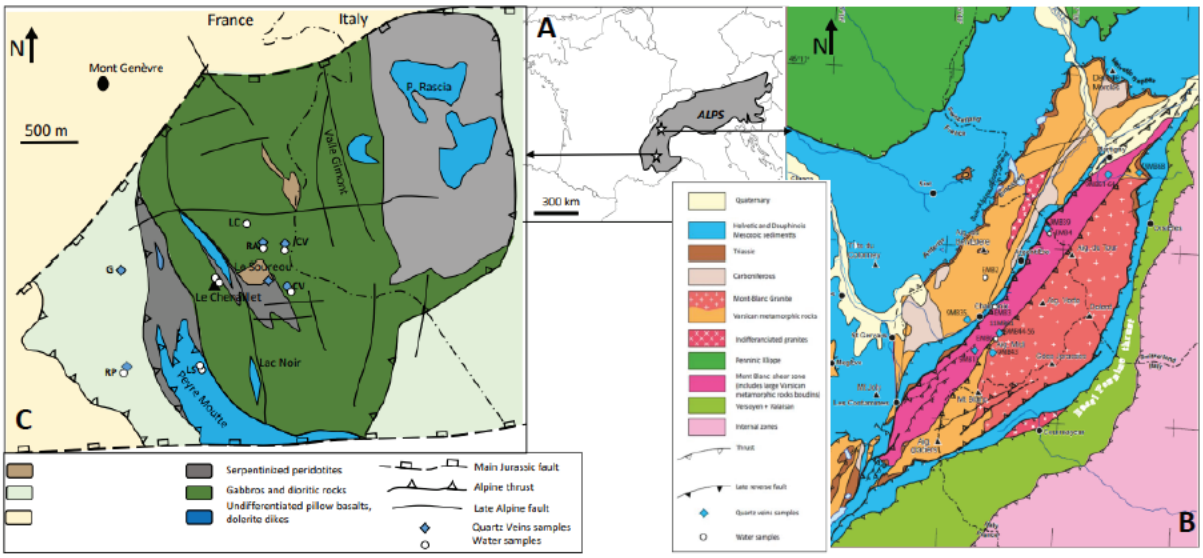


Figure 79 : Localisation des échantillons et schémas structuraux des massifs du Chenaillet (à gauche) et du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (à droite) (Gardien et al., soumis).

Dans le massif du Mont-Blanc des analyses d'isotopes stables ont déjà été effectués sur des fentes de quartz horizontales et subhorizontales (Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014). De plus de nombreuses données de datations ont déjà été obtenues sur ces fentes indiquant une formation au Miocène moyen entre 16 Ma et 11 Ma (Bergemann et al., 2019; Grand'Homme et al., 2016; Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014). Des fentes similaires sont également reconnues dans les autres Massif Cristallins

Externes (MCE) (Bergemann et al., 2017; Gasquet et al., 2010; Grand'Homme et al., 2016; Janots et al., 2019). L'omniprésence de ces fentes sur le terrain, dont certaines sont datées, le contexte géologique global associé à leur mise en place relativement bien décrit, et l'existence de plusieurs travaux sur la pétrographie et microthermométrie des IFs contenues dans ces quartz (Fabre et al., 2002; Marshall et al., 1998; Poty, 1967) ont fait du massif du Mont-Blanc et de cette génération de fente de quartz une cible idéale pour une première application de notre méthode. Dans les Alpes internes, dont le massif du Chenaillet fait partie, la formation des fentes semble être plus précoce (entre 36 et 25 Ma) (e.g. Gnos et al., 2021; Ricchi et al., 2020).

Enfin, la composition isotopique des précipitations modernes (Fontes et al., 1978) et des eaux hydrothermales (Sonney, 2010) sont disponibles pour le Massif du Mont Blanc. Ces données ont été complétées par l'analyse des eaux libres échantillonnées sur le Mont-Blanc et le Chenaillet au cours de cette étude. La composition isotopique des fluides météoriques modernes sera comparée à celle des IFs extraites des fentes de quartz.

Dans cette étude nous présentons une analyse pétrographique et microthermométrique des IFs contenues dans le quartz des fentes associées à des datations Ar-Ar sur des feldspaths adulaires hydrothermaux contenus dans les fentes, et des analyses du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs. Ces nouvelles données complétées par des données géochronologiques existantes contraignent l'âge et les conditions de piégeage des IFs dans les fentes et permet de poser les bases de la paléoaltimètrie basée sur la composition isotopique des IFs du quartz. Ces travaux font l'objet d'un article soumis à Geochemical perspective letters qui sera inclus à la fin de ce chapitre.

B. Description des échantillons

B.1. Etude pétrographique des fentes et texture du quartz

Les fentes horizontales se répartissent morphologiquement en trois sous-catégories : les fentes géodiques (appelées « fours » par les cristalliers) contiennent des cristaux de quartz géodiques automorphes (Figure 80, E) se développant sur les parois des cavités. Certaines fentes ne sont pas complétement scellées alors que d'autres le sont complétement (Figure 80, F). Ces fentes peuvent contenir d'autres minéraux que le quartz comme du feldspath, de la chlorite et certains minéraux accessoires comme de la monazite. En lame mince, le quartz de ces fentes se présente en larges grains de plusieurs millimètres (Figure 80, I) caractérisés par des extinctions ondulantes qui sont le signe d'une déformation plastique des grains.

Localement, les joints de grains présentent des contours sinueux indiquant une recristallisation en bulging (voir chapitre II.4).

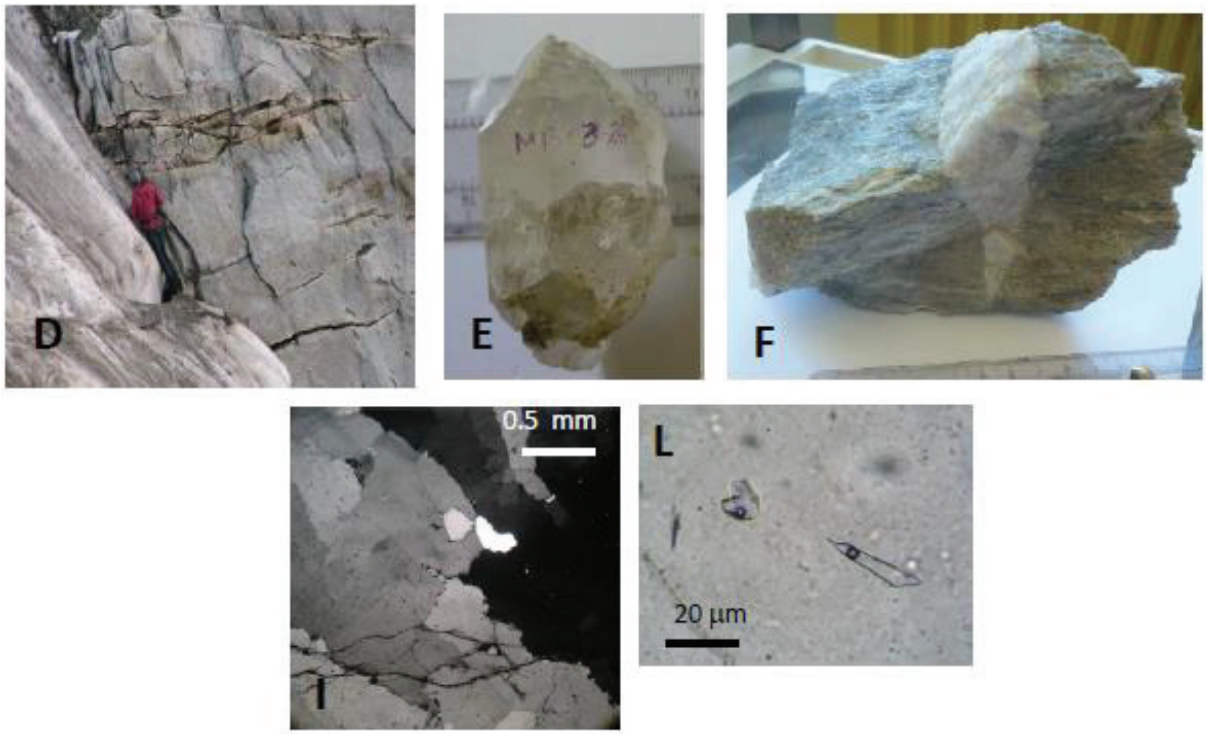


Figure 80 : (D) photo des fentes horizontales dans le massif du Mont-Blanc, (E) quartz provenant d'une fente géodique (ou "four"), (F) fente de quartz complètement scellée dans son encaissant gneissique, (I) texture du quartz en lame mince, (L) IFs primaires dans le quartz des fentes (Gardien et al., soumis).

B.2. Typologie des IFs et étude microthermométrique

Déterminer la typologie des IFs (forme, taille, nombre de phases à T°C ambiante, ratio liquide/vapeur) permet d'établir la chronologie relative entre les différentes générations d'IFs. La plupart des IFs observées dans le quartz des différents échantillons sont biphasiques avec un volume de bulle occupant 20 à 25% du volume total. Trois générations d'IFs ont été observées : 1) les inclusions primaires (Figure 80, L) généralement localisées dans le cœur des grains de quartz, parfois proches des joints de grains, 2) les pseudo-secondaires, alignées le long de plans correspondant à des micro-fractures ne traversant pas les joints de grain, 3) les secondaires se disposent le long de plans qui traversent les joints de grain.

C. Résultats

C.1. Mesures microthermométriques sur les inclusions fluides

Les mesures microthermométriques ont été effectuées sur plus de 400 inclusions sur 8 échantillons différents provenant du massif du Mont-Blanc (Gardien et al., soumis; Nicolas, 2018). Ces analyses permettent de distinguer des assemblages d'IFs (populations) avec des salinités et des densités proches, ceci peut justifier de les relier au même évènement de circulation de fluide et de piégeage (Goldstein and Reynolds, 1994).

Les températures de fusion de la glace (T_f) vont de 7°C à -17°C ce qui correspond à des salinités de 10 à 20 wt.% eq NaCl. Les températures d'homogénéisation (T_h) vont de 180 à 240°C (Table 4). Ces températures sont utilisées pour calculer les isochores des IFs (Bodnar, 1993; Zhang and Frantz, 1987). L'intersection entre les isochores et le gradient thermobarique calculé pour le massif du Mont-Blanc (Leloup et al., 2005) donne les températures et les pressions auxquelles se sont formées les IFs. Les conditions P-T obtenues pour les échantillons du Mont-Blanc se situent entre 155 et 590°C et 0.8 à 2 kbar (Table 5), ce qui correspond à une profondeur de 5 à 10km. Ces données sont en bon accord avec les études microthermométriques réalisées sur les fentes de quartz alpine du massif du Mont-Blanc (Fabre et al., 2002; Poty, 1967).

Table 4 : Résultats des études microthermométriques réalisées sur les IFs de 4 fentes horizontales du massif du Mont-Blanc

sealed vein			sealed vein			sealed vein			sealed vein		
9MB43			9MB44			9MB48			9MB56		
alt	orientation	Ifs	alt	orientation	Ifs	alt	orientation	Ifs	alt	orientation	Ifs
3755	horizontal	IFs1 & 2	2505	horizontal	IFs1 & 2	2505	horizontal	IFs1 & 2	2319	N30, 60N	IFs1 & 2
Tº im	%wt NaCl	Tº hom	Tº im	%wt NaCl	Tº hom	Tº im	%wt NaCl	Tº hom	Tº fus	%wt NaCl	Tº hom
-3,2	5,3	380	-7,5	11,0	166,5	-5,8	9,0	170	-3,5	5,7	163
-3,2	5,3	269	-9,3	13,2	194	-6,8	10,2	171	-4	6,45	193
-5	7,9	250	-9,7	13,6	185	-6,8	10,2	170,8	-5	7,86	168
-6	9,2	380	-9,8	13,7	179	-6,8	10,2	170	-5,2	8,13	207
-6,4	9,7	272	-10	14,0	171	-6,8	10,2	170	-5,4	8,41	179
-6,8	10,2	385	-10,2	14,1	173	-6,9	10,4	178,8	-5,4	8,41	145
-7	10,5	333	-10,3	14,3	275	-7,1	10,6	174,4	-5,5	8,54	210
-8	11,7	221	-10,4	14,4	166	-7,3	10,9	180	-6	9,2	180
-8	11,7	221	-10,5	14,5	>380	-7,4	10.98	179,6	-6	9,2	211
-8,1	11,8	148	-10,6	14,6	170	-7,4	10.98	179,6	-6	9,2	182
-8,7	12,5	291,2	-10,7	14,7	160	-7,4	10.98	183,5	-6,3	9,59	150
-8,7	12,5	373	-10,8	14,8	188	-7,4	10.98	186,2	-6,3	9,59	182
-9,1	13,0	380	-10,9	14,9	195	-7,5	11,0	175,6	-6,4	9,72	180
-9,1	13,0	380	-10,9	14,9	161	-7,5	11,0	171,8	-6,5	9,85	170
-10	14,0	388	-11	15,0	161	-7,7	11,4	182	-6,5	9,85	187
-10,6	14,6	163	-11,2	15,2	182	-7,7	11,4	181	-6,5	9,85	174
-11	15,0	369	-11,2	15,2	160,2	-7,8	11,5	179,8	-6,5	9,85	180
-11,1	15,1	169,2	-11,3	15,3	209,1	-7,9	11,6	178	-6,6	9,98	175
-11,2	15,2	154	-11,5	15,3	154	-8,2	11,9	178	-6,6	9,98	173
-11,2	15,2	151	-11,5	15,5	169	-8,4	12,0	180	-6,6	9,98	185
-11,2	15,2	166	-11,8	15,8	145	-8,4	12,0	180	-6,6	9,98	163
-11,3	15,3	386	-11,8	15,8	183,2	-8,4	12,0	180	-6,6	9,98	193
-11,7	15,7	157	-12,1	16,1	161	-8,4	12,0	180	-6,7	10,1	180
-11,9	15,9	325	-12,1	16,1	170	-8,6	12,4	175	-6,9	10,3	169
-12,2	16,2	225	-12,6	16,5	181	-8,7	12,5	170,2	-7	10,5	195
-12,4	16,4	385	-12,8	16,7	233,2	-8,7	12,5	172,7	-7	10,5	162
-12,5	16,4	137	-13	16,9	240	-8,7	12,5	170	-7	10,5	158
-12,5	16,5	160	-13,2	17,1	163	-8,7	12,5	172,7	-7	10,5	167
-12,6	16,5	154	-13,5	18,2	350	-9,1	13,0	174,3	-7	10,5	198
-12,6	16,5	380	-13,9	17,7	192	-9,4	13,3	175,2	-7	10,5	180
-12,8	16,7	380	-14	17,9	380	-9,8	13,7	190,6	-7,4	10,98	169
-12,8	16,7	388	-14	17,9	174,9	-9,8	13,7	180,6	-8,3	12	132
-12,8	16,7	386	-14	17,9	193,2	-9,8	13,7	180,6	-8,5	12,27	182
-12,9	16,8	158	-14,6	13,3	160,8	-9,8	13,7	190,6	-8,9	12,73	197
-13	16,9	254	-15,2	18,8	155	-9,8	13,7	195,5	-8,9	12,73	196
-13	16,9	161	-15,4	19,0	176	-9,9	13,8	190,4	-9,9	13,83	193
-13	16,9	166,8	-15,5	19,0	160	-10	14,0	193	-10	13,97	188
-13,2	17,1	161	-15,5	19,0	181	-10	14,0	185,1	-10	13,97	187
-13,5	17,4	144,1	-15,7	19,2	175	-10,2	14,1	171,5	-10	13,97	178,2
-13,6	17,4	160,3	-16,1	19,5	197	-10,5	14,5	193,2	-10,3	14,25	173
-13,8	17,6	145,6	-16,2	19,6	146,7	-10,7	14,7	184,7	-10,7	14,66	168
-14,3	18,0	390	-16,4	19,8	161	-10,8	14,8	184,3	-10,8	14,77	200
-14,5	18,2	170	-16,6	19,7	209,1	-10,8	14,8	179,2	-11	14,97	205
-14,5	18,2	170	-16,9	20,1	177,6	-10,8	14,8	184	-11,3	15,27	170
-14,6	13,3	167	-17,5	20,6	191,9	-10,9	14,9	191	-11,5	15,47	210
-14,6	18,3	235	-17,6	20,7	197	-10,9	14,9	193,4	-13	16,89	186
-14,8	18,5	388	-17,8	20,8	183	-11	15,0	193,4	-14,3	18,04	160
-14,8	18,5	120	-17,8	20,8	166	-11,1	15,1	186	-15	18,63	146
-14,8	18,5	149,1	-18,3	21,2	246,4	-11,2	15,2	196	-15,4	19	209
-15,4	19,0	163	-18,7	21,0	221,6	-11,3	15,3	170,6	-16,3	19,7	182
						-11,5	15,5	186,1			
-11,2	14,8	252	-13,198	16,8	190	-11,5	15,5	171,1	-8,1	11,616	180
						-11,5	15,5	193,4			
						-11,5	15,5	193,4			
						-11,5	15,5	194,9			
						-11,8	15,8	191,2			
						-12	16,0	171			
						-12	16,0	172			
						-9,2	13,2	181			

Table 5 : Conditions de pression et températures du piégeage des IFs calculées à partir des valeurs de T_h présentées dans la Table 4.

sample N°	P entrapment (bar)		T entrapment(°C)		Depth entrapment (Km)	
9MB44	min	500	min	155	min	5.1
	max	1250	max	386	max	12.8
9MB56	min	650	min	190	min	6.6
	max	1990	max	590	max	20.4
9MB30	min	560	min	170	min	5.7
	max	800	max	245	max	8.2
9MB01	min	700	min	210	min	7.1
	max	1700	max	520	max	17.3

C.2. Datation ^{40}Ar-^{39}Ar des adulaires

Des adulaires (feldspaths potassiques hydrothermaux) sont associés aux quartz dans certaines fentes, ils ont été directement détachés du quartz avec un marteau et une pince. Deux échantillons ont été sélectionnés pour les datations (9MB11, 9MB64a) en suivant la méthode de chauffage par pallier dans un four décrit par Arnaud et al., (2003). Des âges plateaux (≥ 70% du ^{39}Ar libéré) n'ont pas pu être définis, par conséquent des pseudo-plateaux ont été définis (entre 10% et 50% du ^{39}Ar libéré). Les isochrones inverses ($^{36}Ar/^{40}Ar$ vs $^{39}Ar/^{40}Ar$) permettent d'identifier la présence en excès d'Argon dans les échantillons (Roddick et al., 1980) et de tester l'homogénéité des âges mesurés par la « mean square weighted deviation » (MSWD) (York, 1966). Les échantillons présentant des âges homogènes ont un MSWD ≈ 1.

i. Le spectre de **9MB11** montre un premier pseudoplateau (5 étapes consécutives pour 45,4% du ^{39}Ar libéré) donnant un âge de 17 ± 1,2 Ma. Un deuxième pseudoplateau donne un âge situé entre 32 et 24 Ma (Figure 81). L'isochrone inverse calculée pour le premier pseudoplateau donne un âge de 14,1 ± 1,3 Ma pour un MSWD = 5.
ii. Le spectre de **9MB64a** montre un premier pseudoplateau (5 étapes consécutives pour 34,4% du ^{39}Ar libéré) donnant un âge de 11,7 ± 1,6 Ma (Figure 81). Un deuxième pseudoplateau donne un âge situé entre 25 et 22 Ma. L'isochrone inverse calculée pour le premier pseudoplateau donne un âge de 11,02 ± 2,6 Ma pour un MSWD = 10,9.

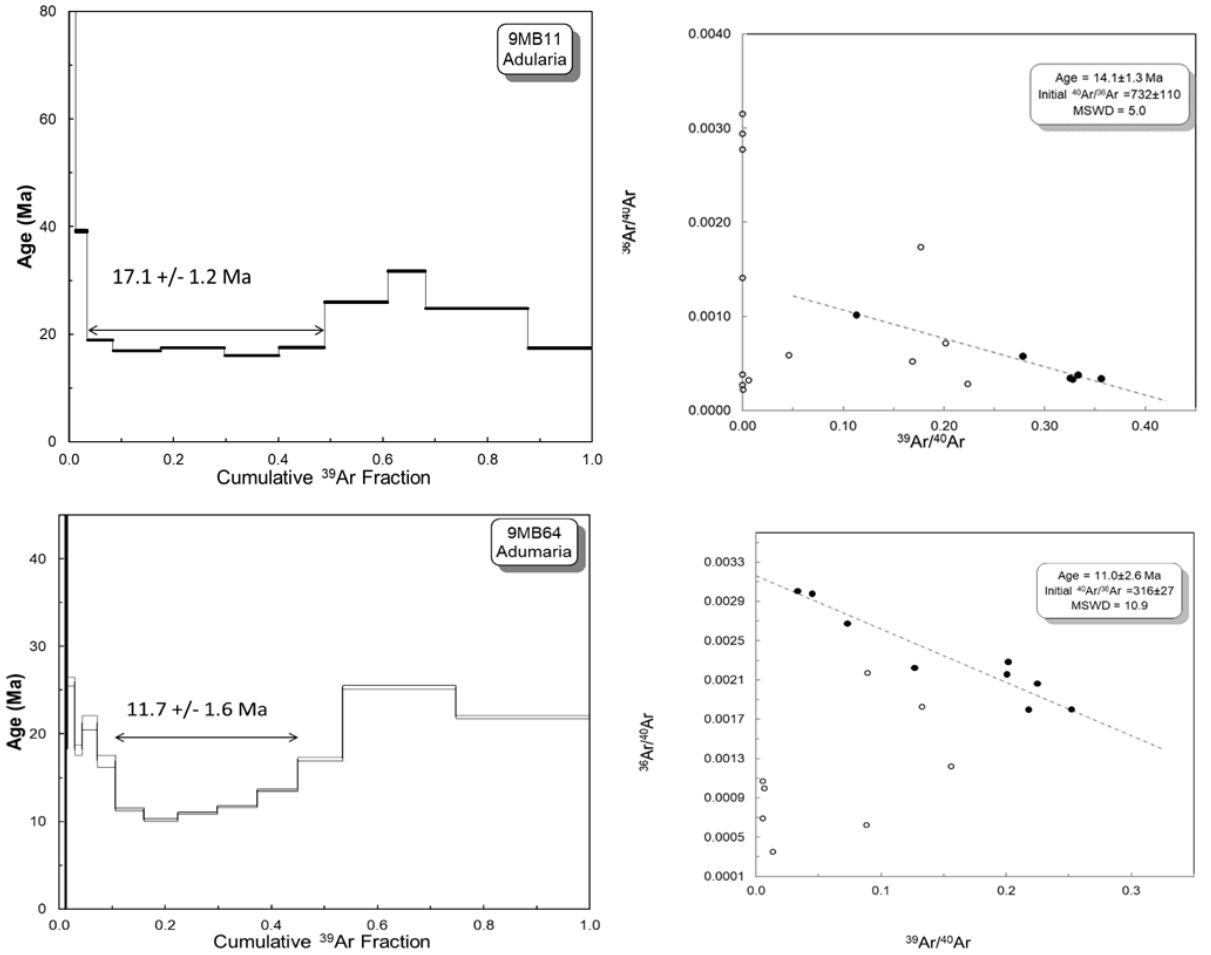


Figure 81 : A gauche, les spectres d'âge et les pseudo-plateaux obtenus sur les deux échantillons d'adulaires hydrothermaux. A droite, les isochrones inverses tracées pour les étapes constituant les pseudo-plateaux (cercles noir pleins), les cercles vides correspondent aux étapes non sélectionnées (Gardien et al., soumis).

Bien que ces âges ne soient définis qu'à partir de pseudoplateaux, ils sont en bon accord avec les âges obtenus sur la même génération de fente horizontale dans le massif du Mont-Blanc, entre 16 et 11 Ma (Bergemann et al., 2019; Grand'Homme et al., 2016; Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014).

C.3. Analyse isotopique des fluides

Les échantillons d'eaux modernes ont été analysés en suivant la méthode conventionnelle, le δD a été mesuré et le $\delta^{18}O$ a été mesuré puis recalculé après rééquilibration avec du CO_2 (Kishima and Sakai, 1980) (voir chapitre I.4). Neufs échantillons ont été analysés en suivant la méthode conventionnelle et 17 en suivant la nouvelle méthode (mesure simultanée du δD et du $\delta^{18}O$) (Gardien et al., soumis).

C.3.1. Analyse isotopique des précipitations modernes

La composition isotopique des précipitations modernes échantillonnées à différentes altitudes dans le massif du Mont-Blanc va de $\delta^{18}O$ = -4.9 ‰ à -18 ‰ et δD = -33 ‰ à -144.3 ‰ pour des altitudes d'échantillonnage de 1200m à 3800m, respectivement. Pour les massifs du Chenaillet les compositions vont de $\delta^{18}O$ = -11.8 ‰ à -14.4 ‰ et δD = -93 ‰ à -118.4 ‰ pour des altitudes d'échantillonnage allant de 2160m à 2650m (Table 6).

Table 6 : Composition isotopique des eaux libres échantillonnées dans les massifs du Mont-Blanc et du Chenaillet.

MBM	Position (WGS 84)	sample type	alt m	δ^2H ‰	$\delta^{18}O$ ‰
EMB1	45.893576, 6.895859	glacier water	2178	-125,2	-15,56
EMB2	45.969091, 6.870302	snow from snowfield	2300	-105,3	-13,3
EMB3	45.969091, 6.870302	swamp water	1200	-33	-4,9
EMB4	46.904342, 6.86108	swamp water	2270	-101,1	-13,12
EMB05	45.879304, 7.123355	snow	3804	-101,1	-12,97
EM06	45.890832, 6.889855	snow from snowflied	3759	-144,3	-18
CM	**Position (WGS 84)**	**sample type**	**alt m**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**
Rocher Perdrix	44.511595, 6.424028	snow	2360	-118,4	-14
Rocher Aigle	44.542403, 6.442886	snow	2460	-93	-11,9
Soureou	44.541703, 6.444068	snow	2520	-108,1	-14,4
Gondran	44.543700, 6.433074	lake water	2160	-97,7	-13,5
Col Vert	44.541735, 6.450573	rainfall	2270	-102,6	-14,1
Col Vert	44.541666, 6.450425	rainfall	2520	-102,4	-14,1
Lac Chausse	44.544287, 6.441430	lake water	2287	-102	-14
Lac Saraille	44.541735, 4.450573	lake water	2236	-99,7	-13,7
Sar. stream	44.541735, 2.450573	stream water	2236	-106	-14,5
Chenaillet	44.540847, 6.442670	snow	2600	-101	-13,4
Chenaillet	44.540850, 6.442675	snow	2650	-83	-11,8

C.3.2. Analyse isotopique des inclusions fluides

Comparaison entre la méthode conventionnelle et la nouvelle méthode :

Avec la méthode conventionnelle, le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs sont analysés séparément. Pour la mesure de l'oxygène, l'eau des IFs est préalablement équilibrée avec du CO_2 pendant 24h à 30°C, puis l'équation de Kishima and Sakai, (1980) est utilisée pour calculer la composition du $\delta^{18}O$ de l'eau. Cette étape nécessite de connaître précisément la quantité d'eau extraite s'équilibrant avec le CO_2, des quantités trop faibles d'eau peuvent induire des erreurs de plus de ± 1‰ sur la mesure du $\delta^{18}O$. La mesure du δD se réalise à l'aide d'un spectromètre de masse après réduction d'H_2O en H_2 par réaction avec des grains purs de Chrome et estimation de la quantité d'H_2 mesurée. Cette méthode, longue et laborieuse, implique plusieurs étapes intermédiaires qui constituent des sources potentielles d'erreurs cumulatives.

Deux améliorations majeures ont été apportées à cette méthode, la première concerne la récupération de l'eau des IFs décrépitées sous la forme d'une macro-goutte d'eau dans le fond ou sur la paroi d'un porte-échantillon en téflon (hydrophobe) (2 à >10µl), en moins de 2 heures au total. La seconde amélioration est l'analyse simultanée du $\delta^{18}O$ et du δD de l'eau par injection répétée d'1µl dans un spectroscope « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectrometer » (OA-ICOS) IWA-45EP. La mesure prend 10 minutes par échantillon. Par rapport à la méthode conventionnelle la nouvelle méthode permet donc : 1) un gain de temps considérable, 2) la mesure directe du $\delta^{18}O$ des IFs sans passer par une rééquilibration avec du CO_2, 3) de réduire le nombre d'étapes intermédiaires introduisant de potentiels biais expérimentaux.

Résultats :

Les compositions des IFs de 3 échantillons de quartz provenant du massif du Mont-Blanc ont été analysées en suivant la méthode conventionnelle (MB03-24, MB03-51, 9MB64), elles s'échelonnent entre $\delta^{18}O$ = -5,8 ‰ à -9.5 ‰ et δD = -33,2 ‰ à -42,4 ‰. Les 13 autres échantillons ont été analysés avec la nouvelle méthode et leurs valeurs est comprise entre $\delta^{18}O$ = -4,6 ‰ à -9,1 ‰ et δD = -38 ‰ à -68,8 ‰ (Table 7, Figure 82). L'échantillon 9MB64 a été analysé avec les deux méthodes, $\delta^{18}O$ = -9,5 ‰ et δD = -41,2 ‰ avec la méthode conventionnelle et $\delta^{18}O$ = -6,6 ‰ et δD = -38 ‰ avec la nouvelle méthode.

Table 7 : Composition isotopique des IFs des fentes de quartz mesurées avec la méthode conventionnelle et la nouvelle méthode (Gardien et al., soumis).

					conventional method		new method	
MBM	**position (WGS 84)**	**sample type**	**orientation**	**alt m**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**
9MB11	45.883059 , 6.853456	sealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	2200			-38.4	-5.9
MB03-24	45.894741 , 6.980596	sealed Quartz + Chlorite vein	slumped block	2400	-42.4	-5.8		
9MB35	45.904342 , 6,861808	sealed Quartz + Chlorite vein	Horizontal	1216			-58.0	-7.3
9MB39	46.016318 , 6,971765	sealed Quartz + Chlorite vein	N40,40SE	2263			-50.1	-5.8
9MB43	45.879304 , 6,887145	sealed Quartz vein	Horizontal	3804			-44.8	-7.1
9MB44	45.890832 , 6,889855	sealed Quartz + Chlorite vein	Horizontal	3759			-68.8	-8.0
9MB47	45.893576 , 6,895859	sealed Quartz vein	Horizontal	2610			-45.0	-4.6
MB03-51	45.896486, 6,887059	sealed quartz + oxyde vein	Horizontal	3200	-33.2	-5.8		
9MB55	45.900366 , 6.887012	geodic Quartz	perp. to foliation	2319			-50.9	-9.1
9MB56	45.900366 , 6.887012	sealed Quartz vein	N30,60N	2319			-46.0	-6.1
9MB61	46.077955 , 7,073201	unsealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	653			-38.2	-5.0
9MB62	46.077955 , 7,073201	sealed Quartz + Calcite vein	Parallel to foliation	653			-59.4	-7.2
9MB64	46.077955 , 7,073201	unsealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	653	-41.2	-9.5	-38.0	-6.6
9MB68	46.085023 , 7,123355	sealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	1081			-41.9	-7.4
					conventional method		new method	
CM	**position (WGS 84)**	**sample type**	**orientation**	**alt m**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**
Rocher Perdrix	44.511595 , 6.424028	sealed Quartz + Chlorite vein	N100 vertical	2360	-83	-11.6	-79.4	-6.4
Rocher Aigle	44.542403 , 6.442886	sealed Quartz + Chlorite vein	N110 vertical	2360	-84.3	-11.9	-102.7	-15.3
Soureou	44.541703 , 6.444068	sealed Quartz vein	N 80, 50N	2270	-86.7	-12	-110.8	-14.4
Gondran	44.543700 , 6.433074	sealed Quartz + Chlorite vein	N100 vertical	2519	-83.2	-11.7		
Col vert	44.541735, 6.450573	sealed Quartz + Chlorite vein	N 80 vertical	2500	-83.2	-12	-114.9	-15.4
Col vert	44.541666, 6.450425	sealed Quartz + Chlorite vein	N 100 vertical	2536	-99.7	-11.7	-120.3	16.9

Les compositions des IFs des 6 échantillons de quartz provenant du massif du Chenaillet ont été analysées en suivant la méthode conventionnelle et s'échelonnent entre $\delta^{18}O$ = -11,6 ‰ à -12 ‰ et δD = -83 ‰ à -99,7 ‰. Cinq de ces six échantillons ont également été analysés avec la nouvelle méthode et présentent des $\delta^{18}O$ = -6,4 ‰ à -16,9 ‰ et des δD = -79,4 ‰ à -120,3 ‰ (Table 7).

Les résultats obtenus sont cohérents entre les deux méthodes. La différence observée pour le massif du Chenaillet est vraisemblablement associée à des hétérogénéités intra-échantillons, ce qui est fréquent avec les analyses des IFs.

D. Inteprétations

D.1. Nature des fluides

Le $\delta^{18}O$ et le δD de l'ensemble des IFs s'alignent sur la droite des eaux météoriques définie par la composition des précipitations modernes mondiales (Craig, 1961) (Voir chapitre I.3) et locales (composition des eaux modernes du massif du Mont-Blanc et du Chenaillet) (Figure 82). Ceci atteste de l'origine météorique de ces fluides ainsi que de la préservation du signal isotopique des fluides de surfaces depuis leur infiltration dans la croûte continentale jusqu'à leur piégeage en profondeur.

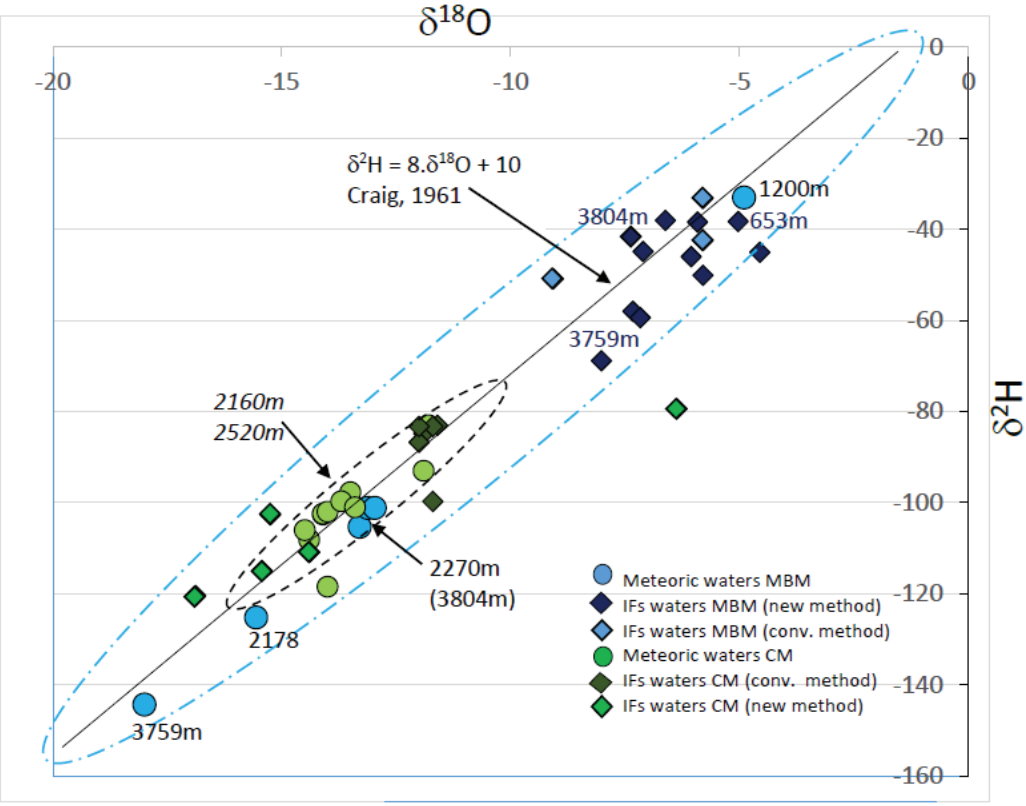


Figure 82 : Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs le δD des IFs dans les fentes de quartz et les eaux libres provenant du Mont-Blanc et du Chenaillet mesurés avec la méthode classique et la nouvelle méthode (Gardien et al., soumis).

D.2. Température des fluides

L'étude microthermométrique réalisée montre que les fluides hydrothermaux météoriques associés à la formation des fentes de quartz du Mont-Blanc ont circulé à des températures de l'ordre de 300 à 350°C, ce qui est encore en bon accord avec les études antérieures (Fabre et al., 2002; Marshall et al., 1998; Poty, 1967).

La température des fluides associées aux fentes du Chenaillet n'est pas contrainte.

D.3. Âge de la circulation hydrothermale

La datation des minéraux hydrothermaux comme les adulaires ou les monazites permet de dater la formation des fentes horizontales dans le Mont-Blanc entre 16 et 11 Ma (Cette étude; Bergemann et al., 2019; Grand'Homme et al., 2016; Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014).

L'âge de formation des fentes du Chenaillet n'est pas contraint, il est probablement plus précoce (36 à 25 Ma) si l'on se base sur les travaux menés sur des fentes échantillonnées dans d'autres massifs des zones internes des Alpes (Gnos et al., 2021; Ricchi et al., 2020) (Figure 83).

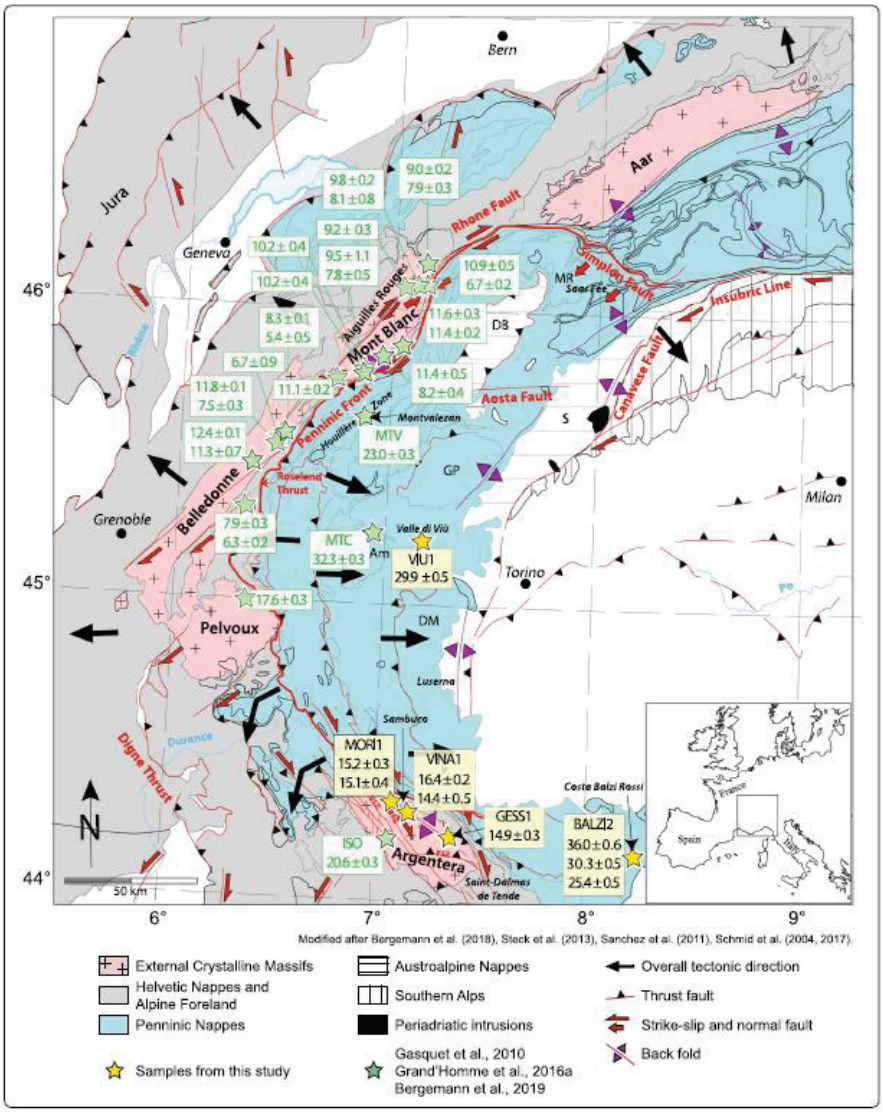


Figure 83 : Localisations et âges des fentes de quartz datées dans les Alpes. Il apparait que les fentes de quartz dans les zones internes, à l'est du front pennique (tracé en rouge) se sont formées antérieurement (avant 23 Ma) aux fentes dans les zones externes (Ricchi et al., 2020).

D.4. Relation entre la composition des fluides et l'altitude

La composition des précipitations modernes échantillonnées dans le massif du Mont-Blanc et du Chenaillet montre clairement une corrélation avec l'altitude d'échantillonnage. Ceci est en bon accord avec les précédentes études menées sur la composition isotopique des précipitations du massif du Mont-Blanc (Fontes et al., 1978) et des eaux thermales (Sonney, 2010) (voir chapitre III pour plus de détail).

En revanche la composition des paléo-précipitation (IFs) du massif du Mont-Blanc ne présente pas de corrélation avec l'altitude d'échantillonnage des fentes de quartz (Table 7). De plus le $\delta^{18}O$ et le δD des paléo-précipitations sont nettement plus enrichis que les précipitations modernes (Figure 82).

Les résultats sont différents pour le massif du Chenaillet, le $\delta^{18}O$ et le δD des paléo-précipitations sont similaires aux précipitations modernes (Figure 82), présentant la même relation avec l'altitude actuelle du massif (Table 6, Table 7).

D.5 Potentiel de la méthode pour la paléoaltimétrie

Les différences observées entre la composition isotopique des paléo-précipitations et les précipitations modernes du massif du Mont-Blanc (Figure 82) peuvent être expliquées par un paléo-relief peu élevé au moment de la formation des fentes de quartz, ne permettant pas de produire un effet d'altitude sur la composition isotopique des précipitations. Autrement dit, la composition isotopique des IFs pourrait indiquer que la topographie du massif du Mont-Blanc était bien moins développée que la topographie actuelle il y a environ 11 Ma.

En revanche, les similitudes entre la composition isotopique des paléo-précipitations et les précipitations modernes du Chenaillet (Figure 82), suggèrent un paléo-relief proche de l'actuel (environ 2500m) au moment de la formation des fentes de quartz. Des mesures d'âges de traces de fission sur des apatites échantillonnées dans la partie occidentale du domaine du Queyras fournissent des âges homogènes autour de 69 et 22 Ma interprétés comme des âges de refroidissement inférieurs à 110°C (Schwartz et al., 2007) par rapport à l'exhumation du domaine du Queyras et du Chenaillet. La topographie résultante de 2500 m semble avoir été acquise il y a ~ 25 Ma et perdure depuis à la même altitude, comme l'indiquent les taux

d'exhumation par érosion des roches sédimentaires oligocènes et le contenu lithologique de la séquence conglomératique remplissant les bassins d'avant-pays alpins oligocènes (Grosjean et al., 2016; Jourdan et al., 2012; Morag et al., 2008).

Cependant, la différence entre la composition isotopique des paléo-précipitations et des précipitations pourraient s'expliquer également par une modification du climat (T°C de l'air et des océans) entre le Miocène moyen et aujourd'hui. Il est donc prématuré d'interpréter l'écart de composition entre les paléo-précipitation et les précipitations modernes comme étant uniquement relié à une modification de la topographie. Pour s'abstraire du biais climatique, il est nécessaire d'intégrer la composition des paléo-précipitations à basse altitude (Botsyun et al., 2020; Campani et al., 2012; Dusséaux et al., 2021; Krsnik et al., 2021; Rowley et al., 2001). Cet aspect sera développé dans le prochain chapitre.

E. Conclusion

La méthode que nous avons développée permet pour la première fois l'analyse simultanée du $\delta^{18}O$ et du δD de l'eau d'IFs contenues dans des grains de quartz. Cette avancée majeure est associée à un gain de temps et de précision considérables comparée à la méthode conventionnelle classiquement utilisée.

Les études pétrologiques et microthermométriques des IFs ainsi que la datation des adulaires ont permis d'associer la formation des fentes de quartz alpines du massif du Mont-Blanc à un évènement hydrothermal et tectonique ayant eu lieu entre 16 et 11 Ma. La mesure du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs a révélé l'origine météorique des fluides hydrothermaux. La comparaison entre la composition des paléo-précipitations et celle des précipitations modernes semble indiquer que la topographie du massif du Mont-Blanc était bien inférieure à l'actuelle jusqu'à au moins 11 Ma alors que l'altitude du Chenaillet était probablement déjà proche de son altitude actuelle. Bien qu'à ce stade il reste à s'affranchir du biais climatique, ces résultats montrent le potentiel de cette méthode pour la paléoaltimétrie.

Points-clés :

- La paléoaltimétrie vise à reconstituer la variation de la topographie tout au long de l'évolution d'un orogène. Elle permet d'étudier les mécanismes impliqués dans la croissance du relief et leurs interactions (climat, érosion, tectonique).

- Plusieurs méthodes de paléoaltimétrie existent. Les méthodes basées sur les isotopes stables utilisent la composition isotopique des paléo-précipitations ($\delta^{18}O$ et/ou δD) et l'effet d'altitude pour reconstituer les paléo-reliefs.

- Dans ces approches, l'accès au $\delta^{18}O$ et au δD des paléo-précipitations se fait par l'analyse isotopique de dents fossilisées, de carbonates ou de minéraux hydroxylés qui sont ensuite utilisées pour calculer la composition des paléo-fluides de surface.

- La nouvelle méthode que nous proposons permet l'analyse directe et simultanée du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs dans du quartz.

- L'extraction des IFs se fait sous vide par décrépitation thermique puis l'eau est récupérée à l'état liquide (plusieurs µl) à la fin du protocole. Le $\delta^{18}O$ et le δD de l'eau sont analysés simultanément par spectroscopie Infra-Rouge dite OA-ICOS (Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy).

- Cette méthode a été appliquée sur les IFs provenant des fentes de quartz horizontales du massif du Mont-Blanc et du Chenaillet dans les Alpes.

- Les valeurs de $\delta^{18}O$ et le δD mesurées sur les IFs indiquent systématiquement une origine météorique des fluides.

- Les rapports isotopiques de l'O e l'H des paléo-précipitations obtenues sont nettement enrichies comparée aux précipitations modernes pour le massif du Mont-Blanc. Cet effet est lié à un changement de la température de l'air est possiblement dû à une modification de la topographie. Ce qui fait de cette méthode un outil potentiellement très intéressant pour la paléoaltimétrie.

Références

Abe, Y., Matsui, T., 1986. Early evolution of the Earth: Accretion, atmosphere formation, and thermal history. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 91, E291–E302. https://doi.org/10.1029/JB091iB13p0E291

Airy, G.B., 1855. III. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 145, 101–104. https://doi.org/10.1098/rstl.1855.0003

Arnaud, N., Tapponnier, P., Roger, F., Brunel, M., Scharer, U., Wen, C., Zhiqin, X., 2003. Evidence for Mesozoic shear along the western Kunlun and Altyn-Tagh fault, northern Tibet (China): EVIDENCE FOR MESOZOIC SHEAR ALONG NORTHERN TIBET. J. Geophys. Res. 108. https://doi.org/10.1029/2001JB000904

Azbel, I.Y., Tolstikhin, I.N., 1990. Geodynamics, magmatism, and degassing of the Earth. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 139–154. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90202-V

Azbel, I.Ya., Tolstikhin, I.N., 1993. Accretion and early degassing of the Earth: Constraints from Pu-U-I-Xe Isotopic systematics. Meteoritics 28, 609–621. https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1993.tb00631.x

Bergemann, C., Gnos, E., Berger, A., Whitehouse, M., Mullis, J., Wehrens, P., Pettke, T., Janots, E., 2017. Th-Pb ion probe dating of zoned hydrothermal monazite and its implications for repeated shear zone activity: An example from the Central Alps, Switzerland: Dating Hydrothermal Monazite, Shear Zones. Tectonics 36, 671–689. https://doi.org/10.1002/2016TC004407

Bergemann, C.A., Gnos, E., Whitehouse, M.J., 2019. Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs. Tectonophysics 750, 203–212. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.11.013

Blard, P.-H., 2006. Les isotopes cosmogéniques 3He et 10Be dans les minéraux mafiques : développements analytiques, calibration et nouvelles applications (phdthesis). Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III.

Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Quidelleur, X., Bourlès, D., Kieffer, G., 2005. Fossil cosmogenic 3He record from K–Ar dated basaltic flows of Mount Etna volcano (Sicily, 38°N): Evaluation of a new paleoaltimeter. Earth and Planetary Science Letters 236, 613–631. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.028

Blard, P.-H., Lupker, M., Rousseau, M., 2019. Paired-cosmogenic nuclide paleoaltimetry. Earth and Planetary Science Letters 515, 271–282. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.005

Bodnar, R., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica acta 57, 683–684.

Botsyun, S., Ehlers, T.A., Mutz, S.G., Methner, K., Krsnik, E., Mulch, A., 2020. Opportunities and Challenges for Paleoaltimetry in "Small" Orogens: Insights From the European Alps. Geophysical Research Letters 47. https://doi.org/10.1029/2019GL086046

Brook, E.J., Kurz, M.D., Ackert, R.P., Raisbeck, G., Yiou, F., 1995. 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. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00006-X

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. Earth and Planetary Science Letters 337–338, 174–185. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.017

Cassel, E.J., Breecker, D.O., Henry, C.D., Larson, T.E., Stockli, D.F., 2014. Profile of a paleo-orogen: High topography across the present-day Basin and Range from 40 to 23 Ma. Geology 42, 1007–1010. https://doi.org/10.1130/G35924.1

Chamberlain, C.P., Mix, H.T., Mulch, A., Hren, M.T., Kent-Corson, M.L., Davis, S.J., Horton, T.W., Graham, S.A., 2012. The Cenozoic climatic and topographic evolution of the western North American Cordillera. American Journal of Science 312, 213–262. https://doi.org/10.2475/02.2012.05

Chamberlain, C.P., Poage, M.A., 2000. Reconstructing the paleotopography of mountain belts from the isotopic composition of authigenic minerals. Geology 28, 115–118. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<115:RTPOMB>2.0.CO;2

Chiaradia, M., 2015. Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: an Earth scale perspective. Sci Rep 5, 8115. https://doi.org/10.1038/srep08115

Clark, M.K., 2007. The Significance of Paleotopography. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 66, 1–21. https://doi.org/10.2138/rmg.2007.66.1

Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science 133, 1702–1703. https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702

Cyr, A.J., Currie, B.S., Rowley, D.B., 2005. Geochemical Evaluation of Fenghuoshan Group Lacustrine Carbonates, North-Central Tibet: Implications for the Paleoaltimetry of the Eocene Tibetan Plateau. The Journal of Geology 113, 517–533. https://doi.org/10.1086/431907

Ding, L., Spicer, R.A., Yang, J., Xu, Q., Cai, F., Li, S., Lai, Q., Wang, H., Spicer, T.E.V., Yue, Y., Shukla, A., Srivastava, G., Khan, M.A., Bera, S., Mehrotra, R., 2017. Quantifying the rise of the Himalaya orogen and implications for the South Asian monsoon. Geology 45, 215–218. https://doi.org/10.1130/G38583.1

Ding, L., Xu, Q., Yue, Y., Wang, H., Cai, F., Li, S., 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin. Earth and Planetary Science Letters 392, 250–264. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.045

Donnelly, T., Waldron, S., Tait, A., Dougans, J., Bearhop, S., 2001. Hydrogen isotope analysis of natural abundance and deuterium-enriched waters by reduction over chromium on-line to a dynamic dual inlet isotope-ratio mass spectrometer. Rapid Communications in Mass Spectrometry 15, 1297–1303. https://doi.org/10.1002/rcm.361

Dusséaux, C., Gébelin, A., Boulvais, P., Gardien, V., Grimes, S., Mulch, A., 2019. Meteoric fluid-rock interaction in Variscan shear zones. Terra Nova ter.12392. https://doi.org/10.1111/ter.12392

Dusséaux, C., Gébelin, A., Boulvais, P., Ruffet, G., Poujol, M., Cogné, N., Branquet, Y., Mottram, C., Barou, F., Mulch, A., 2022. Timing and duration of meteoric water infiltration in the Quiberon detachment zone (Armorican Massif, Variscan belt, France). Journal of Structural Geology 156, 104546. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104546

Dusséaux, C., Gébelin, A., Ruffet, G., Mulch, A., 2021. Late Carboniferous paleoelevation of the Variscan Belt of Western Europe. Earth and Planetary Science Letters 569, 117064. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117064

Eiler, J.M., 2007. "Clumped-isotope" geochemistry—The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. Earth and Planetary Science Letters 262, 309–327. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.020

Fabre, C., Boiron, M.-C., Dubessy, J., Cathelineau, M., Banks, D.A., 2002. Palaeofluid chemistry of a single fluid event: a bulk and in-situ multi-technique analysis (LIBS, Raman Spectroscopy) of an Alpine fluid (Mont-Blanc). Chemical Geology 182, 249–264. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00293-5

Fan, M., DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Dettman, D.L., Quade, J., Peyton, S.L., 2011. Sedimentology, detrital zircon geochronology, and stable isotope geochemistry of the lower Eocene strata in the Wind River Basin, central Wyoming. Geological Society of America Bulletin 123, 979–996. https://doi.org/10.1130/B30235.1

Farner, M.J., Lee, C.-T.A., 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. Earth and Planetary Science Letters 470, 96–107. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.025

Fauquette, S., Bernet, M., Suc, J.-P., Grosjean, A.-S., Guillot, S., van der Beek, P., Jourdan, S., Popescu, S.-M., Jiménez-Moreno, G., Bertini, A., Pittet, B., Tricart, P., Dumont, T., Schwartz, S., Zheng, Z., Roche, E., Pavia, G., Gardien, V., 2015. Quantifying the Eocene to Pleistocene topographic evolution of the southwestern Alps, France and Italy. Earth and Planetary Science Letters 412, 220–234. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.036

Fontes, J., Gc, B., Gm, Z., 1978. Hydrologie isotopique du massif du Mont-Blanc.

Fourel, F., Lécuyer, C., Jame, P., Guironnet, A., Boutier, A., Barbier, M., Blamey, N., Brand, U., Fralick, P., 2020. Simultaneous δ2H and δ18O analyses of water inclusions in halite with off-axis integrated cavity output spectroscopy. Journal of Mass Spectrometry 55, e4615. https://doi.org/10.1002/jms.4615

Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascenção Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 227–241. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227

Gébelin, A., Mulch, A., Teyssier, C., Jessup, M.J., Law, R.D., Brunel, M., 2013. The Miocene elevation of Mount Everest. Geology 41, 799–802. https://doi.org/10.1130/G34331.1

Ghosh, P., Garzione, C.N., Eiler, J.M., 2006a. Rapid Uplift of the Altiplano Revealed Through ^{13}C-^{18}O Bonds in Paleosol Carbonates. Science 311, 511–515. https://doi.org/10.1126/science.1119365

Gnos, E., Mullis, J., Ricchi, E., Bergemann, C.A., Janots, E., Berger, A., 2021. Episodes of fissure formation in the Alps: connecting quartz fluid inclusion, fissure monazite age, and fissure orientation data. Swiss J Geosci 114, 14. https://doi.org/10.1186/s00015-021-00391-9

Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Fluid inclusion microthermometry. Special Publications of SEPM.

Gosse, J.C., Stone, J.O., 2001. Terrestrial cosmogenic nuclide methods passing milestones toward paleo-altimetry. Eos Trans. AGU 82, 82–89. https://doi.org/10.1029/01EO00045

Graaf, S., Vonhof, H.B., Weissbach, T., Wassenburg, J.A., Levy, E.J., Kluge, T., Haug, G.H., 2020. A comparison of isotope ratio mass spectrometry and cavity ring-down spectroscopy techniques for isotope analysis of fluid inclusion water. Rapid Commun Mass Spectrom 34. https://doi.org/10.1002/rcm.8837

Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascenção Guedes, R., 2016. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. Miner Petrol 110, 787–807. https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5

Grosjean, A.-S., Gardien, V., Dubois, M., Boulvais, P., Martini, R., Vennemann, T., Pittet, B., 2016. Sediment provenance during Alpine orogeny: fluid inclusions and stable isotopes on quartz–calcite veins from detritic pebbles. Swiss J Geosci 109, 329–344. https://doi.org/10.1007/s00015-016-0228-1

Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86, 6115–6132. https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06115

Hu, F., Ducea, M.N., Liu, S., Chapman, J.B., 2017. Quantifying Crustal Thickness in Continental Collisional Belts: Global Perspective and a Geologic Application. Sci Rep 7, 7058. https://doi.org/10.1038/s41598-017-07849-7

Hu, F., Wu, F., Chapman, J.B., Ducea, M.N., Ji, W., Liu, S., 2020. Quantitatively Tracking the Elevation of the Tibetan Plateau Since the Cretaceous: Insights From Whole-Rock Sr/Y and La/Yb Ratios. Geophys. Res. Lett. 47. https://doi.org/10.1029/2020GL089202

Ingalls, M., Rowley, D., Olack, G., Currie, B., Li, S., Schmidt, J., Tremblay, M., Polissar, P., Shuster, D.L., Lin, D., Colman, A., 2017. Paleocene to Pliocene low-latitude, high-elevation basins of southern Tibet: Implications for tectonic models of India-Asia collision, Cenozoic climate, and geochemical weathering. GSA Bulletin 130, 307–330. https://doi.org/10.1130/B31723.1

Janots, E., Grand'Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., De Ascenção Guedes, R., 2019. Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps). Solid Earth 10, 211–223. https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019

Jourdan, S., Bernet, M., Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Chauvel, C., Dumont, T., Montagnac, G., Bureau, S., 2012. Tracing the Oligocene-Miocene Evolution of the

Western Alps Drainage Divide with Pebble Petrology, Geochemistry, and Raman Spectroscopy of Foreland Basin Deposits. The Journal of Geology 120, 603–624. https://doi.org/10.1086/667813

Kishima, Noriaki., Sakai, Hitoshi., 1980. Oxygen-18 and deuterium determination on a single water sample of a few milligrams. Anal. Chem. 52, 356–358. https://doi.org/10.1021/ac50052a038

Kohn, M.J., Parkinson, C.D., 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. Geology 30, 591–594. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0591:PCFESB>2.0.CO;2

Krsnik, E., Methner, K., Campani, M., Botsyun, S., Mutz, S.G., Ehlers, T.A., Kempf, O., Fiebig, J., Schlunegger, F., Mulch, A., 2021. Miocene high elevation and high relief in the Central Alps (preprint). The evolving Earth surface/Stratigraphy, sedimentology, geomorphology, and palaeontology/Sedimentology. https://doi.org/10.5194/se-2021-59

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters 104, 424–439. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C

Leloup, P.H., Arnaud, N., Sobel, E.R., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc: EXHUMATION OF THE MONT BLANC MASSIF. Tectonics 24, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2004TC001676

Leutwein, F., B, P., J, S., JL, Z., 1970. Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc.

Licht, A., Quade, J., Kowler, A., Santos, M. de los, Hudson, A., Schauer, A., Huntington, K., Copeland, P., Lawton, T., 2017. Impact of the North American monsoon on isotope paleoaltimeters: Implications for the paleoaltimetry of the American southwest. American Journal of Science 317, 1–33. https://doi.org/10.2475/01.2017.01

Lieu, W.K., Stern, R.J., 2019. The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crust thickness in modern arcs. Geosphere 15, 621–641. https://doi.org/10.1130/GES01667.1

Lüdecke, T., 2013. Stable isotope-based reconstruction of Oligo-Miocene paleoenvironment and paleohydrology of Central Anatolian lake basins (Turkey). Turkish J Earth Sci. https://doi.org/10.3906/yer-1207-11

Mahéo, G., Blichert-Toft, J., Pin, C., Guillot, S., Pêcher, A., 2009. Partial Melting of Mantle and Crustal Sources beneath South Karakorum, Pakistan: Implications for the Miocene Geodynamic Evolution of the India–Asia Convergence Zone. Journal of Petrology 50, 427–449. https://doi.org/10.1093/petrology/egp006

Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pêcher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. Earth and Planetary Science Letters 195, 45–58. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00578-7

Marshall, D., Meisser, N., Taylor, R.P., 1998. Fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar evidence for the age and origin of gold-bearing quartz veins at Mont Chemin, Switzerland. Mineralogy and Petrology 62, 147–165. https://doi.org/10.1007/BF01178027

Mazzini, I., Hudáková, N., Joniak, P., Kovacova, M., Mikes, T., Mulch, A., Rojay, F.B., Lucifora, S., Esu, D., Soulie-Marsche, I., 2013. Palaeoenvironmental and chronological constraints on the Tuğlu Formation (Çankırı Basin, Central Anatolia, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences. https://doi.org/10.3906/yer-1207-10

Meijers, M.J.M., Brocard, G.Y., Cosca, M.A., Lüdecke, T., Teyssier, C., Whitney, D.L., Mulch, A., 2018. Rapid late Miocene surface uplift of the Central Anatolian Plateau margin. Earth and Planetary Science Letters 497, 29–41. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.040

Meijers, M.J.M., Strauss, B.E., Özkaptan, M., Feinberg, J.M., Mulch, A., Whitney, D.L., Kaymakçı, N., 2016. Age and paleoenvironmental reconstruction of partially remagnetized lacustrine sedimentary rocks (O ligocene A ktoprak basin, central A natolia, T urkey). Geochem. Geophys. Geosyst. 17, 914–939. https://doi.org/10.1002/2015GC006209

Methner, K., Fiebig, J., Wacker, U., Umhoefer, P., Chamberlain, C.P., Mulch, A., 2016a. Eocene-Oligocene proto-Cascades topography revealed by clumped (Δ_{47}) and oxygen

isotope ($\delta^{18}O$) geochemistry (Chumstick Basin, WA, USA): Eo-Oligocene Proto-Cascades Topography. Tectonics 35, 546–564. https://doi.org/10.1002/2015TC003984

Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., Michard, A., 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and 40Ar/39Ar geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France. Tectonics 27. https://doi.org/10.1029/2007TC002142

Mosbrugger, V., Utescher, T., 1997. The coexistence approach — a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 134, 61–86. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00154-X

Mulch, A., 2016. Stable isotope paleoaltimetry and the evolution of landscapes and life. Earth and Planetary Science Letters 433, 180–191. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.034

Mulch, A., Sarna-Wojcicki, A.M., Perkins, M.E., Chamberlain, C.P., 2008. A Miocene to Pleistocene climate and elevation record of the Sierra Nevada (California). Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 105, 6819–6824. https://doi.org/10.1073/pnas.0708811105

Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M.A., Vanderhaeghe, O., Vennemann, T.W., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. Geol 32, 525. https://doi.org/10.1130/G20394.1

Nicolas, E., 2018. Estimation des conditions de piégeage de fluides météoriques au sein d'inclusions fluides issues de fentes de quartz : un paléo-altimètre potentiel (Mémoire de master 2).

Peppe, D.J., Royer, D.L., Wilf, P., Kowalski, E.A., 2010. Quantification of large uncertainties in fossil leaf paleoaltimetry. Tectonics 29, 2009TC002549. https://doi.org/10.1029/2009TC002549

Pingel, H., Alonso, R.N., Mulch, A., Rohrmann, A., Sudo, M., Strecker, M.R., 2014. Pliocene orographic barrier uplift in the southern Central Andes. Geology 42, 691–694. https://doi.org/10.1130/G35538.1

Pingel, H., Strecker, M.R., Mulch, A., Alonso, R.N., Cottle, J., Rohrmann, A., 2020. Late Cenozoic topographic evolution of the Eastern Cordillera and Puna Plateau margin in the southern Central Andes (NW Argentina). Earth and Planetary Science Letters 535, 116112. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116112

Poty, B., 1967. La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc (phdthesis). Université de Nancy.

Profeta, L., Ducea, M.N., Chapman, J.B., Paterson, S.R., Gonzales, S.M.H., Kirsch, M., Petrescu, L., DeCelles, P.G., 2016. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. Sci Rep 5, 17786. https://doi.org/10.1038/srep17786

Quade, J., Leary, R., Dettinger, M.P., Orme, D., Krupa, A., DeCelles, P.G., Kano, A., Kato, H., Waldrip, R., Huang, W., Kapp, P., 2020. Resetting Southern Tibet: The serious challenge of obtaining primary records of Paleoaltimetry. Global and Planetary Change 191, 103194. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103194

Ricchi, E., Gnos, E., Rubatto, D., Whitehouse, M.J., Pettke, T., 2020. Ion microprobe dating of fissure monazite in the Western Alps: insights from the Argentera Massif and the Piemontais and Briançonnais Zones. Swiss J Geosci 113, 15. https://doi.org/10.1186/s00015-020-00365-3

Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in alpine biotites — A40Ar-39Ar analysis. Earth and Planetary Science Letters 48, 185–208. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90181-8

Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Multi-scale fluid flow in the Alps. Tectonics 33, 1681–1709. https://doi.org/10.1002/2013TC003438

Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth and Planetary Science Letters 188, 253–268. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00324-7

Sahagian, D., Proussevitch, A., 2007. Paleoelevation Measurement on the Basis of Vesicular Basalts. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 66, 195–213. https://doi.org/10.2138/rmg.2007.66.8

Sahagian, D.L., Proussevitch, A.A., Carlson, W.D., 2002a. Analysis of Vesicular Basalts and Lava Emplacement Processes for Application as a Paleobarometer/Paleoaltimeter. The Journal of Geology 110, 671–685. https://doi.org/10.1086/342627

Schauble, E.A., Ghosh, P., Eiler, J.M., 2006. Preferential formation of 13C–18O bonds in carbonate minerals, estimated using first-principles lattice dynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 2510–2529. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.02.011

Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Tricart, P., Guillot, S., Labrin, E., 2007. Diachronous exhumation of HP?LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. Terra Nova 19, 133–140. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00728.x

Sharp, Z.D., Atudorei, V., Durakiewicz, T., 2001. A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. Chemical Geology 178, 197–210. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00262-5

Shen, F., Royden, L.H., Burchfiel, B.C., 2001. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 106, 6793–6816. https://doi.org/10.1029/2000JB900389

Sonney, R., 2010. Groundwater flow, heat and mass transport in geothermal systems of a Central Alpine Massif. The cases of Lavey-les-Bains, Saint-Gervais-les-Bains and Val d'Illiez.

Spicer, R.A., Harris, N.B.W., Widdowson, M., Herman, A.B., Guo, S., Valdes, P.J., Wolfe, J.A., Kelley, S.P., 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. Nature 421, 622–624. https://doi.org/10.1038/nature01356

Suc, J.-P., Fauquette, S., 2012. The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains: The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 321–322, 41–54. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.014

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., Horton, B.K., 2019. Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes. Sci Rep 9, 4877. https://doi.org/10.1038/s41598-019-41257-3

Tajika, E., Matsui, T., 1993. Degassing history and carbon cycle of the Earth: From an impact-induced steam atmosphere to the present atmosphere. Lithos 30, 267–280. https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90040-J

Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., Jingsui, Y., 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. Science 294, 1671–1677. https://doi.org/10.1126/science.105978

Turner, S.P., Kelley, S.P., VandenBerg, A.H.M., Foden, J.D., Sandiford, M., Flöttmann, T., 1996. Source of the Lachlan fold belt flysch linked to convective removal of the lithospheric mantle and rapid exhumation of the Delamerian-Ross fold belt. Geology 24, 941–944. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0941:SOTLFB>2.3.CO;2

Tütken, T., Vennemann, T., 2009. Stable isotope ecology of Miocene large mammals from Sandelzhausen, southern Germany. Paläontol. Z. 83, 207–226. https://doi.org/10.1007/s12542-009-0011-y

Utescher, T., Mosbrugger, V., Ivanov, D., Dilcher, D.L., 2009. Present-day climatic equivalents of European Cenozoic climates. Earth and Planetary Science Letters 284, 544–552. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.021

Wang, Z., Schauble, E.A., Eiler, J.M., 2004. Equilibrium thermodynamics of multiply substituted isotopologues of molecular gases. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 4779–4797. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.05.039

Wei, Y., Zhang, K., Garzione, C.N., Xu, Y., Song, B., Ji, J., 2016. Low palaeoelevation of the northern Lhasa terrane during late Eocene: Fossil foraminifera and stable isotope evidence from the Gerze Basin. Sci Rep 6, 27508. https://doi.org/10.1038/srep27508

Williams, D.R., Pan, V., 1992. Internally heated mantle convection and the thermal and degassing history of the Earth. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 97, 8937–8950. https://doi.org/10.1029/92JB00034

Wolfe, J.A., 1993. A Method of Obtaining Climatic Parameters from Leaf Assemblages. U.S. Government Printing Office.

Wolfe, J.A., Forest, C.E., Molnar, P., 1998. Paleobotanical evidence of Eocene and Oligocene paleoaltitudes in midlatitude western North America. GSA Bulletin 110, 664–678. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0664:PEOEAO>2.3.CO;2

Wolfe, J.A., Schorn, H.E., Forest, C.E., Molnar, P., 1997. Paleobotanical Evidence for High Altitudes in Nevada During the Miocene. Science 276, 1672–1675. https://doi.org/10.1126/science.276.5319.1672

Xu, Q., Ding, L., Zhang, L., Cai, F., Lai, Q., Yang, D., Liu-Zeng, J., 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang Terrane, central Tibetan Plateau. Earth and Planetary Science Letters 362, 31–42. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.058

York, D., 1966. Least-squares fitting of a straight line. Can. J. Phys. 44, 1079–1086. https://doi.org/10.1139/p66-090

Zhan, Q., Zhu, D., Wang, Q., Cawood, P.A., Xie, J., Li, S., Wang, R., Zhang, L., Zhao, Z., Deng, J., 2018. Constructing the Eastern Margin of the Tibetan Plateau During the Late Triassic. J. Geophys. Res. Solid Earth 123. https://doi.org/10.1029/2018JB016353

Zhang, Y.-G., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaClKClCaCl2H2O using synthetic fluid inclusions. Chemical Geology 64, 335–350.

This work is licensed under CC BY-NC-ND 4.0.

To view a copy of this license, visit http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/

ARTICLE 1

Paleo-altimetry reconstruction based on stable isotope compositions of fluid inclusions in quartz veins

(Soumis)

Véronique Gardien[1*], Raphaël Melis[1], Christophe Lécuyer[1], Gweltaz Mahéo[1], Philippe-Hervé Leloup[1], Emma Nicolas[1], Patrick Jame[2], Eric Bonjour[2], Nicolas Arnaud[3], François Atrops[1]

1 : *LGL :TPE, CNRS UMR 5276 - UCB Lyon1 - ENS Lyon*

Campus de la Doua, Bâtiment Géode, 2 rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne, FRANCE

2 *: ISA, CNRS UMR 5280, UCB Lyon1, 5 Rue de la Doua, 69100 Villeurbanne, France.*

3 *: Géosciences Montpellier, CNRS UMR 5243, Université de Montpellier, Campus Triolet, Place Eugène Bataillon 34095 Montpellier, France*

* Corresponding author

ABSTRACT

We analyzed with a conventional and new method the water contained in fluid inclusions (FIs) of quartz sealing veins from the Mont Blanc (MBM) and the Chenaillet (CM) massifs. The new methodology improves the quality of the results because it does not imply any special sample preparation preventing potential analytical artefacts. It allows a unique opportunity to analyze simultaneously the H and O isotopic compositions of waters FIs. The H and O isotopic compositions of meteoric waters of the alpine relief shows a significant negative correlation with sample elevation, as the 17 analyzed samples defined a linear trend varying from the low values (δ^2H = -144.3‰; $\delta^{18}O$ = -18‰) at high elevation (3759 m) to higher values (δ^2H = -33.3‰; $\delta^{18}O$ = -4.9‰) at lower altitudes (1200 m). The waters from FIs of 20 quartz samples have isotopic compositions that closely fit with the Global Meteoric Water Line. Comparison of the paleo- and modern isotopic compositions of the meteoric waters on the alpine relief led us to suggest that the MBM was at low elevation during the middle Miocene while at the same time the CM was already exhumed at the present-day altitude.

Key words: Quartz veins, fluid inclusions, paleo-altimetry, Alps, exhumation

INTRODUCTION

Mountain building is one of the main climatic forcing over time (Montgomery et al., 2001; Whipple, 2009). The emerging vision of his role in the current climate opens up new challenges to determine how the reliefs affect the climate. Thus, a key issue in this research is to reconstruct the altitude of mountain belts through geological times. So far, different paleoaltimeter tools have been developed for quantifying the growth of mountain ranges. Among them, stable isotope paleoaltimetry is one of the most widely used (Poage & Chamberlain, 2001; Rowley & Garzione, 2007). Based on the systematic decrease of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of meteoric water with increasing elevation, it is therefore theoretically possible to reconstruct the altitude of a relief over time (Blisniuk & Stern, 2005). The methods to reconstruct paleo-altitudes are based on the oxygen or hydrogen isotope measurements of neoformed minerals. This approach requires the knowledge of i) the temperature-dependent mineral-water isotopic fractionation, ii) the formation temperature of the mineral and iii) the composition of the humid air mass at sea level or before it begins to rise in altitude (Munch et al.,2004). Here, we present a new analytical process based on the approach developed by Fourel et al., (2020) and allowing the direct and simultaneous measurements of the H and O isotopic compositions of very small amounts of water (~ few micro liters) contained in the fluid inclusions (FIs) in quartz from two massifs of the Western Alps: The Mont-Blanc (MBM) and the Chenaillet (CM).

GEOLOGICAL SETTING

The MBM is part of the External Crystalline Massifs (ECM) (Fig. 1) corresponding to the European Variscan crust (Bussy and von Raumer 1994) exhumed by the alpine tectonics during

the Miocene (Leloup et al., 2005; Boutoux et al., 2016). It is composed of Hercynian plutonic rocks dated between 453 ± 3 Ma and 304 ± 3 Ma (Bussy and Von Raumer, 1994). The massif is limited eastward and westward by ductile reverse faults with inverse mergence accountable for its exhumation (Bertini et al., 1985; Leloup et al., 2005) dated between 47 and 13 Ma (Rolland et al., 2008). In the massif, tension gash or veins cemented by quartz, chlorite, adularia and calcite (Poty, 1967; Poty et al., 1974) are dated between 13 and 18 Ma (Leutwein et al.,1970; Rossi & Rolland, 2014; Bergemann et al., 2019).

The CM located in the Queyras domain (Fig. 1) is a witness of the Tethysian oceanic lithosphere obducted onto the European continental margin (Lagabrielle et al., 1987). Fission track ages performed on apatites sampled from the western part of the Queyras domain provide homogeneous ages around 69 and 22 Ma interpreted as a cooling age below 110 ° C (Schwartz et al., 2007) with respect to the Queyras domain exhumation. The resulting topography of 2500 m was thus acquired ~ 25 Ma ago and lasted since then at the same altitude, as estimated from erosional exhumation rates of Oligocene sedimentary rocks and lithological content of conglomeratic sequence filling the Oligocene alpine foreland basins (Morag et al., 2008; Jourdan et al., 2012, Grosjean et al., 2016).

MATERIAL AND METHOD

Meteoric waters and Quartz samples

In this study we call « meteoric waters » all the meteorically-derived waters (rainfall, snow, lake water). The composition of these current waters will serve as a reference for the fossil waters contained in quartz's FIs. The selected quartz grains are the least deformed and the richest in FIs in order to obtain the fluids associated with the quartz growth and to recover the largest possible quantity of water for the analysis. Petrographic description of the quartz, FIs typology and microthermometric data are reported in *supplementary material 1*.

Hydrogen and oxygen isotope measurements of meteoric waters

All the samples were analyzed at the LGLTPE in Lyon. Aliquots of 200 µl of water were automatically equilibrated at 313 K with CO_2 and H_2 (in the presence of a Pt catalyst) and analyzed using a MultiPrepTM system on line with a GVI IsoPrimeTM dual-inlet isotope ratio mass spectrometer. Reproducibility of δ^2H and $\delta^{18}O$ values were close to ± 1‰ and ± 0.1‰, respectively, by normalizing raw data to the isotopic ratios of VSMOW, SLAP and GISP international reference materials that were measured with the samples.

Extraction and Isotopic measurements of water from FIs

Quartz samples were ground into grains of 1 mm in size, handpicked under binocular, washed with nitric acid diluted 3 times to eliminate fragments of feldspar or calcite possibly adhering to the quartz grains, rinsed with distillated water and then dried in an oven at 100°C for 48 hours. Water trapped in FIs was extracted by thermal decrepitation with the use of a vacuum

extraction line at the LGLTPE, Lyon. Five grams of quartz were loaded in a quartz tube connected to the vacuum line and degassed at 80°C for 20 min to remove water adsorbed on the grain surface. The sample was heated up to 450°C for 15 min while the pumping was off. Then, the fluids (CO_2 + H_2O) were collected in a liquid nitrogen trap during 30 min and separated cryogenically using a mixture of liquid N_2 and ethanol at ≈ -80°C for 10 min. Finally, two techniques here called the "conventional one" and the one developed in this study were used to analyze the isotopic compositions of the water droplets.

During these last decades, the conventional method (Kishima and Sakai, 1980; Lécuyer and O'Neil, 1994) to obtain the $\delta^{18}O$ of water from the FIs consisted in using a micro-equilibration technique implying the knowledge of the amount and the isotopic composition of CO_2 equilibrating with H_2O and, the amount of released H_2O. Once equilibration was completed, after 24 hours at 30°C, the $\delta^{18}O$ value of the water was calculated using a mass balance equation (Kishima & Sakai, 1980). Uncertainties associated with those measurements may reach more than 1‰ when water amounts are too low compared to the CO_2 used for equilibration. The amount of water was determined by comparison with a series of water samples of known weights ranging from 0.5 to 3.5 µL. After expansion of H_2 into a constant volume of the mass spectrometer sample inlet, the amount of gas was estimated from the voltage of mass 2 collector, the uncertainty associated with this method is ~ ±0.05 µL. Finally, the $^2H/^1H$ ratio of water was obtained with an accuracy of ±2‰ by reducing H_2O into H_2 using pure Cr grains. This time-consuming method implies a several intermediate steps being potentially source of cumulative errors.

Two main improvements were brought to this method with the first one concerning H_2O collection during fluid inclusion decrepitation. Water is indeed transferred into a transparent

teflon (Teflon® PFA) sample holder specially designed for our experiments. Teflon was chosen for its hydrophobic quality which allows water to slide off on the wall of the tube and to concentrate at its base. When the cryogenic trap is removed 2 to 10 µL of water was condensed in the teflon holder before being pumped off with a Hamilton® glass syringe and transferred to a specific hydrophobic vial. Water blanks were very low over the complete set of experiments without contributing more than 1% to the total amount of water extracted from fluid inclusions. Before the analysis, each hydrophobic vial was placed in a centrifuge to recover all the sample and to avoid analytical biases such as a possible isotopic fractionation taking place in the vial.

Secondly, the H and O stable isotope ratios were simultaneously measured at the Analytical Sciences Institute, Villeurbanne, France, using an « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectrometer » (OA-ICOS) IWA-45EP (Los Gatos Research, Mountain View, California) by repeatedly injecting 1µL of water in the laser spectrometer. The syringe used for injecting the water sample in the spectrometer was rinsed with a standard (water sample with an isotopic composition close to that of our sample) which is analyzed first and avoid the memory effect of a previous sample. The δ^2H and $\delta^{18}O$ values are reported to the « 4C » standard water sample from Los Gatos Research ($\delta^{18}O$ = -7.94 VSMOW2; δ^2H = -51.6 VSMOW2). The sample measurements were bracketed by standard measurements every 7 analyses.

RESULTS

Isotopic composition of meteoric water

The compositions of the meteoric waters collected at different altitudes on the MBM and CM are given in table 1. The δ^2H values of the samples from the MBM range between -101‰

and 145‰ and the $\delta^{18}O$ range between -13‰ and -18‰ and the corresponding altitude of the samples range between 1200 m and 3759 m respectively. The $\delta^{2}H$ values of the samples from CM range between -93‰ to -118.40‰ and from -11.8‰ to -14.4 ‰ for the $\delta^{18}O$. The altitude of the samples ranges between 2160 m and 2650 m.

Isotopic composition of FIs water

Water of the FIs of 14 quartz samples from the MBM and 6 samples from the CM were analyzed with the conventional and the new method (Table 2). The $\delta^{2}H$ values of 3 samples from the MBM analyzed with the conventional method range between -42‰ and -33‰. Here the $\delta^{18}O$ values have been calculated with the equation of the meteoric water line, the values range between 9.5‰ and -5.8‰. The $\delta^{2}H$ and $\delta^{18}O$ values of 10 others samples from the MBM analyzed with the new method range between -68.8‰ and -38‰ and -6.9‰ and -4.6‰ respectively. One sample (9MB64) analyzed with both methods yielded close $\delta^{2}H$ values of -41‰ and -38‰ and $\delta^{18}O$ values of -9.5‰ and -6.6‰ with the conventional and the new method respectively.

FIs waters of 5 samples from the CM analyzed with the conventional method yield $\delta^{2}H$ values between -83‰ and -100‰ and the $\delta^{18}O$ value obtained by calculation is of -12‰. Five samples among which 4 previously analyzed with the conventional method, were analyzed with the new method. Their $\delta^{2}H$ and $\delta^{18}O$ values range between -79‰ and -120.3‰ and between -6.4‰ and -16.9‰ respectively. Note that the measured $\delta^{18}O$ values are more scattered.

DISCUSSION

Meteoric water and their relation with altitude

Waters samples coming from the MBM generally have more negative δ^2H and $\delta^{18}O$ values when sampled at high elevation (Table 1, Fig. 2) compared to low altitude samples. The sample taken at the altitude of 3759 m has a δ^2H value of -144 ‰ and a $\delta^{18}O$ value of -18 ‰ whereas the sample taken at the altitude of 1200 m gives a δ^2H of -33 ‰ and a $\delta^{18}O$ of -4.9 ‰. One sample (EMB05), taken at 3800 m altitude does not follow this trend as its isotopic values are closer to those of samples taken 1500 m below. This sample is an August snow, thus it could be arguing that because air temperatures are higher in summer, fractionation between vapor and liquid is smaller than during cold season thus, the isotopic values of the precipitation are less negatives. However, the temperature of snow condensation does not really vary throughout the year. Thus another explanation is a change in source of moisture which passes from Central/North Atlantic Ocean in winter to the Mediterranean Sea in summer. A short trajectory of the humid and hot air mass will result in a limited isotopic fractionation (Rayleigh distillation) between the seawater source and the rainfall on the MBM.

The meteoric waters from the CM were sampled between 2160 m and 2650 m. Consequently, the isotopic compositions are more clustered with δ^2H values comprised between 83‰ and -118‰ and $\delta^{18}O$ values between -14.5‰ and -11.9‰. Note that these values are close to those of meteoric waters sampled at the same altitude on the MBM. Summarizing, the isotopic compositions of the precipitations on the MBM and the CM match those defining the Global Meteoric Waters Line (GMWL).

Water FIs of the quartz veins

The isotopic compositions of the waters FIs of the MBM and the CM are reported on figure 2 with the values of modern thermal waters (black dotted ellipse) and the linear narrow field (blue dotted ellipse) defined by the GMWL. It is not worthy to note that most of the isotopic compositions of the waters extracted from the FIs belong to the meteoric water field independently of the water extraction and analysis methodology. Only one sample from the CM is out of this field reflecting water-rock interaction process.

The data obtained from the FIs of the CM fit well with the present day meteoric water values of the CM and the modern thermal water values, thus opening up some possibilities, 1) quartz veins of the CM are sub current and contain in theirs FIs modern rainwater from which quartz grew, 2) quartz veins are coeval with the exhumation of the CM and the relief of this massif has remained at the same altitude since this period, implying unchanged isotopic values of rainwaters. The answer to this question is not indisputable because we do not have absolute ages of the quartz veins. However, apatite fissions track data obtained on the Queyras domain including the CM, suggest that the exhumation of the CM started 65 My ago and that its altitude was already ~2500 m 30 My ago (Jourdan et al., 2012; Grosjean et al., 2016).

The isotopic values obtained from the IFs of the MBM are more scattered than those of the CM. This dispersion may be due to the larger number of stable isotope data obtained from the MBM (12 samples) compare to the CM (5 samples). The differences in isotopic values most likely reflect intra-sample heterogeneities, which is a common feature with the analysis of fluid inclusions. Thus, we suggest that the isotopic composition of the FIs represents a mix between

meteoric waters of various isotopic compositions collected and drained through the crustal faults and fractures.

What is also striking is that unlike the CM, the values of the FIs of the MBM are much less negative than the current meteoric waters. Moreover, there is no correlation between the altitude of the quartz samples (altitude in blue in Fig. 2) and the isotopic composition of the water and contained in their FIs. Therefore, it does not seem realistic that they represent modern quartz veins.

The presence of adularia associated with quartz in some veins allow their formation to be dated using Ar/Ar method. Two samples 9MB11 and 9MB64 at the altitude of 2200m and 653 m respectively display poorly constrained ages comprised between 12 and 14 Ma (see supplementary material 2) consistent with previous ages ranging between 18 and 6 Ma obtained on structurally and petrologically identical quartz veins of the MBM (Leutwein et al., 1970, Rossi and Rolland 2014). Thus, we propose a Middle Miocene age for the formation of these veins. Assuming that the water in the FIs corresponds to paleothermal waters and, considering their isotopic compositions, we conclude that during the middle Miocene the MBM was at very low altitude, surely below the altitude of 2500 m of the CM.

OUTLOOK

Fluid inclusions are first order proxies for the reconstruction of relief paleo-elevations. The new methodology that we have developed improves the quality of the results in two major folds: i) While it does not imply any special sample preparation preventing potential analytical artefacts and, ii) it further provides the unique possibility of measuring simultaneously H and O

stable isotopes in the extracted water. These two aspects strongly reinforced the confidence of the data.

Finally, these preliminary results confirm the recent exhumation of the Mont Blanc Massif ~18Ma while at the same time the internal zones such as the Chenaillet massif was already exhumed at the present-day altitude.

REFERENCES CITED

Bergemann, C.A., Gnos, E., and Whitehouse, M.J., 2019, Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs: Tectonophysics, v. 750, p. 203–212, doi:10.1016/j.tecto.2018.11.013.

Bertini, G., Marcucci, M., Nevini, R., Passerini, P., and Squazzoni, G., 1985, Patterns of faulting in the Mont Blanc granite: Tectonophysics, v. 111, p. 65–106, doi:10.1016/0040-1951(85)90066-6.

Blisniuk, P.M., and Stern, L.A., 2005, Stable isotope paleoaltimetry: A critical review: American Journal of Science, v. 305, p. 1033–1074, doi:10.2475/ajs.305.10.1033.

Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaguet, A., Rolland, Y., and Lacombe, O., 2016, Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs: Tectonophysics, v. 683, p. 109– 123, doi:10.1016/j.tecto.2016.06.010.

Bussy, F., and von Raumer, J.F., 1994, U–Pb geochronology of Palaeozoic magmatic events in the MontBlanc Crystalline Massif, Western Alps.: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, p. 514–515.

Craig, H., 1961, Isotopic Variations in Meteoric Waters: Science, v. 133, p. 1702–1703, doi:10.1126/science.133.3465.1702.

Fourel, F., Lécuyer, C., Jame, P., Guironnet, A., Boutier, A., Barbier, M., Blamey, N., Brand, U., and Fralick, P., 2020, Simultaneous δ2H and δ18O analyses of water inclusions in halite with off-axis integrated cavity output spectroscopy: Journal of Mass Spectrometry, v. 55, p. e4615, doi:10.1002/jms.4615.

Grosjean, A.-S., Gardien, V., Dubois, M., Boulvais, P., Martini, R., Vennemann, T., and Pittet, B., 2016, Sediment provenance during Alpine orogeny: fluid inclusions and stable isotopes on quartz–calcite veins from detritic pebbles: Swiss Journal of Geosciences, v. 109, p. 329–344, doi:10.1007/s00015016-0228-1.

Jourdan, S., Bernet, M., Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Chauvel, C., Dumont, T., Montagnac, G., and

Bureau, S., 2012, Tracing the Oligocene-Miocene Evolution of the Western Alps Drainage Divide with Pebble Petrology, Geochemistry, and Raman Spectroscopy of Foreland Basin Deposits: The Journal of Geology, v. 120, p. 603–624, doi:10.1086/667813.

Kishima, N., and Sakai, H., 1980, Oxygen-18 and deuterium determination on a single water sample of a few milligrams: Analytical Chemistry, v. 52, p. 356–358, doi:10.1021/ac50052a038.

Lagabrielle, Y., 1987, Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie [These de doctorat]: Brest, https://www.theses.fr/1987BRES2004 (accessed May 2022).

Lécuyer, C., and O'Neil, J.R., 1994, Stable isotope compositions of fluid inclusions in biogenic carbonates: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, p. 353–363, doi:10.1016/0016-7037(94)90469-3.

Leloup, P.H., Arnaud, N., Sobel, E.R., and Lacassin, R., 2005, Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc: Tectonics, v. 24, doi:10.1029/2004TC001676.

Leutwein, F., B, P., J, S., and JL, Z., 1970, Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, v. 271, p. 156–158.

Montgomery, D.R., Balco, G., and Willett, S.D., 2001, Climate, tectonics, and the morphology of the Andes: Geology, v. 29, p. 579–582, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2.

Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., and Michard, A., 2008, Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and 40Ar/39Ar geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France: Tectonics, v. 27, doi:10.1029/2007TC002142.

Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M.A., Vanderhaeghe, O., and Vennemann, T.W., 2004, Reconstructing paleoelevation in eroded orogens: Geology, v. 32, p. 525–528, doi:10.1130/G20394.1.

Poage, M.A., and Chamberlain, C.P., 2001, Empirical Relationships Between Elevation and the Stable
Isotope Composition of Precipitation and Surface Waters: Considerations for Studies of Paleoelevation Change: American Journal of Science, v. 301, p. 1–15, doi:10.2475/ajs.301.1.1.

Poty, B., 1967, La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc [phdthesis]: Université de Nancy, https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00643862 (accessed May 2022).

Poty, B., HA, S., and AM, W., 1974, Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 54, p. 717–752.

Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S.F., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., and Boullier, A.M., 2008, 40Ar/39Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in lowgrade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps: Geological Society, London, Special Publications, v. 299, p. 293–315, doi:10.1144/SP299.18.

Rossi, M., and Rolland, Y., 2014, Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Tectonics, v. 33, p. 1681–1709, doi:10.1002/2013TC003438.

Rowley, D.B., and Garzione, C.N., 2007, Stable Isotope-Based Paleoaltimetry: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 35, p. 463–508, doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140155.

Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Tricart, P., Guillot, S., and Labrin, E., 2007, Diachronous exhumation of HP–LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis: Terra Nova, v. 19, p. 133–140, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00728.x.

Sonney, R., Vuataz, F.-D., and Cattin, S., 2010, Use of Cl/Br Ratio to Decipher the Origin of Dissolved Mineral Components in Deep Fluids from the Alps Range and Neighbouring Areas: Proceedings World Geothermal Congress, v. 15, p. 1–13.

Whipple, K.X., 2009, The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts: Nature Geoscience, v. 2, p. 97–104, doi:10.1038/ngeo413.

Figure captions

Figure 1. A: Geological map of the Western Alps, B: Simplified geological map of the MBM and localization of the studied samples: blue diamond = quartz samples, white circle = water samples. C: Simplified geological map of the CM and localization of the studied samples: blue diamond = quartz samples, white circle = water samples. D: field photography of quartz veins from the MBM, E: geodic quartz, F: sealed and unsealed quartz veins, G: thin sections of quartz fibers of an unsealed vein, H and I: microstructures in quartz grains of sealed veins of the MBM; J and K

sealed quartz veins in basalts and sandstones respectively form the CM; L and M: primary and secondary FIs in quartz from the MBM; N) primary FIs in quartz veins from the CM.

Figure 2. Plot of the $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ values of the meteoric waters and of the FIs from the MBM and the CM. The black dashed zone corresponds to the alpine thermal waters (Sonney et al., 2010), the meteoric water line (Craig, 1961) and the linear narrow field of the meteoric waters (blue dotted ellipse).

Table Captions

Table 1. Isotopic composition of the meteoric waters collected on the MBM and the CM.

Table 2. Quartz vein location and description along with the H and O isotope compositions of the water in the hostedquartz FIs from the MBM (9MB11 to 9MB 68) and the CM (All other samples). Note that the $\delta^{18}O$ values in blue in the table (classical method) are calculated and not measured.

Figure 1

Figure 1

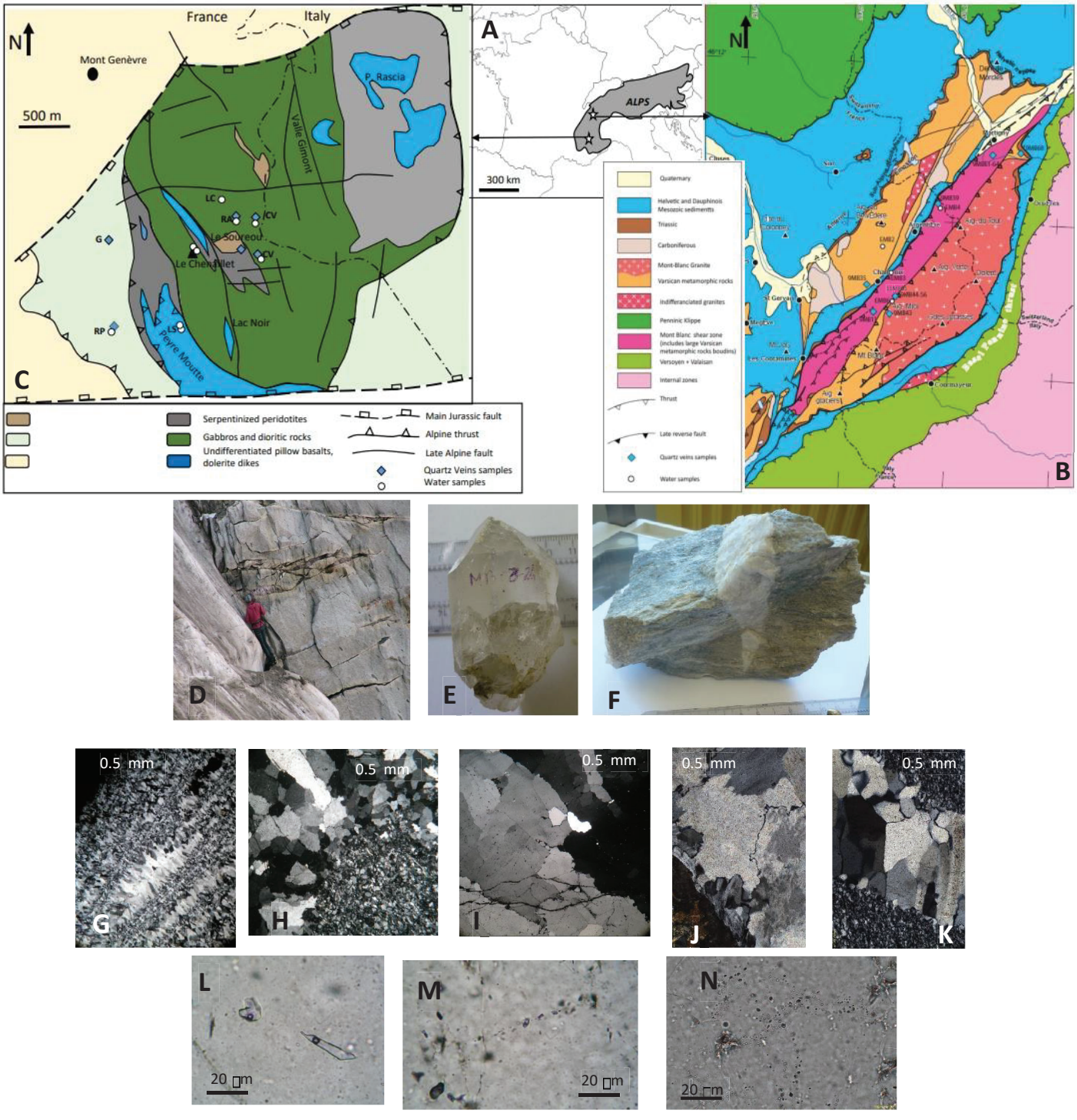


Figure 2

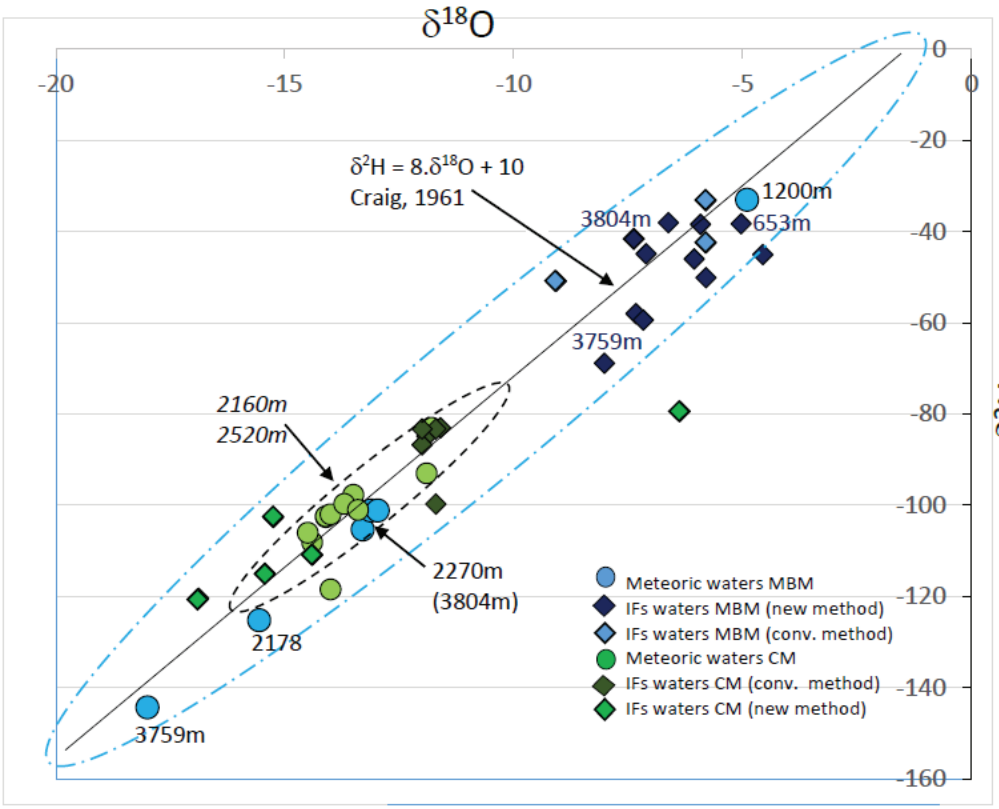

δ18O
-20
-15
-10
-5
0
0
-20
-40
-60
-80
-100
-120
-140
-160
δ2H
δ2H = 8.δ18O + 10
Craig, 1961
1200m
653m
3804m
3759m
2160m
2520m
2270m
(3804m)
2178
3759m
Meteoric waters MBM
IFs waters MBM (new method)
IFs waters MBM (conv. method)
Meteoric waters CM
IFs waters CM (conv. method)
IFs waters CM (new method)

Table 1

MBM	Position (WGS 84)	sample type	alt m	δ^2H ‰	$\delta^{18}O$ ‰
EMB1	45.893576, 6.895859	glacier water	2178	-125,2	-15,56
EMB2	45.969091, 6.870302	snow from snowfield	2300	-105,3	-13,3
EMB3	45.969091, 6.870302	swamp water	1200	-33	-4,9
EMB4	46.904342, 6.86108	swamp water	2270	-101,1	-13,12
EMB05	45.879304, 7.123355	snow	3804	-101,1	-12,97
EM06	45.890832, 6.889855	snow from snowflied	3759	-144,3	-18
CM	**Position (WGS 84)**	**sample type**	**alt m**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**
Rocher Perdrix	44.511595, 6.424028	snow	2360	-118,4	-14
Rocher Aigle	44.542403, 6.442886	snow	2460	-93	-11,9
Soureou	44.541703, 6.444068	snow	2520	-108,1	-14,4
Gondran	44.543700, 6.433074	lake water	2160	-97,7	-13,5
Col Vert	44.541735, 6.450573	rainfall	2270	-102,6	-14,1
Col Vert	44.541666, 6.450425	rainfall	2520	-102,4	-14,1
Lac Chausse	44.544287, 6.441430	lake water	2287	-102	-14
Lac Saraille	44.541735, 4.450573	lake water	2236	-99,7	-13,7
Sar. stream	44.541735, 2.450573	stream water	2236	-106	-14,5
Chenaillet	44.540847, 6.442670	snow	2600	-101	-13,4
Chenaillet	44.540850, 6.442675	snow	2650	-83	-11,8

Table 2

					conventional method		new method	
MBM	**position (WGS 84)**	**sample type**	**orientation**	**alt m**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**
9MB11	45.883059 , 6.853456	sealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	2200			-38.4	-5.9

MB03-24	45.894741 , 6.980596	sealed Quartz + Chlorite vein	slumped block	2400	-42.4	-5.8		
9MB35	45.904342 , 6,861808	sealed Quartz + Chlorite vein	Horizontal	1216			-58.0	-7.3
9MB39	46.016318 , 6,971765	sealed Quartz + Chlorite vein	N40,40SE	2263			-50.1	-5.8
9MB43	45.879304 , 6,887145	sealed Quartz vein	Horizontal	3804			-44.8	-7.1
9MB44	45.890832 , 6,889855	sealed Quartz + Chlorite vein	Horizontal	3759			-68.8	-8.0
9MB47	45.893576 , 6,895859	sealed Quartz vein	Horizontal	2610			-45.0	-4.6
MB03-51	45.896486, 6,887059	sealed quartz + oxyde vein	Horizontal	3200	-33.2	-5.8		
9MB55	45.900366 , 6.887012	geodic Quartz	perp. to foliation	2319			-50.9	-9.1
9MB56	45.900366 , 6.887012	sealed Quartz vein	N30,60N	2319			-46.0	-6.1
9MB61	46.077955 , 7,073201	unsealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	653			-38.2	-5.0
9MB62	46.077955 , 7,073201	sealed Quartz + Calcite vein	Parallel to foliation	653			-59.4	-7.2
9MB64	46.077955 , 7,073201	unsealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	653	-41.2	-9.5	-38.0	-6.6
9MB68	46.085023 , 7,123355	sealed Quartz + Adularia vein	Post-foliation	1081			-41.9	-7.4
					conventional method		new method	
CM	**position (WGS 84)**	**sample type**	**orientation**	**alt m**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**	**δ^2H ‰**	**$\delta^{18}O$ ‰**
Rocher Perdrix	44.511595 , 6.424028	sealed Quartz + Chlorite vein	N100 vertical	2360	-83	**-11.6**	-79.4	-6.4
Rocher Aigle	44.542403 , 6.442886	sealed Quartz + Chlorite vein	N110 vertical	2360	-84.3	**-11.9**	-102.7	-15.3
Soureou	44.541703 , 6.444068	sealed Quartz vein	N 80, 50N	2270	-86.7	**-12**	-110.8	-14.4
Gondran	44.543700 , 6.433074	sealed Quartz + Chlorite vein	N100 vertical	2519	-83.2	**-11.7**		
Col vert	44.541735, 6.450573	sealed Quartz + Chlorite vein	N 80 vertical	2500	-83.2	**-12**	-114.9	-15.4
Col vert	44.541666, 6.450425	sealed Quartz + Chlorite vein	N 100 vertical	2536	-99.7	**-11.7**	-120.3	16.9

CHAPITRE III

Application de la paléoaltimetrie sur les inclusions fluides pour la surrection des massifs cristallins externes

Partie 1. Géologie des Alpes et évolution tectonique des Massifs Cristallins Externes

Dans cette partie seront présentées l'évolution générale de la chaîne alpine, la géologie et l'évolution tectonique des Massifs Cristallins Externes (MCE) ainsi qu'une synthèse sur les principaux évènements hydrothermaux associés à la tectonique alpine. Ces éléments permettent de poser le contexte géologique de la reconstitution paléoaltimétrique du massif du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et de Belledonne qui sera présenté dans la partie 2 de ce chapitre.

A. La géologie des Alpes Occidentales

La chaîne des Alpes s'est formée suite à la subduction initiale de l'Océan Liguro-piémontais sous la plaque Apulie à partir du Crétacé supérieur, suivi par la subduction continentale des unités les plus distales de la marge européenne à partir de l'Eocène moyen (e.g. (Chopin et al., 1987).

A.1. Les unités lithologiques et contacts tectoniques principaux

La chaîne alpine occidentale peut être divisée en deux zones principales, les Alpes internes et les Alpes externes séparée par un chevauchement d'échelle crustale, le Front Pennique (Figure 84) (e.g. Agard and Lemoine, 2003; Debelmas et al., 1983).

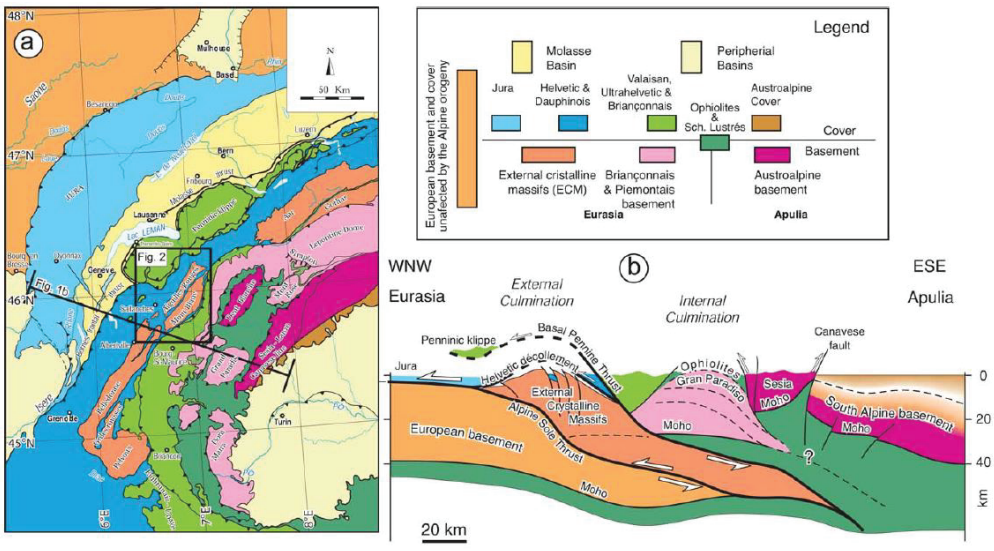


Figure 84: (a) Carte structurale des Alpes occidentales. (b) Coupe géologique des Alpes (Leloup et al., 2005).

Les Alpes internes :

Les Alpes internes comprennent trois grands domaines : le domaine Briançonnais à l'ouest, la zone piémontaise, les Massifs Cristallins Internes et les unités apuliennes (Sesia, Dent Blanche) (Figure 84).

Le domaine du Briançonnais comprend les sédiments déposés sur la partie distale de la marge européenne amincie. Le socle, métamorphisé à haute pression lors de la subduction continentale peut être observé dans le massif d'Ambin (Fudral et al., 1987; Ganne, 2003). Ce domaine chevauche les Alpes externes au niveau du Front Pennique (Figure 84).

Le domaine Piémontais comprend les schistes lustrés, sédiments marins déposés sur le plancher océanique de l'océan Liguro-piémontais puis métamorphisés dans le faciès des schistes bleus lors de la subduction océanique (Schwartz et al., 2000; Tricart et al., 2001). Ce domaine inclue également des fragments de croûte océanique et de manteau peu ou pas métamorphisés et obductés sur la marge continentale européenne tel l'ophiolite du Chenaillet (Balestro et al., 2019). D'autres unités ophiolitiques ont subi le métamorphisme associé à la phase de subduction océanique (Mont-Viso) (Schwartz et al., 2000). Le contact entre Piémontais et Briançonnais est initialement un chevauchement vers l'ouest, le front Briançonnais, tardivement recoupé par un rétrochevauchement vers l'Est (Debelmas et al., 1983).

Les massifs cristallins internes, Dora Maira, Grand Paradis et Mont Rose, (Figure 84) sont des fragments de la croûte continentale européenne métamorphisés à ultra-haute pression pendant la subduction continentale puis exhumés sous le domaine piémontais (Agard et al., 2001; Bousquet, 1998).

Les vestiges de la marge continentale apulienne dans les Alpes sont la klippe de la Dent-Blanc et le massif du Sesia à l'Est. Ces unités sont séparées de la plaine du Pô à l'Est par la faille du Canavese (Figure 84).

Les Alpes externes :

Les Alpes externes correspondent au domaine dauphinois caractérisé par la présence de sédiments déposés du Mésozoïque au Cénozoïque sur la partie proximale de la marge européenne. Il s'agit principalement de dépôts de marge passive sur lesquels reposent en discordance des dépôts Cénozoïques de flysch et de molasse formés pendant l'orogenèse alpine.

Le socle de la marge passive continentale européenne affleure localement au niveau des massifs cristallins externes (MCE). Ces massifs sont du sud au nord : l'Argentera-Mercantour, le Pelvoux, Belledonne, le Mont-Blanc et les Aiguille Rouge et le massif de l'Aar dans les Alpes Centrales (Figure 84). A l'ouest des MCE la couverture dauphinoise est plissée et constitue les chaînes subalpines (Bauges, Chartreuse, Aravis). Ces mêmes sédiments de marges passives forment également les chaînons jurassiens. La couverture Mésozoïque est recouverte localement par le remplissage des bassins flexuraux Eocène associés au Front Pennique. Les Alpes externes chevauche la bassin molassique Suisse au niveau du front Subalpin bien identifié. Le bassin molassique Suisse et un bassin flexural Cénozoïque, comblé par les produits d'érosion des Alpes.

A.2. Evolution tectonique simplifiée des Alpes Occidentales

L'histoire des Alpes commence par l'ouverture de l'océan Liguro-piémontais au Lias et le dépôt des sédiments marins sur les différentes parties de la marge continentale européenne (Dauphinoise, Briançonnaise et Piémontaise) (Agard and Lemoine, 2003; Lemoine and Tricart, 1986; Mohn et al., 2012). Un deuxième domaine océanique, l'océan Valaisan, sépare la marge dauphinoise et la marge briançonnaise à minimas dans les Alpes orientales et centrales (Bousquet, 1998).

La convergence entre Europe et Apulie commence au Crétacé, vers 80 Ma via la subduction des Océans Liguro Piémontais et Valaisan à partir du Crétacé supérieur (e.g., Agard and Lemoine, 2003; Stampfli, 1993). Elle est responsable du métamorphisme de haute pression enregistré dans certaines unités des zones internes (e.g., (Stampfli, 1993).

La convergence se poursuit par la subduction de la marge continentale européenne à entre 50 et 40 Ma (Agard et al., 2001). Cette phase est associée au métamorphisme d'ultra-haute pression des MCI. Le pic de métamorphisme des schistes lustrés a également été atteint pendant cette phase (Agard et al., 2001).

Le stade de collision / épaississement crustal, débute vers 35 Ma et se caractérise par l'activation du Front Pennique qui place une partie des unités des zones internes sur le domaine externe (e.g., (Burkhard and Sommaruga, 1998). Le début de la collision se caractérise dans l'avant-chaîne par une transition d'un bassin de flysch vers un bassin molassique (e.g., (Burkhard and Sommaruga, 1998; Sinclair, 1997; Strunck and Matter, 2002). Cette étape est responsable du charriage vers l'avant-chaîne des nappes briançonnaises par le biais du front

Pennique puis des nappes dauphinoises via le décollement basal helvétique (Figure 85) (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023).

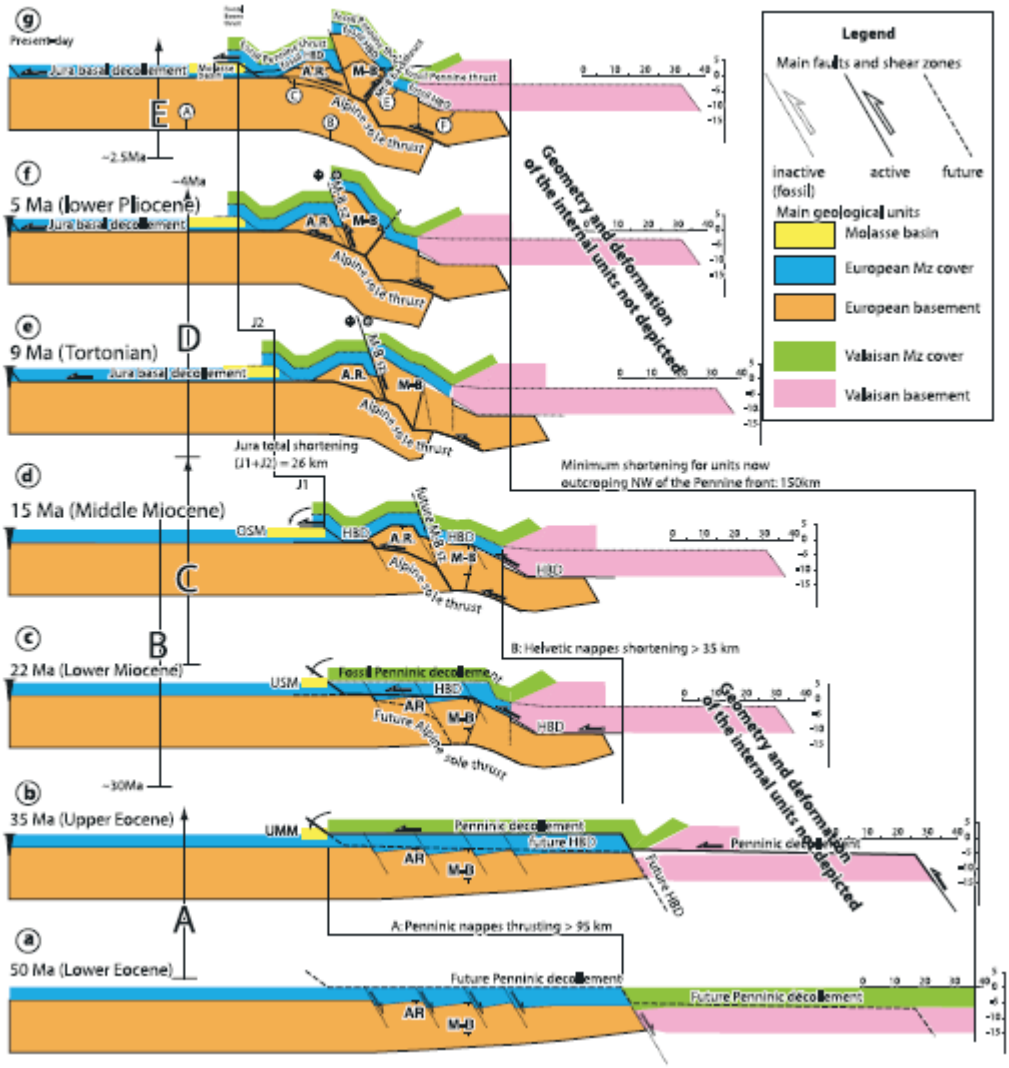


Figure 85: Evolution structurale des Alpes externes entre 50Ma et aujourd'hui (Leloup et al., 2005).

A.3. Les Massifs Cristallins Externes (MCE)

A.3.1. Lithologie des MCE

Les MCE sont des portions de croûte continentale supérieure à moyenne européenne formées pendant l'orogénèse hercynienne (500 à 300 Ma) et qui constituaient la marge européenne dauphinoise avant la formation des Alpes. Ces massifs, dont fait partie le massif de l'Aar, du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, de Belledonne, des Ecrins (Pelvoux) et de l'Argentera se présentent globalement sous la forme de lanières allongées orientées NNE-SSW hormis pour l'Argentera qui est orienté NNW-SSE (Figure 86).

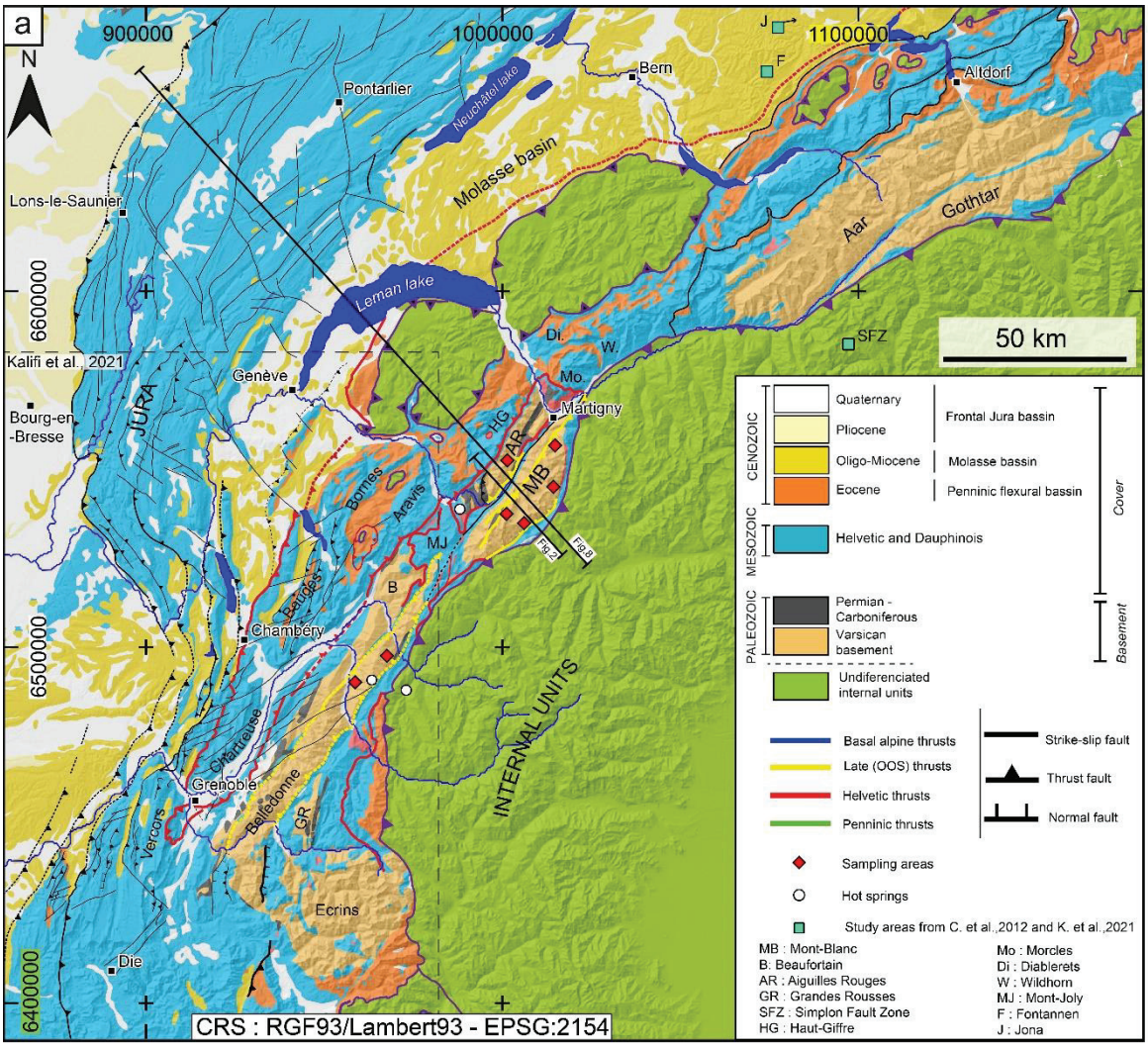


Figure 86: Schéma structurale des MCE (Mercier et al., 2023).

Les MCE sont principalement constitués d'unités magmatiques et métamorphiques d'âge Hercynien. Les granitoïdes sont abondants et mis en place à la fin de l'orogénèse hercynienne. Ils peuvent être classés en deux entités plutoniques distinctes sur la base de leur chimie et de leur âge (Von Raumer et al., 1999). La première génération est magnésienne d'âge Viséen (340-330 Ma) et contient de nombreuses enclaves basiques, la deuxième génération plus ferrifère (Bussy et al., 2000) s'est mise en place au Stéphanien (305-295 Ma). Dans les massifs du Mont-Blanc (MB) et des Aiguilles Rouges (AR) trois familles de granites sont distingués (Bussy et al., 2000) : (1) les granite des Montées Pélissier et de Pormenaz mis en place vers 347-331 Ma, (2) les granites de Vallorcine et du Montenvers au Carbonifère supérieur (306 Ma) et (3) le granite du Mont Blanc (protogine) vers 303 ± 3 Ma et qui est intrusif dans des paragneiss, orthogneiss et gneiss migmatique plus anciens (453 ± 3Ma) (Bussy and Von Raumer, 1994). Enfin, dans les Aiguilles Rouges des migmatites ont été datées du Dinantien

(320 Ma) (Bussy et al., 2000). Le granite du MB, est un granite calco-alcalin majoritairement composé de quartz, de feldspaths potassique (microcline) pluri-centimétriques (« dents de cheval ») et calcosodique (plagioclase), de biotite qui par altération de basse température (300-400°C) peut se transformer en chlorite. Ce granite contient également des minéraux accessoires minoritaires comme l'allanite, le zircon, le rutile ou le sphène. Localement on retrouve des grès et des schistes noirs datant du Stéphanien (304 à 299 Ma) et des marnes versicolores du Permien (299 à 252 Ma). Des grés déposés au Trias (sommet de l'Aiguille du Belvédère) sont en discordance sédimentaire sur le socle (Demathieu and Weidmann, 1982).

A.3.2. Structuration du massif du Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges et Belledonne

Nous détaillerons ici seulement la structuration des massifs du MB, AR et Belledonne (B) qui font l'objet de l'étude présentée dans la partie 2.

Massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges :

La structure d'ouest en est de l'ensemble Aiguilles Rouge (AR) – Mont Blanc (MB) est la suivante :

La bordure ouest du massif des AR est séparée de la couverture sédimentaire mésozoïque par le décollement basal helvétique (HBD), ce chevauchement vers le nord-ouest s'observe également au sommet de l'Aiguille du Belvédère (Figure 86 et Figure 87). Au niveau de la bordure est du massif des AR, le socle Hercynien chevauche la couverture mésozoïque, formant le synclinorium de Chamonix (e.g. Leloup et al., 2005). Ce contact correspond soit au HBD soit au rétrochevauchement des AR (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023) selon la localité. Sur sa bordure ouest, le MB chevauche vers l'ouest le mésozoïque du synclinorium de Chamonix au niveau du cisaillement du Mont-Blanc (MB Shear zone, ou MBsz) (e.g. Leloup et al., 2005). Sur la bordure est du MB, du côté de Courmayeur en Italie, les granites chevauchent vers l'est la couverture mésozoïque soit au niveau du rétrochevauchement du MB ou du HBD selon les endroits (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023). En continuant à l'est on retrouve le front Pennique, qui place les zones internes en contact avec la couverture mésozoïque.

L'âge du fonctionnement de ces structures est contraint par des datations Ar-Ar de muscovites syntectoniques dans les mylonites échantillonnées au sein des chevauchements. A l'heure actuelle peu d'âges sont publiés sur ces structures, la thèse d'Antoine Mercier apporte

de nouveaux âges qui sont intégrés dans cette description (Mercier et al., en préparation). Certains auteurs établissent un lien entre le fonctionnement de certains chevauchements et la formation des fentes de quartz horizontales dans les MCE, suivant cette hypothèse la datation de la formation de ces fentes permet de dater de manière indirecte le fonctionnement des chevauchements (Bergemann et al., 2017; Mercier et al., 2023; Rossi et al., 2005).

i. **Le décollement basal helvétique ou « Helvetico basal decollement »** L'Helvetico Basal Decollement (HBD) est un chevauchement relativement plat responsable du charriage des nappes dauphinoises vers l'avant de la chaîne (Figure 87). Son fonctionnement se situe entre 20 et 14,5 Ma (Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023).

ii. **La zone de cisaillement du Mont-Blanc** (Mont-Blanc shear zone, MBsz) se situe du côté Ouest du massif et correspond à une zone de déformation ductile large d'environ 3km orientée globalement N40-N60 avec un pendage moyen de 48° vers le SE (e.g. Leloup et al., 2005) (Figure 87). Elle est compatible avec une contrainte compressive principale $\sigma 1$ horizontale orientée N135 (Rossi et al., 2005). Cette zone de cisaillement fait remonter le socle hercynien du Mont-Blanc sur les sédiments Mésozoïque du synclinorium de Chamonix. Des études géochronologiques et pétrologiques menées sur des zones mylonitiques à Micas + Chlorite ± Epidotes ayant enregistré les conditions P-T de la déformation associée à la MBsz permettent de placer le pic du métamorphisme dans le faciès schistes verts à 400 ± 25 °C et 5 ± 0,5 kb (Rolland et al., 2003) autour de 14,5 Ma (âges Ar-Ar sur muscovite, Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005, Mercier et al., en préparation) et jusqu'à 11 Ma d'après l'âge des fentes de quartz horizontales associées au fonctionnement de ce chevauchement (Bergemann et al., 2019; Rossi et al., 2005; Rossi and Rolland, 2014).

iii. **Le rétrochevauchement du Mont-Blanc** (MB Backthrust) est une faille inverse raide (environ 60°C vers le NE) bordant l'est du MB (e.g. (Leloup et al., 2005). Elle est orientée N50 à N70 et présente des marqueurs de chevauchement top vers le sud-est (Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005; Rolland et al., 2008) (Figure 87). Le fonctionnement de ce chevauchement est daté à environ 15 Ma (Rolland et al., 2008) bien que cet âge soit sujet à débat (e.g. échange de commentaires Leloup et al., 2007; Rolland et al., 2007) et jusqu'à 11 Ma d'après l'âge des fentes de quartz horizontales associées au fonctionnement de ce rétro-chevauchement (Bergemann et al., 2019; Rossi et al., 2005; Rossi and Rolland, 2014).

iv. **Les rétrochevauchements des Aiguilles Rouges** (de Le Tour et de Finhaut), font partie de la série de failles inverses cassantes (orientées ~N20-30 avec des pendages allant 60 à 80°W) observées le long de la bordure est des AR (Mercier et al., 2023) (Figure 86). Un décalage minimum de 1700m est associé au rétrochevauchement de Le Tour, il est de 900m pour Finaulht (Mercier et al., 2023). L'âge de fonctionnement de ces structures n'est pas encore contraint.

v. **Le chevauchement alpin basal (« Alpine Sole Thrust »)** AST) fait chevaucher l'écaille crustale des MCE sur le reste de la croûte européenne (Bellahsen et al., 2014; Leloup et al., 2005) (Figure 84). La MBsz et le rétrochevauchement du MB pourrait se brancher en profondeur sur cette structure mais cela n'a pas encore été clairement mis en évidence. L'AST commence à fonctionner vers 20 Ma (Leloup et al., 2005), il est responsable de la déformation observée dans les chainons jurassiens et certains le considèrent toujours actif (Becker, 2000).

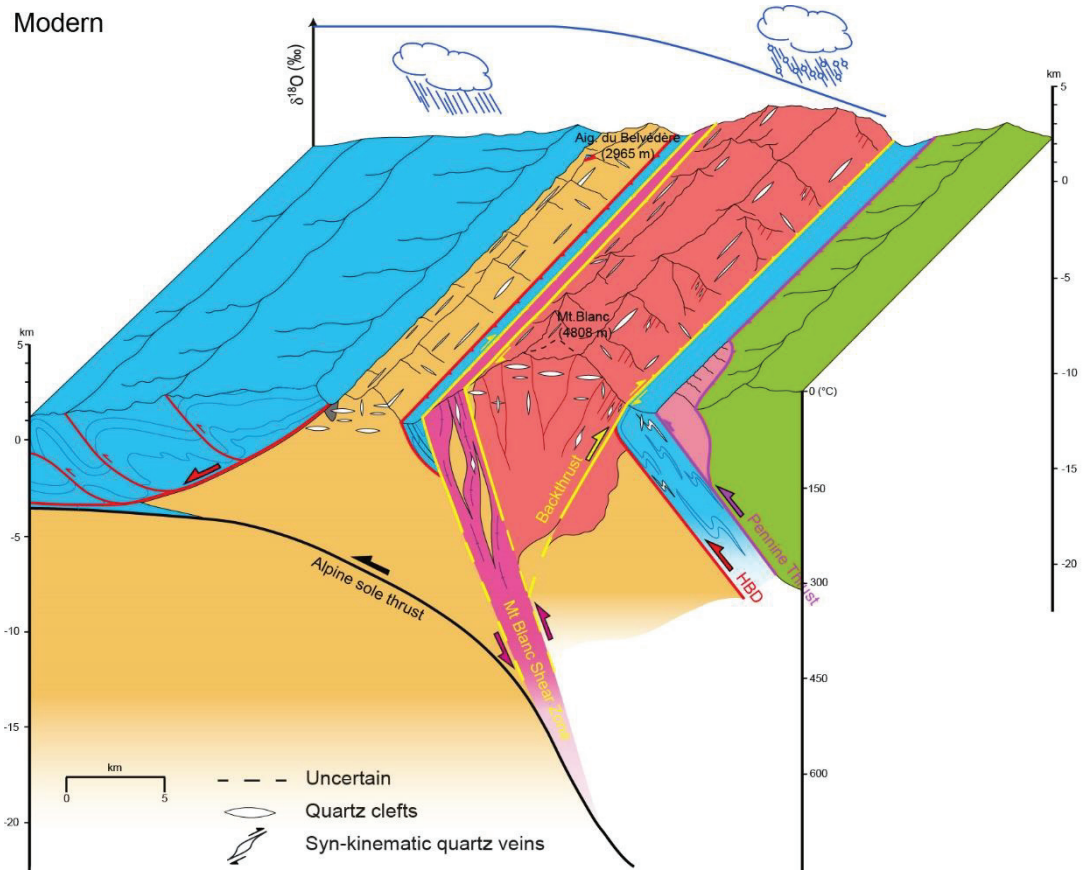


Figure 87: Bloc 3D représentant le massif du MB, des AR et les différentes structures tectoniques alpines (Melis et al., en préparation) (Figure 95, coupe A).

Massif de Belledonne :

Le massif de Belledonne est constitué du rameau externe à l'ouest et du rameau interne à l'est (Figure 86, Figure 88). La bordure ouest du rameau externe est mise en contact avec la couverture mésozoïque par la faille bordière de Belledonne (« Bordier Border Fault », BBF). Vers l'Est, une faille inverse sépare le rameau externe du rameau interne de Belledonne, la faille médiane, au nord du massif une fine épaisseur de mésozoïque est pincée entre les deux rameaux. Le rameau interne de Belledonne est bordé à l'est par un rétrochevauchement qui le met en contact avec la couverture mésozoïque. La partie centrale du rameau interne fait face, à l'est, au massif cristallin du Grand Chatelard.

i. **La faille bordière de Belledonne (Belledonne Border Fault)** est un chevauchement qui place le rameau externe de Belledonne au-dessus de la couverture mésozoïque à l'ouest, il a fonctionné pendant le Miocène jusqu'à environ 12-11 Ma d'après l'âge des dépôts sédimentaires qui scellent ce chevauchement (Kalifi et al., 2021) (Figure 88). Certains considèrent cette structure reprise par du décrochement pendant le Quaternaire (Billant et al., 2015).
ii. **La faille médiane** fait chevaucher le rameau interne de Belledonne sur la fine bande de mésozoïque pincée entre les deux rameaux. Cette faille est considérée par certains auteurs comme la prolongation au sud de la MBsz (Egli et al., 2017). Son fonctionnement est daté à 14,5 Ma (Egli et al., 2017) et pourrait avoir fonctionné jusqu'à 11 Ma d'après l'âge des fentes de quartz horizontales considérées comme associées au fonctionnement de ce chevauchement (Gasquet et al., 2010; Grand'Homme et al., 2016).
iii. **Les rétrochevauchements** se situe principalement sur la bordure est du rameau interne, ils font chevaucher le socle cristallin vers le sud-est sur la couverture mésozoïque (Figure 88). Leur fonctionnement se situe pendant le Miocène (Marquer et al., 2006).

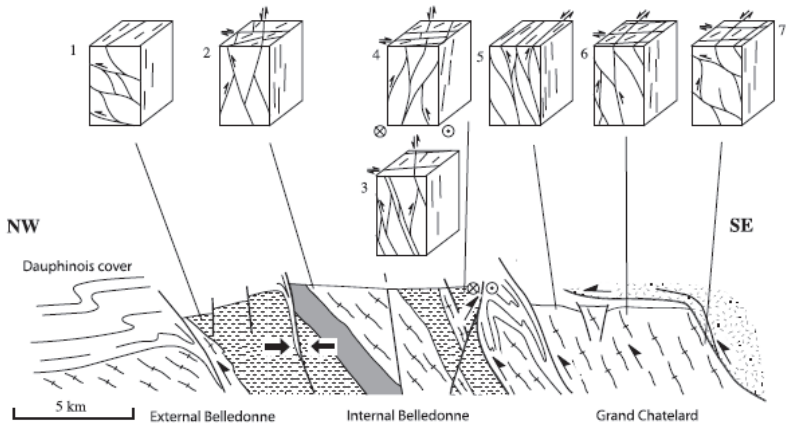


Figure 88: Coupe géologique du massif de Belledonne présentant sa structuration et les structures tectoniques majeures (Marquer et al., 2006).

Les failles décrochantes :

De nombreuses failles décrochantes dextres globalement orientées NNE-SSW parcourent les MCE (Figure 86, Figure 87). Certaines d'entre elles sont aujourd'hui sismiquement actives (Billant et al., 2015; Thouvenot et al., 2003). Leur implication dans l'exhumation des MCE et l'âge du début de leur fonctionnement sont des questions débattues. Certains auteurs les considèrent comme tardives et étant peu responsables de l'édification des MCE (Leloup et al., 2005) alors que d'autres les considèrent comme majeures et reliées à un grand système décrochant partant du Simplon jusqu'à l'Argentera (Egli et al., 2017; Hubbard and Mancktelow, 1992; Mancktelow, 1992; Rolland et al., 2008).

A.3.3. Evolution tectonique des MCE

Au début de la collision alpine, la marge continentale proximale européenne (dauphinoise) (futurs MCE) est partiellement enfouie et intégrée au prisme collisionnel, favorisant le développement d'un métamorphisme schistes verts dans le massif du MB et des Ecrins autour de 30 Ma (e.g. Bellanger et al., 2015; Cenki-Tok et al., 2014; Rolland et al., 2008, 2003) et autour de 26 Ma dans le massif de Belledonne (Nziengui, 1993; Tricart, 2004). Dans un second temps, alors que le front des déformations se propage vers l'ouest, les MCE commencent leur exhumation (Boutoux et al., 2016; Girault et al., 2022; Glotzbach et al., 2011, 2008).

A.3.3.1. Exhumation du MB et des AR

Modèles tectoniques :

Plusieurs modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer l'exhumation du massif du MB et des AR.

1) Certains auteurs mettent l'accent sur l'importance de la MBsz et des rétrochevauchements dans l'exhumation du MB et ne relient pas ces structures aux systèmes de failles décrochantes du Simplon (Figure 89b). Dans ce modèle le HBD est antérieur à la MBsz qui est elle-même considérée comme antérieure aux rétrochevauchements (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023). L'exhumation des AR serait associée au fonctionnement de la rampe de l'AST et des rétrochevauchements jalonnant la bordure ouest du massif.
2) D'autres auteurs considèrent la MBsz et le rétrochevauchement du MB comme la prolongation au sud du système de failles décrochantes du Simplon, et proposent une exhumation en « pop-up » du MB (Egli et al., 2017; Rolland et al., 2008).
3) Un autre modèle propose que le Mont-Blanc soit un pli de socle et que la couverture Mésozoïque n'aurait pas été charriée par le HBD puis recoupée par la MBsz mais plutôt expulsée et plissée en même temps que le socle (Epard, 1986; Escher et al., 1988) (Figure 89a). Ce modèle minimise le rôle de la MBsz et des rétrochevauchements dans l'exhumation du MB et des AR.
4) Un dernier modèle hybride entre le (1) et le (3) a été proposé. La couverture mésozoïque n'aurait pas été décollée et expulsée par le fonctionnement de chevauchements comme la MBsz. Les rétrochevauchements sont considérés comme des failles normales inversés et leur importance est minimisée (Bellahsen et al., 2014; Boutoux et al., 2016). Ce modèle intègre un écaillage de la croûte au-dessus de la rampe de l'AST qui impliquerait une surrection sous les AR par empilement de ces écailles (Burkhard and Sommaruga, 1998).

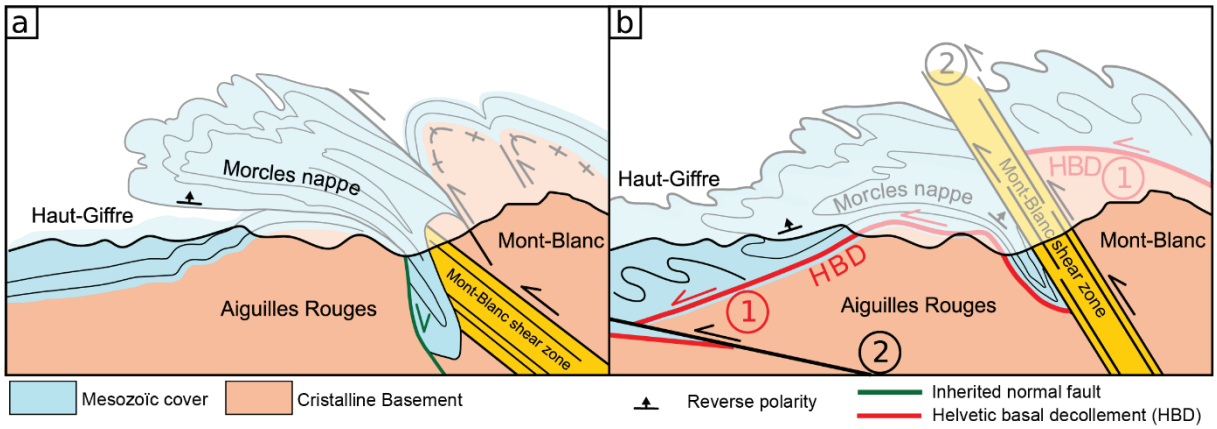


Figure 89: Les différents modèles tectoniques proposés pour le massif du MB et des AR. (a) Expulsion de la couverture Mésozoïque et exhumation du MB par plissement du socle (Bellahsen et al., 2014; Epard, 1986; Escher et al., 1988). (b) Décollement de la couverture dans un premier temps par le HBD et exhumation du MB par le biais de la MBsz (Egli and Mancktelow, 2013; Leloup et al., 2005).

Thermochronologie du massif du MB :

De nombreuses données thermochonologiques de basse température existent sur le massif du MB ((U-Th)/He, traces de fission) et ont permis de contraindre l'histoire d'exhumation du massif.

Le refroidissement progressif du MB pendant son exhumation est contraint par plusieurs thermochronomètres (traces de fission sur zircon et apatites, Hélium sur zircon et apatite) et des modélisations numériques (Pecube, HeFty). Ces données indiquent que l'exhumation du MB s'est faite par pallier avec phase rapide entre 18 et 14 Ma (0,7km/Ma ; 35°C/Ma), un ralentissement entre 14 et 8 Ma puis une deuxième accélération entre 8 et 4 Ma (20-45°C/Ma) (Boutoux et al., 2016; Glotzbach et al., 2011) (Figure 90). Glotzbach et al., (2011) suggèrent un pic d'exhumation très tardif après 1 Ma.

Thermochronologie du massif des AR :

L'exhumation des AR est semblable à celle du MB avec une phase globalement lente entre 16 et 8 Ma (5-15°C/Ma) et une accélération entre 8 et 4 Ma (20-45°C/Ma) (Boutoux et al., 2016) (Figure 90). Les données He sur apatite indiquent un pic d'exhumation très tardif (>1Ma) au nord du massif des AR (Valla et al., 2011).

A.3.3.2. Exhumation du massif de Belledonne

Thermochronologie du massif de Belledonne :

Les données de trace de fission sur zircon indiquent que le granite de la Lauzière (rameau interne de Belledonne) était enfoui à 10km de profondeur autour de 15 Ma (Janots et al., 2019). A partir de données thermochronométriques Girault et al., (2022) suggèrent une exhumation linéaire du massif de 16 Ma à aujourd'hui (16°C/Ma) (Figure 90). Cependant leur modélisation montre que d'autres scénarii, comme une exhumation par pallier, pourrait être valable.

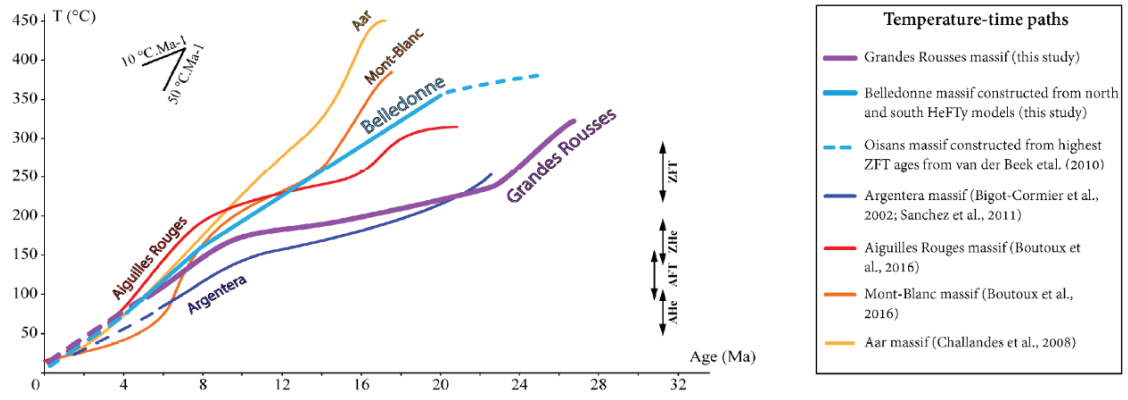


Figure 90 : Trajets d'exhumation température-temps pour le massif du MB, des AR et de Belledonne mis en perspectives avec les trajets des autres MCE (Girault, 2020).

A.3.3.3. Conclusion sur l'histoire tectonique du MB, des AR et de Belledonne

En résumé, l'histoire de l'exhumation de ces MCE est principalement contrainte par la datation du fonctionnement des failles avec la géochronologie et l'histoire du refroidissement des massifs au cours de leur exhumation via la thermochronologie. Ces méthodes donnent des informations sur l'exhumation des roches avant d'atteindre la surface mais ne donne aucune information sur le soulèvement de la surface elle-même (« surface uplift »). L'histoire de la surrection des massifs et de la variation de leur topographie ne peut être contrainte que par la paléoaltimétrie. Dans la partie 2 nous présenterons une reconstitution de la surrection du MB, des AR, et de Belledonne en appliquant notre méthode basée sur la composition isotopique des IFs dans les veines de quartz et la relation entre la composition isotopique des précipitations et la topographie. Cette méthode nécessite de connaître le trajet des précipitations depuis leur infiltration en surface jusqu'à leur circulation dans la croûte continentale. Dans le prochain

paragraphe sera présenté une synthèse bibliographique sur la relation entre la composition isotopique des précipitations modernes et la topographie dans les Alpes occidentales. Dans un deuxième temps, seront présentées certaines caractéristiques des paléo-systèmes hydrothermaux alpins (nature des fluides, température et âge) associés à la formation de veines de quartz.

A.4. L'eau météorique dans les Alpes et sa composition isotopique

Dans les Alpes occidentales les précipitations modernes sont principalement contrôlées par les vents provenant de l'ouest en hiver et les vents provenant du nord en été (Sturman and Wanner, 2001) (Figure 91). Aux pieds des Alpes (entre 400 et 500m d'altitude), le $\delta^{18}O$ et δD des précipitations long termes sont de -9 ‰ à -10 ‰ et de -60 ‰ à -75 ‰ respectivement (stations IAEA de Thonon-les-Bains, Bern et Sion). Sur les reliefs, le $\delta^{18}O$ et le δD atteignent respectivement -18.02 ‰ et -144.25 ‰ à 2660 m d'altitude sur le massif du MB et -14,4 ‰ et -118 ‰ à 2500m d'altitude sur le massif du Chenaillet (Gardien et al., soumis). Globalement, dans les Alpes Centrales, le gradient isotopique (changement de la composition isotopique en fonction de l'altitude) mesuré sur les précipitations est d'environ -0,2‰/100m (Longinelli and Selmo, 2003; Schürch et al., 2003).

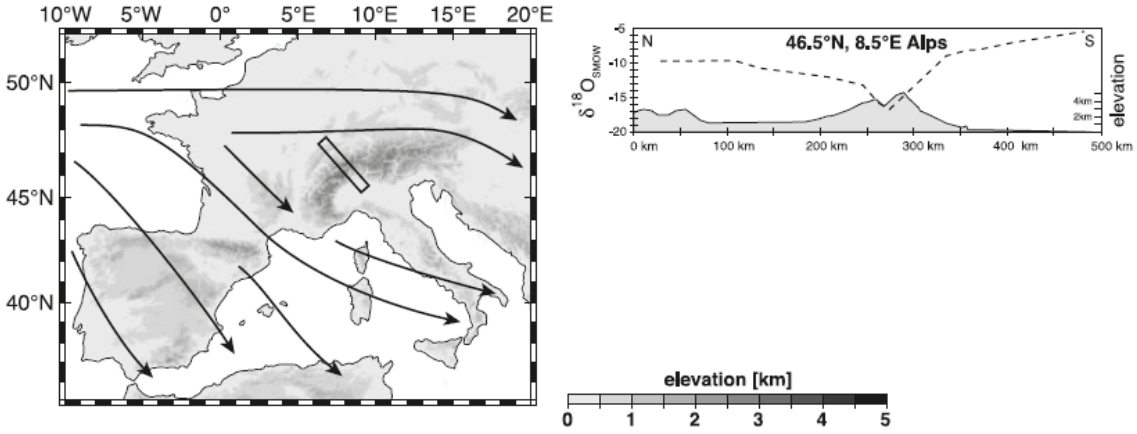


Figure 91: Gauche : Carte montrant la direction principale des masses d'airs dans les Alpes. Droite : Composition isotopique de l'oxygène des précipitations au travers des Alpes (Blisniuk and Stern, 2005).

Une partie des précipitations ruisselle et nourrit les fleuves comme le Rhône qui prend sa source au sud du massif de l'Aar (Alpes Centrales) et présente une composition long-terme moyenne de -14‰ pour le $\delta^{18}O$ et -100‰ pour le δD (Halder et al., 2013). Des mesures effectuées dans le tunnel du Mont Blanc impliquent qu'une autre partie des précipitations s'infiltre dans les premiers kilomètres de la croûte, et enregistre dans composition isotopique les variations spatiales de topographie (Fontes et al., 1978). Cette eau d'infiltration rejaillissent

aujourd'hui aux pieds du MB et des AR sous la forme d'eaux thermales à Saint-Gervais-Les-Bains, Lavey-Les-Bains et au Val d'Illiez à des températures allant de 10 à 65°C après avoir circulé environ 8000 ans dans la croûte (Sonney, 2010). Leur composition isotopique (12,51 ‰ à -13,51 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et -90,1 ‰ à -97,1‰ pour le δD) indique une altitude d'infiltration relativement élevée (1700 à 2100m) (Sonney, 2010). Aux pieds du massif de Belledonne les eaux thermales de Salins-les-thermes et La Léchère sortent à des températures allant de 30 à 53°C et leur composition isotopique (-13,19 ‰ et -13,01 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et -96,10 ‰ -91,40 ‰ pour le δD, respectivement) indique une altitude d'infiltration entre 2450 et 2644m (Simeon, 1980).

A.4.2. Les paléo-circulations hydrothermales dans les Alpes

Paléo-circulation de fluides dans les Alpes :

Les paléo-circulations hydrothermales alpines ont principalement été étudiées par le biais de la microthermométrie sur les IFs des veines de quartz et de la géochronologie. Une compilation réalisée par Gnos et al., (2021) permet de visualiser les relations entre la composition des IFs (majoritairement composées d'H_2O, CO_2, CH_4 ou d'hydrocarbures), la position des veines de quartz dans la chaîne, leur âge et leur style tectonique (Figure 92, Figure 93, Figure 94). La majorité des veines de quartz se sont formées pendant la collision alpine. L'âge de ces veines indique que les paléo-systèmes hydrothermaux les plus anciens (36 à 32 Ma) ont fonctionné pendant la structuration des zones internes alors que les plus récents (12 à 6 Ma) sont plutôt localisés dans les MCE et sont associés à des fluides aqueux (Gnos et al., 2021).

La composition isotopique des fluides associés à ces paléo-systèmes hydrothermaux anciens n'est quasiment jamais connue directement. Gardien et al., (soumis) sont les seuls à avoir mesuré la composition isotopique des IFs dans les zones internes des Alpes. Les auteurs ont mesuré le $\delta^{18}O$ et le δD d'IFs provenant de veines de quartz du massif du Chenaillet et les valeurs obtenues ($\delta^{18}O$ = -6,4 ‰ à -16,9 ‰ et δD = -79,4 ‰ à -120,3 ‰) indiquent une origine météorique pour ces fluides.

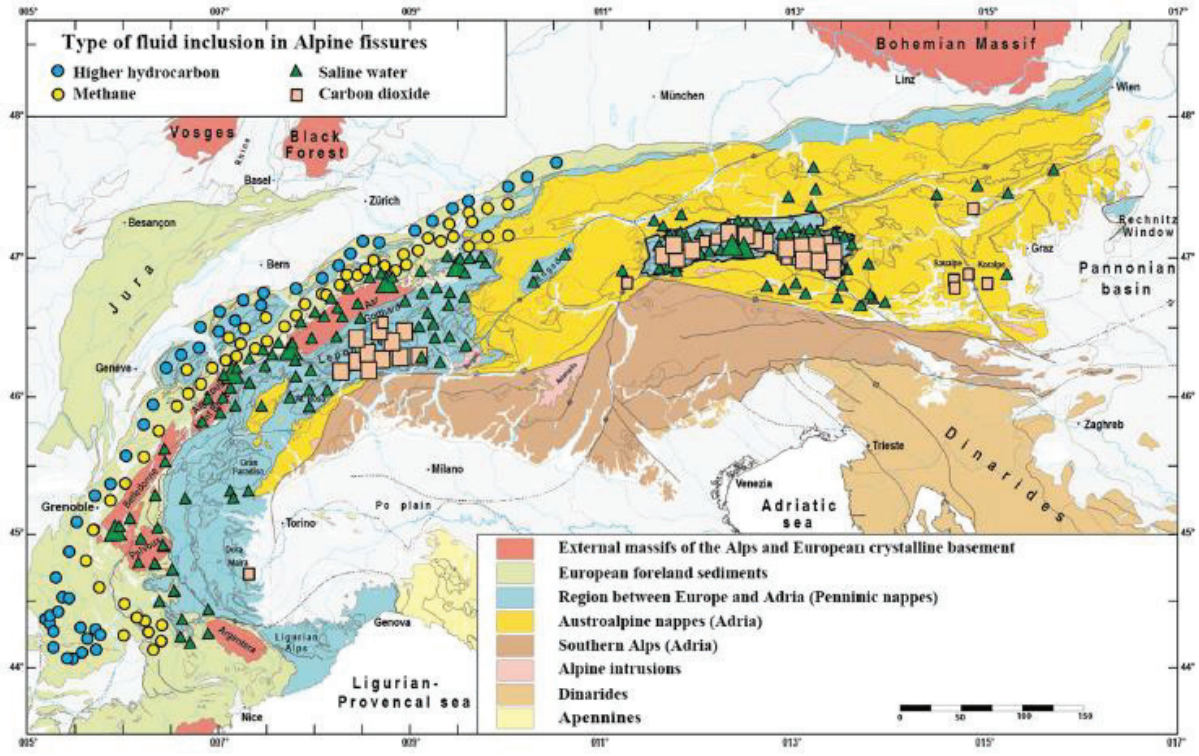


Figure 92: Carte tectonique simplifiée des Alpes et répartition spatiale des différents types d'IFs dans les fentes de quartz (Gnos et al., 2021).

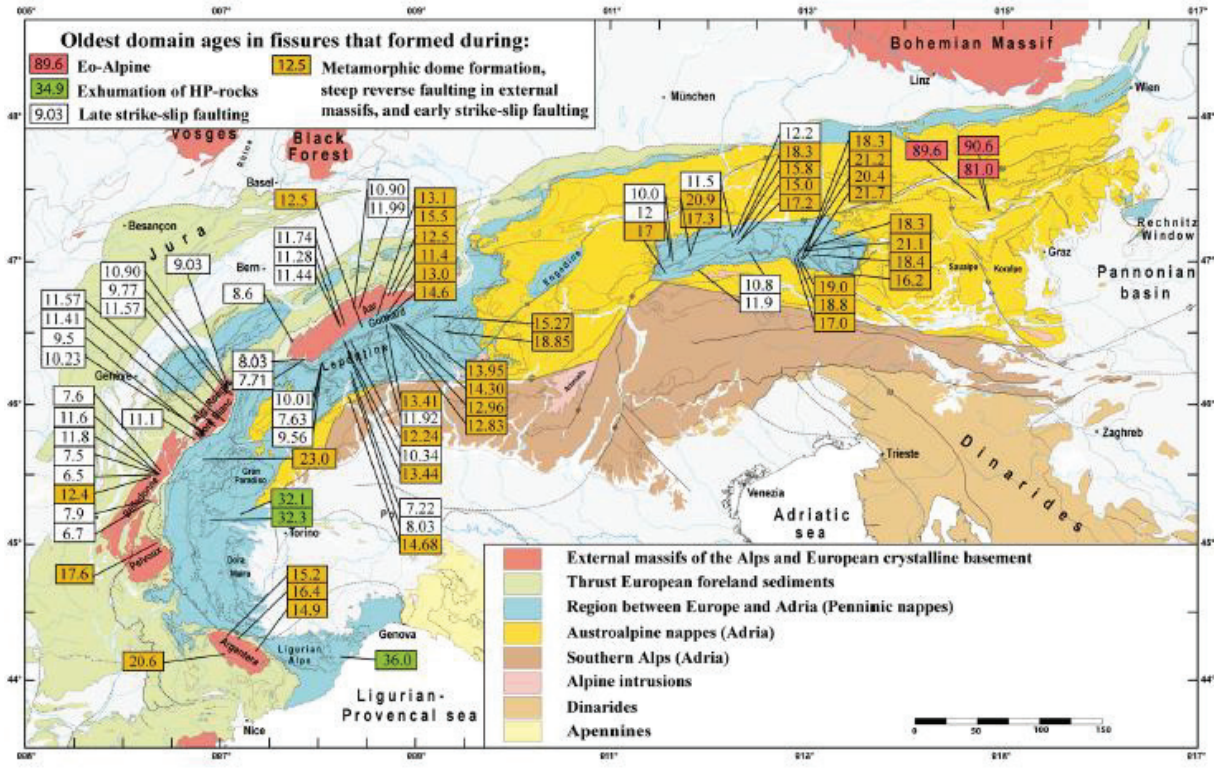


Figure 93: Répartition des différentes générations de fentes de quartz dans les Alpes selon l'âge de leur formation (Gnos et al., 2021).

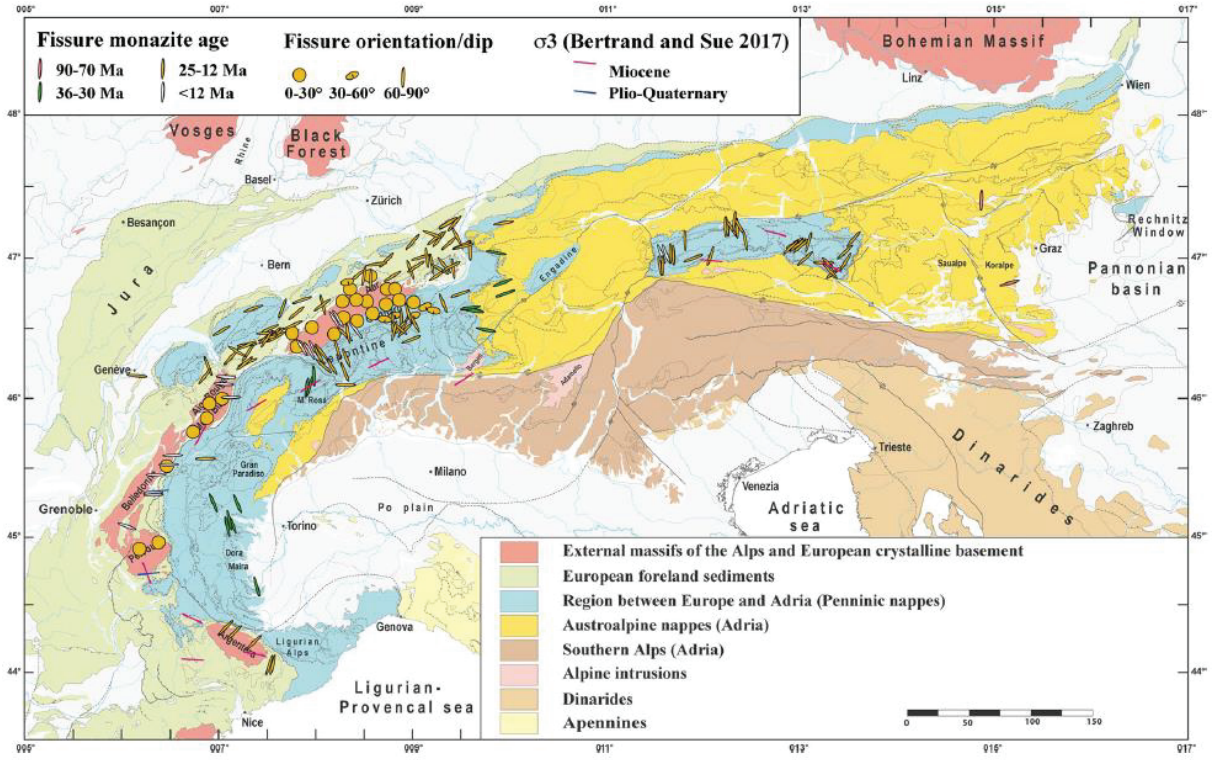


Figure 94: Répartition des différentes générations de fentes de quartz selon leurs caractéristiques structurales (Gnos et al., 2021).

Campani et al., (2012) ont calculé la composition isotopique des fluides ayant circulé pendant le fonctionnement de la faille du Simplon (zones internes des Alpes Centrales) à partir du δD des muscovites, des biotites et des chlorites hydrothermales. Les valeurs $\delta D_{(calculé)}$ comprises entre -96,1 ‰ et -106,7 ‰ suggèrent une nature météorique des fluides. Les âges Ar-Ar sur muscovites datent la circulation des fluides vers 15 Ma.

Paléo-circulation de fluides dans les MCE :

Le massif du MB réputé pour ces fours à quartz prisés par les cristalliers a été le siège d'évènements tectono-hydrothermaux importants qui ont été datés entre 16 et 11 Ma sur des fentes horizontales (Grand'Homme et al., 2016; Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014) et 9 à 7 Ma sur des fentes verticales (Bergemann et al., 2019). Les études microthermométriques indiquent que ces événements hydrothermaux ont majoritairement impliqués des fluides aqueux ayant circulé a des températures de l'ordre de 300 à 350°C (Fabre et al., 2002; Gardien et al., soumis; Marshall et al., 1998; Poty, 1967). Dans le massif de Belledonne les paléo-systèmes hydrothermaux ont fonctionné entre 12 et 5 Ma (Gasquet et al., 2010; Grand'Homme et al., 2016; Janots et al., 2019) et impliquent des fluides majoritairement aqueux ayant circulé à 300-320°C (Janots et al., 2019).

Dans les MCE, la composition isotopique des fluides associés aux paléo-systèmes hydrothermaux alpins est peu renseignée. Les mesures directes sont peu nombreuses, Sharp et al., (2005) ont mesuré le δD des IFs dans les veines de quartz du massif du Gottard en Suisse et montrent une gamme de composition assez large (δD = -20 à -80‰ pour la plupart des échantillons) et une signature potentiellement météorique pour deux échantillons (δD = -92 ‰ et -126 ‰). Les travaux de Gardien et al., (soumis) sont présentés dans le chapitre 2, les mesures du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs dans les fentes de quartz horizontales du massif du MB donnent des valeurs de -4,6 ‰ à -9,5 ‰ et de -33,2 ‰ à -68,8 ‰ respectivement. Ces résultats divergent des travaux basés sur le $\delta^{18}O$ du quartz des fentes qui aboutissent à une origine métamorphique des fluides avec des $\delta^{18}O_{(calculé)}$ allant de 0,57 ‰ à 21,23‰ (Rossi and Rolland, 2014).

Dans la partie suivante nous présenterons de nouvelles données isotopiques ($\delta^{18}O$ et δD) mesurées sur des IFs provenant de plusieurs générations de veines de quartz du MB, des AR et de Belledonne. Nous verrons que la composition de ces IFs nous permettra de proposer une reconstitution de l'évolution altitudinale de ces massifs pendant le Miocène.

Partie 2. Paléoaltimétrie des massifs cristallins externes

A. Cadre général de l'étude

L'étude présentée dans le chapitre 2 (Gardien et al., soumis *Geochemical perspectives letters*) a montré le potentiel de l'utilisation conjointe de l'analyse du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs dans les fentes de quartz, de la microthermométrie et de la datation des fentes pour reconstituer la circulation des paléo-fluides météoriques dans la croûte continentale et son application pour les reconstitutions paléoaltimétriques. Les données microthermométrique sur ces IFs ont montré que les fluides ont circulé à des températures de 300 à 350°C (Fabre et al., 2002; Gardien et al., soumis; Marshall et al., 1998; Poty, 1967). La datation des fentes a permis de contraindre l'âge de la circulation des fluides météoriques entre 16 et 11 Ma (Bergemann et al., 2019; Gardien et al., soumis; Grand'Homme et al., 2016; Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014).

Les travaux présentés ici complètent et intègrent l'échantillonnage de l'étude précédente avec au total 38 veines et fentes de quartz différentes étudiées. Ces nouveaux échantillons ont été prélevés sur les deux versants du massif du MB (Figure 95, Figure 96, Figure 97), dans le massif des AR et au Nord du rameau interne de Belledonne (Figure 98). La plupart des échantillons sont des fentes horizontales semblables à celles analysées par Gardien et al., (soumis) ainsi que des fentes de quartz verticales, des veines syn-cinématiques et une mylonite de quartz.

Le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs de ces différentes générations de veines et de fentes sera comparée à la composition des paléo-précipitations au pieds des Alpes et dans les zones internes au Miocène afin de reconstituer les paléo-reliefs du massif du MB, des AR et de Belledonne pendant le Miocène. Enfin, l'impact de la tectonique et du climat sur la surrection des MCE sera discutée au regard des données paléoaltimétriques, sédimentologiques et thermochronologiques dans les Alpes externes. Ces travaux ont donné lieux à un article en préparation pour *Earth and Planetary Science Letters* dont le manuscrit est joint à la fin de cette partie.

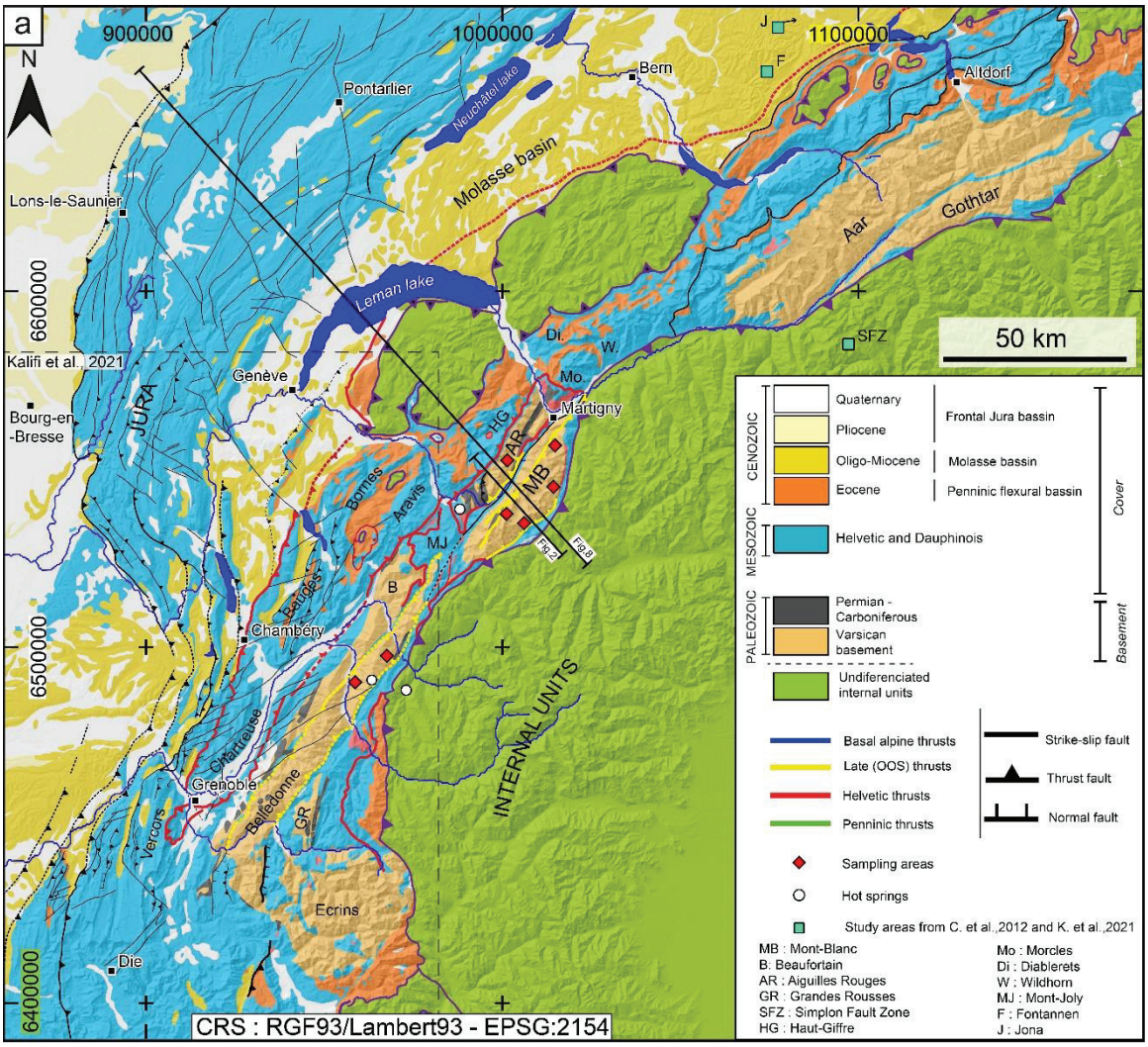


Figure 95: Schéma structurale des MCE (modifié d'après Mercier et al., 2023).

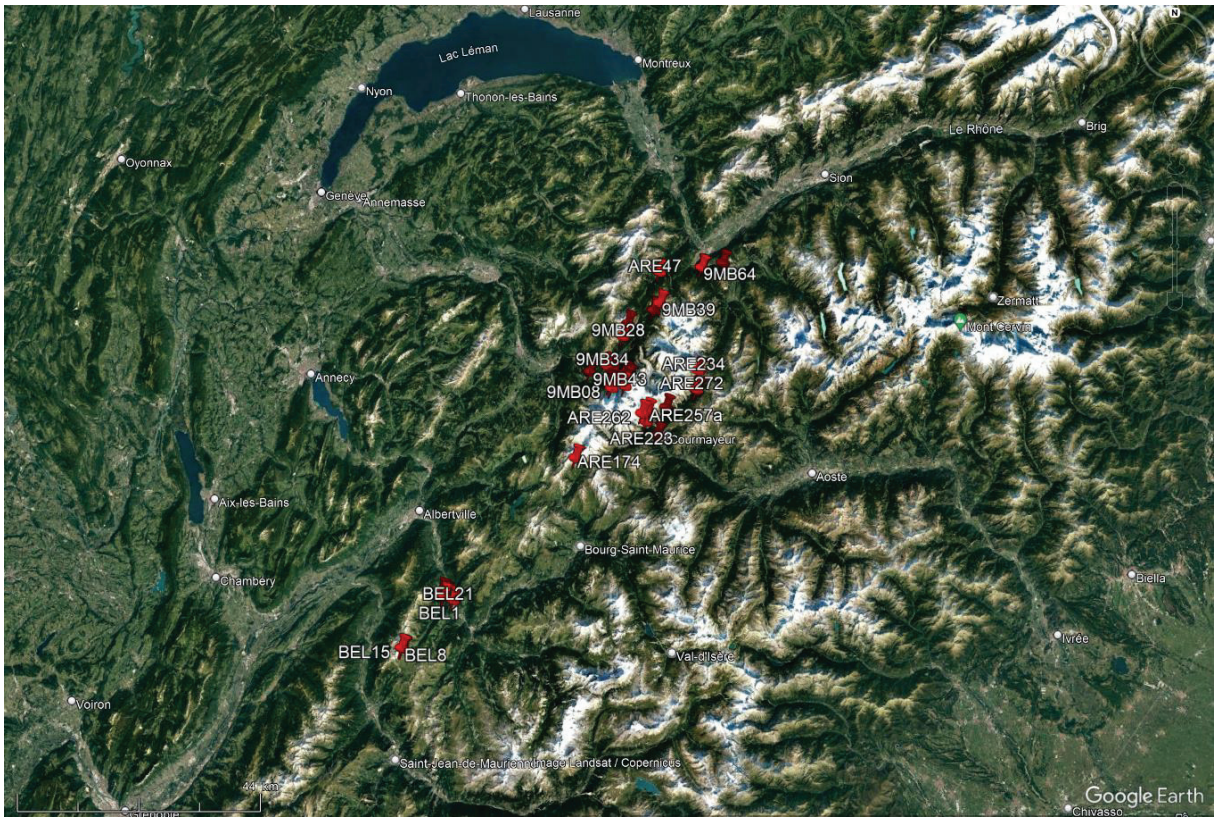


Figure 96: Localisation des échantillons dans les massifs du MB, des AR et de Belledonne.

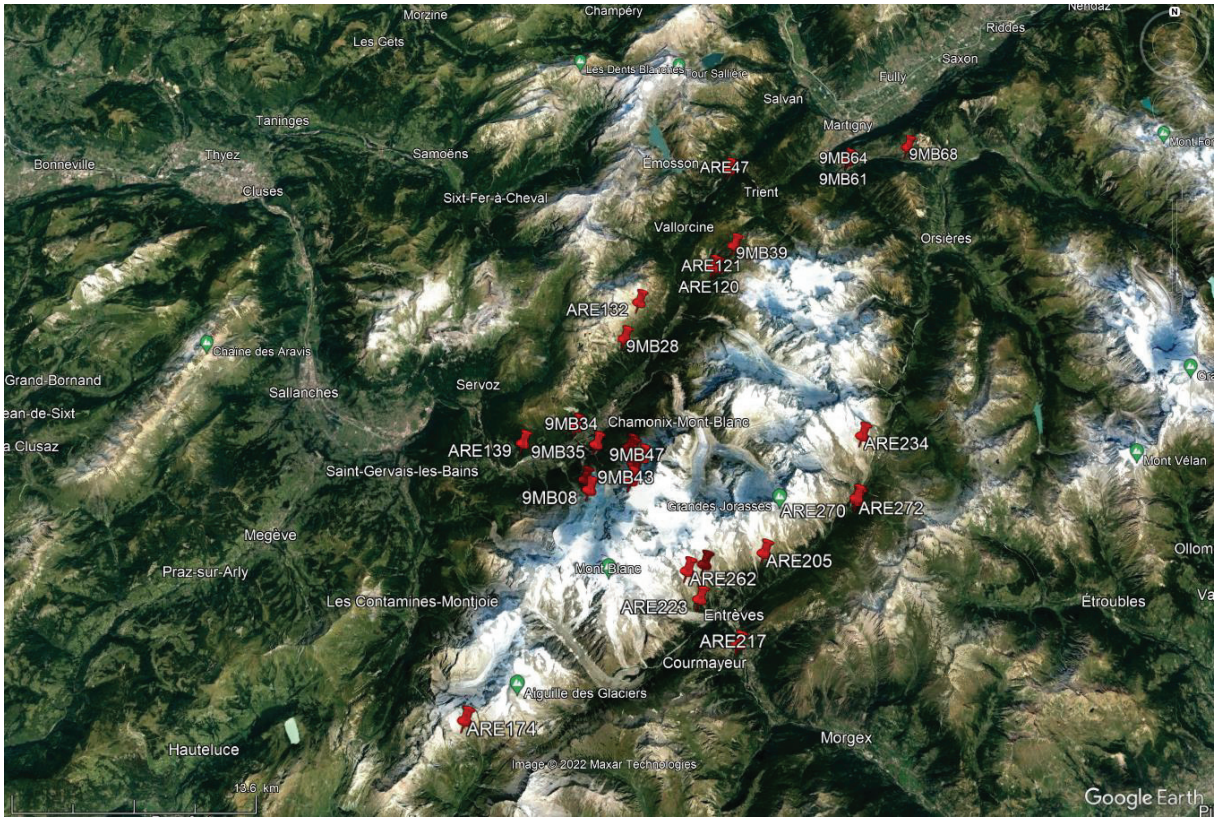


Figure 97: Vue zoomée sur la localisation des échantillons dans le massif du MB et des AR.

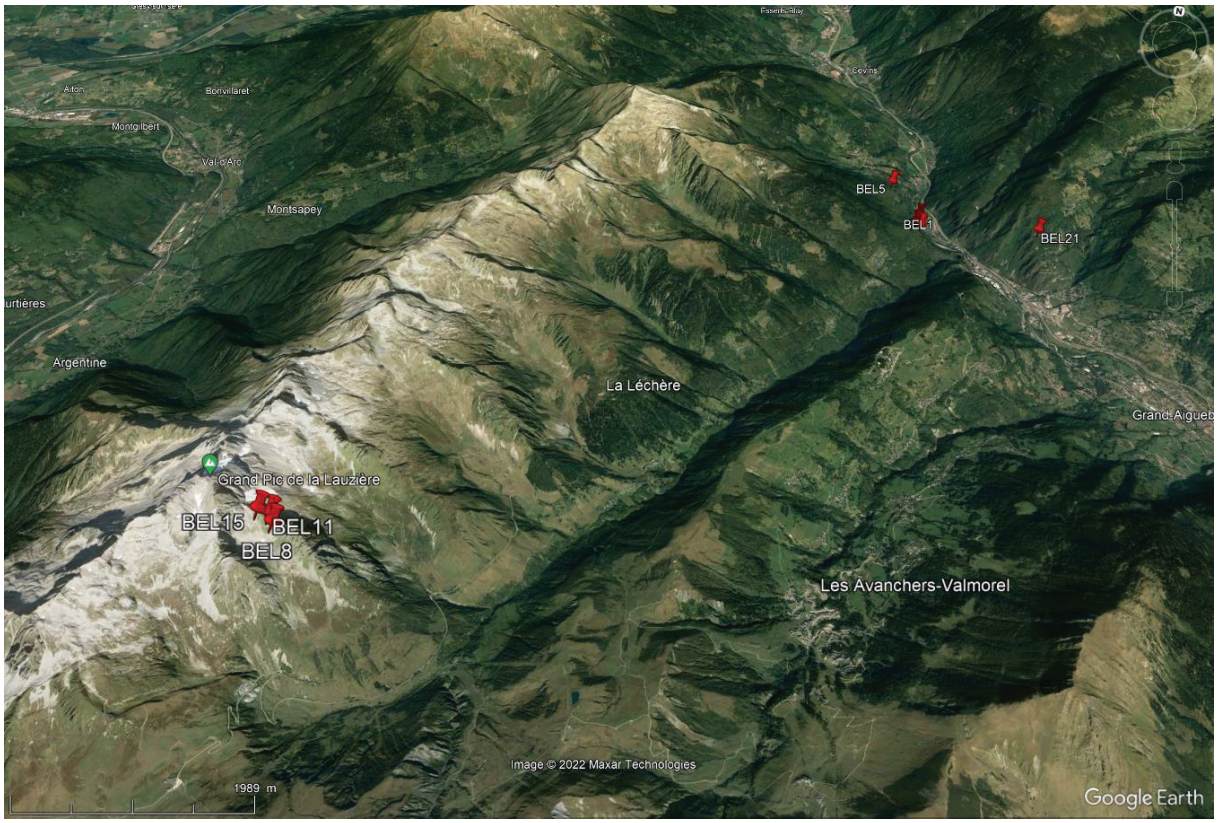


Figure 98: Vue zoomée de la localisation des échantillons dans le massif de Belledonne.

B. Description des échantillons

B.1. Morphologie des veines de quartz

Les veines et les fentes ont été échantillonnées dans des roches encaissantes diverses allant du socle cristallin hercynien granitique et métamorphique (micaschiste, paragneiss, orthogneiss) aux formations sédimentaires du Carbonifère (schistes noirs, grès) à la couverture carbonatée du mésozoïque (schistes marno-calcaires) (Table 8).

Les fentes :

Comme discuté dans le chapitre I.B.1 les fentes de quartz correspondent au remplissage par du quartz de fentes de tensions (fractures de mode 1) horizontales (et subhorizontales) (Figure 99) ou verticales (ou subverticales) (Figure 100, Figure 101). Dans les MCE, les fentes recoupent la foliation et la schistosité associées à la déformation alpine.

Figure 99 : Fente de quartz subhorizontale (BEL6) encaissée dans la mylonite hercynienne du massif de Belledonne.

Figure 100: Fente de quartz verticale (BEL1) recoupant une fente de quartz horizontale (BEL2) au sein de la mylonite hercynienne du massif de Belledonne.

Figure 101 : Fente de quartz verticale ARE272 échantillonnée dans la couverture mésozoïque sur la bordure est du massif du MB. Cette photo illustre le lien entre la fracturation et les fentes verticales

Les veines syn-cinématiques :

Les veines syn-cinématiques ont été échantillonnées dans le HBD (ARE217 et ARE270) (Figure 103), la MBsz (ARE120, 9MB08, ARE121, 9MB62) (Figure 102) et le rétrochevauchement du MB (ARE234 et ARE262) (Figure 104). Elles se disposent parallèlement à la schistosité ou à la foliation et sont souvent légèrement boudinées. Elles sont parfois associées à des critères de cisaillement et sont interprétées comme étant synchrone de la déformation (Figure 102) (voir chapitre I.B.2.).

Figure 102: Veine de quartz syn-cinématique (ARE120) associée au fonctionnement de la MBsz dans la couverture mésozoïque à l'ouest du massif du MB.

Figure 103: Veine de quartz syn-cinématique (ARE270) échantillonnée dans la couverture mésozoïque déformée par le HBD à l'est du massif du MB.

Figure 104: Veine de quartz syn-cinématique (ARE262) associée à des phyllonites dans les zones de cisaillements du rétrochevauchement du MB (bordure est).

B.2. Texture du quartz et typologie des inclusions fluides

La plupart des quartz étudiés à partir des veines sélectionnées présentent la même texture (pas ou peu de recristallisation en bulging) et d'IFs (principalement des pseudo-secondaires) que les veines décrites dans le chapitre 2.

Le quartz 9MB52 (Figure 105) de la mylonite échantillonnée dans la MBsz présente une texture différente, caractérisé par un degré de recristallisation en sub-grain rotation (SGR) indiquant une déformation plus importante que dans les veines syn-cinématique. Au sein de la

mylonite, les IFs sont de très petites tailles (< 5µm), rendant les études microthermométriques compliquées voire impossibles.

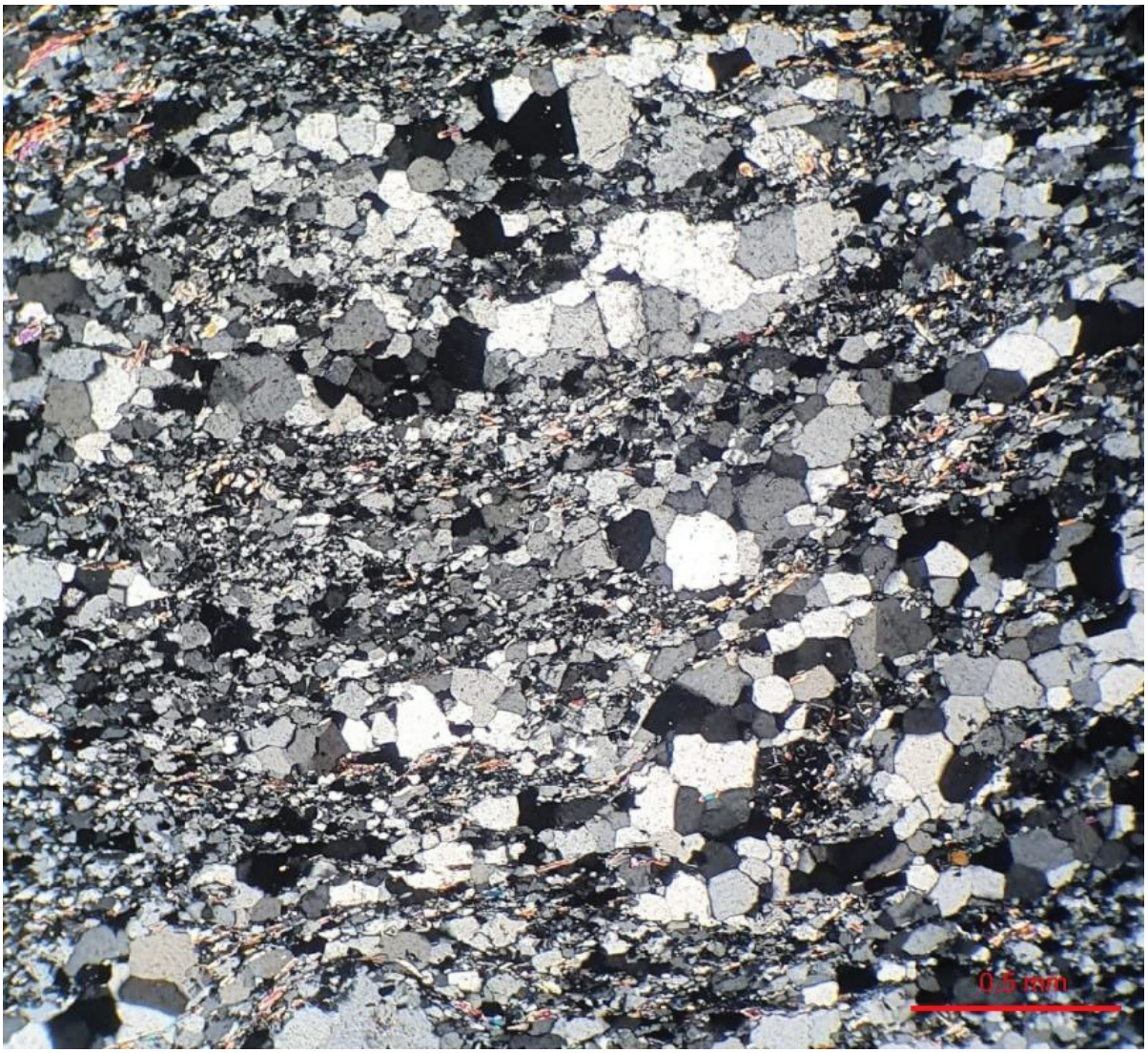


Figure 105: Vue en lame mince de l'échantillon 9MB52, la texture du quartz présente un degré de recristallisation important, en rotation de sous grain (SGR).

C. Résultats

Les analyses du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs provenant des 38 veines échantillonnées (incluant les échantillons de la précédente étude) sont comprises entre 4,20 ‰ et -10.55 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et -36.91 ‰ et -76.81 ‰ pour le δD (Table 8, Figure 106).

Table 8: Description des veines de quartz et composition isotopique des IFs.

Sample	$\delta^{18}O_{water}$(‰)	δD_{water} (‰)	Vein generation	Strike ; Dip	Host rock	Localisation	Elevation (m)
ARE217	-8.75	-63.37	Syn-kinematic (HBD)	Fo : N36 ; 60°SE	Orthogneiss	Mont-Blanc SE side	1276
ARE270	-4.35	-62.42	Syn-kinematic (HBD)	Fo : N13 ; 73°E	Mezosoïc carbonaceous schist	Mont-Blanc SE side	1777
9MB52	4.20	-34.05	Quartz ultramylonite (MBsz)	Fo : N40 ; 57SE	Granite	Mont-Blanc NW side	2364
ARE120	-6.22	-78.90	Syn-kinematic (MBsz)	S1 : N176 ; 25°E	Mezosoïc carbonaceous schist	Mont-Blanc NW side	1630
9MB08	-1.76	-54.78	Syn-kinematic (MBsz)	Fo : N45 ; 60°SE	Micaschiste	Mont-Blanc NW side	2535
ARE121	-1.77	-51.85	Syn-kinematic (MBsz)	Fo : N46 ; 60 °SE	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	1630
9MB62	-7.16	-59.37	Syn-kinematic (MBsz)	Fo : N30 ; 85°SE	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	653
ARE262	-8.57	-51.26	Syn-kinematic (MB Backthrust)	Fo : N10 ; 50°W	Granite	Mont-Blanc SE side	2714
ARE234	-3.19	-58.05	Syn-kinematic (MB Backthrust)	Vein : N52 ; 72°NW	Altered granite	Mont-Blanc SE side	2868
9MB56	-6.06	-45.95	Cross-cut alpine foliation	Cleft : N30 ; 60°NW	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	2319
9MB61	-5.03	-38.23	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	653
9MB47	-4.55	-45.04	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc NW side	2610
9MB35	-7.33	-58.01	Horizontal	/	Gneiss	Mont-Blanc NW side	1216
9MB39	-5.8	-50.1	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	2263
9MB44	-8.02	-68.8	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc NW side	3759
9MB64	-6.61	-38.01	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	653
9MB43	-7.1	-44.84	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc NW side	3804
9MB55	-9.06	-50.87	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	2319
9MB68	-7.37	-41.89	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	1081
ARE257a	-7.31	-44.3	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc SE side	2660
ARE223	-6.18	-57.37	Horizontal	/	Mylonitic granite	Mont-Blanc SE side	1628
9MB11	-5.92	-38.38	Vertical	Cleft : N50 ; 90°	Gneiss	Mont-Blanc NW side	2200
ARE272	-7.47	-82.88	Vertical	Cleft : N100 ; 90°	Mezosoïc carbonaceous schist	Mont-Blanc SE side	1802
ARE205	-5.86	-58.64	Vertical	Cleft : N126 ; 90°	Cataclastic granite	Mont-Blanc SE side	2136
ARE174	-8.64	-66.37	Sub-Vertical	Cleft : N105 ; 70°N	Migmatitic gneiss	Mont-Blanc SE side	2658
ARE47	-4.85	-36.91	Syn-kinematic (AR Backthrust)	S1 : N20 ; 42°NW	Carboniferous schist	Aiguilles Rouges	1185
9MB34	-6.62	-63.04	Horizontal	/	Orthogneiss	Aiguilles Rouges	1080
ARE139	-7.21	-71.97	Horizontal	/	Carboniferous schist	Aiguilles Rouges	1346
9MB28	-10.55	-76.81	Vertical	Cleft : N130 ; 90°	Gneiss	Aiguilles Rouges	1970
ARE132	-6.75	-75.33	Vertical	Cleft : N124 ; 90°	Gneiss	Aiguilles Rouges	2258
BEL6	-4.24	-42.60	Horizontal	/	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	484
BEL2	-5.02	-48.40	Horizontal	/	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	472
BEL8	-2.18	-37.06	Horizontal	/	Mylonitized granite	Internal Belledonne	2427
BEL11	-5.25	-39.05	Horizontal	/	Mylonitized granite	Internal Belledonne	2488
BEL21	-2.73	-35.33	Vertical	Cleft : N140 ; 90°	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	970
BEL15	-7.03	-52.86	Vertical	Cleft : N120 ; 90°	Myolnitized granite	Internal Belledonne	2471
BEL1	-3.30	-36.76	Sub-Vertical	Cleft : N62 ; 76°NW	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	472
BEL5	-5.20	-58.03	Sub-Vertical	Cleft : N90 ; 76°N	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	736

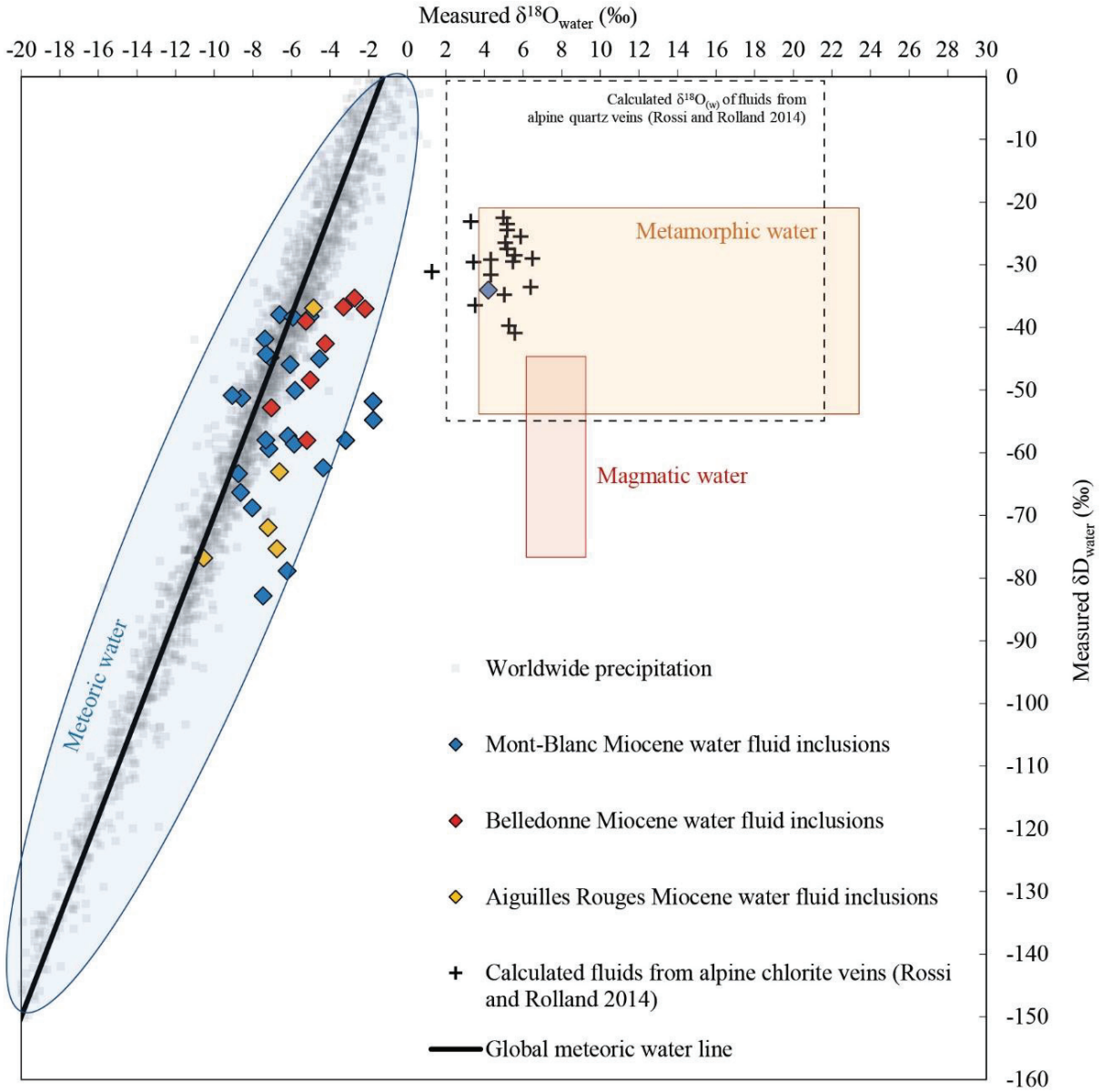


Figure 106: Diagramme présentant le δ18O vs le δD mesurés sur les IFs des fentes de quartz des différents massifs étudiés. La composition des différents réservoirs est représentée (Hoefs, 2018). Les valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées sur le quartz des fentes horizontales du MB (Rossi and Rolland, 2014) sont également représentées.

Le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs ne présentent pas de relation avec l'altitude d'échantillonnage des veines (Figure 107, Figure 108, Figure 109).

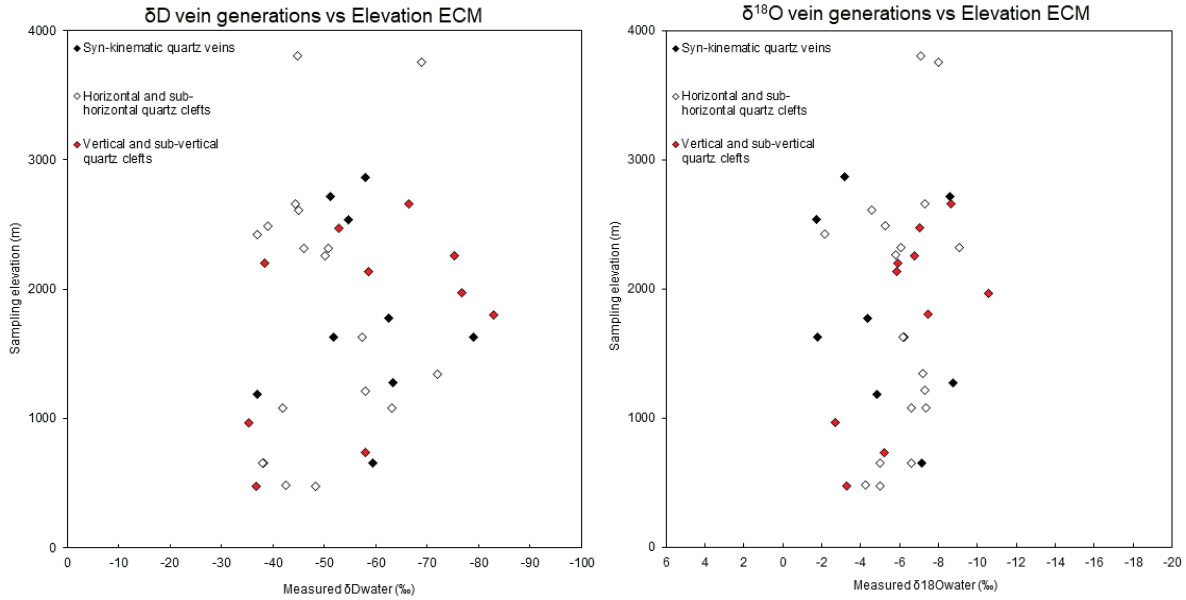


Figure 107 : Diagrammes présentant le $\delta^{18}O$ δD des IFs en fonction de l'altitude d'échantillonnage pour chaque type de veine de quartz.

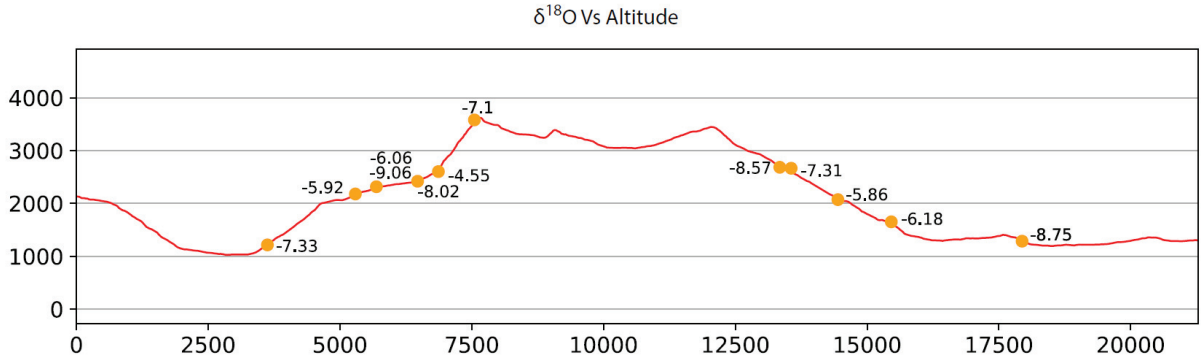


Figure 108: Profil topographique au travers du massif du MB sur lequel sont placés les sites d'échantillonnage des veines et le $\delta^{18}O$ des IFs (Figure 95, coupe A).

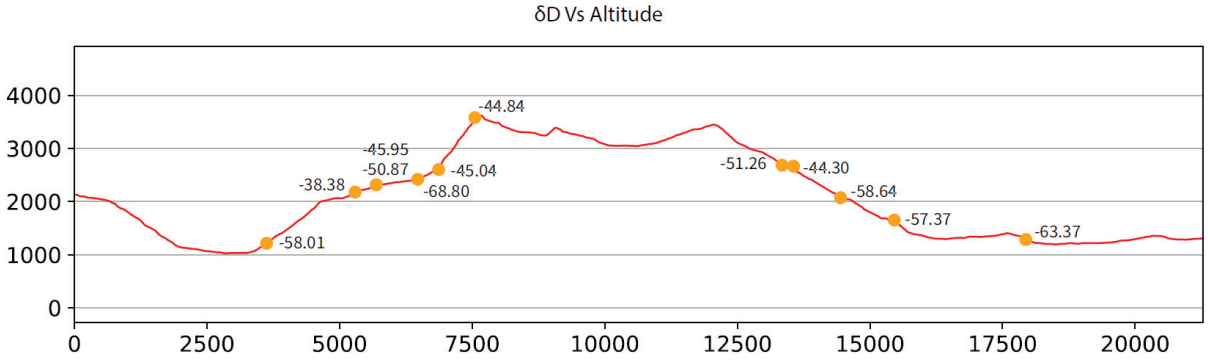


Figure 109: : Profil topographique au travers du massif du MB sur lequel sont placés les sites d'échantillonnage des veines et le δD des IFs (Figure 95, coupe A).

La grande majorité des échantillons (34 sur 38), provenant des trois massifs forment un groupe de données plutôt homogène avec des $\delta^{18}O$ allant de -2,18 ‰ à -10,55 ‰ et des δD allant de -35,33 ‰ à -82,88 ‰ et s'alignent avec la droite des eaux météorique de Craig, (1961) impliquant une origine météorique (Figure 106).

Les trois veines encaissées dans les roches carbonatées de la couverture mésozoïque se détachent du groupe principal avec des $\delta^{18}O$ relativement positifs et des δD relativement négatifs ($\delta^{18}O$ = -4,35 ‰ à -7,47 ‰ et δD = -62,42 ‰ à -82,88 ‰). La composition des IFs de la mylonite 9MB52 est compatible avec une signature métamorphique ($\delta^{18}O$ = 4.20‰ et δD = -34.05 ‰) (Figure 106).

Trois veines syn-cinématiques (9MB08, ARE121 et ARE234) se situent entre le domaine météorique et métamorphique avec des $\delta^{18}O$ relativement positifs ($\delta^{18}O$ = -1,76 ‰ à -3,19 ‰ et δD = -51,85 ‰ à -58,05 ‰) (Figure 110).

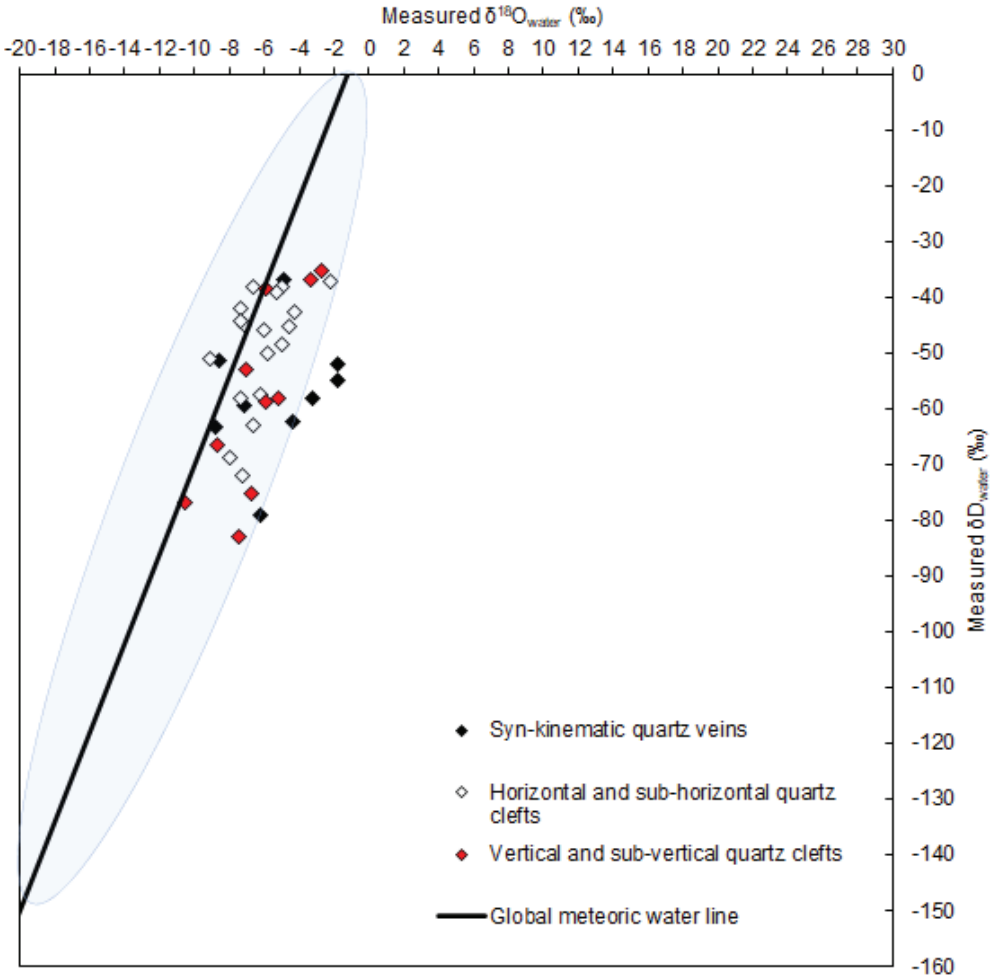


Figure 110 : Diagramme présentant le d18O vs le dD des IFs selon le type de veine de quartz.

.

D. Interprétations

D.1. Nature des fluides

Fentes :

Les valeurs de $\delta^{18}O$ et δD des IFs provenant des fentes horizontales et verticales des trois massifs indiquent une origine météorique des fluides confirmant les premiers résultats obtenus sur le massif du MB.

Veines syn-cinématiques des principaux chevauchements :

La composition des IFs provenant des veines syn-cinématiques indique également une origine météorique pour 5 des 8 échantillons. Trois échantillons (9MB08, ARE121 et ARE234) ont un $\delta^{18}O$ relativement positif comparé à la majorité des échantillons alors que leur δD est dans les mêmes gammes de valeurs. Cette dérive des compositions pourrait indiquer que soit : i) la température au sein de la MBsz et du HBD était suffisante pour que l'oxygène de l'eau météorique ait échangé avec l'oxygène des roches encaissantes (oxygène du quartz (SiO_2) dans les granites ou $CaCO_3$ des roches sédimentaires carbonatées par exemple) ou ii) les valeurs obtenues sont le résultats d'un mélange entre des fluides métamorphiques profonds et des fluides météoriques superficiels favorisé par les zones de cisaillements.

Les δD mesurés sur ces échantillons sont similaires à ceux des échantillons pour lesquels les fluides en inclusion sont clairement de l'eau météorique. Dans le cas d'une contamination par un fluide endogène le $\delta^{18}O$ et le δD devraient être modifiées. De plus, la température du pic de métamorphisme enregistré dans la MBsz (400°C, Rolland et al., 2003) étant relativement faible par rapport à la température à laquelle l'oxygène peut diffuser dans le quartz (600°C, Giletti and Yund, 1984), la possibilité d'un échange entre l'oxygène du quartz et celui de l'eau météorique est peu probable. Les compositions relativement élevées en $\delta^{18}O$ sont donc plutôt associées à une contamination par le lessivage des encaissants particulièrement effective avec des roches sédimentaires carbonatées.

Mylonite de quartz :

Le $\delta^{18}O$ et le δD de l'eau des IFs de la mylonite de quartz 9MB52 indiquent, une origine métamorphique des fluides ($\delta^{18}O$ = 4 ‰ à 24 ‰ et δD = -20 ‰ à -55 ‰, Hoefs, (2018). L'échantillon mylonitique appartiennent à la Mbsz tout comme 4 des veines syn-cinématiques

de quartz. La texture du quartz dans la mylonite présente des signes de déformation interne beaucoup plus importants que le quartz des veines syn-cinématiques (Figure 105). Cette mylonite de quartz pourrait correspondre à une veine antétectonique déformée ou redéformée pendant le fonctionnement de la MBsz, les IFs pourraient donc correspondre à des fluides plus anciens remobilisés et mélangés à des fluides superficiels tels que les fluides contenus dans les autres veines étudiées.

D.2. Température des fluides

Fentes :

Les études microthermométriques sur les IFs indiquent des températures d'homogénéisation de 300 à 350°C (Fabre et al., 2002; Gardien et al., soumis; Marshall et al., 1998; Poty, 1967) qui peuvent être assimilées à celles des fluides hydrothermaux associés à la formation des fentes horizontales du massif du MB. Le même type d'étude a été menée sur les fentes du massif de Belledonne et indiquent des températures de l'ordre de 300-320°C (Janots et al., 2019).

Veines syn-cinématiques :

Il n'existe pas d'étude microthermométrique sur les veines syn-cinématiques dans les Alpes. Les conditions du métamorphisme enregistrées par les roches encaissantes pendant la déformation sont de l'ordre de 400°C dans le massif du MB (Rolland et al., 2003). En considérant que les veines syn-cinématiques se sont formées par remplissage des fentes de dilatation pendant la déformation (voir chapitre I.B.2) il est possible de situer la température maximale à laquelle ces fluides ont circulé autour 400°C.

D.3. Age de la formation des veines et de la circulation des fluides hydrothermaux

Fentes :

L'âge de cristallisation des minéraux hydrothermaux associés au quartz dans les fentes est interprété ici comme l'âge d'ouverture et de remplissage par du quartz des fentes de tensions (voir chapitre I.B.1 et I.C.1.2). Les âges obtenus sur les adulaires et les monazites dans les fentes horizontales indiquent que la formation de ces fentes a eu lieu entre 12 et 11 Ma dans le massif du MB et de Belledonne (Bergemann et al., 2019; Gardien et al., soumis; Gasquet et al.,

2010; Grand'Homme et al., 2016; Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014).

Les fentes verticales sont associées à un évènement hydrothermal plus récent se terminant autour de 7 Ma dans le massif du MB (Bergemann et al., 2019) et 5 Ma dans le massif de Belledonne (Gasquet et al., 2010).

Veines syn-cinématiques :

Il n'existe pour l'instant pas de datation directe de la formation des veines syn-cinématiques. Néanmoins, l'âge du fonctionnement des structures tectoniques auxquelles elles sont associées permet de contraindre indirectement l'âge de leur formation. L'âge du fonctionnement de ces structures est discuté plus haut (III.A.3.2), il est contraint par datations Ar-Ar des muscovites syntectoniques et par l'âge des fentes horizontales associées au fonctionnement des chevauchements.

Les veines syn-cinématiques associées au HBD (ARE-217 et ARE-270) sont potentiellement les plus anciennes d'après l'âge du fonctionnement de ce chevauchement (entre 30 et 15 Ma) (Egli et al., 2017; Mercier et al., en préparation). Les veines syn-cinématiques échantillonnées dans la Mbsz (ARE120, 9MB08, ARE121,9MB62) et le rétrochevauchement du Mont-Blanc (ARE234 et ARE262) se sont formées entre 16 et 11 Ma d'après l'âge du fonctionnement de ces structures (Bergemann et al., 2019; Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023, en préparation; Rolland et al., 2008; Rossi et al., 2005; Rossi and Rolland, 2014).

Les IFs des veines de quartz syn-cinématiques donnent donc accès à des fluides météoriques relativement plus anciens par rapport aux fentes.

D.4. Paléoaltimétrie des MCE au Miocène

Dans cette partie ne seront intégrés que les échantillons se situant dans le domaine météorique. Les échantillons dont le $\delta^{18}O$ est suspecté d'avoir subi un fractionnement et/ou une contamination significative sont écartés (9MB08, 9MB52, ARE121 et ARE234).

La composition des IFs des veines provenant du massif du MB ($\delta^{18}O(w)$ = -4,35 ‰ à -9,06 ‰ et $\delta D(w)$ = -38,01 ‰ à -82,88 ‰), du massif des AR ($\delta^{18}O(w)$ = -4,85 ‰ à -10,55 ‰ et $\delta D(w)$ = -36,81 ‰ à -76,81 ‰) et du massif de Belledonne ($\delta^{18}O(w)$ = -2,18 ‰ à -7,03 ‰ et

δD(w) = -35,33 ‰ à -52,86 ‰) ne présente pas de différence significative entre ces massifs. Il en va de même pour l'âge de formation des veines syn-cinématiques (30-11 Ma) : $\delta^{18}O(w)$ = -1.76 ‰ to -8.75 ‰ ; fentes horizontales (16-11 Ma pour le massif du MB et des AR, entre 12-11 Ma pour le massif de Belledonne) : $\delta^{18}O(w)$ = -2.18 ‰ to -9.06 ‰ ainsi que pour les fentes verticales (9-7 Ma pour le massif du MB et des AR, 7-5 Ma pour le massif de Belledonne) : $\delta^{18}O(w)$ = -2.73 ‰ to -10.55 ‰. Ceci indique qu'il n'y avait pas de variation spatiale et temporelle significative de la composition isotopique des paléo-précipitations au niveau de ces massifs entre 30 et 7 Ma pour le massif du MB et des AR et jusqu'à 5 Ma pour le massif de Belledonne.

Les rapports isotopiques de l'O et l'H des précipitations du Miocène étaient plus enrichis par rapport au précipitations modernes dans les MCE (III.A.4). La température de l'air étant le principal facteur de contrôle de la composition isotopique des précipitations, cette différence peut être expliquée soit par une modification de l'altitude soit par le refroidissement progressif du climat, qui était globalement plus chaud au Miocène, en particulier pendant le Mid-Miocene Climatic Optimum (Zachos et al., 2001).

La composition des précipitations aux pieds des Alpes (< 400m) pendant le Miocène a été calculée à partir du $\delta^{18}O$ des paléosols du bassin molassique Suisse (Krsnik et al., 2021) ainsi que de l'hydroxyapatite de dents fossilisées dans le bassin Viennois et Pannoniens à l'Est des Alpes (Johnson and Geary, 2016) et dans le bassin molassique allemand au Nord des Alpes (Tütken et al., 2013, 2006). Entre 16,5 et 13,5 Ma le $\delta^{18}O$ des précipitations dans le bassin molassique Suisse était de -5,8 ‰ ± 0,2 ‰ (Krsnik et al., 2021) et de -5,67 ‰ ± 1,25 ‰ dans le bassin molassique allemand (Alpes du Nord) (Tütken et al., 2006) (Figure 111). Entre 10 et 5 Ma le $\delta^{18}O$ des précipitations était d'environ -8,53 ‰ ± 1,38 ‰ dans le bassin molassique allemand (Tütken et al., 2013) et dans les bassins Viennois et Pannoniens à l'Est des Alpes (Johnson et al., 2016). La composition isotopique moyenne du $\delta^{18}O$ des IFs du massif du MB (-6,83 ‰ ± 1,11 ‰), du massif des AR (-7,19 ‰ ± 1,34 ‰) et du massif de Belledonne (-4,37 ‰ ± 1,41 ‰) sont très proches de la composition des paléo-précipitations dans les bassins d'avant chaîne au Miocène (Figure 111).

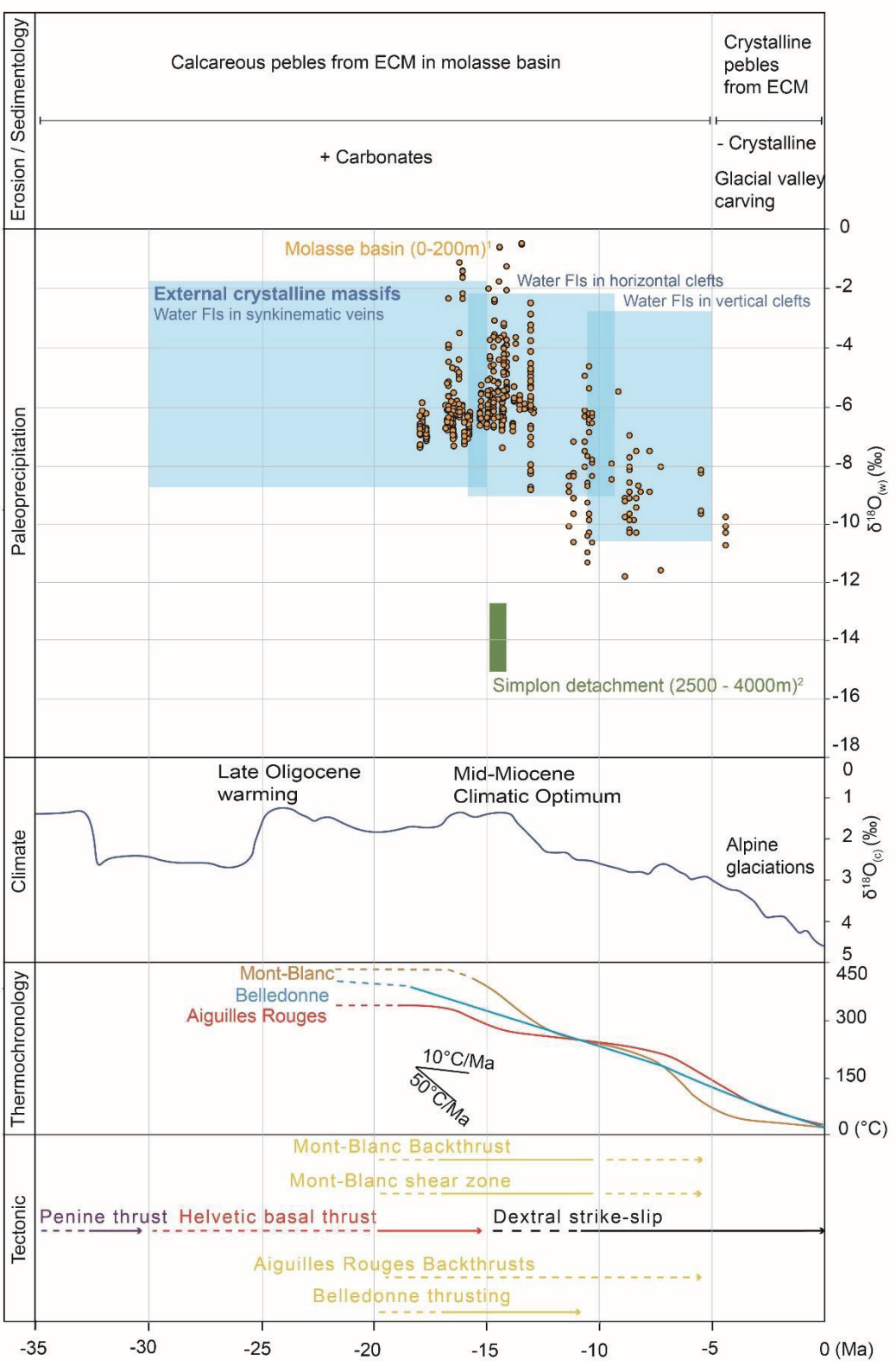


Figure 111 : Evolution du $\delta^{18}O$ des précipitations dans les Alpes occidentales pendant le Miocène (Campani et al., 2012; Krsnik et al., 2021; Tütken et al., 2013, 2006) comparée à la variation du climat global (Zachos et al., 2001), les profils d'exhumation des MCE (Girault et al., 2022) et la durée de fonctionnement des failles principales (Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023; Rolland et al., 2008; Simon-Labric et al., 2009).

Ceci indique que la paléo-topographie de ces massifs était trop peu développée pour avoir un effet orographique sur la composition isotopique des précipitations. Le fait qu'aucune relation n'apparaisse entre la composition isotopique des IFs et l'altitude d'échantillonnage des fentes et des veines (Figure 108, Figure 109) montre également qu'au moment de la formation de ces veines le front topographique n'était pas ou très peu développé.

La méthode (Rowley et al., 2001) a été utilisée pour estimer la paléo-altitude du massif du MB, des AR et de Belledonne pendant le Miocène moyen en prenant l'estimation (Krsnik et al., 2021) pour la valeur de $\delta^{18}O$ à basse altitude (-5,8 ‰ ± 0,2 ‰) entre 16,5 et 13,5 Ma. Le $\Delta\delta^{18}O$ moyen pour le massif du MB (-1,03 ‰) permet de calculer un paléorelief (Δh) moyen de 697 +57/-97m. Pour le massif des AR, $\Delta\delta^{18}O$ = -1,40 ‰ et le Δh moyen est de 929 +82/-133m (Figure 112). Pour le massif de Belledonne la valeur moyenne du δ18O des IFs (-4,37 ‰) est supérieure à la valeur de référence (-5,8 ‰). En sélectionnant le $\delta^{18}O$ le plus négatif (-7,03 ‰ pour BEL15) il est possible d'estimer un Δh maximal de 823 +70/-116m pour ce massif (Figure 112).

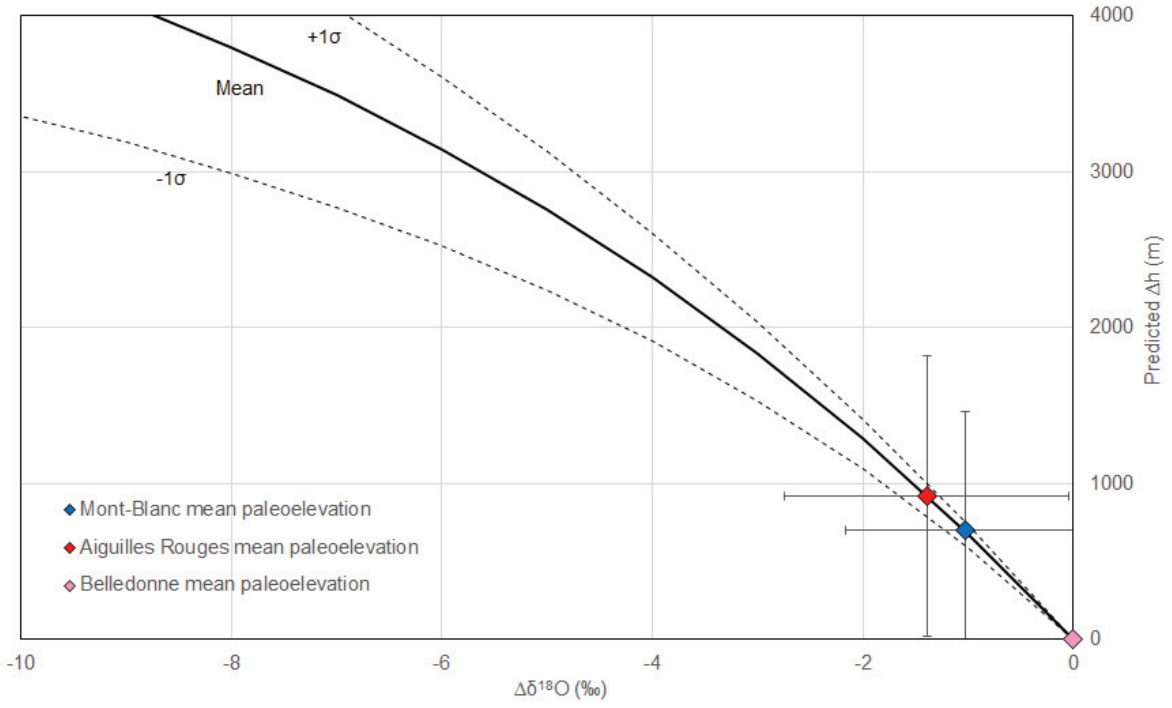


Figure 112 : Diagramme présentant le $\Delta\delta^{18}O$ moyen (différence entre le $\delta^{18}O$ moyen des IFs et le $\delta^{18}O$ de référence de -5,8‰ (Krsnik et al., 2021)) vs le Δh calculé pour chaque massif par le modèle de (Rowley et al., 2001) pour le Miocène moyen. L'estimation correspond à une paléoaltitude moyenne pour le massif du MB et des AR et une paléoaltitude maximale pour le massif de Belledonne.

Pour le Miocène inférieur (10-5Ma), le $\delta^{18}O$ de l'hydroxyapatite de dents fossilisées (Johnson and Geary, 2016; Tütken et al., 2013, 2006) permet de situer le $\delta^{18}O$ des précipitations à basse altitude autour des Alpes à -8,53 ‰ ± 1,38 ‰ (Figure 111). Cette valeur est encore plus proche du $\delta^{18}O$ moyen des IFs provenant des trois massifs, impliquant que le différentiel de relief entre les bassins d'avant chaîne et les MCE était toujours quasiment inexistant à la fin du Miocène. Les fentes verticales de quartz se sont formées pendant cette période, le $\delta^{18}O$ le plus négatif de nos échantillons (-10,55 ‰) provenant d'une de ces fentes dans le massif des AR (9MB28) pourrait suggérer un paléorelief maximal pour ce massif de 1292 +125/-196m à la fin du Miocène. Cependant, les estimations du $\delta^{18}O$ des précipitations à basse élévation à la fin du Miocène sont moins robustes que l'estimation de (Krsnik et al., 2021) pour le milieu du Miocène, elles sont également plus éloignées spatialement par rapports aux massifs du MB, des AR et de Belledonne. Notre estimation paléoaltimétrique est donc robuste entre 16,5 et 13,5 Ma et moins robuste entre 10 et 5 Ma. Dans tous les cas nos données excluent la possibilité que le massif du MB, des AR, et de Belledonne aient atteint leur altitude actuelle à la fin du Miocène et sont compatibles avec une morphologie similaire aux chainons jurassiens au front externe des Alpes.

D.5. Comparaison avec les zones internes des Alpes

L'estimation paléo-topographique des MCE contraste avec les résultats des études paléoaltimétriques menées dans les Alpes internes. Au niveau de la région du Simplon, à l'est du Front-Pennique, (Campani et al., 2012) proposent que la topographie était déjà similaire (2000m en moyenne) voir même supérieur à l'actuelle pour (Krsnik et al., 2021) au Miocène moyen sur le base du δD des phyllosilicates (Figure 111, Figure 113). Plus au sud, des résultats récents basés sur le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs suggèrent que le massif du Chenaillet était déjà à son altitude actuelle (2000-2500m) (Gardien et al., soumis) (Figure 111, Figure 113) pendant l'évènement hydrothermal qui a eu lieu dans les zones internes possiblement autour de 32 Ma (Gnos et al., 2021; Ricchi et al., 2020). Ces résultats renforcent les conclusions de (Fauquette et al., 2015) qui proposent qu'un relief d'environ 2000m était déjà développé dans la partie interne des Alpes du Sud à partir d'études palynologiques.

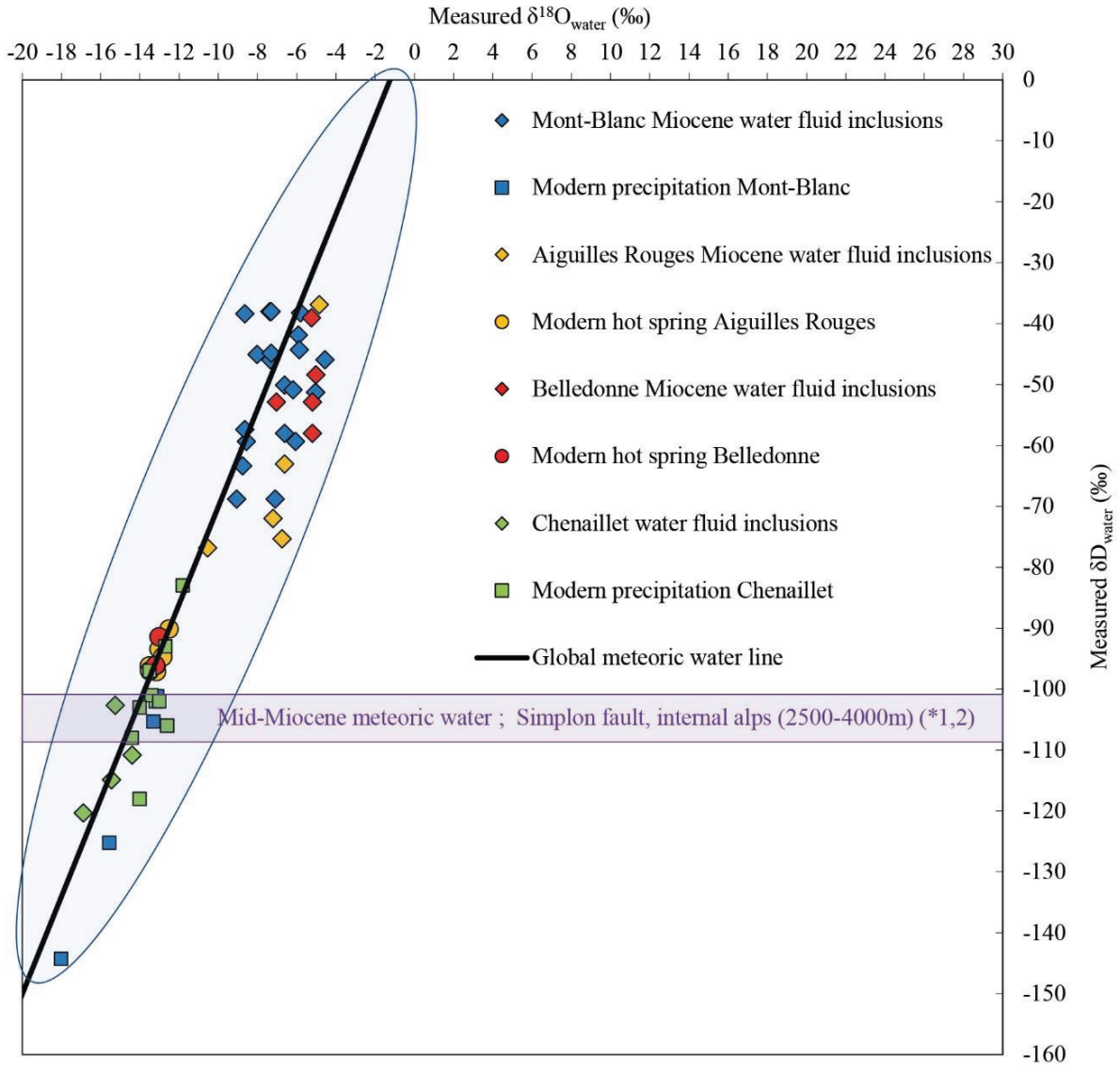


Figure 113. Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs le δD des échantillons sélectionnés présentant une signature météorique. La composition des eaux modernes et des eaux thermales du massif du MB sont également représentées. La composition des paléo-précipitations dans les zones internes des Alpes au Miocène sont également montrées avec la composition des IFs des fentes de quartz du Chenaillet (Gardien et al., soumis) et la composition calculée à partir du δD des minéraux hydroxylés (Campani et al., 2012).

Le diachronisme d'exhumation entre Alpes internes et des Alpes externes a déjà été établi à partir de l'âge de dépôts sédimentaires dans les bassins d'avant pays de la chaines alpines (Grosjean et al., 2016), de l'âge de la déformation (Simon-Labric et al., 2009), de l'âge du métamorphisme (Guillot et al., 2009) et des âges thermochronométriques qui montrent que le massif du Chenaillet était déjà quasiment exhumé à 65 Ma (Schwartz et al., 2007).

D.6. Impacts de la tectonique et du climat sur la surrection des MCE

Le développement de la topographie dépend de la compétition entre les processus qui entrainent une surrection ou une subsidence des roches (tectonique, géodynamique mantellique…) et les processus qui modifient l'altitude de la surface (érosion, sédimentation, tectonique…). Dans ce cadre la variation de l'altitude de la topographie (« surface uplift ») ne doit pas être confondue avec l'exhumation qui correspond à la diminution de la distance roche / surface et qui est la résultante de l'action conjointe (et non pas de la compétition) des processus profonds et externes.

Les données thermochronologiques de moyenne température (Ar-Ar, Traces de Fission sur zircon (ZFT), (U-Th)/He sur zircon (ZHe)) montrent une exhumation relativement lente (≤ 1mm/ an) des MCE depuis environ 18 Ma (Boutoux et al., 2016; Girault et al., 2022; Leloup et al., 2005) (Figure 111). Les données thermochronologiques de basses températures (Traces de Fission sur apatite (AFT), (U-Th)/He sur apatite (AHe)) appliquées aux MCE suggèrent une accélération de leur vitesse d'exhumation postérieurement à 1 à 2 Ma passant de moins de 0,4 mm/an à 1,5 - 2 mm/an (Boutoux et al., 2016; Fox et al., 2015; Glotzbach et al., 2011; Valla et al., 2011).

D.6.1. La tectonique

Le développement très tardif (après 5Ma) de la topographie des MCE constitue un certain paradoxe. Il implique que la topographie actuelle ne se soit pas développée pendant les phases les plus tectoniquement actives des Alpes externes, à savoir les périodes de fonctionnement du HBD, de la MBsz, du rétrochevauchement du MB et les chevauchements de Belledonne tous inactifs après 11 Ma au plus tard (Bergemann et al., 2019; Egli et al., 2017; Kalifi et al., 2021; Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023; Rolland et al., 2008; Rossi et al., 2005; Rossi and Rolland, 2014) (voir chapitre III.A.3.2). Ces failles ont donc fonctionné et exhumé les massifs du MB, des AR et de Belledonne entre 20 et 11 Ma sans pour autant générer de relief significatif. L'érosion doit donc dans ce contexte compenser le soulèvement tectonique. Cette période correspondrait à la phase d'exhumation principale des MCE entre ~20 et 10Ma (Glotzbach et al., 2011).

D.6.2. La dynamique mantellique

L'accélération de la vitesse d'exhumation des MCE après 2 Ma voir 1 Ma ne peut être attribuée au fonctionnement des failles précédemment citées car ces structures sont inactives depuis environ 11 Ma.

La compilation des données de thermochonologie de basse température semble indiquer une reprise d'exhumation de l'ensemble des Alpes Externes (Fox et al., 2015) après 2 Ma (Figure 114).

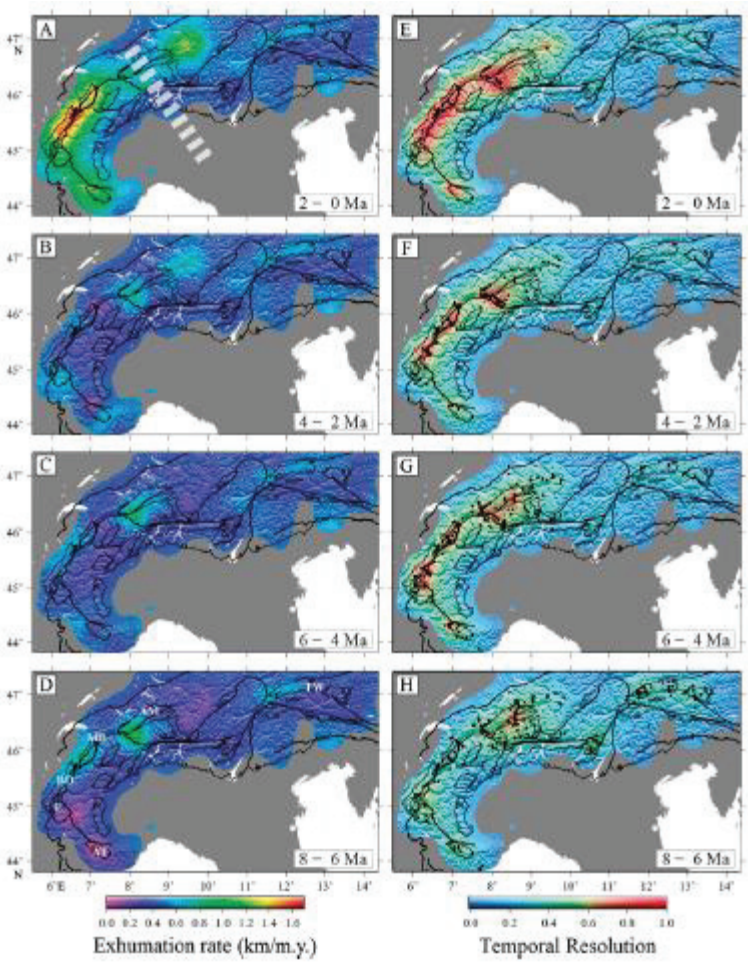


Figure 114. Evolution du taux d'exhumation dans les Alpes à partir de la compilation de 2500 âges thermochronométriques et résolution temporelle des estimations (Fox et al., 2015).

En s'appuyant sur cette répartition spatiale régionale couplée aux données géophysiques certains auteurs proposent d'associer cette reprise d'exhumation à la rupture de la paque européenne subductée (Fox et al., 2015; Kästle et al., 2018). Dans ce contexte la surrection des Alpes externes serait principalement contrôlée par la topographie dynamique (Husson, 2006).

D.6.3. Le climat

L'accélération tardive des vitesses d'exhumation a également été attribuée à une modification du climat au cours des derniers millions d'années. Plusieurs marqueurs témoignent de la transition d'un état relativement stable du climat global vers un état moins stable voir très variable qui s'est opérée il y a environ 4 Ma (Herman et al., 2013; Peizhen et al., 2001). Dans les Alpes, cette transition a eu pour effet d'intensifier les glaciations et l'efficacité de l'érosion glaciaire, en particulier sur le creusement des vallées alpines (Figure 115) et d'entrainer la surrection des sommets par compensation isostatique de la masse érodée (Champagnac et al., 2007; Glotzbach et al., 2011; Valla et al., 2011).

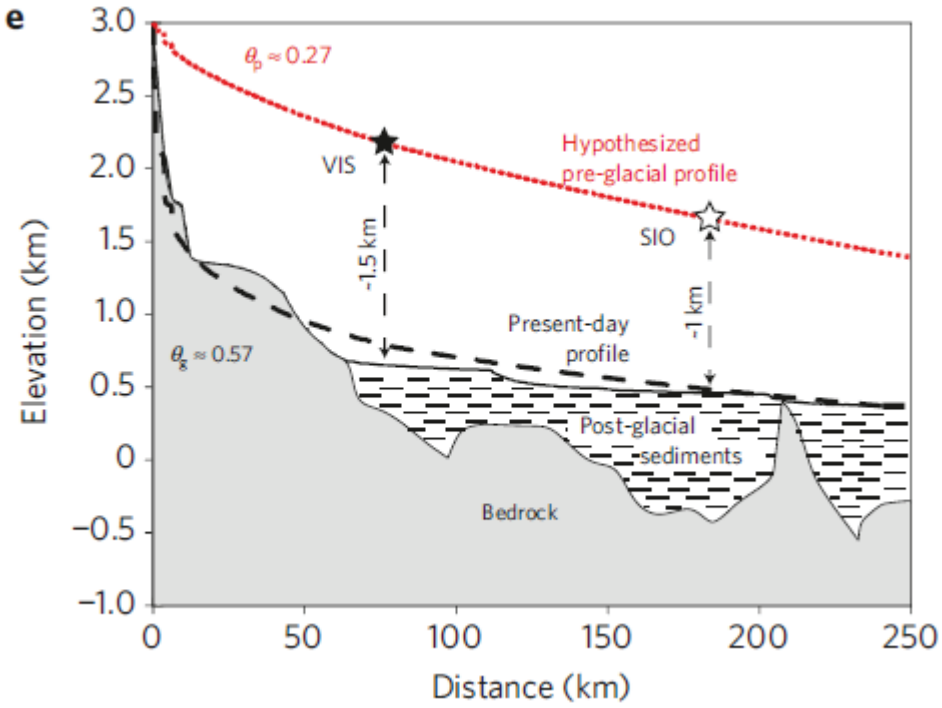


Figure 115 : La ligne noire en pointillée représente le profil topographique actuelle de la vallée du Rhône au nord-est des Aiguilles Rouges, la ligne rouge représente le profil topographique calculé pour la période pré-glaciaire (il y a environ 0,8-1Ma) (Valla et al., 2011).

D.6.4 La Lithologie

Avant leur exhumation les MCE étaient recouverts par une épaisse couverture de sédiments Mésozoïque (Leloup et al., 2005) (Figure 117). C'est donc cette couverture qui est érodée en premier. Les produits d'érosion granitiques et gneissiques provenant des massifs de Belledonne et des Ecrins n'apparaissent qu'après 5 Ma dans les bassins molassiques (Bocquet, 1966). Par conséquent, la mise à l'affleurement des MCE semble relativement tardive. La résistance plus faible à l'érosion des roches carbonatées de la couverture Mésozoïque par

rapport au socle cristallin (Roy et al., 1999) pourrait ainsi expliquer une surrection tardive des MCE dans le cadre d'une baisse de la vitesse d'érosion qui devrait alors être couplée à un mécanisme de surrection des roches.

D.6.5. Proposition d'un modèle pour la surrection des MCE

<u>Evolution de la surrection entre 20 et 5 Ma :</u>

Pendant cette période la couverture sédimentaire Mésozoïque recouvre les MCE sur plusieurs kilomètres, le climat est plus chaud et plus stable qu'aujourd'hui. De 20 à 11 Ma les chevauchements et les rétrochevauchements exhument les massifs du MB, des AR et de Belledonne à des vitesses relativement faibles (≤ 1mm / an). L'érosion, en particulier de la couverture sédimentaire compense le soulèvement tectonique induisant la mise en place d'un relief relativement faible, inférieur à 1000m. La morphologie des Alpes externes était alors probablement similaire aux chaînons jurassiens actuels (Figure 117).

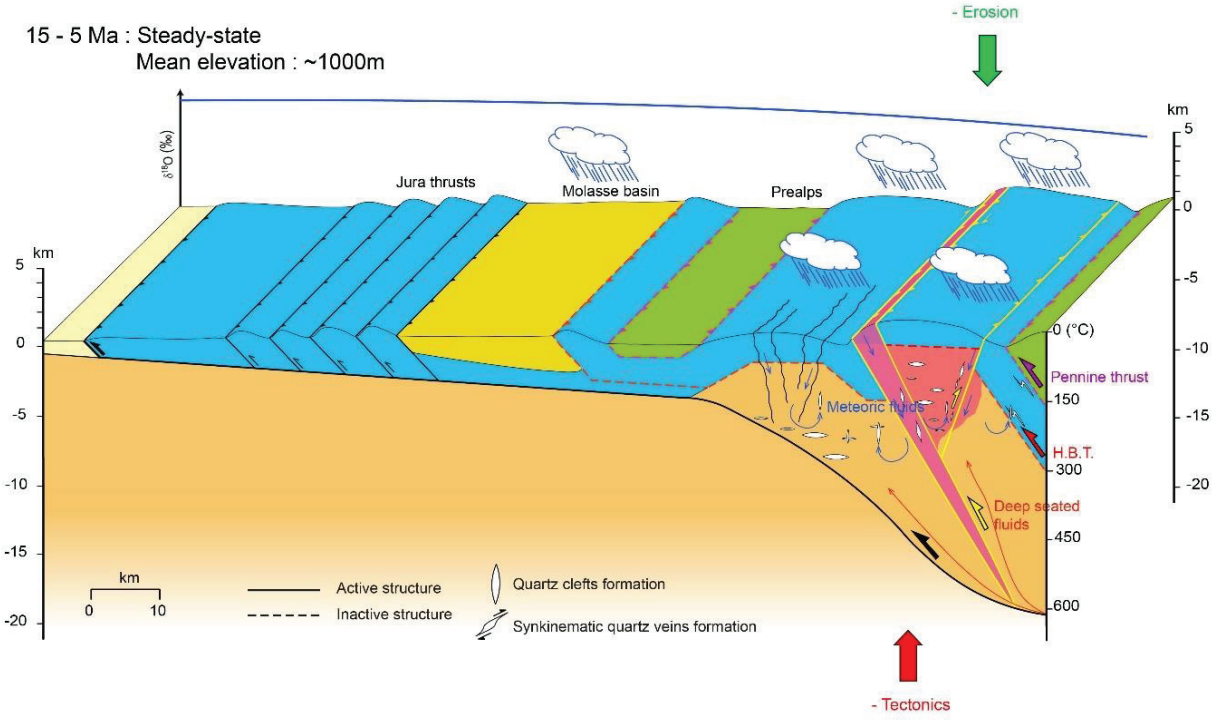


Figure 116 : Bloc 3D schématisant les Alpes externes à la fin du Miocène. Les massifs cristallins du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges sont encore enfouis sous la couverture mésozoïque qui ne dépasse pas les 1000m d'altitude (type relief jurassien). Un évènement hydrothermal impliquant des fluides météoriques est responsable de la formation des fentes de quartz verticale entre 9 et 7 Ma.

Les structures décrochantes continuent de fonctionner (ou s'activent) après 11 Ma dans les Alpes externes (Bergemann et al., 2017, 2019; Gasquet et al., 2010; Hubbard and

Mancktelow, 1992), mais leur ampleur est trop faible pour augmenter l'altitude de la topographie qui reste inférieur ou égale à 1000m.

Evolution de la surrection après 5 Ma :

Alors que la formation très tardive de la topographique des MCE (après 5Ma) ne semble pas impliquer de processus tectoniques actifs, elle pourrait résulter de l'action conjointe de la dynamique mantellique et du climat.

Cette période voit le socle cristallin des MCE percer la couverture sédimentaire Mésozoïque et arriver à l'affleurement (Bocquet, 1966). Entre 4 et 2 Ma le climat global se refroidit et devient plus instable (Herman et al., 2013; Peizhen et al., 2001). Ce changement a pour effet de rendre l'érosion plus efficace dans les Alpes, en particulier au niveau des vallées creusées dans la couverture sédimentaire, moins résistante (Valla et al., 2011). Enfin, autour de 2 Ma se produit la rupture du slab européen sous les Alpes (Fox et al., 2015; Kästle et al., 2018).

La compensation isostatique de la quantité de matériel érodé dans les vallées (Champagnac et al., 2007) et / ou la rupture de la plaque européenne subduite qui induit une surrection dynamique (Fox et al., 2015) seraient à l'origine du soulèvement généralisé des Alpes externes, en particulier au niveau des sommets. L'action conjointe de ces deux phénomènes a pu accentuer très rapidement et de manière conséquente la différence de relief entre les vallées et les sommets du massif du MB, des AR et de Belledonne. Il en résulte que la différence d'altitude entre la vallée de Chamonix (environ 1000m) et le sommet du massif du Mont-Blanc (4810m) (Figure 117) ainsi que le soulèvement régional de la topographie ne se sont acquis qu'après 5 Ma, et possiblement encore plus récemment au cours des deux derniers millions d'années.

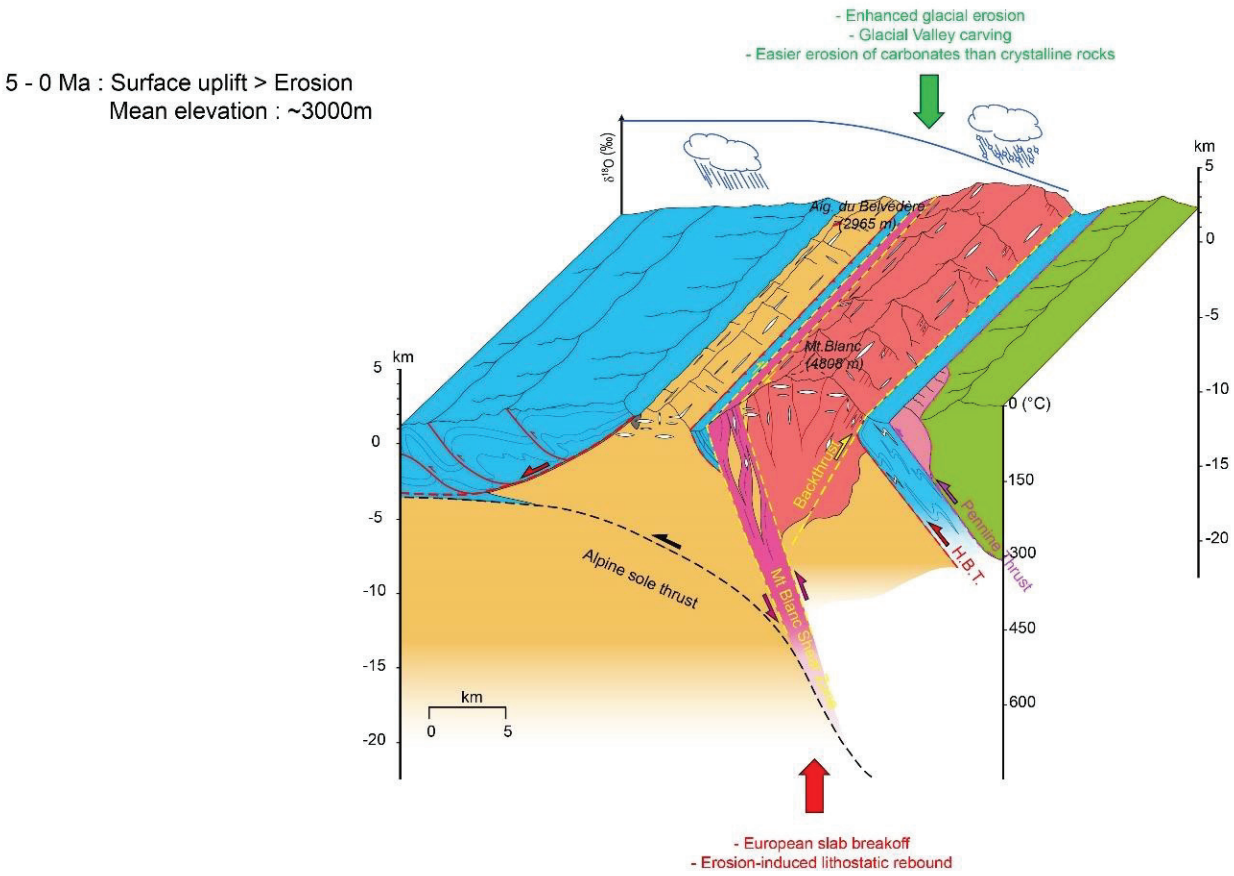


Figure 117 : Bloc 3D schématisant le massif du MB et des AR aujourd'hui et la relation entre le δ18O des précipitations modernes et la topographie.

Implications pour les modèles tectoniques :

Les modèles tectoniques proposés pour le massif du MB et des AR divergent sur les mécanismes d'exhumation des massifs, sur le type et l'âge de fonctionnement des structures tectoniques impliquées (Figure 89). En revanche, aucun de ces modèles n'intègre de contraintes sur la topographie de ces massifs. Comme nous venons de le discuter, ces massifs peuvent être exhumés sans pour autant impliquer le développement d'une topographie significative. L'évolution de l'altitude de la surface topographique que nous proposons n'est donc pas discriminante du point de vue de ces modèles tectoniques.

Points-clés

- Les IFs ont été extraites des veines de quartz syn-cinématiques associées au fonctionnement des structures majeures bordant les MCE (~20 à 15 Ma) ainsi que des fentes horizontales (~12 à 11 Ma) et verticales (~7 à 5 Ma) plus tardives.

- Le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs extraites révèlent une origine très nettement météoriquemetéorique pour la majorité des 38 échantillons analysés, relativement enrichie par rapport à la composition des précipitations modernes et ne présentent pas de relation avec l'altitude d'échantillonnage des veines ni des fentes.

- En comparant nos valeurs avec la composition isotopique des paléo-précipitations dans le bassin molassique suisse et dans les Alpes internes il apparait que la topographie des MCE était très peu développée au moins jusqu'à la fin du Miocène, pas plus de 1000m en moyenne, et correspondait à un relief de type jurassien.

- La surrection très tardive des MCE ne semble pas impliquer d'activité tectonique significative mais plutôt l'action conjointe de processus mantelliques et / ou de la compensation isostatique du matériel retiré par l'érosion glaciaire au niveau des vallées. Ceci a eu pour effet d'accentuer très rapidement le relief des sommets cristallins des MCE par rapport aux vallées après 5 Ma, voir au cours des deux derniers millions d'année.

Références

Agard, P., Jolivet, L., Goffe, B., 2001. Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustres Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. Bulletin de la Société Géologique de France 172, 617–636. https://doi.org/10.2113/172.5.617

Agard, P., Lemoine, M., 2003. Visage des Alpes : Structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte Géologique du Monde.

Balestro, G., Festa, A., Dilek, Y., 2019. Structural architecture of the Western Alpine Ophiolites, and the Jurassic seafloor spreading tectonics of the Alpine Tethys. Journal of the Geological Society 176, 913–930. https://doi.org/10.1144/jgs2018-099

Becker, A., 2000. The Jura Mountains — an active foreland fold-and-thrust belt? Tectonophysics 321, 381–406. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00089-5

Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L., Rolland, Y., 2014. Collision kinematics in the western external Alps. Tectonics 33, 1055–1088. https://doi.org/10.1002/2013TC003453

Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T., Beyssac, O., 2015. Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and 40Ar/39Ar in situ dating. Journal of Geodynamics 83, 37–64. https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.09.004

Bergemann, C., Gnos, E., Berger, A., Whitehouse, M., Mullis, J., Wehrens, P., Pettke, T., Janots, E., 2017. Th-Pb ion probe dating of zoned hydrothermal monazite and its implications for repeated shear zone activity: An example from the Central Alps, Switzerland. Tectonics 36, 671–689. https://doi.org/10.1002/2016TC004407

Bergemann, C.A., Gnos, E., Whitehouse, M.J., 2019. Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs. Tectonophysics 750, 203–212. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.11.013

Billant, J., Hippolyte, J.-C., Bellier, O., 2015. Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, Western Alps. Tectonophysics 659, 31–52. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.025

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., 2005. Stable isotope paleoaltimetry: A critical review. American Journal of Science 305, 1033–1074. https://doi.org/10.2475/ajs.305.10.1033

Bocquet, J., 1966. Le delta de Voreppe : étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble . Alpes françaises (phdthesis). Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble.

Bousquet, R., 1998. L'exhumation des roches metamorphiques de haute pression - basse temperature : de l'etude de terrain a la modelisatin numerique. exemple de la fenetre de l'engadine et du domaine valaisan dans les alpes centrales (These de doctorat). Paris 11.

Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaguet, A., Rolland, Y., Lacombe, O., 2016. Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. Tectonophysics 683, 109–123. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.010

Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. Geological Society, London, Special Publications 134, 279–298. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.134.01.13

Bussy, F., Hernandez, J., Raumer, J.V., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc Massifs, Western Alps). Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh 91, 221–233. https://doi.org/10.1017/S0263593300007392

Bussy, F., Von Raumer, J., 1994. U-Pb geochronology of Palaeozoic magmatic events in the Mont Blanc crystalline massif: western Alps. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen 74, 514–515.

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. Earth and Planetary Science Letters 337–338, 174–185. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.017

Cenki-Tok, B., Darling, J.R., Rolland, Y., Dhuime, B., Storey, C.D., 2014. Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. Terra Nova 26, 29–37. https://doi.org/10.1111/ter.12066

Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. Geology 35, 195–198. https://doi.org/10.1130/G23053A.1

Chopin, C., Gibbons, W., Platt, J.P., Artyushkov, E.V., Oxburgh, E.R., Yardley, B.W.D., England, P.C., 1987. Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 321, 183–197. https://doi.org/10.1098/rsta.1987.0010

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

Debelmas, J., Escher, A., Trumpy, R., 1983. Profiles through the western Alps, in: Rast, N., Delany, F.M. (Eds.), Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 83–96. https://doi.org/10.1029/GD010p0083

Demathieu, G., Weidmann, M., 1982. Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). Eclogae Geologicae Helvetiae 75, 721–757.

Egli, D., Mancktelow, N., 2013. The structural history of the Mont Blanc massif with regard to models for its recent exhumation. Swiss J Geosci 106, 469–489. https://doi.org/10.1007/s00015-013-0153-5

Egli, D., Mancktelow, N., Spikings, R., 2017. Constraints from 40Ar/39Ar geochronology on the timing of Alpine shear zones in the Mont Blanc-Aiguilles Rouges region of the European Alps. Tectonics 36, 730–748. https://doi.org/10.1002/2016TC004450

Epard, J.-L., 1986. The contact between the Mont-Blanc basement and the Chamonix zone: tectonic implications. Bulletin de la Societe Vaudoise des Sciences Naturelles 78, 225–245. https://doi.org/10.5169/seals-278912

Escher, A., MASSON, H., STECK, A., 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses.

Fabre, C., Boiron, M.-C., Dubessy, J., Cathelineau, M., Banks, D.A., 2002. Palaeofluid chemistry of a single fluid event: a bulk and in-situ multi-technique analysis (LIBS, Raman Spectroscopy) of an Alpine fluid (Mont-Blanc). Chemical Geology 182, 249–264. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00293-5

Fauquette, S., Bernet, M., Suc, J.-P., Grosjean, A.-S., Guillot, S., van der Beek, P., Jourdan, S., Popescu, S.-M., Jiménez-Moreno, G., Bertini, A., Pittet, B., Tricart, P., Dumont, T., Schwartz, S., Zheng, Z., Roche, E., Pavia, G., Gardien, V., 2015. Quantifying the Eocene to Pleistocene topographic evolution of the southwestern Alps, France and Italy. Earth and Planetary Science Letters 412, 220–234. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.036

Fontes, J., Gc, B., Gm, Z., 1978. Hydrologie isotopique du massif du Mont-Blanc.

Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. Geology 43, 379–382. https://doi.org/10.1130/G36411.1

Fudral, S., Deville, E., Marthaler, M., 1987. Distinction de trois ensembles d'unités dans les « Schistes lustrés» compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales): aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 305, 467.

Ganne, J., 2003. Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation (phdthesis). Université de Savoie.

Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascenção Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian

deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 227–241. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227

Giletti, B.J., Yund, R.A., 1984. Oxygen diffusion in quartz. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 89, 4039–4046. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04039

Girault, J.-B., 2020. Exhumation du prisme collisionnel Ouest Alpin et évolution du bassin molassique : nouvelles données thermochronologiques et tectono-sédimentaires (phdthesis). Sorbonne Université.

Girault, J.B., Bellahsen, N., Bernet, M., Pik, R., Loget, N., Lasseur, E., Rosenberg, C.L., Balvay, M., Sonnet, M., 2022. Exhumation of the Western Alpine collisional wedge: New thermochronological data. Tectonophysics 822, 229155. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229155

Glotzbach, C., Reinecker, J., Danišík, M., Rahn, M., Frisch, W., Spiegel, C., 2008. Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. Tectonics 27. https://doi.org/10.1029/2008TC002257

Glotzbach, C., van der Beek, P.A., Spiegel, C., 2011. Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data. Earth and Planetary Science Letters 304, 417–430. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.020

Gnos, E., Mullis, J., Ricchi, E., Bergemann, C.A., Janots, E., Berger, A., 2021. Episodes of fissure formation in the Alps: connecting quartz fluid inclusion, fissure monazite age, and fissure orientation data. Swiss J Geosci 114, 14. https://doi.org/10.1186/s00015-021-00391-9

Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascenção Guedes, R., 2016. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. Miner Petrol 110, 787–807. https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5

Grosjean, A.-S., Gardien, V., Dubois, M., Boulvais, P., Martini, R., Vennemann, T., Pittet, B., 2016. Sediment provenance during Alpine orogeny: fluid inclusions and stable isotopes on quartz–calcite veins from detritic pebbles. Swiss J Geosci 109, 329–344. https://doi.org/10.1007/s00015-016-0228-1

Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., Vidal, O., 2009. Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: A Review, in: Lallemand, S., Funiciello, F. (Eds.), Subduction Zone Geodynamics, Frontiers in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 175–205. https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9_10

Halder, J., Decrouy, L., Vennemann, T.W., 2013. Mixing of Rhône River water in Lake Geneva (Switzerland–France) inferred from stable hydrogen and oxygen isotope profiles. Journal of Hydrology 477, 152–164. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.026

Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. Nature 504, 423–426. https://doi.org/10.1038/nature12877

Hoefs, J., 2018. Stable Isotope Geochemistry, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-77692-3

Hubbard, M., Mancktelow, N.S., 1992. Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. Geology 20, 943–946. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0943:LDDNCI>2.3.CO;2

Husson, L., 2006. Dynamic topography above retreating subduction zones. Geol 34, 741. https://doi.org/10.1130/G22436.1

Janots, E., Grand'Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., De Ascenção Guedes, R., 2019. Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps). Solid Earth 10, 211–223. https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019

Johnson, M.R., Geary, D.H., 2016. Stable isotope ecology of Hippotherium from the Late Miocene Pannonian Basin system. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 459, 44–52. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.06.039

Kalifi, A., Leloup, P.H., Sorrel, P., Galy, A., Demory, F., Spina, V., Huet, B., Quillévéré, F., Ricciardi, F., Michoux, D., Lecacheur, K., Grime, R., Pittet, B., Rubino, J.-L., 2021. Chronology of thrust propagation from an updated tectono-sedimentary framework of the Miocene molasse (western Alps). Solid Earth 12, 2735–2771. https://doi.org/10.5194/se-12-2735-2021

Kästle, E.D., El-Sharkawy, A., Boschi, L., Meier, T., Rosenberg, C., Bellahsen, N., Cristiano, L., Weidle, C., 2018. Surface Wave Tomography of the Alps Using Ambient-Noise and Earthquake Phase Velocity Measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 123, 1770–1792. https://doi.org/10.1002/2017JB014698

Krsnik, E., Methner, K., Campani, M., Botsyun, S., Mutz, S.G., Ehlers, T.A., Kempf, O., Fiebig, J., Schlunegger, F., Mulch, A., 2021. Miocene high elevation in the Central Alps. Solid Earth 12, 2615–2631. https://doi.org/10.5194/se-12-2615-2021

Leloup, P.-H., Arnaud, N., Lacassin, R., Sobel, E., 2007. Reply to comment by Y. Rolland et al. on" Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc". Tectonics 26, TC2016.

Leloup, P.H., Arnaud, N., Sobel, E.R., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. Tectonics 24. https://doi.org/10.1029/2004TC001676

Lemoine, M., Tricart, P., 1986. Les schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales: approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. Eclogae Geol. Helv 79, 271–294.

Leutwein, F., B, P., J, S., JL, Z., 1970. Age des cavités à cristaux du granite du Mont-blanc.

Longinelli, A., Selmo, E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. Journal of Hydrology 270, 75–88. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00281-0

Mancktelow, N.S., 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). Tectonophysics 215, 295–317. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90358-D

Marquer, D., Calcagno, P., Barfety, J.-C., Baudin, T., 2006. 3D Modeling and Kinematics of the External Zone of the French Western Alps (Belledonne and Grand Châtelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie). Eclogae geol. Helv. 99, 211–222. https://doi.org/10.1007/s00015-006-1183-z

Marshall, D., Meisser, N., Taylor, R.P., 1998. Fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar evidence for the age and origin of gold-bearing quartz veins at Mont Chemin, Switzerland. Mineralogy and Petrology 62, 147–165. https://doi.org/10.1007/BF01178027

Mercier, A., Leloup, P.H., Courrioux, G., Caritg, S., Lopez, S., Grandjean, P., Passot, S., Kalifi, A., 2023. Large thrusting and late faulting shape the Aiguilles Rouges crystalline massif (Western Alps), structural implications. Tectonophysics 847, 229691. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229691

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., Kusznir, N., 2012. Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. Tectonics 31. https://doi.org/10.1029/2011TC002961

Nziengui, J.J., 1993. Excès d'argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques: implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la Romanche, Alpes Occidentales françaises (phdthesis). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.

Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W.R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. Nature 410, 891–897. https://doi.org/10.1038/35073504

Poty, B., 1967. La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc (phdthesis). Université de Nancy.

Ricchi, E., Gnos, E., Rubatto, D., Whitehouse, M.J., Pettke, T., 2020. Ion microprobe dating of fissure monazite in the Western Alps: insights from the Argentera Massif and the Piemontais and Briançonnais Zones. Swiss Journal of Geosciences 113, 15. https://doi.org/10.1186/s00015-020-00365-3

Rolland, Y., Corsini, M., Rossi, M., Cox, S., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., Boullier, A.-M., 2007. Comment on" Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc" by PH Leloup, N. Arnaud, ER Sobel, and R. Lacassin.

Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.-M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). Earth and Planetary Science Letters 214, 203–219. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00372-8

Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S.F., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.M., 2008. 40Ar/39Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. Geological Society, London, Special Publications 299, 293–315. https://doi.org/10.1144/SP299.18

Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps). Tectonics 33, 1681–1709. https://doi.org/10.1002/2013TC003438

Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., 2005. Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French — Italian Alps). Geological Society, London, Special Publications 245, 373–396. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.18

Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth and Planetary Science Letters 188, 253–268. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00324-7

Roy, S., Gaillardet, J., Allègre, C.J., 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering.

Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 1277–1292. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00099-X

Schürch, M., Kozel, R., Schotterer, U., Tripet, J.-P., 2003. Observation of isotopes in the water cycle—the Swiss National Network (NISOT). Env Geol 45, 1–11. https://doi.org/10.1007/s00254-003-0843-9

Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., Tricart, P., 2000. Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). Geodinamica Acta 13, 169–188. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105371

Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Tricart, P., Guillot, S., Labrin, E., 2007. Diachronous exhumation of HP–LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. Terra Nova 19, 133–140. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00728.x

Sharp, Z.D., Masson, H., Lucchini, R., 2005. Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins; extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. American Journal of Science 305, 187–219. https://doi.org/10.2475/ajs.305.3.187

Simeon, Y., 1980. Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie) : Brides-les-Bains, Salins-les-Thermes, La Léchère- Alpes Françaises (Theses). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. 40Ar/ 39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). Terra Nova 21, 127–136. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x

Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. GSA Bulletin 109, 324–346. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0324:TMFUPF>2.3.CO;2

Sonney, R., 2010. Groundwater flow, heat and mass transport in geothermal systems of a Central Alpine Massif. The cases of Lavey-les-Bains, Saint-Gervais-les-Bains and Val d'Illiez. (Theses). Université de Neuchâtel.

Stampfli, G.M., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? Eclogae Geol. Helv 86, 1–45.

Strunck, P., Matter, A., 2002. Depositional evolution of the Western Swiss Molasse. Eclogae Geologicae Helvetiae 95, 197–222.

Sturman, A., Wanner, H., 2001. A Comparative Review of the Weather and Climate of the Southern Alps of New Zealand and the European Alps. mred 21, 359–369. https://doi.org/10.1659/0276-4741(2001)021[0359:ACROTW]2.0.CO;2

Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., Gamond, J.-F., 2003. The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. Geophysical Journal International 155, 174–192. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x

Tricart, P., 2004. From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. Eclogae geol. Helv. 97, 429–439. https://doi.org/10.1007/s00015-004-1138-1

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., Lardeaux, J.-M., 2001. La denudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front brianconnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocene a actuelle. Bulletin de la Société Géologique de France 172, 49–58. https://doi.org/10.2113/172.1.49

Tütken, T., Kaiser, T.M., Vennemann, T., Merceron, G., 2013. Opportunistic Feeding Strategy for the Earliest Old World Hypsodont Equids: Evidence from Stable Isotope and Dental Wear Proxies. PLOS ONE 8, e74463. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0074463

Tütken, T., Vennemann, T.W., Janz, H., Heizmann, E.P.J., 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: A reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 241, 457–491. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.04.007

Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. Nature Geosci 4, 688–692. https://doi.org/10.1038/ngeo1242

Von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Ménot, R.-P., Schaltegger, U., 1999. The Paleozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen 79, 5–22.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292, 686–693. https://doi.org/10.1126/science.1059412

This work is licensed under CC BY-NC-ND 4.0.

To view a copy of this license, visit http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/

ARTICLE 2

Reconstructing the Miocene topography of the Alpine external crystalline massifs (Western Alps) : Insights from stable isotope analysis of fluid inclusions

(En finalisation pour Earth and Planetary Science Letters)

Raphaël Melis[1*], Véronique Gardien[1], Mahéo Gweltaz[1], Philippe-Hervé Leloup[1], Antoine Mercier[1], Patrick Jame[2], Erik Bonjour[2]

[1]Laboratoire de géologie de Lyon, UMR5276, Université Claude Bernard Lyon 1, 69622 Villeurbanne, France.

[2] Institut des Sciences Analytiques de Lyon (ISA Lyon), UMR 5280, CNRS, Université Claude Bernard Lyon 1, 69622 Villeurbanne, France.

* Corresponding author at : Laboratoire de géologie de Lyon, UMR5276, Université Claude Bernard Lyon 1, 69622 Villeurbanne, France.

E-mail adress : r.melis@hotmail.fr

Abstract

This study aims to quantify the elevation of the External Crystalline Massifs in the Western Alps during the middle to late Miocene. The method used is based on the $\delta^{18}O_{(w)}$ and the $\delta D_{(w)}$ isotopic composition of water droplets contained in hydrothermal quartz-hosted fluid inclusions (FIs) from Alpine clefts and syn-kinematic ductile veins dated from 30 to 5 Ma related to alpine deformation. The extracted aqueous fluids have isotopic values between -1.76 ‰ and -10.55 ‰ for $\delta^{18}O_{(w)}$ and between 36.91 ‰ and -76.81 ‰ for $\delta D_{(w)}$. These values indicate that the water in the FIs is of meteoric origin and, are comparable to the mid to late Miocene precipitation recorded in the near sea level Alpine molassic basins. In contrast, the water isotopic values of the FIs are relatively high compared to modern meteoric waters of the external Alps. The $\delta^{18}O_{(w)}$ values at near-sea level, therefore, allow the calculation of a mean paleoelevation less than 1000 m Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, and Belledonne massifs during the Miocene. The method used in this study allows direct access to the surface-uplift of the External Crystalline Massifs, thus allowing to discuss the relationship between tectonics, climate, and diachronous uplift between the external and inner zones of the Western Alps.

Keywords *: Paleoaltimetry, stable isotope, fluid inclusions, quartz, meteoric water, orogenesis*

1. Introduction

Outstanding issues in continental tectonics include the understanding of the strain driving forces, how that strain is partitioned in the lithosphere, how mass is redistributed or conserved in the lithosphere and how erosion acts on rising topography to shape the Earth's surface (e.g., Clark et al., 2007). To discuss these issues a good knowledge of the evolution through time of the relief and elevation of the continents is necessary. Evolution of the relief of continents is usually indirectly inferred from geological proxies like thermochronology or sedimentology, that are used to discuss the evolution of relief amplification, exhumation, erosion, uplift and sedimentation rates. However, evolution of the elevation (paleoaltimetry), whilst essential, is seldom discussed. Paleoaltimetry proxies include fossil plants and pollens as for example in Tibet/Himalaya (Spicer et al., 2003) and in the Western Alps (Fauquette et al., 2015). A second approach hinges on the relationship between meteoric water composition and landform elevation. Several studies have demonstrated the progressive decrease in $\delta^{18}O_{(water)}$ (or $\delta^{18}O_{(w)}$) and $\delta D_{(w)}$ of precipitation (orographic rainout) with increasing elevation (Dansgaard et al., 1964 ; Poage and Chamberlain 2001; Rowley et al 2001). It is therefore conceivable to infer the paleo-elevation of mountain ranges from the isotopic composition of ancient meteoric water preserved in specific geologic archives. This approach has been used worldwide by analysing the oxygen of carbonates (Quade et al., 1995) and, of biogenic phosphates (Kocsis et al., 2007) formed at the surface, and the hydrogen isotopic composition of hydroxylated minerals crystalized within the crust (Campani et al., 2012; Mulch et al., 2004). The present-day highest elevation of the western Alps, the highest peak in Western Europe the Mont Blanc massif (4808m above sea level), is located in the external parts of the belt, where Cenozoic exhumation has been milder than in the internal part. In contrast, the highest topography was previously located in the internal part of the belt during the middle Miocene

near the Simplon detachment (Campani et al., 2012 ; Krsnik et al., 2021) or the Oligocene (Fauquette et al., 2015). The questions that arise are: when and how the translation of the high topography from the inner to the external parts of the orogen occurred ? What is the respective role of tectonic and surface processes in the surface uplift in the Alps ?

Our study aims to reconstruct the ancient altitude of the external crystalline massifs of the Alps Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) using a new method allowing to measure the $\delta^{18}O_{(w)}$ and $\delta D_{(w)}$ isotopic composition not within the minerals structure but directly of water trapped in inclusions (FIs) of quartz from tectonic veins and clefts (Gardien et al., in press).

2. Geological setting

2.1. The External Crystalline Massifs

The western Alps results from the collision between European and Apulian continental plates generates stresses that result in compressive and, strike-slip and transpression tectonic structures in the external Alps. The so-called External Crystalline Massifs (ECM) correspond to the European Variscan basement (e.g., Von Raumer et al., 1999) exhumed along Alpine tectonic structures in the external part of the belt since the Miocene. The main ECM are, as well as the Aar and Gothar massif (e.g., Rolland et al., 2009), the Mont-Blanc and Aiguilles Rouges (e.g., Boutoux et al., 2016 ; Leloup et al., 2005 ; Rolland et al., 2008), the Belledonne massif (BM) and Grand Chatelard (e.g., Gasquet et al., 2010 ; Marquer et al., 2006) (Fig. 1) and the Argentera massif (Corsini et al., 2004) (Fig. 1). In this study we discuss samples from the Mont-Blanc, Aiguilles Rouges and Belledonne.

2.1.1. Structures and Geochronology of the MBM, the ARM and the BM

The Variscan basement of the MBM is surrounded by several shear zones. To the NW, the 3km large reverse Mont-Blanc shear zone (MBsz) trends N40°-N60° with an average dip of ~50° to the SE. Shear criteria indicate a top to the NW sense of shear with a slight dextral component implying thrusting of the basement over the Mesozoic sediments of the Chamonix Synclinorium (Fig. 2) (Leloup et al., 2005; Egli et al., 2017). $^{40}Ar/^{39}Ar$ mica and K-feldspar spectra from the MBsz (Rolland et al., 2008, Leloup et al., 2005, Egli et al., 2017) do not give clear plateau and are thus difficult to interpret probably because the protolith is quite old (≥300 Ma) and the Alpine deformation temperature is below 450°C. However, all these ages are between ~ 22 and ~ 11 Ma and could correspond to the timing of deformation within the Mont-Blanc shear zone between ~ 400 and ~ 200 ◦C, wich would then have continued to be active in the brittle domain until 6 Ma ± 2 Ma (Mercier et al., 2023). To the SE, the Mont Blanc Backthrust is a ~N50°-N70° trending fault steeply dipping to the NE with top to the SE (reverse) motion (Fig. 2) (Leloup et al., 2005; Rolland et al., 2008; Egli et al., 2017). Within the Mont-Blanc three shear zones parallel to the Back thrust yield Ar/Ar plateau ages of 15.6-16.2 Ma (MB140, MB94, MB30; Rolland et al., 2007). The Helvetic Basal Thrust (HBT) marks the base of the Helvetic nappes that have been thrusted toward the W-NW above the MBM (Egli et al., 2017) as well as the ARM (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023). This thrust, mostly located at the cover/basement interface, is locally cross-cut by the MBsz and Backthrusts (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023). Rolland et al., (2008) propose that the Mont-Blanc Backthrust was coeval with the MBsz, while Leloup et al., (2005), proposed that the activity of the Mont Blanc Backthrust is more recent and purely reverse. Rolland et al., (2008) further propose that the MBM is a pop-up structure within a middle Miocene dextral transpressional system along the Rhône-Simplon fault. The HBT and the other Helvetic thrusts are thought to be active mostly between the cessation of the Penninic thrust around 30 Ma (Simon-Labric et

al., 2009) until to be offset by the MBsz, at ~14 Ma (Mercier et al., 2023). Strike slip motion of fault trending SE-NW has been describe and is still active today (Fréchet et al., 2011; Cara et al., 2017).

In the ARM, the HBT is found along the western edge of the range trending N20°-30° and dipping to the NW above the basement (Fig. 2). It corresponds to a thrust toward the WNW later tilted by the rise of the range (Mercier et al., 2023). Ar-Ar dating of white mica (Kirschner et al., 1996, 2003; Egli et al., 2017) suggest activity of the Helvetic Nappes System between ~30 until ~14 Ma (Mercier et al., 2023). Within ARM, the precise history of the N20° Vallorcine-Mieville subvertical shear zone is still discussed but appears to be a polyphased. A late Vari²scan strike-slip shear zone (Steck and Vocat, 1973), affecting the 306 ± 1.5 Ma Vallorcine granite (Bussy et al., 2000) was partly reactivated during the Alpine orogeny as a reverse fault yielding 23 - 14 Ma Ar-Ar phengite ages (Rolland et al., 2008)). To the SW the ARM is bound from the Chamonix Synclinorium by the N40° trending Le Tour backthrust that offsets the other structures but whose precise age is unknown (Leloup et al., 2005; Mercier et al., 2023).

The Belledonne massif corresponds to two units of basement rocks, the External and Internal Belledonne, separated by the “Median Fault” along which Mesozoic sedimentary rocks outcrop (Fig. 1). The western Boundary of the external Belledonne has been is interpreted as a tilted detachment of the cover, similar to the HBT further north (Kalifi et al., 2021), but other consider that the cover is autochthonous (e.g., Barféty and Gidon, 1966). That boundary is straddle by the N30° trending dextral Belledonne Boundary Fault that is active possibly since ~5 Ma (Billant et al., 2015). The Median Fault has been interpreted has a strike-slip fault (Carme, 1970; Gasquet, 1979), but with a major thrust component in the Miocene (Marquer et al., 2006). Toward the east, the internal part of Belledonne is backthrusted over Mesozoic sediments, themselves overthrust toward the NW by, a third basement range (Marquer et al.,

2006) (Fig.1). The Variscan basement rocks are retrogressed and schistosed particularly close to fault contacts. Such low temperature deformation may have occurred in post-variscan (pre-Triassic) and Alpine times. There is no direct dating of the alpine deformation but ten pitchblende from La Lauziere yield a U/Pb lower intercept at ~21 Ma (Negga, 1984). In southern Belledonne (Romanche) phylitte K/Ar ages around 26 Ma when corrected for excess argon (Nziengui, 1993); while paleomagnetic analysis suggest cooling from ~30°C to ~180°c between 24.1 and 20.2 Ma. (Crouzet et al., 2001).

2.1.2. Thermochronology of the MBM, the ARM and the BM

Beside geochronological ages, the alpine thermal evolution of the ranges are constrained by RSCM temperatures of the Mesozoic cover that yield the maximum temperature reached and thermochrology ages (Zircon Fission Track (ZFT), Zircon-Helium (ZHe), Apatite Fission Track (AFT), and Apatite-Helium (AHe)) that constrain the timing and rate of cooling.

In the MBM maximum temperatures reached by the sedimentary cover is between 304 and 366°C (Boutoux et al., 2016; Dall'Asta et al., 2022) while metamorphic assemblage in the basement suggests 0.5 ± 0.05 GPa and 400±25 ◦C (Rolland et al., 2003). These conditions are most likely associated with the burial of the massif to depth ≥ 9 km below the overlying sedimentary cover and nappes (e.g. Leloup et al., 2005; Rolland et al., 2008; Cenki-Tok et al., 2013). The subsequent cooling has been constrained in different ways. First, Pecube models of a large set of data (ZFT, AFT, AHe) spanning 2700 m of elevation (Zircon and Apatite fission track and Apatite U/He) suggest an episodic exhumation with initiation at 22 ± 2 Ma at a rate of 0.8 ± 0.15 km/Ma, that decreases to values of 0.15 ± 0.65 km/Ma at 6 ± 2 Ma, and finally increases up to 2.0 ± 0.6 km/Ma at 1.7 ± 0.8 Ma. (Glotzbach et al., 2011). Second, HeFTy models on a more limited data set (1 ZFT, 2 ZHe, 1 AFT, 1 AHe) between 2500 and 2600 m of altitude indicate a continuous cooling since 18 ± 2 Ma with possibly increased cooling at 18–

14 (~35°C/Ma) and 8–4 Ma (20-45°C/M) (Boutoux et al., 2016). Both models suggest the onset of exhumation / cooling at ~20 Ma in good accordance with geochronologic ages within the MBsz (Mercier et al., 2023).

Temperatures at the top of the basement of the ARM before exhumation have been estimated at 350 ± 20°C from δ18O (Kirschner et al., 1995) and 325 ± 25°C from RSCM (Girault et al., 2020) below the Morcles Nappe at the northern tip of the range, and 320 ± 25°C from RSCM in the south of the range (Boutoux et al., 2016). Cooling histories of samples at between 2100 and 2500 m of elevation in the central part of the ARM modeled with the HeFTy software (1 AFT, the mean of two ZHe, 1 AHe) suggest that cooling, and thus exhumation, started at about 18 Ma (5-15 °C/Ma) and was faster (20-45°C/Ma) from 8 to 4 Ma (Boutoux et al., 2016). However, the cooling history is relatively poorly constrained and exhumation could have started between ~ 30 and 16 Ma. Finally, thermal modeling obtained from AHe data in the northern part of the range within the Rhône valley indicates an increase in cooling rate associated with local erosion of glacial valleys since ~1 Ma (Valla et al., 2011).

Maximum temperatures reached by the cover in the northern BM is between 338 and 349°C from RSCM measurements (Girault et al., 2022) very similar as those in the ARM and MBM, and also reached after burial below the Helvetic and Peninic nappes. According to thermochronological data (ZFT, ZHe and AFT) the subsequent exhumation starts prior to 20-17 Ma in Belledonne and 26 Ma in the Grandes Rousses (Girault et al., 2022). The average cooling histories models (HeFTy) correspond to a linear cooling of 16°C / Ma both in external and internal Belledonne across the Median Fault, suggesting that the fault had no vertical offset since ~18 Ma (Girault et al., 2022). ZFT ages suggest that the Lauzière granite (external Belledonne) was exhumed at ~13 km depth (~2Kb) at 18.2-12.7 Ma (Janots et al., 2019).

2.1.3. Quartz veins formation and relationship with alpine deformation

As evoked above, alpine metamorphism in the ECM resulted from burial below the Mesozoic and Cenozoic sediments and underthrusting below the Helvetic and Penninic nappes during the collision that induced thickening and thus heating. That temperature rise increased the solubility of fluids, essentially aqueous, which circulate in the crust through different pathways (lithological discontinuities, tectonic structures such as shear zones, faults or fractures). Such hydrothermal fluids, subsequently precipitates various minerals, mostly quartz, in veins or cleft (Fig. 8).

Depending on the bedrock pressure – temperature conditions and on the intensity of deformation, the Si-rich fluids precipitate in various forms. Within shear zones and at temperature the quartz will form ductile veins parallel to the main foliation that can eventually be further deformed during progressive deformation leading to the formation of lenses (boudins) often bounded by shear planes. In Alpine shear zones such veins are coeval with the corresponding shear zone and will be referred to as *syn-kinematic veins* (Fig. 3A, B, E) (Table 1). At lower temperature the fluids will crystalize in open cracks (Mode 1) whose plane in isotropic bedrocks is perpendicular to the least principal stress ($\sigma 3$). These structures have been termed “alpine cleft” and refer to horizontal, subhorizontal , vertical and subvertical cracks that crosscutting the alpine foliation of the host rock (Fig. 3F, 3D) (Table 1).

In the MBM numerous horizontal clefts containing quartz + Chlorite ± fluorite ± adularia crystallizations are mostly found within the granite (e.g., Poty et al., 1974; Rossi et al., 2005; Rossi and Rolland, 2014). These clefts are compatible with horizontal compression and are generally considered as coeval to the Mont-Blanc shear zone and shear zones within the granite (Rossi et al., 2005), thus with ~WNW-ESE to ~NNW-SSE compression (Leloup et al., 2005). Thermo-barometric estimates from parageneses of the MBM clefts and microthermometric studies of quartz hosted fluid inclusions (FIs) range between 2.4 - 3.2 kbar and 400 - 420°C (Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps,

Schweiz. Mineral. Pet-rogr. Mitt., 54, 717 – 752.). Poty and Cathelineau (1999) distinguished two phases of cleft formation, an early phase with H_2O-NaCl-rich fluids at ~3.7kb and 380°C, and a late one with H_2O-CO_2 rich fluids at ~1.5Kb and 290°C. Fabre et al. (2002) estimate conditions of ~3.5Kb and 350 ± 40°C for a cleft of the first generation. Our own estimates yield : 9MB44: 380°C-1.2Kb à 160°C-0.5kb; 9MB56: 600°C-1.9kb à 200°C-0.6kb; 9MB30: 250°C-0.9kb à 180°C-0.6Kb; 9MB01A: 520°c-1.7 kb220°C-0.6Kb. In the northern MBM the crystallisation of gold bearing Quartz veins is estimated at 0.7-1.4 Kb and 265-285°C (Marshall et al., 1998a), while three generations of veins allow to define the alpine retrograde evolution: Stilpnomelane-epidote-quartz calcite veins at 2.35-5.2 Kb and 360-435 °C ; Quartz-muscovite veins at 1.65-3.4kb and 310-370°C ; and Quartz-Chlorite veins at 0.7-1.95kb and 250-290°C (Marshall et al., 1998b). Such clefts have yield K/Ar ages between 13.2 and 20.3 Ma for adularia and 11.4 to 15.5 for muscovite [68-001, 68-111, 64-207; Leutwein et al., 1970], $^{40}Ar/^{39}Ar$ isochron ages between 10.6 and 13.6 Ma for adularia (MB03–70, MB08-22; Rossi and Rolland, 2014; Gardien et al. in press). Monazites found in six similar clefts within the shear zones and the gneiss yield $^{208}Pb/^{232}Th$ age populations between 11.9 and 6.5 Ma (AIGG1, BLANC2, HEL, SALZ11, SLZ14; Bergemann et al, 2019). In the north of the Mont-Blanc clefts containing quartz ± Stilpnomelane ± Epidote ± Calcite ± Adularia ± Gold, formed at 265-285°C and 0.7-1.4 Kb, with the Adularia yielding a 9.9 ± 1 Ma $^{40}Ar/^{39}Ar$ isochron age (Marshall et al., 1998b). Two vertical clefts striking N190° from the ARM close to the MBM yield monazites with $^{208}Pb/^{232}Th$ age populations between 9.5 and 7.6 Ma (SALZ10, SLZ15; Bergemann et al, 2019). The vertical clefts are interpreted as reflecting the evolution from a compressive state of stress ($\sigma3$ vertical) to a state of stress with $\sigma3$ horizontal that would be linked to right-lateral shear along the Rhone-Simplon fault system (Bergemann et al, 2019). However, the orientation of the vertical cleft would be compatible with left-lateral not right-lateral shear along a NE-SW fault.

In the Lauzière range of the BM (Gasquet et al., 2010) report two generations of quartz clefts, ²the first one being horizontal and containing Q ± Chl ± Ep and the second one being vertical and containing various accessory minerals (anatase, rutile, phénacite, meneghinite, beryl, synchysite, monazite). These vertical quartz clefts trend between N90° and N170° with most trending N120° and their "en echelon" geometry is interpreted to reflect dextral strike-slip motion along a NE-SW direction (Gasquet et al., 2010). $^{207}Pb/^{235}U$ IDTIMS ages of monazites are coroborated by more precise $^{208}Pb/^{232}Th$ LA-ICPMS ages that range between 5.4±0.5 and 11.7±0.2 Ma (Gasquet et al., 2010). These ages suggest two episodes of cleft formation, one in the Entre deux Eaux area at 11.6±0.2 Ma (EDR1, 3, 4), and a younger one in the La Léchère area at 6.5±0.5 Ma (MoE, D, B, G) (Gasquet et al., 2010). Two adularia Ar/Ar isochrone ages of 7.74 ± 2.8 Ma Ma (LA-0502) and 7.01 ± 0.74 Ma (LA-0502) from La Léchère confirm the youngest cristalization event. Age of the Entre deux Eaux clefts is further constrain by $^{208}Pb/^{232}Th$ LA-ICPMS ages of monazite (12.4 ± 0.1 M, E2R01,08,09,11) (Grand'Homme et al., 2016), for P-T conditions of 300-320°C and 1.5-2.2 kbar (Janots et al., 2019). That emplacement is interpreted to have reset the ZFT age at 10.3±1.0 Ma while the ZFT ages away from the cleft are older (18.2-12.7 Ma) (Janots et al., 2019). In La Léchère area the new $^{208}Pb/^{232}Th$ monazite LA-ICPMS ages suggest a longer cristalization (11.9 to 7.2 Ma, RDN01-04, LCO 01-04, KER01-03, SOY1-2) (Grand'Homme et al., 2016). That event is also documented in by two $^{208}Pb/^{232}Th$ LA-ICPMS monazite ages from two vertical cleft from the Grand Chatelard (8.2 – 6.1 Ma, SAV01-4, SMC01) (Grand'Homme et al., 2016).

3. Methodology and analytical technique

3.1 Sample location and description

We sampled different generations of veins and clefts in the crystalline basement, the mesozoic cover and the carboniferous cover (Table 1). Sampling was carried out at various elevations on either sides of the Mont Blanc and the Aiguilles Rouges and in the northern part of the internal Belledonne unit following the sampling strategy of (Gasquet et al., 2010. We sampled 8 synkinematic veins, 5 oblique clefts cross-cutting the alpine foliation ; 13 Horizontal / Sub-horizontal clefts and 11 Vertical / Sub-vertical clefts. (Table 1, Fig. 1). From a chronological point of view, we consider that the oldest generation of veins observed in the external crystalline massifs is related to HBD deformation (Fig. 3A) followed by veins related to the exhumation of the massifs in connection with the Mont Blanc shear zone motion (Fig. 3E) and the backthrust (Fig. 3B). Then, horizontal and finally vertical slots (Fig. 3C "BEL1" and 3D) are the last to form in connection with the development of a dextral strike slip fault (Bergemann et al., 2019; Gasquet et al., 2010; Grand'Homme et al., 2016).

3.2 Fluids extraction

Quartz were crushed into ~ 2 mm diameter grains and then hand picked under a binocular to keep only pure grains, free of surface alteration or mineral inclusions such as chlorite. Quartz grains were washed with 3 times diluted nitric acid, rinsed with distilled water and then dried 48 hours in an oven at 100°C. For each extraction 10 g of quartz grains per sample were placed in a quartz tube connected to the vacuum line. Water adsorbed on the surface of the grains was removed by heating at 80°C for 15 minutes. Then, the sample was heated to 450°C for 20 min to decrepitate the FIs (opening of fluid inclusions by internal overpressure resulting from the thermal expansion of fluids). Water collected during the decrepitation of fluid inclusions, in the range 2–10 µL, is transferred in a teflon sample holder. For more details, the reader is invited to refer to Gardien et al (in prep).

3.3 Stable isotope analysis and results

All stable isotope measurements were made at the Analytical Sciences Institute in Villeurbanne using an « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectrometer » (OA-ICOS) IWA-45EP (Los Gatos Research, Mountain View, California). $\delta^{18}O_{(w)}$ and $\delta D_{(w)}$ values are reported to the « 4C » standard water sample from Los Gatos Research ($\delta^{18}O_{(w)}$ (‰) -7.94, $\delta D_{(w)}$ (‰) -51.6) which is previously calibrated with VSMOW2 international standard water from IAEA ($\delta 18O_{(w)}$ (‰) 0, $\delta D_{(w)}$ (‰) 0). All of our sample were measured by repeted injections of 1µl and were bracketed by standard measurements every 7 analysis on average.

The isotopic composition of the extracted water display δD_{water} values between -34.05 to -82.88‰ and $\delta^{18}O_{(w)}$ between -1.76 ‰ to -10.55‰ (Table 1). The average reproducibility of the analyses at 1 σ is 2‰ and 0.4‰ for $\delta D_{(w)}$ and $\delta^{18}O_{(w)}$, respectively. The data are homogeneous and mainly fall on the global meteoric water line of Craig et al., (1961) (Fig. 4) indicating a meteoric origin of the FIs water. Seven samples (ARE-120, ARE-121, ARE-234, ARE-270, ARE-272, 9MB08, 9MB52) do not plot on the meteoric water line range. The values obtained do not show any relationship between the isotopic composition of the FIs and the sampling location, the elevation, the age nor structural style of the veins (See supplementary materials).

4. Discussion

4.1. Modern meteoric fluids in the Alps

The dominant modern precipitation in the western Alps are mainly brought by westerly winds in winter and northerly winds in summer (Sturman and Wanner, 2001). The effect of

altitude on the oxygen isotopic composition of precipitation has been measured over the central Alps. It is -0.2‰/100 m on the northern slope (Schürch et al.,2003) and -0.18‰/100 on the southern slope at the same longitude (Longinelli and Selmo, 2003). In the external Alps the average altitude of the MBM is 2500-3000m a.s.l. , about 2000m a.s.l. for the ARM and 1500 to 2000m for the BM. Recent studies (Gardien et al., in press) have obtained the isotopic composition of precipitation on the Mont Blanc and Chenaillet massifs (Fig. 5). On the MBM at 2260m and 2660m the respective values in $\delta^{18}O_{(w)}$ are -13.11‰ and -18.02‰ and, for $\delta D_{(w)}$ of -101.15 ‰ and - 144.25‰ . On the Chenaillet massif precipitation collected at an altitude of ~2500m the $\delta^{18}O_{(w)}$ varies between -11.8‰ and -14.4‰ and the $\delta D_{(w)}$ varies between -83‰ to -118‰ . The isotopic composition of modern lowland precipitation in the western Alps is recorded by the IAEA station. The values at Thonon-les-Bains (France) at the altitude of 385m above sea level (a.s.l.) are -8.95‰ in $\delta^{18}O_{(w)}$ and -63.97% for $\delta D_{(w)}$. At Bern and Sion (Switzerland,) at altitudes of 511m and 482m a.s.l.) the values in $\delta^{18}O_{(w)}$ are -9.74‰ and -10.12‰, respectively, and in $\delta D_{(w)}$ are -69.11% and -76.50‰ (Fig. 6).

Part of the precipitation that falls on the high reliefs is transferred to the Mediterranean Sea mainly by the Rhône river system. Another part infiltrates the ground through lithological discontinuities or tectonic drains. The Rhône River, which originates in the southern part of the Aar Massif (Switzerland) bypasses the MBM from the north before taking a southward turn, has an average $\delta^{18}O_{(w)}$ isotopic composition of -14‰ and $\delta D_{(w)}$ of -100‰ (Halder et al., 2013). Fontes et al, (1978) demonstrated that precipitation infiltrates vertically for several km in months to years into the MBM rocks. They also show that rainfall isotopic composition remains stable as it travels through the crust since their values follow the variation of precipitation isotopic compositions with topography. Modern thermal waters analyzed at Lavey-Les-Bains, Saint-Gervais-Les-Bains and Val d'Illiez in the Aiguilles Rouges massif (Sonney et al., 2010) have isotopic compositions of -12.51‰ to -13.51‰ for $\delta^{18}O_{(w)}$ and -90.1‰ to -97.1‰ for the

$\delta D_{(w)}$. These values, close to the isotopic composition of the Rhône river and the GMWL waters (Fig. 5) demonstrate that a localized seepage zone in the Aiguilles Rouges massif between 1700-2100m is connected to the hot springs. More generally, this confirms that the thrust faults of the external crystalline massifs are good drains guiding meteoric fluids towards the low points (Sonney et al., 2010). Similar work has been done in the northern part of the Belledonne Massif where the thermal waters of Salins-les-thermes and La Léchère have an isotopic composition of -96.10‰ and -91.40 ‰ for $\delta D_{(w)}$ and -13.19‰ and -13.01‰ for $\delta^{18}O_{(w)}$, respectively. These values correspond to a recharge zone between 2644m a.s.l and 2450m a.s.l (Simeon 1980).

4.2. Surface meteoric water vs Host-rock Contamination

The isotopic composition of meteoric water can be modified by variety of surface processes prior to flowing into the crust. This is because the d-excess (d-excess = $\delta D - 8 . \delta^{18}O$) (Craig et al., 1961) and the GMWL numerical coefficient are not constant and both can shift the line or change its slope. Both parameters are primarily influenced by evaporation, vapor transport and precipitation and then offer insight into climate processes (Dansgaard, 1964). The d-excess can also vary with seasonality (Froehlich et al., 2008). Meteoric water subject to intense evaporation can shift isotopic values to the right of the GMWL as observe in moutain lakes (Craig 1961 ; Craig et al., 1963). These surface processes and seasonality effects are likely to be smoothed by thousands of years of meteoric water circulation in the crust before it is trapped into quartz mineral.

$\delta^{18}O_{(w)}$ and $\delta D_{(w)}$ tracers are known to be robust through geological timescale. It has been shown that the risk of isotopic exchange for quartz is low under 340 °C (Clayton et al.,

1968). Still, the system is not closed so possibilities of isotope exchanges with the host rocks or mixing with deep-seated fluids cannot be totally discounted.

Three syntectonic quartz veins (ARE-272, ARE-270, and ARE-120) sampled in metamorphosed Mesozoic carbonates have fluid compositions that deviate from the meteoric water line. Interactions between water and organic matter potentially present in sedimentary rocks may have lowered the original $\delta D_{(w)}$ of H_2O (Lécuyer et al., 1994). In contrast, oxygen exchange between carbonates and fluids occurs from 100-150°C (Clayton et al., 1968). The temperature associated with the formation of the syntectonic veins is of the order of 350-400°C as evidenced by P-T recorded in foliated host-rock (Rolland et al., 2003) which is high enough to contaminate the aqueous fluid with carbonate oxygen. Sample ARE-234 was collected from a granite with a decameter-scale penetrative hydrothermal (field observations), a fluid-rock interaction may have occurred and shifted the $\delta^{18}O_{(w)}$ values of the IFs water to a more enriched value. Samples ARE-121 and 9MB08 within the MBsz, also have more positive $\delta^{18}O_{(w)}$ values that can be explained by exchange with oxygen in the silica-rich host rock, with this exchange facilitated by the relatively high P-T conditions associated with the development of the shear zone. However, isotopic fractionation from fluid-host rock exchange would displaces only O or H but not both at the same time and in the same ratio. For samples with compositions in the meteoric water range (Fig. 5), a potential meteoric water-host rock exchange can therefore be ruled out. Furthermore, hydrogen appears to be less sensitive than oxygen to isotopic fractionation as it circulates through the crust, particularly in shear zones.

4.3. Significance of the isotope signal

The $\delta^{18}O$ composition measured on MBM quartz yields values of +7.6‰ to +15.3 ‰ (Marshall et al., 1998; Rossi and Rolland, 2014) consistent with the $\delta^{18}O$ of quartz in the ARM's

gneisses ($\delta^{18}O_{quartz}$ = +10.9‰ to +12.4‰) (Marquer et al., 1994) and more generally with magmatic quartz from granites and granodiorites ($\delta^{18}O_{quartz}$ = +9‰ to +12.5‰) (Taylor et al., 1968). For veins in the Mesozoic cover, the $\delta^{18}O_{quartz}$ gives values between +11.10‰ and +27.21‰ (Crespo-Blanc et al., 1995; Rossi and Rolland, 2014), which is in the same range as the $\delta^{18}O_{quartz}$ in the sedimentary cover ($\delta^{18}O_{quartz}$ = +17.5‰ to +27.1‰) (Crespo-Blanc et al., 1995). The isotopic composition of the fluid calculated from these data and temperature-dependent quartz-H_2O fractionation (Zheng et al.,1993) yield $\delta^{18}O_{(w)}$ values of +0.57‰ to +4.72‰ at 300°C and +3.91‰ to +8.07‰ at 450°C for the crystalline basement veins and values of +12, 70‰ to +17.88‰ at 300°C to +16.05‰ to +21.23‰ at 450°C for Mesozoic cover veins (Rossi and Rolland, 2014) (Fig. 4). However, the FIs extracted from the quartz which are direct witnesses of the fluids circulating in the tension cracks during the growth of the minerals, yield very different isotope values and a clear meteoric signature. These findings differ from (Rossi and Rolland, 2014) which suggest a metamorphic origin for the chlorite rich-veins and the hydrothermal horizontal quartz veins in the MBM based on their $\delta^{18}O_{quartz}$ values and the temperature-dependent quartz-H_2O fractionation (Zheng et al.,1993) (Fig. 4). This could suggest that meteoric fluids were not at equilibrium state with the quartz while its crystallisation and/or that the H_2O rich meteoric fluids trapped in the growing quartz is different from the Si-O rich mineralizing fluid and explain different $\delta^{18}O_{(w)}$ signature between the water fluid inclusion and the host-quartz.

4.4. Miocene paleoaltimetry of the ECM

The isotopic composition of water in the FIs trapped in the quartz veins is consistent with rainfall on the ECMs during the middle to late Miocene. It is therefore possible to use these values as a proxy for paleoaltimetry reconstruction. On the MBM the meteoric water

trapped in the Miocene FIs has a less negative composition than modern precipitation (Table 1) and modern thermal water from the inner Belledonne massif. Such difference could be interpreted as a strong increase in the topography of Mont Blanc between the end of the Miocene and today. However, climate change is also a parameter that can influence the stable isotope composition of meteoric waters by varying the air temperature and the isotopic signature of the moisture source. It is therefore necessary to consider a potential climate bias. To avoid this it is important to compare the paleoprecipitation values with the isotopic composition of lower elevation water but at the same geological period (Botsyun et al., 2020; Campani et al., 2012; Krsnik et al., 2021) considering thus relative data between two different elevation points at a given period ($\Delta\delta^{18}O_{(w)}$, $\Delta\delta D_{(w)}$) (Fig. 7).

For this, we have low altitude isotopic data recorded in the molasse basins (Fig. 7) at the foot of the mountain belts. Indeed, the isotopic composition of low-level precipitation unaffected by orographic rainfall is recorded in pedogenic carbonates or fossilized mammalian teeth allowing us to calculate the $\delta^{18}O_{(w)}$ of meteoric water in equilibrium with carbonate (Kim and Oneil, 1997) or phosphate in teeth (Bryan et al., 1996). The $\delta^{18}O_{(carbonate)}$ measured in carbonates from the North Alpine foreland basin (Campani et al., 2012; Krsnik et al, 2021) allows calculation, with temperatures estimated from Δ^{47}, of the $\delta^{18}O_{(w)}$ of a low-elevation meteoric water of -0.5 ‰ to -6.3‰ between 16.8 to 13.7 Ma for the Jona Molassic Basin and between -4.8 ‰ to -7.1‰ from 17.6 to 13.3 Ma for the Fontannen Molassic Basin (Switzerland) (Fig, 6). Measurements on large mammal fossilized teeth ($\delta^{18}O_{(phosphate)}$) from Miocene continental deposits have been made in several basins around the Alps. The calculated $\delta^{18}O_{(w)}$ of drinking water yield values between -2.6 ‰ to -8.6‰ at ~13.5 Ma which gives a mean $\delta^{18}O_{(w)}$ value of -5.7 ‰ (20 km north to the german alpine molasse basin) (Tütken et al., 2006) similar to the mean value obtain by Krsnik et al., 2021 with the pedogenic carbonates. A slightly more recent record yield values between -6.09 ‰ to -11.24 ‰ between 10.3 to 10.5 Ma in the german

alpine molasse basin (Tütken et al.,2013) and in the range of -5 ‰ to -11‰ between 11.2 to 8 Ma in the Panonian basin (Johnson et al., 2016) (Fig. 6). Together, these data show the progressive depletion in heavier isotope of meteoric water since the middle Miocene correlate with the global climate cooling initiated after the Mid-Miocene climate optimum (Zachos et al., 2001) (Fig. 6). Therefore, these data give the stable isotope composition of meteoric water at low elevation around the Alps between ~17.5 and 5 Ma. The isotopic composition of the meteoric water extracted from i) the synkinematic quartz veins formed between ~30 to ~15 Ma ($\delta^{18}O_{(w)}$ = -1.76 ‰ to -8.75 ‰), ii) the horizontal and sub-horizontal clefts formed mainly between 16 and 9 Ma (e.g. Rossi and Rolland, 2014) ($\delta^{18}O_{(w)}$ = -2.18 ‰ to -9.06 ‰), iii) the vertical and sub-vertical clefts formed between 11 and 5 Ma ($\delta^{18}O_{(w)}$ = -2.73 ‰ to -10.55 ‰) from the ECM is clearly in the same range as the low-altitude signal recorded in the near-sea-level basins (Fig. 5). The FIs composition are also much higher than the calculated values of the $\delta^{18}O_{(w)}$ -12 ‰ to -15 ‰ of the Simplon fault in the inner Alps (Fig. 5) in which by this time (14.5 Ma) had already reached since the present high elevation (Campani et al., 2012, Krsnik et al., 2021) (Figs. 5 and 6).

The variability of our data is not to be correlate to the spatial distribution of the samples, nor to their elevation, nor to their chronology (See supplementary materials). We can therefore, without risk of missing any geological information, treat our isotopic data as an average that will be converted into a mean paleoelevation value. For that purpose, it is possible to use the polynomial law modeling the evolution of the isotopic composition of precipitation as a function of altitude by stating a low latitude mean sea surface termprature of T = 295K and a relative humidity RH = 80% (Rowley et al., 2001). Knowing the $\delta^{18}O_{(w)}$ at low elevation it is possible to calculate the difference between isotope composition of precipitation at high and low elevation ($\Delta\delta^{18}O$) which give the difference in elevation (Δh) (Fig. 7). Using the Jona Swiss molasse basin as a Middle Miocene alpine near sea level reference ($\delta^{18}O_{(w)}$ = -5.8 ‰ ± 0.2 ‰ ;

Krsnik et al., 2021) we calculate a mean paleoelevation for each massif from the mean $\delta^{18}O$ of the water FIs. While most stable isotope based methods for paleoaltimetry ($\delta^{18}O$ of carbonates, dD of phyllosilicates) rely only on the use of samples with the most negative isotopic composition and exclude all other values we choose to use all of our samples in order to be as conservative as possible. The margin of error therefore represents the variability of the composition of paleo-precipitation, which is often minimized in previous studies. For the ARM, MBM and BM the mean $\delta^{18}O_{(w)}$ (-7.39 ‰ ± 1.35 ‰, -6.83 ‰ ± 1.11 ‰, -4.37 ‰ ± 1.42 ‰, respectively) are used to calculate mean Δh of 923m ± 898m, 697m ± 748m, 0m ± 941m, respetively. It appears that the most likely scenario corresponds to a mean paleoelevation of about 1000m for the Mont-Blanc, Aiguilles Rouges and Belledonne massif until at least the late Miocene (about 20% to 30% the mean elevation of today's topography).

However it is important to keep in mind that we use the low elevation $\delta^{18}O_{(w)}$ (Krsnik et al., 2021) that record the Mid Miocene climate Optimum and correspond probably to the highest $\delta^{18}O_{(w)}$ values of precipitation during the Miocene which gives the bigger $\Delta\delta^{18}O$ and the bigger Δh. The $\delta^{18}O_{(w)}$ of precipitation has, overall, only gradually decreased since that time so we thus probably overestimate the $\Delta\delta^{18}O$ for the precipitation younger than 14 Ma that are record in the youngest horizontal veins and the vertical to sub-vertical generation (Post 9 Ma).

4.5. Geodynamic implications

We show that the MBM-ARM area was at low elevation at least to 30 Ma and even until ~5 Ma for the Belledonne massif. It is now necessary to discuss about the implications of these new data regarding other geological proxies like thermochronology and sedimentology.

4.5.1. Surface uplift Vs Erosion

Paleoaltimetry is an effective way of measuring and quantifying surface uplift in the past which could be defined by the surface elevation variation through time. Surface uplift in an orogenic context is the result of competition between two types of processes : 1) Internal forcings affecting the crust and the mantle ; 2) External forcing that affects the rock surface through atmosphere-hydrosphere-cryosphere-lithosphere interactions. Among the internal forcings we can mention tectonic processes such as faults and shear zones that are the main processes in the vertical uplift. It has been proposed that mantle dynamics, through intraplate mantle upwelling (Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998) or associated with subduction zones (Zhong and Gurnis ,1994) and even slab break-off can trigger vertical uplift. For slab break-off numerical modeling show that regions as wide as ~150–200 km are subject to uplift at rates that may reach up to ~6–10 mm/a, although such high rates of uplift are generally sustained for periods shorter than ~1 Ma (Duretz and Gerya, 2013). Then, two essentials external forcings have an impact on surface, climate processes and lithology effects that both control the erosion strength that will more or less efficiently lower the surface elevation. The erosion-induced isostatic rebound and associated vertical uplift partially balances the lower surface elevation (e.g. Champagnac et al., 2007).

Finally, when the vertical uplift rate is equal to the regional denudation rate, the surface elevation is at a steady-state. However, when vertical uplift rate outpaced the erosion rate it promotes the uplift of the surface. In the alpine external crystalline massifs, our data show that the surface elevation was low and probably at steady state until at least the Miocene-Pliocene transition. Then, between 5Ma to today, it’s likely that a major change occurred affecting internal and/or external forcings favouring surface uplift to outpaced erosion.

4.5.2. What mechanisms to outpaced erosion ?

4.5.2.1. Increasing uplift by internal forcings

Tectonic and Mantle dynamics

Exhumation of the MBM began between 20 and 15 Ma ago (Egli et al., 2017; Leloup et al., 2005; Rolland et al., 2008) by the motion of two steep reverse faults, the MBsz to the NW and the Backthrust to the SE. Available thermochronological data show that exhumation occurs at jerky rates, rapid (0.7km/Ma; 35°C/Ma) between 18 and 14 Ma, slower between 14 and 8 Ma (Boutoux et al., 2016; Glotzbach et al., 2011) followed by an acceleration that seems to have affected the whole ECM around 5 Ma (Boutoux et al., 2016; Van der Beek et al., 2010) or even more recently for some authors (Glotzbach et al., 2011) (Fig. 6). In the Belledonne massif, reverse shear zones associated with the Median fault are dated around 14.5 Ma (Egli et al., 2017) with an exhumation rate of the same order as for the MBM and ARM, they are the youngest reverse faults dated in this massif. For some authors the MB backthrust and the associated fragile deformation could initiate around 4 Ma but whithout dating clue. Backthrusting in the ARM potentially younger than the MBsz has just been identified but yet without absolute age (Mercier et al., 2023). Both in the MBM, ARM and Belledonne massif transpressive dextral strike-slip faulting has been identified (Fig. 2 and 8) and still currently active even if its timing initiation and magnitude is still debated. It is unlikely that the relatively minor strike-slip component affecting the ECM is of sufficient magnitude to build such surface elevation.

The younger (< 5Ma) rapid uplift rate of the Western Alps as well as a strong isostatic rebound (Fox et al., 2015) has been attributed to slab rupture beneath the Western Alps (Kästle et al., 2018). Such a regional event should affect all the Western Alps at the same time, and it should appear clearly with regards to thermochronometric reccord. However, it’s not so obvious

that ECM display the same late exhumation pattern, even though there is still not enough low temperature thermochronologic data (AHe) to confirm or infirm this hypothesis.

4.5.2.2. Modifying erosion efficiency by external forcings

Climate and Lithology effects

Approximately 4 Ma ago a global transition from a stable to a less stable or even highly variable climate has been invoked to account locally for a sharp increase in erosion rate (Peizhen et al., 2001) and exhumation rate (Herman et al., 2013). In particular, in the western Alps the reactivation of erosion associated with variable climate as well as the development of glaciations have played a major role in building high reliefs in the western Alps favoring valley carving and preserving high summits from erosion (Champagnac et al., 2007 ; Glotzbach et al., 2011 ; Valla et al., 2011) (Fig. 6).

Sedimentology studies focused on eroded materials from the external alps show that pebles from the Belledonne and the Pelvoux external massif was mainly carbonate sedimentary rocks with no or very few crystalline materials until the Miocene-Pliocene transition (~5Ma) (Bocquet, 1966) showing that the Hercynian metamorphic basement today at the highest elevation was still below the Helvetic cover before this time (Fig. 6). Such studies do not exist for the MBM. We assume that this massif has experienced a similar scenario, with a calcareous sedimentary cover chemically and mechanically more easily eroded than the crystalline basement (Roy et al., 1999), that involves rates of erosion effective enough to balance the rate of surface uplift until the basement is exposed to the surface slowing again erosion and thus promoting surface uplift (Fig. 6). This could be in good agreement with a high reliefs building in the external Alps during the Pliocene.

4.5.3. Interaction between tectonic, climate and surface uplift

In summary, mechanisms that could induced a vertical uplift of the MBM, ARM and BM after 5 Ma massifs could be mantle dynamics and erosion-induced isostatic rebound. It is unlikely that tectonics produced a substantial vertical uplift as most of the Alpine structures (Helvetic basal thrusts, Mont-Blanc shear zone, backthrusts…) were not active at the end of the Miocene. The only mechanism that could lower the surface elevation is erosion, of which the efficiency has been enhanced by the intensification of the alpine glaciations. The lithology effect has reduced the amount of erosion and surface lowering locally (crystalline rocks).
Considering the the processes previously discussed, a brief chronology of the ECM surrection can be proposed :

1) Before 5 Ma, the vertical uplift of the ECM was mainly driven by tectonics during fault and shear zones motion like the MBsz and was compensated by the denudation of the easily erodable calcareous cover. A low surface elevation (~1000m) was maintained at steady-state from 30 to 5 Ma.

2) After 5 Ma, no thrust-faulting likely to produce significant vertical uplift were active anymore. The slab break-off of the european litphosphere beneath was likely to occure 2 My ago (Fox et al., 2015 ; Katsle et al., 2018). The strengthening of alpine glaciations occurred around 1 Ma and greatly enhanced glacial erosion which was relatively more efficient on calcareous rocks located in the valleys than crystalline rocks that became the summits. The vertical uplift after 5 Ma was thus more likely to be induced by the erosion-induced isostatic rebound together with the topography dynamic effect (Husson et al., 2013) of the slab break-off .

Finally, high topography seems to have been made in the external massif much later than for the internal massif like the Chenaillet (Gardien et al., in press) or the Simplon region

in the Central Alps which is at high elevation since at least 14,5 Ma (Campani et al., 2012, Krsnik et al., 2021). Our results are in good agreement with the diachronous exhumation history between the internal zones and the external zones in the Alps (Fauquette et al., 2015 ; Grosjean et al., 2016).

Conclusion

Here we show that the isotope signature of meteoric water is preserved in the water fluid inclusion trapped into different generations of alpine quartz clefts and veins hosted in the External Crystalline Massifs. It is thus possible to directly use these $\delta^{18}O_{(w)}$ and $\delta D_{(w)}$ to reconstitute the topography's evolution of these massifs between more than at least ~15 Ma until the late Miocene. Regarding, other proxies and existing stable isotope data in the alpine molasse basin and in the internal Alps we suggest that the Mont-Blanc, the Aiguilles Rouges and the Belledonne massifs were at maximum mean elevation of ~1000m at least until the late Miocene. It would be interesting to extend this work temporally with more recent stable isotope record in younger quartz veins, calcite veins or even cave speleotheme and spatially in other portions of the Alps. These information together with existing data and this work could allow to better understand the interaction between internal and external forcings that permits the topography to grow.

Acknowedgments

This work was supported by the Laboratoire de Geologie de Lyon: Terre, Planètes, Environnement, the CNRS ISOTOP2020 and INSU TelluS Syster programs.

Author Contributions

R.M., V.G., and G.M., conceived the project. R.M., P-H.L., A.M., V.G and G.M collected the samples. P-H.L and A.M. brought their knowledge of the External Alps and the field in the discussions. R.M., prepared the samples, performed the extraction process of fluid inclusions and isotopic analyses with E.B., and P.J. R.M., G.M and V.G wrote the manuscript with contributions from all authors.

References

Bergemann, C.A., Gnos, E., Whitehouse, M.J., 2019. Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs. Tectonophysics 750, 203–212.

Billant, J., Hippolyte, J.-C., Bellier, O., 2015. Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, Western Alps. Tectonophysics 659, 31–52.

Bocquet, J., 1966. Le delta miocène de Voreppe Étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble [WWW Document]. URL http://geologie-alpine.ujf-grenoble.fr/articles/GA_1966__42__53_0.pdf (accessed 4.11.22).

Botsyun, S., Ehlers, T.A., Mutz, S.G., Methner, K., Krsnik, E., Mulch, A., 2020. Opportunities and Challenges for Paleoaltimetry in "Small" Orogens: Insights From the European Alps. Geophysical Research Letters 47.

Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaguet, A., Rolland, Y., Lacombe, O., 2016. Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. Tectonophysics 683, 109–123.

Boyer ., S.E., Elliott, D., 1982. Thrust Systems. Bulletin 66.

Bussy, F., Hernandez, J., Von Raumer, J., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc Massifs, Western Alps). Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 91, 221–233.

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. Earth and Planetary Science Letters 337–338, 174–185.

Cenki-Tok, B., Darling, J.R., Rolland, Y., Dhuime, B., Storey, C.D., 2014. Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new *in situ* U-Th-Pb

geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. Terra Nova 26, 29–37.
Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. Geol 35, 195.
Clark, M.K., 2007. The Significance of Paleotopography. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 66, 1–21.
Clayton, R.N., Muffler, L.J.P., White, D.E., 1968. Oxygen isotope study of calcite and silicates of the River Ranch No. 1 well, Salton Sea geothermal field, California. American Journal of Science 266, 968–979.
Corsini, M., Ruffet, G., Caby, R., 2004. Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). Eclogae geol. Helv. 97, 3–15.
Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science 133, 1702–1703.
Craig, H., Gordon, L.I., Horibe, Y., 1963. Isotopic exchange effects in the evaporation of water: 1. Low-temperature experimental results. J. Geophys. Res. 68, 5079–5087.
Crespo-Blanc, A., Masson, H., Sharp, Z., Cosca, M., Hunziker, J., 1995. A stable and 40Ar/39Ar isotope study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps): Evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics. GSA Bulletin 107, 1129–1144.
Daniel Bryant, J., Koch, P.L., Froelich, P.N., Showers, W.J., Genna, B.J., 1996. Oxygen isotope partitioning between phosphate and carbonate in mammalian apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 5145–5148.
Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436–468.
Duretz, T., Gerya, T.V., 2013. Slab detachment during continental collision: Influence of crustal rheology and interaction with lithospheric delamination. Tectonophysics 602, 124–140.
Egli, D., Mancktelow, N., Spikings, R., 2017. Constraints from ^{40} Ar/ ^{39} Ar geochronology on the timing of Alpine shear zones in the Mont Blanc-Aiguilles Rouges region of the European Alps: GEOCHRONOLOGY OF ALPINE SHEAR ZONES. Tectonics 36, 730–748.
Fauquette, S., Bernet, M., Suc, J.-P., Grosjean, A.-S., Guillot, S., van der Beek, P., Jourdan, S., Popescu, S.-M., Jiménez-Moreno, G., Bertini, A., Pittet, B., Tricart, P., Dumont, T., Schwartz, S., Zheng, Z., Roche, E., Pavia, G., Gardien, V., 2015. Quantifying the Eocene to Pleistocene topographic evolution of the southwestern Alps, France and Italy. Earth and Planetary Science Letters 412, 220–234.
Fontes, J.Ch., Bortolami, G.C., Zuppi, G.M., 1979. Isotope hydrology of the Mont Blanc Massif, Hydrologie isotopique du Massif du Mont-Blanc. IAEA, International Atomic Energy Agency (IAEA).
Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. Geology 43, 379–382.
Froehlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H., Stichler, W., 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions – moisture recycling. Isotopes in Environmental and Health Studies 44, 61–70.
Gasquet, D., Betrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascençao Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 294–294.
Girault, J.B., Bellahsen, N., Bernet, M., Pik, R., Loget, N., Lasseur, E., Rosenberg, C.L., Balvay, M., Sonnet, M., 2022. Exhumation of the Western Alpine collisional wedge: New thermochronological data. Tectonophysics 822, 229155.

Glotzbach, C., van der Beek, P.A., Spiegel, C., 2011. Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data. Earth and Planetary Science Letters 304, 417–430.
Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascenção Guedes, R., 2016. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. Miner Petrol 110, 787–807.
Grosjean, A.-S., Gardien, V., Dubois, M., Boulvais, P., Martini, R., Vennemann, T., Pittet, B., 2016. Sediment provenance during Alpine orogeny: fluid inclusions and stable isotopes on quartz–calcite veins from detritic pebbles. Swiss J Geosci 109, 329–344.
Halder, J., Decrouy, L., Vennemann, T.W., 2013. Mixing of Rhône River water in Lake Geneva (Switzerland–France) inferred from stable hydrogen and oxygen isotope profiles. Journal of Hydrology 477, 152–164.
Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. Nature 504, 423–426.
Janots, E., Grand'Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., De Ascenção Guedes, R., 2019. Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps). Solid Earth 10, 211–223.
Johnson, M.R., Geary, D.H., 2016. Stable isotope ecology of Hippotherium from the Late Miocene Pannonian Basin system. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 459, 44–52.
Kalifi, A., Leloup, P.H., Sorrel, P., Galy, A., Demory, F., Spina, V., Huet, B., Quillévéré, F., Ricciardi, F., Michoux, D., Lecacheur, K., Grime, R., Pittet, B., Rubino, J.-L., 2021. Chronology of thrust propagation from an updated tectono-sedimentary framework of the Miocene molasse (western Alps). Solid Earth 12, 2735–2771.
Kästle, E.D., El-Sharkawy, A., Boschi, L., Meier, T., Rosenberg, C., Bellahsen, N., Cristiano, L., Weidle, C., 2018. Surface Wave Tomography of the Alps Using Ambient-Noise and Earthquake Phase Velocity Measurements. J. Geophys. Res. Solid Earth 123, 1770–1792.
Kim, S.-T., O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3461–3475.
Kocsis, L., Vennemann, T.W., Fontignie, D., 2007. Migration of sharks into freshwater systems during the Miocene and implications for Alpine paleoelevation. Geol 35, 451.
Lécuyer, C., O'Neil, J.R., 1994. Stable isotope compositions of fluid inclusions in biogenic carbonates. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 353–363.
Leloup, P.H., Arnaud, N., Sobel, E.R., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc: EXHUMATION OF THE MONT BLANC MASSIF. Tectonics 24, n/a-n/a.
Lithgow-Bertelloni, C., Silver, P.G., 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. Nature 395, 269–272.
Longinelli, A., Selmo, E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. Journal of Hydrology 270, 75–88.
Marquer, D., Calcagno, P., Barfety, J.-C., Baudin, T., 2006. 3D Modeling and Kinematics of the External Zone of the French Western Alps (Belledonne and Grand Châtelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie). Eclogae geol. Helv. 99, 211–222.
Marshall, D., Meisser, N., Taylor, R.P., 1998. Fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar evidence for the age and origin of gold-bearing quartz veins at Mont Chemin, Switzerland. Mineralogy and Petrology 62, 147–165.

Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M.A., Vanderhaeghe, O., Vennemann, T.W., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. Geol 32, 525.
Muttoni, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S., Sciunnach, D., 2003. Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. Geol 31, 989.
O'Hara, K.D., Sharp, Z.D., Moecher, D.P., Jenkin, G.R.T., 1997. The Effect of Deformation on Oxygen Isotope Exchange in Quartz and Feldspar and the Significance of Isotopic Temperatures in Mylonites. The Journal of Geology 105, 193–204.
Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W.R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2±4 Myr ago due to the in¯uence of climate change on erosion rates 410, 7.
Poage, M.A., Chamberlain, C.P., n.d. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters; considerations for studies of paleoelevation change. American Journal of Science 1–15.
Poty, B., 1967. La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc (phdthesis). Université de Nancy.
Quade, J., Cater, J.M.L., Ojha, T.P., Adam, J., Mark Harrison, T., 1995. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. Geological Society of America Bulletin 107, 1381–1397.
Raumer, V., Abrecht, J., Bussy, François, Lombardo, B., Menot, R., Schaltegger, U., n.d. Alpine External Massifs.
Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.-M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). Earth and Planetary Science Letters 214, 203–219.
Rolland, Y., Cox, S.F., Corsini, M., 2009. Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and 40Ar/39Ar dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). Journal of Structural Geology 31, 1377–1394.
Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S.F., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.M., 2008. ^{40} Ar/ ^{39} Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. Geological Society, London, Special Publications 299, 293–315.
Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Multi-scale fluid flow in the Alps. Tectonics 33, 1681–1709.
Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., n.d. Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French–Italian Alps).
Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth and Planetary Science Letters 188, 253–268.
Roy, S., Gaillardet, J., Allègre, C.J., 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 1277–1292.
Schürch, M., Kozel, R., Schotterer, U., Tripet, J.-P., 2003. Observation of Isotopes in the Water Cycle – the Swiss National Network (NISOT). Environmental Geology 45, 1–11.
Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. ^{40} Ar/ ^{39} Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W

Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). Terra Nova 21, 127–136.
Sonney, R., Vuataz, F.-D., 2010. Remobilisation of deep Na-Cl waters by a regional flow system in the Alps: Case study of Saint-Gervais-les-Bains (France). Comptes Rendus Geoscience 342, 151–161.
Spicer, R.A., Harris, N.B.W., Widdowson, M., Herman, A.B., Guo, S., Valdes, P.J., Wolfe, J.A., Kelley, S.P., 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. Nature 421, 622–624.
Sturman, A., Wanner, H., 2001. A Comparative Review of the Weather and Climate of the Southern Alps of New Zealand and the European Alps. mred 21, 359–369.
Tütken, T., Kaiser, T.M., Vennemann, T., Merceron, G., 2013. Opportunistic Feeding Strategy for the Earliest Old World Hypsodont Equids: Evidence from Stable Isotope and Dental Wear Proxies. PLoS ONE 8, e74463.
Tütken, T., Vennemann, T.W., Janz, H., Heizmann, E.P.J., 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: A reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 241, 457–491.
Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. Nature Geosci 4, 688–692.
van der Beek, P.A., Valla, P.G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K.J., Labrin, E., 2010. Inversion of thermochronological age–elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — II: Application to the French Western Alps. Earth and Planetary Science Letters 296, 9–22.
Willett, S.D., Schlunegger, F., Picotti, V., 2006. Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. Geol 34, 613.
Zheng, Y.-F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters 120, 247–263.
Zhong, S., Gurnis, M., 1994. Controls on trench topography from dynamic models of subducted slabs. J. Geophys. Res. 99, 15683.

Figures

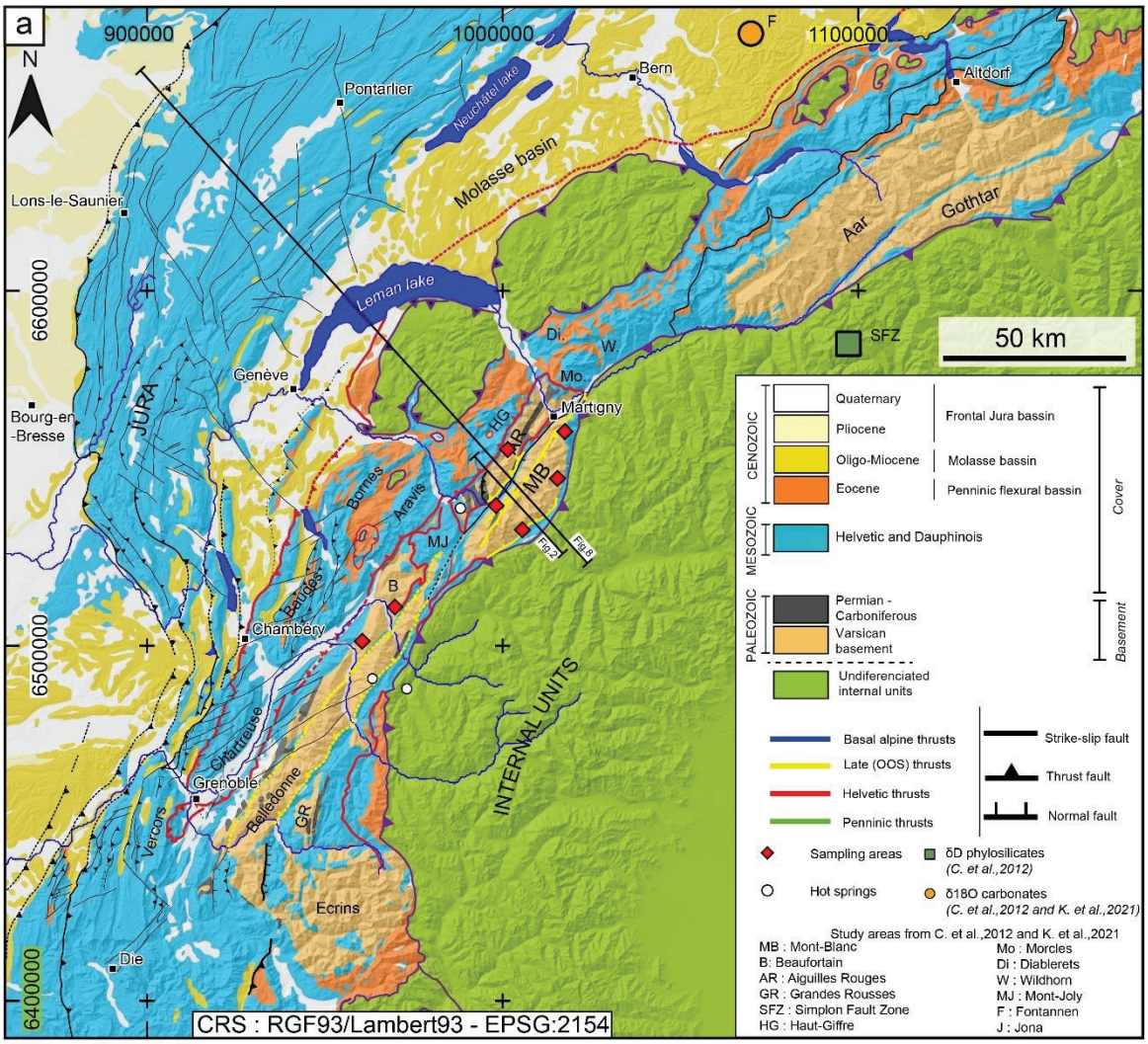


Fig.1. Geologocial map of the alpine external unis (from Mercier et al., in press). Also shown are the main sampling area and the cross sections associated to Fig. 2 and 7.

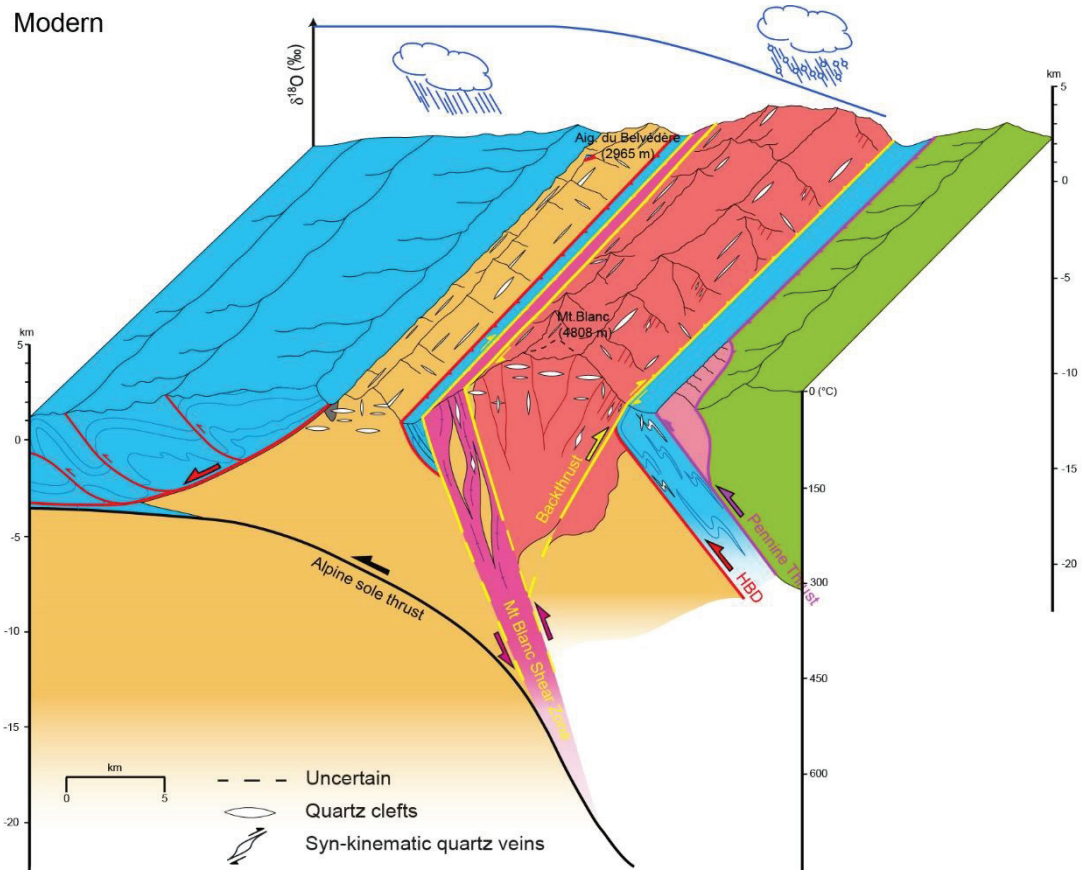


Fig.2. Simplified 3D geological sketch of the Mont-Blanc and the Aiguilles-Rouges massif (from the cross-section in Leloup et al., 2005). The main tectonic features and the different generation of quartz clefts and veins are represented. The relationship between the $\delta^{18}O_{(w)}$ of modern precipitation and the elevation is also shown.

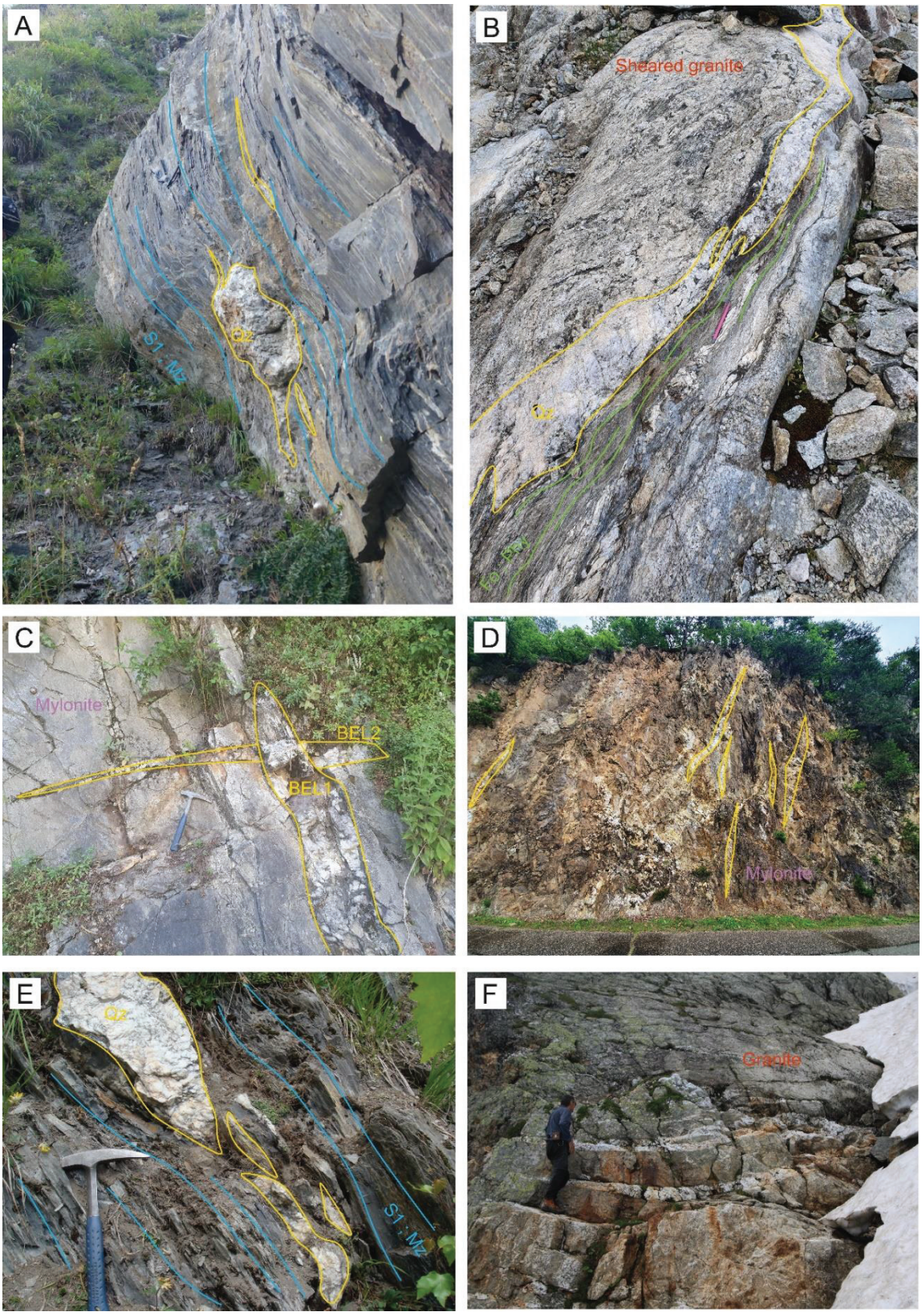


Fig.3. Pictures illustrating the different generations of quartz veinsand their host-rocks. (A) Quartz lens (ARE-270) boudinaged in the schistosity S1 associated with the HBT affecting the Mesozoic cover. (B) Syn-kinematic quartz veins (ARE-262) associated with ductile shear zones (phyllonites) in the Mont-Blanc backthrust. (C) Vertical Cleft (BEL-1) cross cuting a horizontal cleft (BEL-2) in Northern Internal Belledonne. (D) Several vertical (BEL-21) and sub-vertical clefts hosted in a quartz-rich mylonite (Internal Belledonne). (E) Quartz lense boudinaged in the Mont-Blanc shear zone associated shistosity (S1). (F) Typical horizontal quartz clefts within the Mont-Blanc granite.

Table 1.

Description of the quartz veins and clefts together with isotope composition of associated fluid inclusions.

Sample	$\delta^{18}O_{water}$(‰)	δD_{water} (‰)	Vein generation	Strike ; Dip	Host rock	Localisation	Latitude	Longitude	Elevation (m)
ARE217	-8.75	-63.37	Syn-kinematic (HBD)	Fo : N36 ; 60°SE	Orthogneiss	Mont-Blanc SE side	45.800032	6.964366	1276
ARE270	-4.35	-62.42	Syn-kinematic (HBD)	Fo : N13 ; 73°E	Mezosoïc black schist	Mont-Blanc SE side	45.872428	7.056156	1777
9MB52	4.20	-34.05	Quartz ultramylonite (MBsz)	Fo : N40 ; 57SE	Granite	Mont-Blanc NW side	45.898228	6.888650	2364
ARE120	-6.22	-78.90	Syn-kinematic (MBsz)	S1 : N176 ; 25°E	Mezosoïc black schist	Mont-Blanc NW side	46.005754	6.955299	1630
9MB08	-1.76	-54.78	Syn-kinematic (MBsz)	Fo : N45 ; 60°SE	Micaschiste	Mont-Blanc NW side	45.876793	6.856876	2535
ARE121	-1.77	-51.85	Syn-kinematic (MBsz)	Fo : N46 ; 60 °SE	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	46.005001	6.957469	1630
9MB62	-7.16	-59.37	Syn-kinematic (MBsz)	Fo : N30 ; 85°SE	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	46.077955	7.073201	653
ARE262	-8.57	-51.26	Syn-kinematic (MB Backthrust)	Fo : N10 ; 50°W	Granite	Mont-Blanc SE side	45.834948	6.927617	2714
ARE234	-3.19	-58.05	Syn-kinematic (MB Backthrust)	Vein : N52 ; 72°NW	Altered granite	Mont-Blanc SE side	45.904794	7.060317	2868
9MB56	-6.06	-45.95	Cross-cut alpine foliation	Cleft : N30 ; 60°NW	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	45.900366	6.887000	2319
9MB61	-5.03	-38.23	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	46.077955	7.073201	653
9MB47	-4.55	-45.04	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc NW side	45.893576	6.895859	2610
9MB35	-7.33	-58.01	Horizontal	/	Gneiss	Mont-Blanc NW side	45.904342	6.861808	1216
9MB39	-5.8	-50.1	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	46.016318	6.971765	2263
9MB44	-8.02	-68.8	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc NW side	45.890832	6.889855	3759
9MB64	-6.61	-38.01	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	46.077955	7.073201	653
9MB43	-7.1	-44.84	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc NW side	45.879304	6.887145	3804
9MB55	-9.06	-50.87	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	45.900366	6.887000	2319
9MB68	-7.37	-41.89	Horizontal	/	Orthogneiss	Mont-Blanc NW side	46.085023	7.123355	1081
ARE257a	-7.31	-44.3	Horizontal	/	Granite	Mont-Blanc SE side	45.838320	6.940023	2660
ARE223	-6.18	-57.37	Horizontal	/	Mylonitic granite	Mont-Blanc SE side	45.822061	6.937093	1628
9MB11	-5.92	-38.38	Vertical	Cleft : N50 ; 90°	Gneiss	Mont-Blanc NW side	45.883059	6.853456	2200
ARE272	-7.47	-82.88	Vertical	Cleft : N100 ; 90°	Mezosoïc black schist	Mont-Blanc SE side	45.874013	7.055946	1802
ARE205	-5.86	-58.64	Vertical	Cleft : N126 ; 90°	Cataclastic granite	Mont-Blanc SE side	45.844858	6.984478	2136
ARE174	-8.64	-66.37	Sub-Vertical	Cleft : N105 ; 70°N	Migmatitic gneiss	Mont-Blanc SE side	45.762919	6.771868	2658
ARE47	-4.85	-36.91	Syn-kinematic (AR Backthrust)	S1 : N20 ; 42°NW	Carboniferous schist	Aiguilles Rouges	46.069451	6.971843	1185
9MB34	-6.62	-63.04	Horizontal	/	Orthogneiss	Aiguilles Rouges	45.914692	6.846271	1080
ARE139	-7.21	-71.97	Horizontal	/	Carboniferous schist	Aiguilles Rouges	45.904827	6.805790	1346
9MB28	-10.55	-76.81	Vertical	Cleft : N130 ; 90°	Gneiss	Aiguilles Rouges	45.961931	6.883645	1970
ARE132	-6.75	-75.33	Vertical	Cleft : N124 ; 90°	Gneiss	Aiguilles Rouges	45.982155	6.895241	2258
BEL6	-4.24	-42.60	Horizontal	/	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	45.541433	6.465989	484
BEL2	-5.02	-48.40	Horizontal	/	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	45.538825	6.465208	472
BEL8	-2.18	-37.06	Horizontal	/	Mylonitized granite	Internal Belledonne	45.456800	6.375661	2427
BEL11	-5.25	-39.05	Horizontal	/	Mylonitized granite	Internal Belledonne	45.457503	6.375019	2488
BEL21	-2.73	-35.33	Vertical	Cleft : N140 ; 90°	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	45.532467	6.486808	970
BEL15	-7.03	-52.86	Vertical	Cleft : N120 ; 90°	Myolnitized granite	Internal Belledonne	45.457683	6.373475	2471
BEL1	-3.30	-36.76	Sub-Vertical	Cleft : N62 ; 76°NW	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	45.538825	6.466208	472
BEL5	-5.20	-58.03	Sub-Vertical	Cleft : N90 ; 76°N	Quartz-rich mylonite	Internal Belledonne	45.546553	6.460400	736

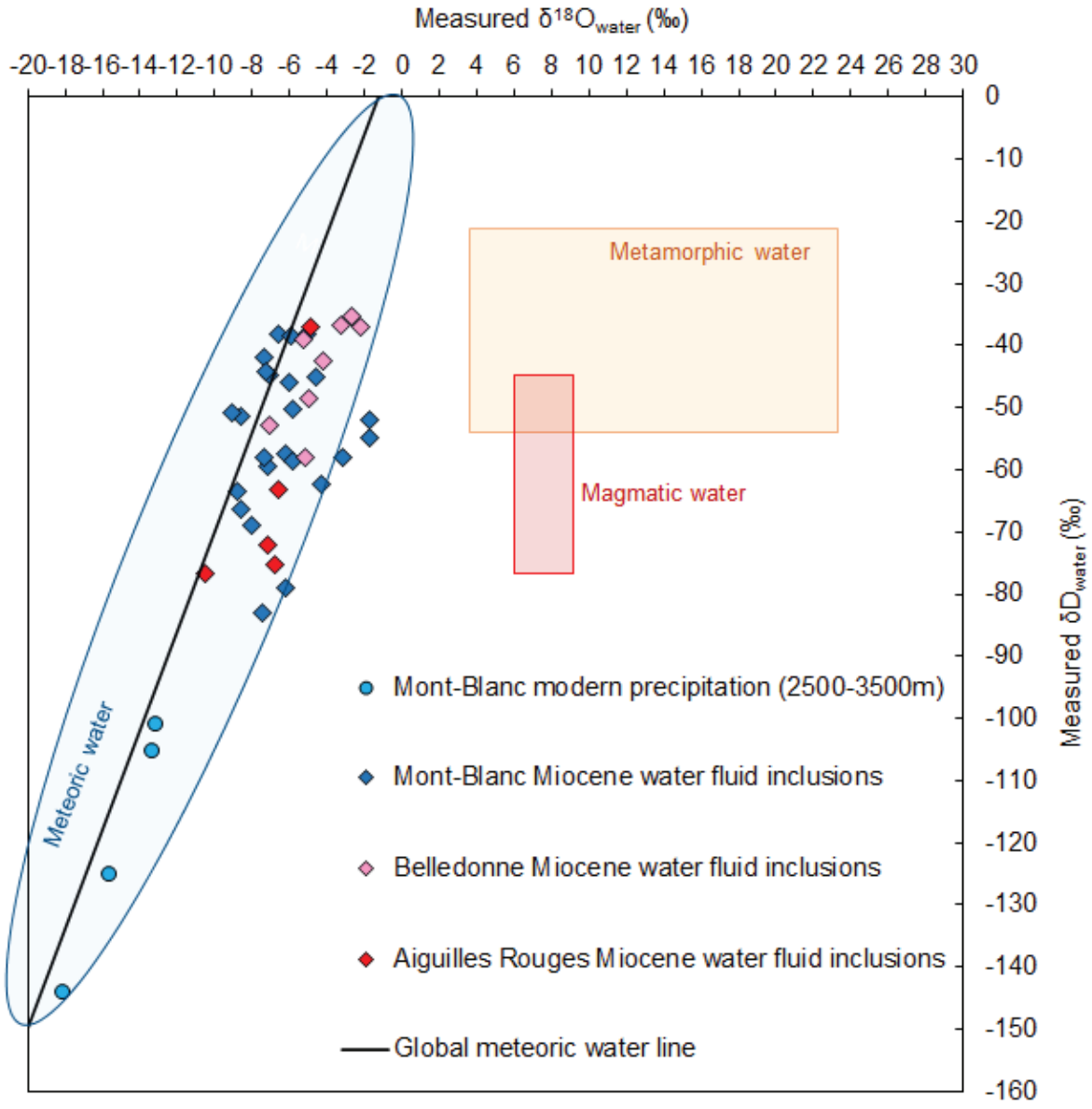


Fig.4. Plot of $\delta^{18}O_{(w)}$ versus $\delta^{18}D_{(w)}$ for fluid inclusions extracted from the different generations of alpine quartz veins and clefts. Domains of meteoric, metamorphic and magmatic water are represented. Stable isotope data of Rossi and Rolland 2014 are also shown.

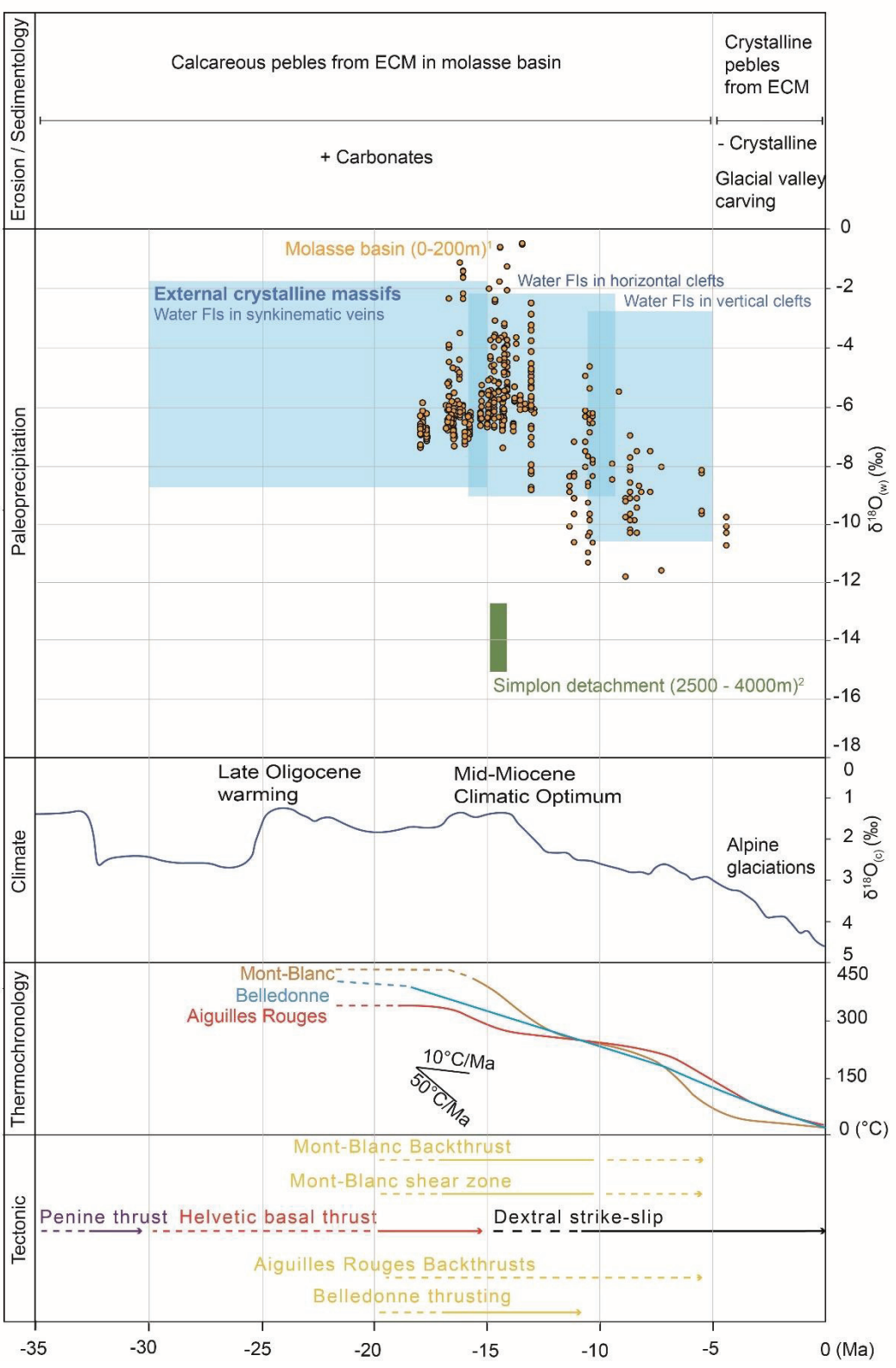


Fig.5. Evolution of the $\delta^{18}O_{(w)}$ of paleo-meteoric water in the ECM (this study), in the alpine molasse basin (1) (Krsnik et al., 2021 ; Johnson et al., 2016 ; Tütken et al., 2006, 2013) and in the internal Alps (2) (Campani et al., 2012) with regards to global climate change ($\delta^{18}O_{(c)VPDB}$ variation of benthic foraminifera from Zachos et al., 2001), cooling paths of the ECM infered from thermochronology (Boutoux et al., 2016; Girault et al., 2020) and the duration activity of the main faults that are thought to be involved in the exhumation of these massifs (uncertainties are represented by dashed lines and question marks). Sedimentological records in the molasse basins and the link with erosion style are also shown.

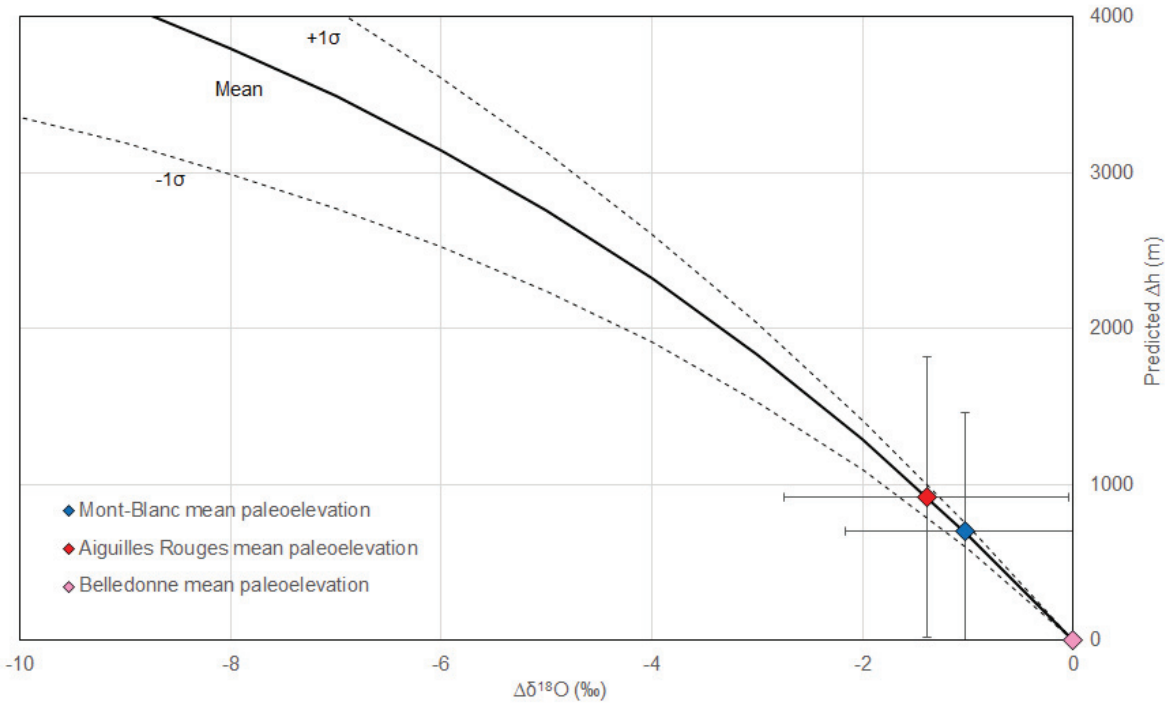


Fig.6. Plot of $\Delta\delta^{18}O_{(w)}$ from meteoric water fluid inclusions from the three ECM (Fig. 5) versus calculated Δh (Rowley et al., 2001, 2007) using a low elevation reference $\delta^{18}O_{(w)}$ = -5.8‰ (Krsnik et al., 2021). Black Curves represent the change in predicted elevation in fonction of the $\Delta\delta^{18}O_{(w)}$ for mean values of sea surface temperature = 295 K and relative humidity = 80%. Any change in mean global climate, particularly in low latitude area (≤ 35°), and variation of sea surface temperature will affect the mean lapse rate of isotopic composition. More precisely a warmer starting T would plot in the +σ1 (black dashed curve) direction whereas colder starting temperatures would plot in the −σ1 direction (Rowley et al., 2001, 2007).

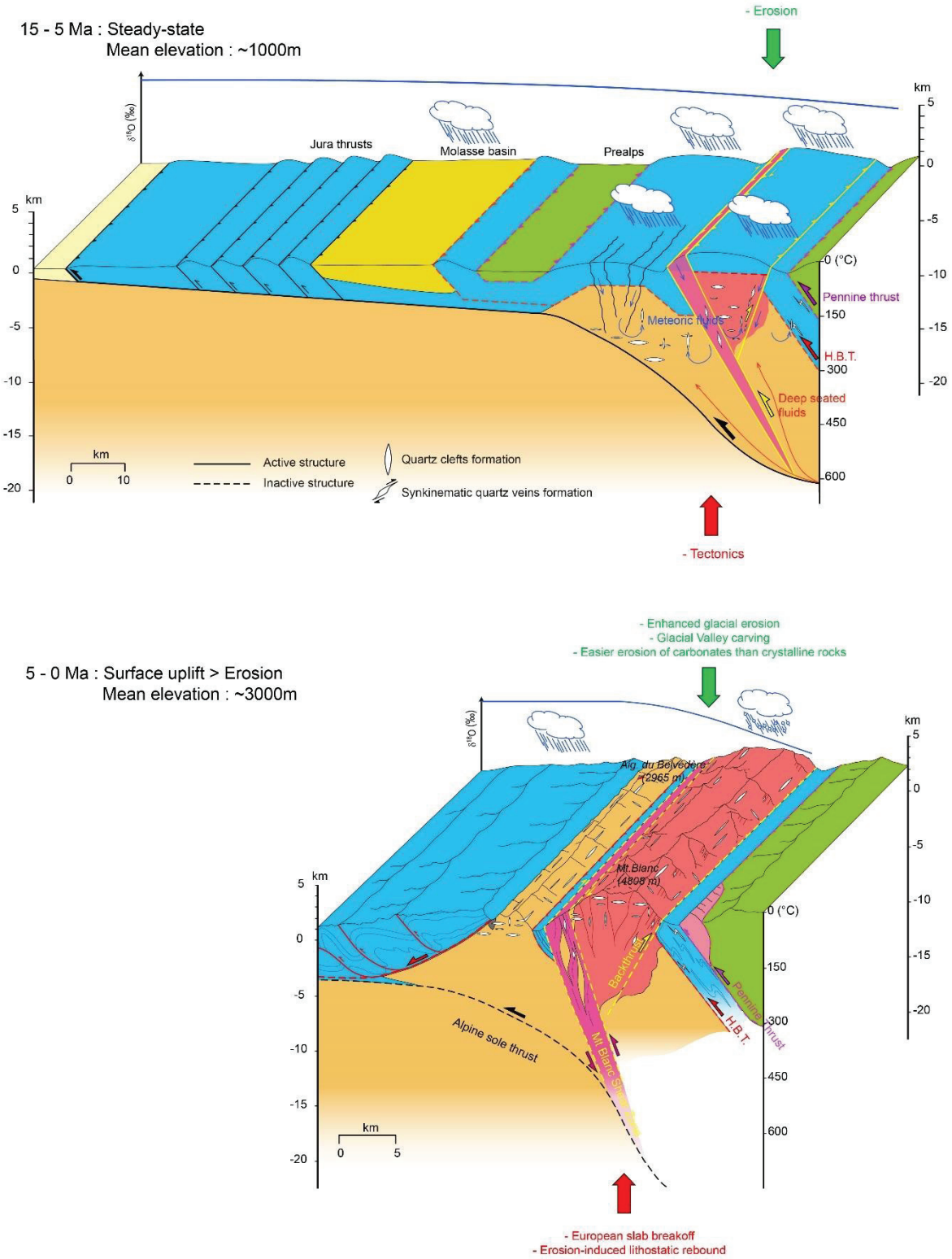


Fig.7. 3D simplified sketch representing the Mont-Blanc and Aiguilles Rouges area in the late Miocene (See Fig. 2 for modern comparison). The basement is still mainly under the Mezosoic cover and just begins to be exposed at the surface. The circulation of meteoric water into the crust and the formation of the late vertical clefts are represented. Also shown is the relationship between the $\delta^{18}O_{(w)}$ of late Miocene precipitation and the elevation. Here the out-of sequence activation / reactivation of the Mont-Blanc backthrust and/or crustal accretion at the alpine sole thrust ramp may be connected with an increase of erosional flux.

CHAPITRE IV

Application de la paléoaltimétrie sur les inclusions fluides à l'étude de la dynamique himalayenne

Introduction. Structure et dynamique de l'Himalaya

La chaîne Himalayenne résulte de la collision entre les lithosphères continentales Indienne et Asiatique qui fait suite à la femeture de l'Océan Téthys (e.g. DeCelles et al., 2004; Dewey and Bird, 1970; Patriat and Achache, 1984).

Dans cette introduction seront présentés les différentes unités lithologiques himalayennes, les contacts tectoniques majeurs qui les séparent, l'histoire géodynamique de la chaîne ainsi que les différents modèles proposés pour expliquer son évolution.

A. Les grandes unités de la chaîne himalayenne

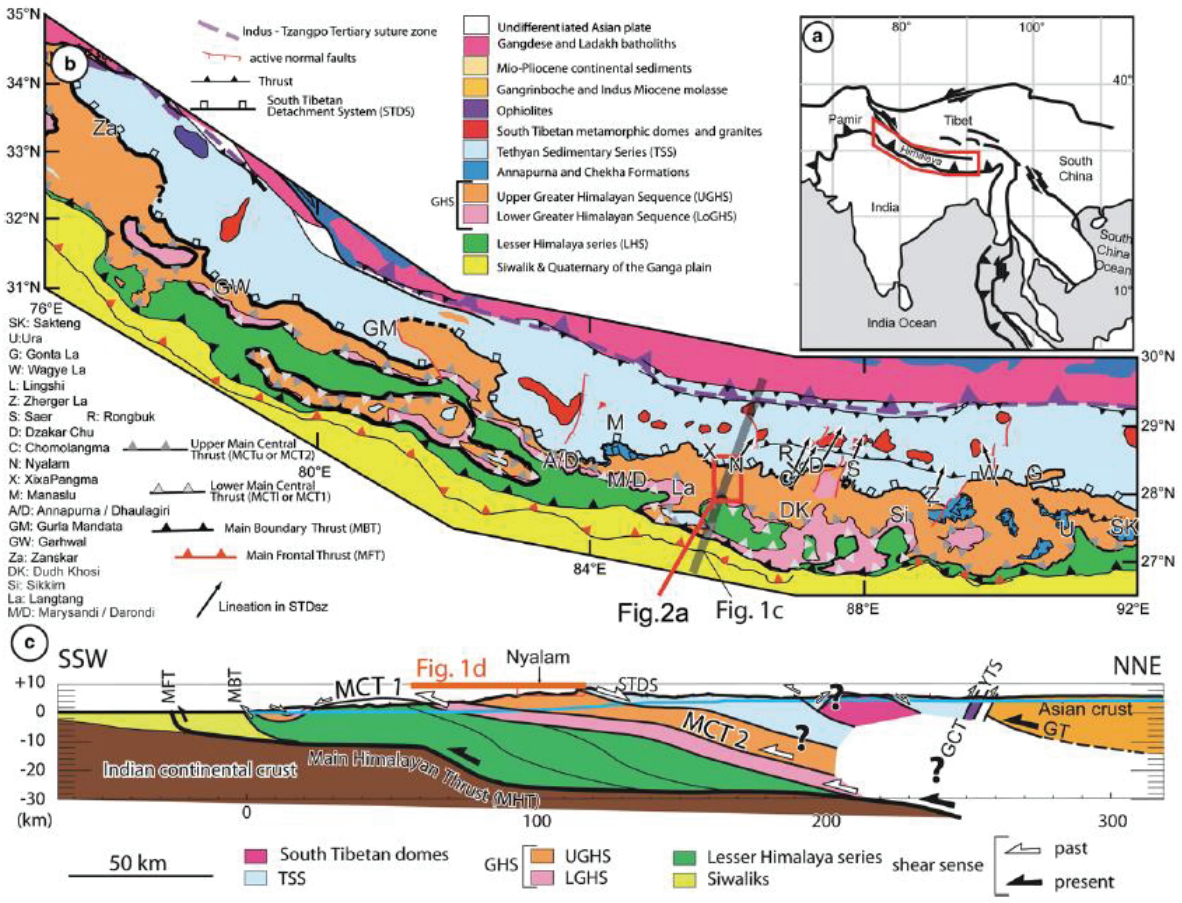


Figure 118 : Schéma structural et coupe géologique de l'Himalaya du Népal (Leloup et al., 2015).

Les grandes unités lithologiques himalayenne (Figure 118) sont présentées du Sud au Nord :

A.1. La plaine du Gange

Elle est composée des sédiments détritiques du Quaternaire issus de l''érosion de la chaîne himalayenne actuelle. L'épaisseur de ce bassin flexural peut atteindre 8 km (Lyon-Caen and Molnar, 1985).

A.2. Les Siwaliks ou Bas Himalaya

Les Siwaliks constituent la partie frontale de l'orogène himalayen, ils sont séparés de la plaine du Gange par le Main Frontal Thrust (MFT). Cette unité est composée de sédiments détritiques produits par l'érosion de la chaîne du Miocène au Pléistocène (Le Fort, 1996). Ces séries sédimentaires sont plissées et déformées par des chevauchements récents (Mascle and Hérail, 1982).

A.3. Le Moyen Himalaya (« Lesser Himalaya »)

L'unité du Lesser Himalaya (LH) est essentiellement constituée de roches métasédimentaires de bas à moyen degrès (schiste vert à amphibolite) dont les protolithes sont anciens (2,5 Ga à 540 Ma)(Pecher, 1989). Le LH chevauche les Siwaliks par le Main Boundary Thrust (MBT). L'ensemble de cette unité est déformé en un empilement de nappes dont la schistosité et la linéation d'étirement sont associés à du chevauchement top vers le sud (Pecher, 1978; Valdiya et al., 1988).

A.4. Le Greater Himalaya Crystalline (GHC)

Cette unité aussi appelée « Dalle du Tibet » (Lombard, 1958) chevauche le LH au niveau du Main Central Thrust (MCT) (Heim and Gansser, 1939; Le Fort, 1975). Elle est composée de roches métamorphiques dont les protolithes sont essentiellement sédimentaires datés du Néoporotérzoïque à l'Ordovicien et recoupées par des granites Cambriens et Ordoviciens (DeCelles et al., 2000; K. V. Hodges et al., 1996; Le Fort, 1996; Parrish and Hodges, 1996). Les roches du GHC présentent un métamorphisme de moyen à haut degrés de l'ordre de 650 à 800°C et 8 à 15kbar (Guillot et al., 1999; Kohn, 2014; Pecher, 1989) et la fusion partielle est atteinte par endroit. La partie inférieure du GHC est principalement constituée de paragneiss montrant une déformation chevauchante top vers le sud. La partie supérieure est composée de paragneiss souvent migmatitiques intercalés avec des calcschistes et recoupée par des leucogranites Miocène (26 à 17 Ma) (Deniel et al., 1987; Le Fort, 1973; Le Fort et al., 1987;

Schärer et al., 1986). Le métamorphisme est décroissant du sud au nord suivant un métamorphisme inverse (Le Fort, 1975; Pecher, 1978).

A.5. Les séquences téthysiennes (« Tethysian series », « Tethyan series » ou « Tethys Himalaya »)

Limitées au sud par le South Tibetan Detachment (STD), les séquences téthysiennes (TH) sont constituées de sédiments essentiellement carbonatés datés du Protérozoïque terminal à Eocène (Baud et al., 1984; Brookfield, 1993; Gaetani and Garzanti, 1991; Garzanti, 1999; Garzanti et al., 1994, 1987; Le Fort, 1996; Liu and Einsele, 1994; Steck et al., 1993) déformés par des plis à vergence nord et sud (Godin, 2003). Le LH peut présenter un léger métamorphisme allant de 330 à 450°C et dont le pic est daté entre 30 et 25 Ma (Crouzet et al., 2007).

A.6. Les massifs leucogranitiques et gneissiques himalayens

Les séquences téthysiennes sont recoupées par des dômes granito – gneissiques (Burg et al., 1984a; Le Fort, 1986; Lee et al., 2004). Ils pourraient correspondre à des portions du GHC remontés à la faveur d'un plissement du STD (Lee et al., 2004). Ils présentent à leur sommet des détachements top vers le nord datés autour de 15 Ma et sont affectés par un métamorphisme de 600°C et 8kbar (Godin et al., 2001). Ces dômes sont recoupés par des granites à deux micas datés entre 15 et 10 Ma.

A.7. Les massifs cristallins internes

Ces massifs d'orthogneiss, comme le dôme de Tso Morari, sont les reliques de la marge continentale indienne subductée. Ils affleurent sous les unités du TH et correspondent au portions de la croûte indienne ayant subies un métamorphisme de ultra haute pression (650°C et 30 kbar) entre 55 et 46 Ma (De Sigoyer et al., 2004, 2000, 1997; O'Brien, 2001; Pognante et al., 1993).

A.8. La suture de l'Indus-Tsang po

Elle correspond à la zone de contact entre la plaque indienne et la plaque asiatique, et est composée d'ophiolites, de schistes bleus et flyschs témoins de la phase de subduction

océanique ayant précédé la collision (e.g. Hébert et al., 2012). Cette zone est intensément déformée (Dewey and Bird, 1970; Gansser, 1964).

A.9. L'arc transhimalayen

Au nord de la suture de l'Indus-Tsang po affleurent les batholites du Gangdese, du Ladakh et du Kohistan, des corps magmatiques et plutoniques calcoalcalins alignés parallèlement à la chaîne. Ils correspondent aux parties profondes de l'arc volcanique développé sois au sein de l'ancienne marge asiatique ou en position intra-océanique, au-dessus de la subduction téthysienne durant le Crétacé supérieur (Schärer et al., 1984; Weinberg and Dunlap, 2000).

B. Les structures tectoniques majeures

Les contacts tectoniques majeurs séparant les différentes unités himalayennes sont présentées ici du Sud au Nord (Figure 118).

B.1. Le Main Front Thrust (MFT)

Le MFT est le chevauchement le plus frontal de la chaîne, il est actif depuis 5 Ma (Baker et al., 1988; Lavé and Avouac, 2000; Wesnousky et al., 1999).

B.2. Le Main Boundary Thrust (MBT)

Le MBT est un chevauchement qui place les unités du LH sur les Siwaliks (Middlemiss, 1890). Ce chevauchement s'est initié il y a 10 à 12 Ma et la fin de son fonctionnement est datée à 2 Ma (Huyghe et al., 2001) sauf au Bhoutan où il est encore actif (Grujic et al., 2006; Wobus et al., 2003).

B.3. Le Main Central Thrust (MCT)

Ce contact majeur est une zone de chevauchement ductile qui s'étend parallèlement à la chaîne sur 2200 km de long. Il place les unités du GHC au-dessus du LH et est marqué par une foliation orientée ouest-est relativement peu pentée (environ 30 à 40°) et par une linéation d'étirement globalement perpendiculaire à la chaîne (e.g. Searle et al., 2008). Cette zone de cisaillement simple définit une zone de cisaillement ductile de 2 à 3 km d'épaisseur (Leloup et al., 2015; e.g. Searle et al., 2008) appelée zone de cisaillement du MCT (MCTsz). Les coupes

détaillées ont pu mettre évidence l'existence d'un MCT inférieur à la base du GHC (MCT1) et un MCT supérieur (MCT2) plus haut dans la série (e.g. Arita, 1983; Leloup et al., 2015; Searle et al., 2008). Localement le MCT2 est appelé High Himal Himalayan Thrust (HHT) et est considéré comme le chevauchement majeur (Brunel, 1983; Goscombe and Hand, 2000). MCT1 et MCT2 délimitent deux unités lithologiques distinctes : le cristallin du Moyen-Himalaya (Lower GHS) et le cristallin du Haut-Himalaya (High Himalayan Cristaline ou HHC).

Le MCT2 serait actif dès 25 Ma et fonctionnerait jusqu'à 13 Ma. Le MCT1 quant à lui serait actif entre ~ 11 et 9 Ma (Kohn et al., 2004). L'arrêt du MCT1 serait synchrone à l'activation du MBT plus au sud (Meigs et al., 1995). Le glissement cumulatif sur le MCT1 est estimé de 10 à 150 km au maximum (Hodges, 2000; McQuarrie et al., 2008; Mitra et al., 2010; Schelling, 1992; Schelling and Arita, 1991; Srivastava and Mitra, 1994; Tobgay et al., 2012; Webb, 2013).

B.4. Le Main Himalayan Thrust (MHT)

Des études basées sur des méthodes de géophysique (Alsdorf et al., 1998; Cattin et al., 2001; Hauck et al., 1998; Lemonnier et al., 1999; Lyon-Caen and Molnar, 1985; Makovsky et al., 1996) suggèrent que les chevauchements himalayens se branchent entre 20 et 30 km de profondeur sur une faille majeure : le chevauchement principal himalayen (MHT, Main Himalayan Thrust) qui sépare le prisme orogénique de la plaque indienne sous-charriée.

B.5. Le South Tibetan Detachment (STD)

Le STD est une zone de cisaillement associée à un jeu normal top vers le Nord, son fonctionnement s'étend du début du Miocène à 12-9 Ma, même si l'âge de la fin de son fonctionnement est encore débattu (Burchfiel and Royden, 1985; Burchfiel et al., 1992; Burg et al., 1984b; Cottle et al., 2007; Hodges et al., 1992; K. Hodges et al., 1996; Hurtado Jr et al., 2001; Leloup et al., 2010; McDermott et al., 2013; Rana et al., 2013; Searle, 2010). Le STD est interprété comme une faille normale qui fonctionne pendant la collision parallèlement à l'axe de la chaîne, dont le glissement cumulatif est estimé entre la dizaine et la centaine de kilomètres (Cooper et al., 2012; Leloup et al., 2010, 2015). Dans le STD, les températures du pic de métamorphisme décroissent légèrement de 750-650˚C dans le mur à 450-250 ˚C au toit(Cottle et al., 2011; Crouzet et al., 2007; Jessup et al., 2008; Kellett et al., 2010; Kellett and Grujic, 2012; Law et al., 2011; Leger et al., 2013).

C. Histoire géodynamique de l'Himalaya

La convergence Inde – Asie se produit en trois phases disctinctes qui serons précisées par la suite : (1) la subduction océanique de l'Ocèan Tethys (ou Néo-Thétys), (2) la subduction de la marge continentale sud Indienne, qui constitue la première étape de la collision et (3) le sous-chariage et l'écaillage de la croûte indienne, deuxième étape de la collision, et principale phase de structuration de l'Himalaya.

C.1. La subduction océanique

La plaque indienne s'est séparée du bloc constitué par l'Australie, l'Afrique et Madagascar il y a 155 Ma et a entamé sa remontée vers la plaque Asiatique au Nord. La subduction de l'océan téthysien séparant l'Inde et l'Asie débute il y plus de 120 Ma.suite au fonctionnement contemporain de deux zones de subduction vers le nord (e.g. Hébert et al., 2012), une subduction intra-océanique et une subduction sous la marge continentale sud-asiatique responsable de la formation de l'arc magmatique transhimalayen (Allegre et al., 1984).

C.2. La subduction continentale

La disparition de l'océan téthysien par subduction a été suivie par l'enfouissement de la croûte continentale indienne sous la plaque asiatique de 57-55 Ma à 45-40 Ma (e.g. Guillot et al., 2008) engendrant un ralentissement de la convergence entre les plaques indienne et asiatique de 15 à 5 cm/an (Chen and Yang, 2004). Cette phase est associée à un métamorphisme de ultra-haute pression enregistré par les massifs cristallins internes, comme le dôme de Tso Morari et de Kaghan (De Sigoyer et al., 2004, 2000, 1997; O'Brien, 2001; Pognante et al., 1993).

C.3. La collision continentale

La phase d'épaississement crustal a débuté autour de 45 Ma et est associé au sous-charriage du GHC sous la plaque asiatique jusqu'à 30 Ma. Cette phase d'enfuoissementest associé au métamorphisme éo-himalayen (Cottle et al., 2009; Godin, 2003; Kellett et al., 2010; Kohn et al., 2005; Montomoli et al., 2013; Rubatto et al., 2013; Searle et al., 2003; Simpson et al., 2000; Smit et al., 2014; Walker, 1999). Dans un deuxième temps le sous-charriage du LH sous le GHC a conduit à l'exhumation de ce dernier, cette phase datée entre 25 et 10 Ma est

associée au métamorphisme néo-himalayen. Le STD quant à lui commence à fonctionner pendant cette période (Godin, 2003; Kellett et al., 2009) et les dômes granito-gneissiques (Larson et al., 2010; Lee et al., 2006, 2000) ainsi que les leucogranites à deux micas se mettent en place (Guillot et al., 1994). L'arrêt du sous-charriage du MCT a conduit à la mise en place du MBT et au transfert de la déformation vers les Siwaliks.

D. Les différents modèles tectoniques de formation de l'Himalaya

Différents modèles sont actuellement proposés pour expliquer la formation de la chaîne himalayenne et en particulier l'exhumation du GHC accommodée par le fonctionnement simultané du MCT à la base et du STD au sommet. Dans la présentation qui suis de ces modèles serons mis en avant les implications topographiques.

D.1. Le modèle d'extrusion d'un prisme crustal (« Critical taper » ou « wedge extrusion »)

Ce modèle décrit la dynamique d'un prisme orogénique dont la base est un chevauchement penté vers l'arrière-pays (le MCT) et le sommet une faille normale également pentée vers le nord (le STD). La topographie est décroissante vers l'avant-pays avec une propagation vers l'avant pays suivant l'activation progressive des chevauchements (Chapple, 1978; Dahlen, 1990; Davis et al., 1983; Elliott, 1976; Leloup et al., 2015) (Figure 119, Figure 120).

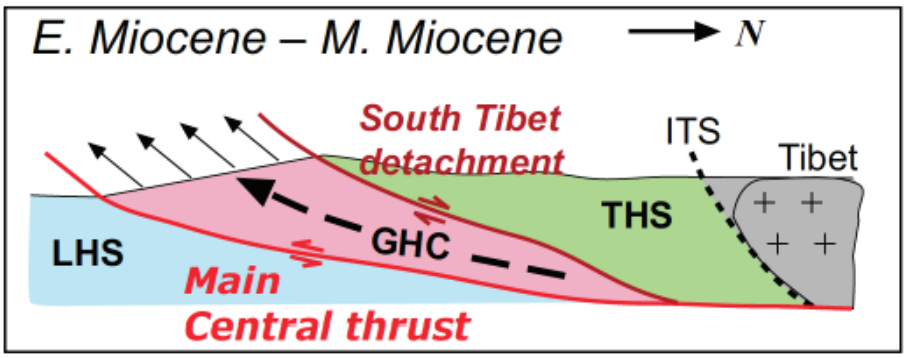


Figure 119 : Schéma du modèle de prisme orogénique (Webb et al., 2011).

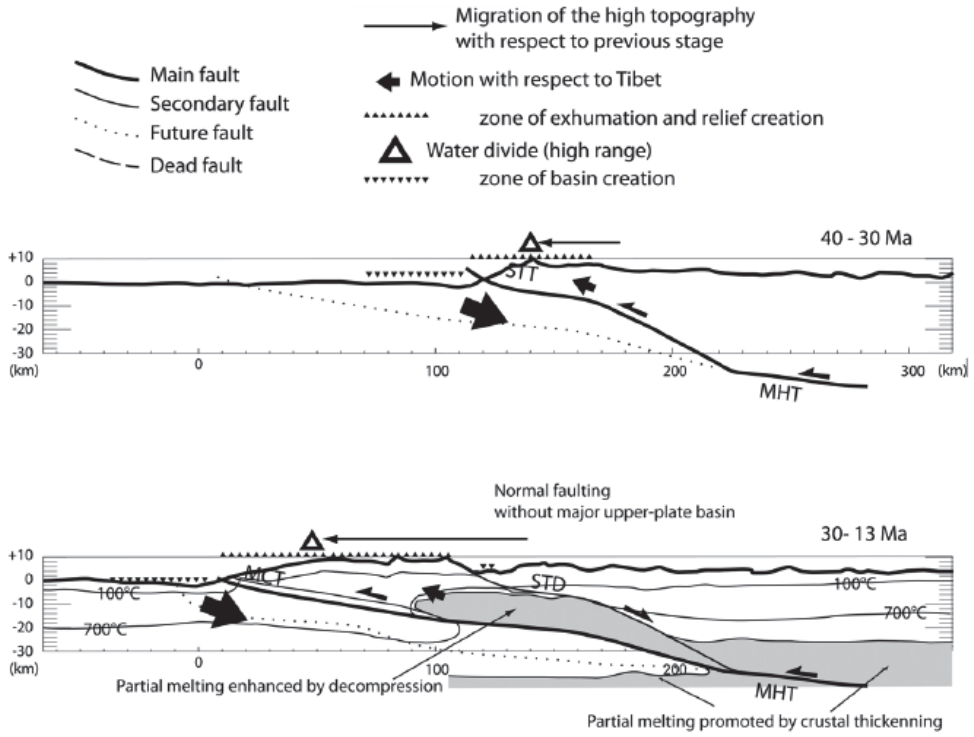


Figure 120 : Modèle conceptuel simplifié de l'évolution tectonique et morphologique de l'Himalaya de l'Oligocène au Miocène entre 85°E et 87°E (Leloup et al., 2015).

Les paramètres de contrôle de l'évolution et de la déformation de ce prisme sont la friction sur le chevauchement basal, l'accrétion de matériel dans le prisme, la résistance des roches, le taux d'érosion et la localisation de l'érosion et le taux de raccourcissement (Dahlen, 1990). Ce modèle explique la formation de la chaîne par un empilement d'écailles crustales accommodant la convergence avec peu de déformation à l'intérieur de ces écailles. Dans ce modèle, la croute supérieure de la plaque indienne est découplée de la partie inférieure et sous-charriée dans un prisme crustal qui constitue le GHC (Avouac, 2003; Bollinger et al., 2006; Burchfiel and Royden, 1985; Burg et al., 1984b; Grasemann et al., 1999; Grujic et al., 1996; K. V. Hodges et al., 1996; Long et al., 2011; Mattauer, 1986; Robinson et al., 2003; Robinson, 2008). Le GHC est alors exhumé activement par le fonctionnement synchrone du MCT et du STD qui se rejoignent en profondeur. L'exhumation est associée à la baisse de viscosité et de résistance du GHC suite à sa fusion partielle induite par la rééquilibration thermique de le croutecroûte continentale épaissie (Burchfiel and Royden, 1985; Guillot and Allemand, 2002).

D.2. Le fluage chenalisé de la croûte partiellement fondue (« Channel flow »)

Dans le second modèle, le MCT et le STD délimitent un chenal de croûte indienne partiellement fondue formée sous le Tibet (Beaumont et al., 2004, 2001; Jamieson et al., 2006; Kellett and Grujic, 2012) (Figure 121).

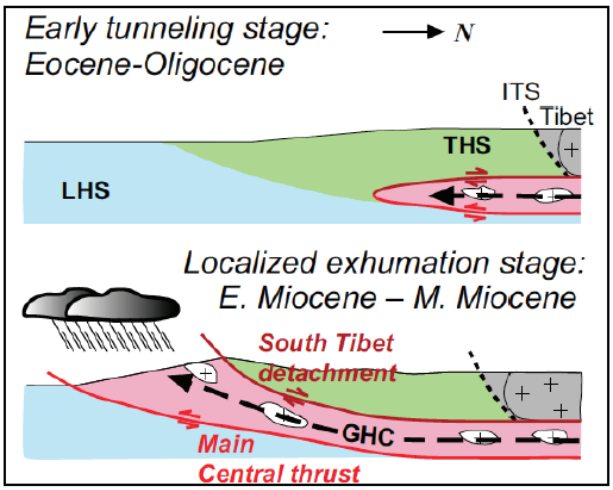


Figure 121 : Schéma du modèle de fluage chenalisé de la croûte indienne (Webb et al., 2011).

Cette croûte partiellement fondue, très peu visqueuse, flue du plateau du Tibet vers l'Himalaya guidée par le gradient de pression exercé par le poids du plateau du Tibet dont la croûte est surépaissie (environ 80 km). L'exhumation est localisée par la focalisation de l'érosion au front de la chaîne et la topographie progresse de manière continue depuis le plateau tibétain, déjà haut avant l'Himalaya, vers l'avant de la chaîne en suivant la remontée progressive du GHC chenalisé vers la surface (Beaumont et al., 2001).

D.3. Le modèle du prisme tectonique (Tectonic wedging)

L'observation locale au niveau du MCT du chevauchement direct du TH sur le LH implique une jonction du MCT et du STD vers le sud (Thakur, 1998; Webb et al., 2011, 2007; Yin et al., 2006). Dans ce modèle le STD serait un rétrochevauchement connecté vers le nord au « Great Counter Thrust » qui met en contact les séries du TH sur les roches de la plaque asiatique et de la zone de suture du début du Miocène au Miocène moyen (Webb et al., 2007; Yin et al., 2006) (Figure 122). La cinématique en faille normale observée au niveau du STD résulterait du basculement de ce dernier par les duplex du LH issus du fonctionnement du MBT (Webb et al., 2011).

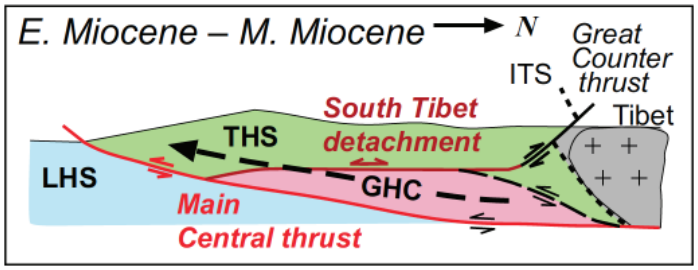


Figure 122 : Schéma du modèle d'extrusion du prisme tectonique (Webb et al., 2011).

E. Les différents modèles de l'évolution morphologique de la chaîne himalayenne

Les modèles tectoniques proposés s'appuient sur les paramètres suivants : la géométrie des structures observées sur le terrain, l'évolution des conditions P-T enregistrées dans les roches métamorphiques et, la répartition spatiale de l'exhumation. En revanche ces modèles ne prennent pas en compte ou très succinctement l'évolution de la topographie de la chaîne himalayenne.

La paléoaltimétrie, permet cette reconstitution spatiale et temporelle de l'altitude qui peut être discriminante pour certains des modèles tectoniques proposés. Ainsi, le modèle de fluage chenalisé implique l'existence d'un plateau du Tibet très haut et une propagation continue de la topographie vers le sud avant le début de l'exhumation localisée au niveau du front de la chaîne (Shen et al., 2001). Les modèles de prismes orogéniques impliquant plutôt l'existence de saut topographique couplé à la propagation vers le sud de la déformation.

Les différents modèles morphologiques proposés pour la chaîne himalayenne reconstituent l'évolution de la topographie de l'Himalaya et du plateau tibétain avant et pendant la collision jusqu'à nos jours. Ils se basent principalement sur des données de paléoaltimétrie obtenues à partir des méthodes basées sur les isotopes stables et la paléobotanique, mais le nombre de ces études est relativement faible (~15) à l'échelle de tout l'orogène Himalaya-Tibet. Ces reconstitutions tendent à faire le lien entre la morphologie de la chaîne en surface et sa structure en profondeur.

E.1. Paléoaltitude du plateau tibétain

Le plateau tibétain émerge au milieu du Crétacé (e.g. Leier et al., 2007a, 2007b). La chaîne himalayenne quant à elle est sous le niveau de la mer jusqu'au Paléocène (DeCelles et al., 2014) alors que les montagnes du Gangdese et possiblement le reste de l'arc transhimalayen étaient déjà à haute altitude (environ 4500m) (Ding et al., 2014). La plupart des études paléoaltimétriques basées sur les isotopes stables de l'oxygène des carbonates suggèrent que le plateau tibétain a atteint son altitude actuelle (environ 5000m) au moins à partir de 35 Ma (Cyr et al., 2005; DeCelles et al., 2007; Quade et al., 2011; Rowley and Currie, 2006; Wei et al., 2016; Xu et al., 2013) (Figure 123).

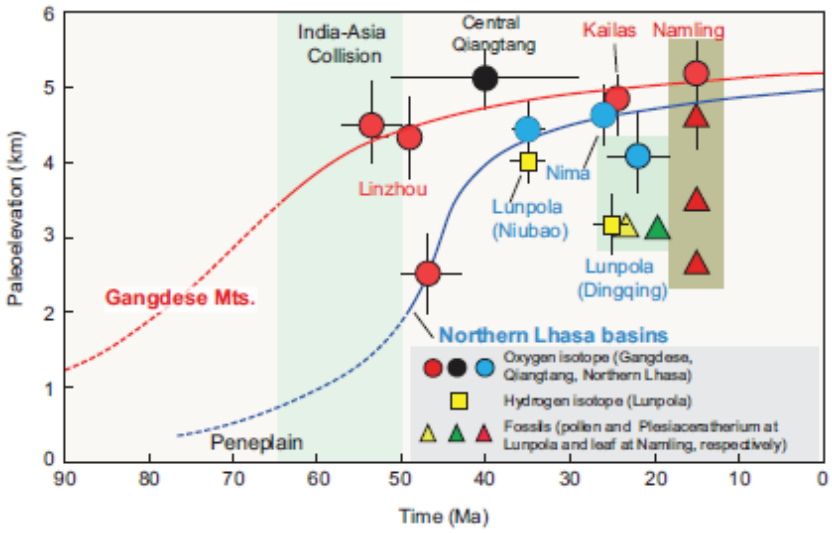


Figure 123 : Evolution de l'altitude de l'arc transhimalayen (courbe bleu) et du sud du plateau tibétain (courbe bleu) depuis le Crétacé reconstituée avec différentes méthodes de paléoaltimétrie (ronds et carrés : isotopes stables, triangles : paléo-flore) (Deng and Ding, 2015).

En revanche certains auteurs, sur la base de la paléotonologie de grands vertébrés, proposent que l'altitude actuelle du plateau tibétain n'a été acquise qu'entre le milieu et la fin du Miocène (Deng and Ding, 2015; Wang et al., 2006) (Figure 124).

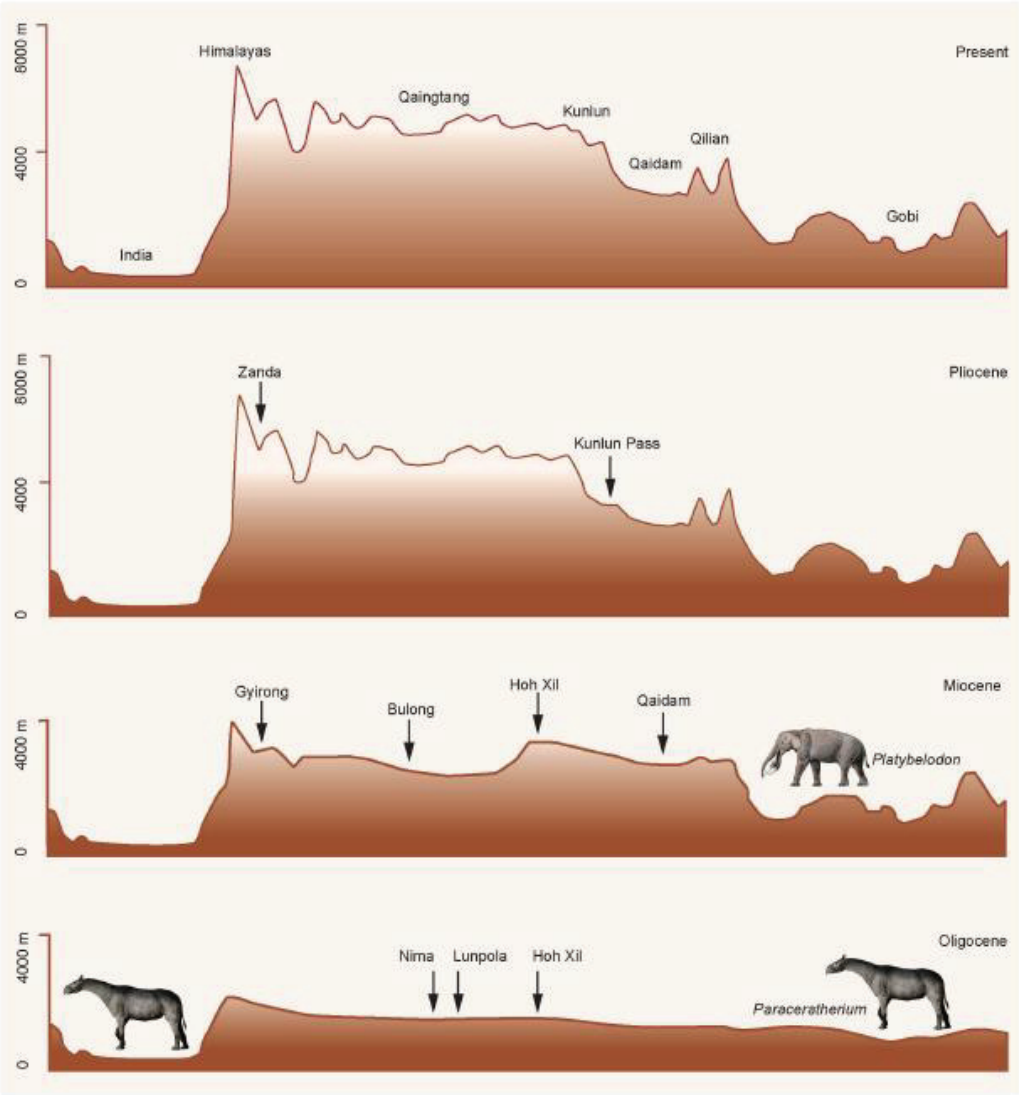


Figure 124 : Evolution morphologique de l'orogène Himalaya-Tibet depuis l'Oligocène basée sur des reconstitutions paléo-environnementales (fossiles de mammifères) (Deng and Ding, 2015).

E.2. Paléoaltitude de la chaîne himalayenne

Une des questions majeures est de savoir si la topographie de la chaîne himalayenne s'est développée, avant, pendant ou après que le plateau tibétain ait atteint son altitude actuelle. La réponse aurait une incidence directe sur les modèles tectoniques précédemment décrits comme le Channel flow par exemple, qui nécessite un plateau tibétain initialement haut pour fonctionner (Beaumont et al., 2001).

La plupart des études paléoaltimétriques s'accordent sur le fait que la haute chaîne avait déjà atteint son altitude actuelle (>6000m) il y a 15 Ma (Garzione et al., 2000a; Gébelin et al., 2013; Saylor et al., 2009). En revanche certaines reconstitutions, basées sur la stratigraphie de la zone de suture, suggèrent que la haute chaîne était déjà à haute élévation au moins au début

de l'Oligocène (25 Ma) alors que la zone de suture de l'Indus était à basse altitude (environ 1000m) et prise en sandwich entre l'Himalaya et le plateau tibétain déjà haut lui aussi (e.g. DeCelles et al., 2018; Kapp and DeCelles, 2019; Leary et al., 2017) (Figure 125).

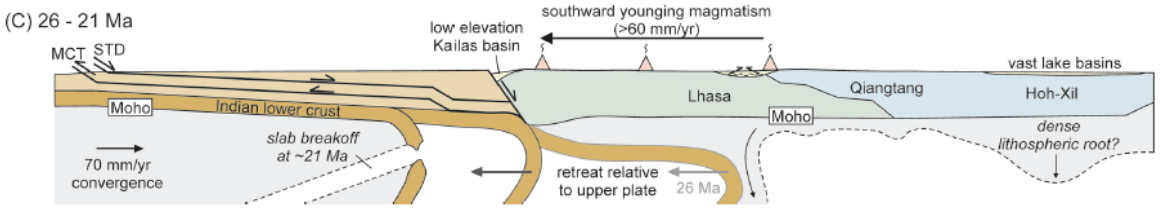


Figure 125 : Orogène Himalaya-Tibet il y a 26-21 Ma (Kapp and DeCelles, 2019).

Des études, basées sur l'analyse botanique (méthode CLAMP, voir Chapitre 1) et la paléontologie de grands vertébrés, proposent une acquisition tardive (post-Miocène moyen) de la morphologie actuelle de l'orogène (Figure 124, Figure 126) et concluent que les études basées sur les isotopes stables surestiment les paléoélévations (e.g. Deng and Ding, 2015; Ding et al., 2017).

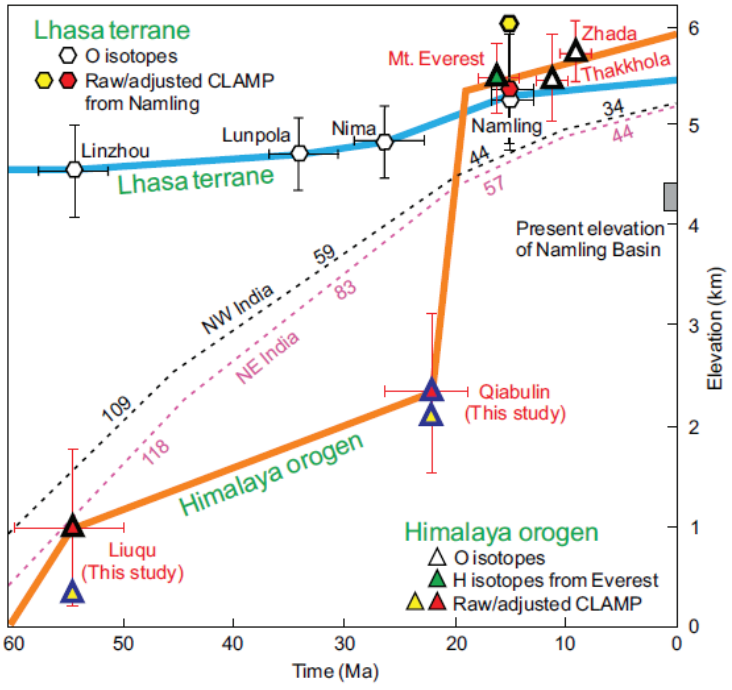


Figure 126 : Evolution de l'altitude depuis 60 Ma de la chaîne himalayenne (courbe orange) et du plateau tibétain (courbe bleu) (Ding et al., 2017).

La divergence de ces reconstitutions est en partie due au fait que les données paléoaltimétriques dans la haute chaîne sont très peu nombreuses et éparses et qu'elles sont inexistantes dans la moyenne et basse chaîne au Sud du STD. Les points de comparaison entre les études paléoaltimétrique sont par conséquent très limités. De plus, ces études sont basées

sur des méthodes non seulement différentes mais également associées à des biais et des incertitudes relativement importants. Dans ce chapitre nous présentons de nouvelles et abondantes données de paléoaltimétrie pour la première fois au sud du STD (haute chaîne himalayenne et zone externe). Nous verrons que ces données issues d'une même méthode permettent de contraindre l'évolution morphologique de la chaîne dans son ensemble à partir de la fin de l'Oligocène.

Avant de détailler nos résultats, je vais présenter l'état des connaissances sur la circulation des fluides de surface moderne et des paléo-fluides en Himalaya qui poseront les bases de notre méthode de paléoaltimétrie basée sur les isotopes stables des paléoprécipitations.

F. La circulation de fluides en Himalaya

La croissance de la topographie de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain a modifié la circulation atmosphérique, l'architecture du réseau hydrographique et a favorisé le développement de nombreux systèmes hydrothermaux (Garzione et al., 2000b). Le développement de la topographie himalayenne a agi comme une barrière orographique pour les masses d'air avec un impact direct sur la composition isotopique (O et H) des précipitations orographiques.

F.1. La composition isotopique des eaux météoriques actuelles

Actuellement la composition isotopique des précipitations en Himalaya montre des variations en lien avec la morphologie de la chaîne. Au niveau de la plaine du Gange à New Delhi (212m d'altitude) le $\delta^{18}O$ des précipitations moyenné sur l'année est de -5,86 ‰ et de -37,5 ‰ pour le δD (IAEA). En remontant vers le Moyen Pays le $\delta^{18}O$ est de -7,12 ‰ et -47,6 ‰ pour le δD à l'est de Pokhara (2103m) (Thomas Rigaudier, IAEA) et de 11.21 ‰ et -79,7 ‰ à Pheriche (4420m) (IAEA). La composition des précipitations change brutalement au niveau de la barrière orographique matérialisé par les plus hauts sommets de la chaîne (> 8000m) située au niveau de la limite entre le GHC et les séries téthysiennes. Ceci explique les valeurs très négatives observées au niveau du plateau tibétain. En particulier à Lhassa les précipitations long-termes ont un $\delta^{18}O$ de -17,59 ‰ et un δD de -129,6 ‰ (IAEA).

La composition isotopique de l'eau des rivières montre la même évolution en lien avec la topographie. (Garzione et al., 2000b) ont analysé des échantillons d'eau prélevés tous les 100m dans la rivière de la Kali Gandaki au Népal qui traverse la quasiment toute la chaîne

himalayenne, des unités du TH jusqu'au LH (Figure 127). Ces auteurs ont observé une corrélation nette entre l'altitude d'échantillonnage et la composition isotopique de l'eau, avec des valeurs du $\delta^{18}O$ et du δD de -19,3 ‰ et -143 ‰ respectivement à 5000m d'altitude au nord du STD et, des valeurs du $\delta^{18}O$ et du δD de -8,1 ‰ et -60 ‰ respectivement à 700m altitude au niveau du LH (Figure 127).

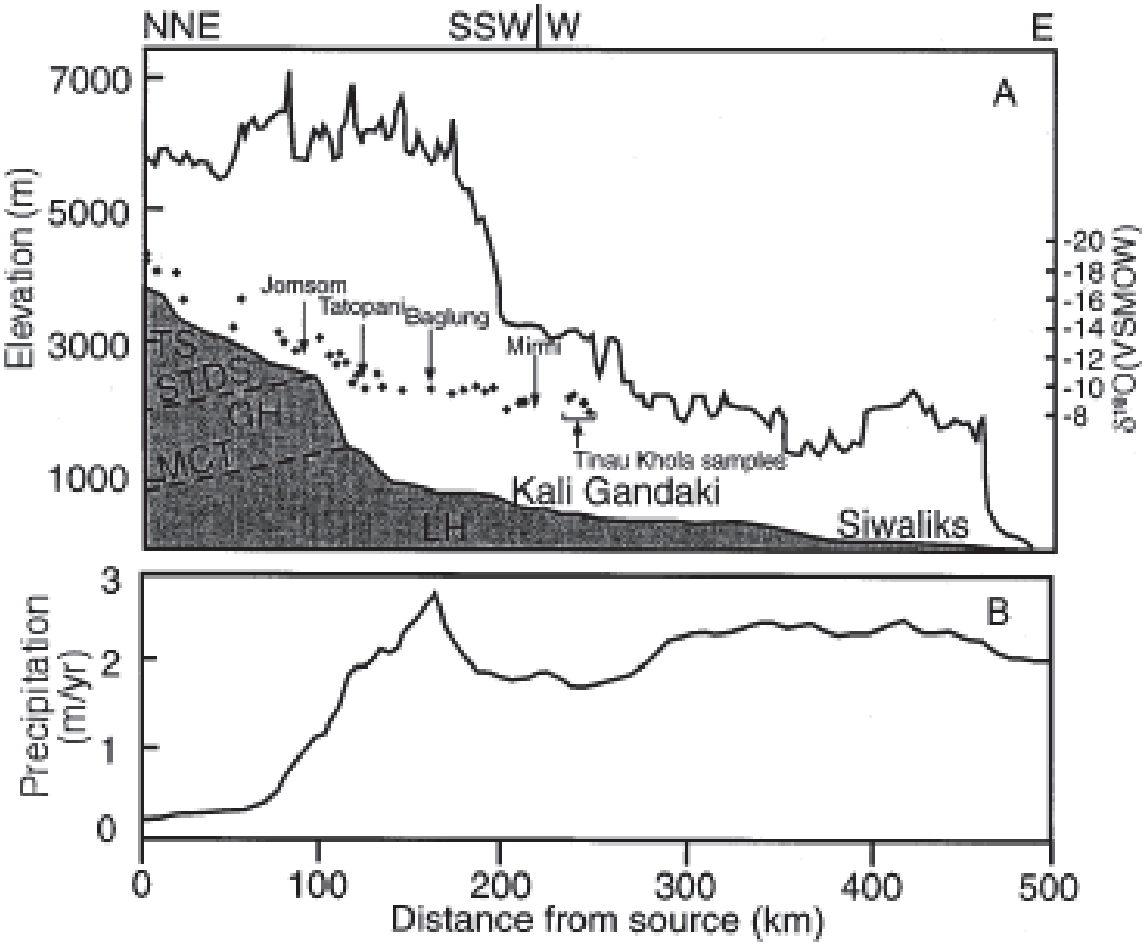


Figure 127 : En haut, profil topographique de la chaine himalayenne le long de la rivière de Kali Gandaki, les unités lithologiques et les contacts tectoniques majeurs sont également représentés. Le $\delta^{18}O$ des tributaires échantillonnés le long du profil est également présenté. En bas, le taux annuel moyen des précipitations le long du profil (Garzione et al., 2000b).

Les eaux thermales échantillonnées le long du même transect de la Kali Gandaki (Evans et al., 2008) et dans d'autres zones de la chaîne (Grabczak and Kotarba, 1985; Ranjit, 1994) suivent la même évolution.

F.2. Les paléo-circulations hydrothermales

Nous avons vu dans le paragraphe que l'évolution topographique d'une chaîne de montagnes en général et de la chaîne himalayenne en particulier est transcrite dans la

composition des paléo-précipitations. Plusieurs travaux ont étudié les paléo-systèmes hydrothermaux himalayens par le biais de la composition isotopique des fluides, leur température et leur âge.

F.2.1 Nature des fluides

L'analyse isotopique des minéraux hydroxylés a permis de révéler la nature météorique des fluides qui ont circulé au niveau du STD et dans les séries téthysiennes entre 17 et 15 Ma (Gébelin et al., 2017). Leur composition isotopique de -150 ‰ pour le δD est comparable aux valeurs des précipitations modernes observées dans les parties les plus élevées de la chaîne (Figure 127). L'analyse du δD de l'eau des inclusions fluides de quartz de veines tectoniques a également révélé une composition météorique très négative au niveau du massif du Manaslu, au Nord du MCT (France-Lanord et al., 1988). De la même façon, (Evans et al., 2008) ont observé que le δD des IFs provenant de veines de quartz échantillonnées dans le LH présente des valeurs similaires à la composition des précipitations modernes, de l'eau des rivières et des eaux thermales au niveau de la moyenne et basse chaîne. Malgré cette relation avec la composition des eaux de surfaces modernes, ces auteurs ont interprété ces fluides comme étant d'origine profonde (métamorphique) en calculant leur $\delta^{18}O$ à partir de celui du quartz des veines.

F.2.2 Températures des fluides

Plusieurs études microthermométriques ont été menées sur des IFs provenant de veines de quartz syn-cinématiques (Figure 128) échantillonnées le long de la Kali Gandaki et autour du Manaslu. Elles ont démontré la présence majoritaire d'inclusions pseudo-secondaires dans le quartz synchrones de la formation des veines (Boullier et al., 1991; Pecher, 1978). Ces IF sont principalement soit uniquement aqueuse soit plus complexes contenant $CO_2 + H_2O$ (Figure 128, Figure 129) avec une proportion de CO_2 qui augmente progressivement en se rapprochant du MCT (Pêcher, 1979).

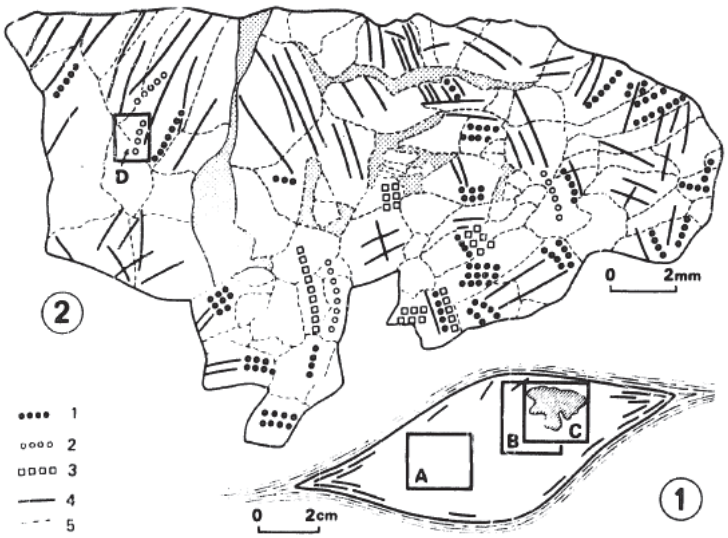


Figure 128 : En bas, veine de quartz syn-cinématique échantillonnée dans le MCT. En haut, schéma du quartz en lame mince, les différents types d'IFs son représentées par des pointillés et des lignes (Type 1 : H2O+CO2 ; Type 2 et 3 : H2O biphasiques ; Type 4 : monophasiques) (Sauniac and Touret, 1983)

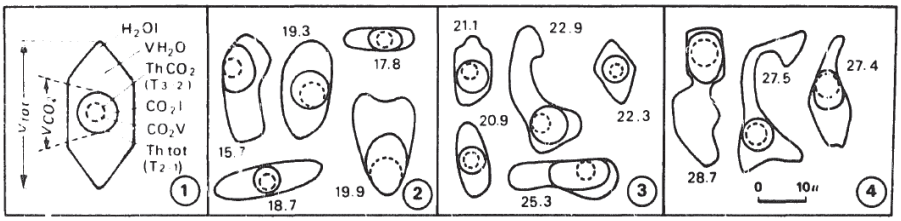


Figure 129 : Schémas des différents types d'IFs présentées dans la Figure 128. Le volume et la composition des différentes phases et des différents constituants (H2O + CO2) sont représentés (Sauniac and Touret, 1983).

Les conditions de piégeages mesurées pour ces IFs vont de 300°C à 450°C (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Pecher, 1978; Sauniac and Touret, 1983) (Figure 130).

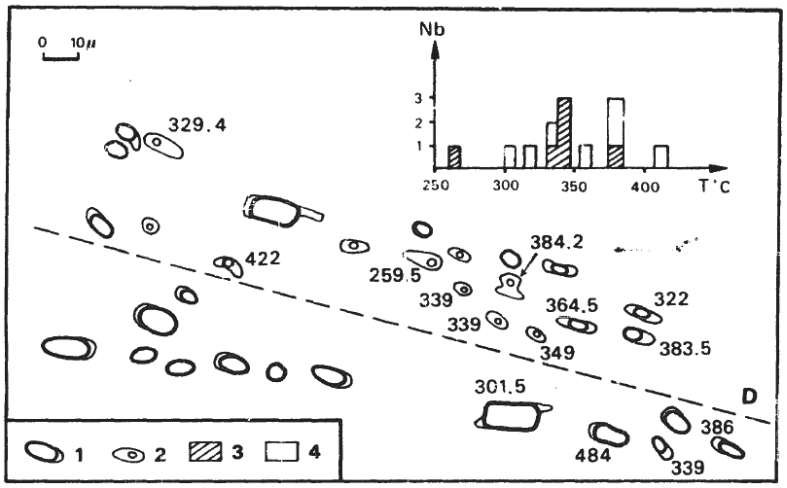


Figure 130 : Schéma représentant les différents types d'IFs présentées dans la Figure 128 et Figure 129. Leur température d'homogénéisation est également représentée (Sauniac and Touret, 1983).

F.2.3. Âge des circulations hydrothermales

L'âge des veines de quartz himalayennes n'est pas encore bien contraint. L'approche consiste à considérer la formation des veines syn-cinématiques échantillonnées autour du MCT ou à l'intérieur de la zone de cisaillement comme synchrone du fonctionnement de ce chevauchement daté entre 18 Ma et 12 Ma (e.g. Searle et al., 2008). Une approche directe consiste à dater les minéraux hydrothermaux comme les muscovites pour contraindre l'âge des circulations hydrothermales, au niveau du STD daté entre 17 Ma et 15 Ma (Gebelin et al., 2017, 2013).

Les données sur les micas ainsi que les mesures du δD des IFs de quartz hydrothermaux suggèrent une circulation relativement profonde de fluides météoriques dans le prisme himalayen (Gebelin et al., 2017). Dans le prochain chapitre nous présenterons de nouvelles données isotopiques ($\delta^{18}O$ et δD) obtenues sur des IFs provenant de veines de quartz syn-cinématiques échantillonnées le long de la Kali Gandaki, autour du Manaslu et dans le moyen pays himalayen au niveau de la klippe de Jajarkot. Nous présenterons également la première datation directe de ces veines. Ces nouvelles données, ajoutées à celles des études antérieures précédemment citées, nous permettront de reconstituer les circulations de fluide dans l'ensemble de la chaîne Himalayenne de la fin de l'Oligocène au Miocène. Nous verrons dans un deuxième temps qu'elles nous permettront d'accéder aux paléo-reliefs de la chaîne.

Partie 1. Reconstitution des paléocirculations hydrothermales en Himalaya basée sur le $\delta^{18}O$ et le δD des inclusions fluides

A. Cadre général de l'étude

Une mission de terrain a été menée dans la vallée de la Kali Gandaki au Népal (Figure 131) pour échantillonner des veines de quartz dans les principales unités lithologiques himalayennes et au niveau de deux zones de cisaillement majeures, le South Tibetan Detachment (STD) et le Main Central Thrust (MCT) (Figure 132). Des veines provenant du massif du Manaslu et plus au sud (Figure 131) ont également été utilisées (issues de la collection du laboratoire d'ISTerre à Grenoble, en collaboration avec Arnaud Pêcher).

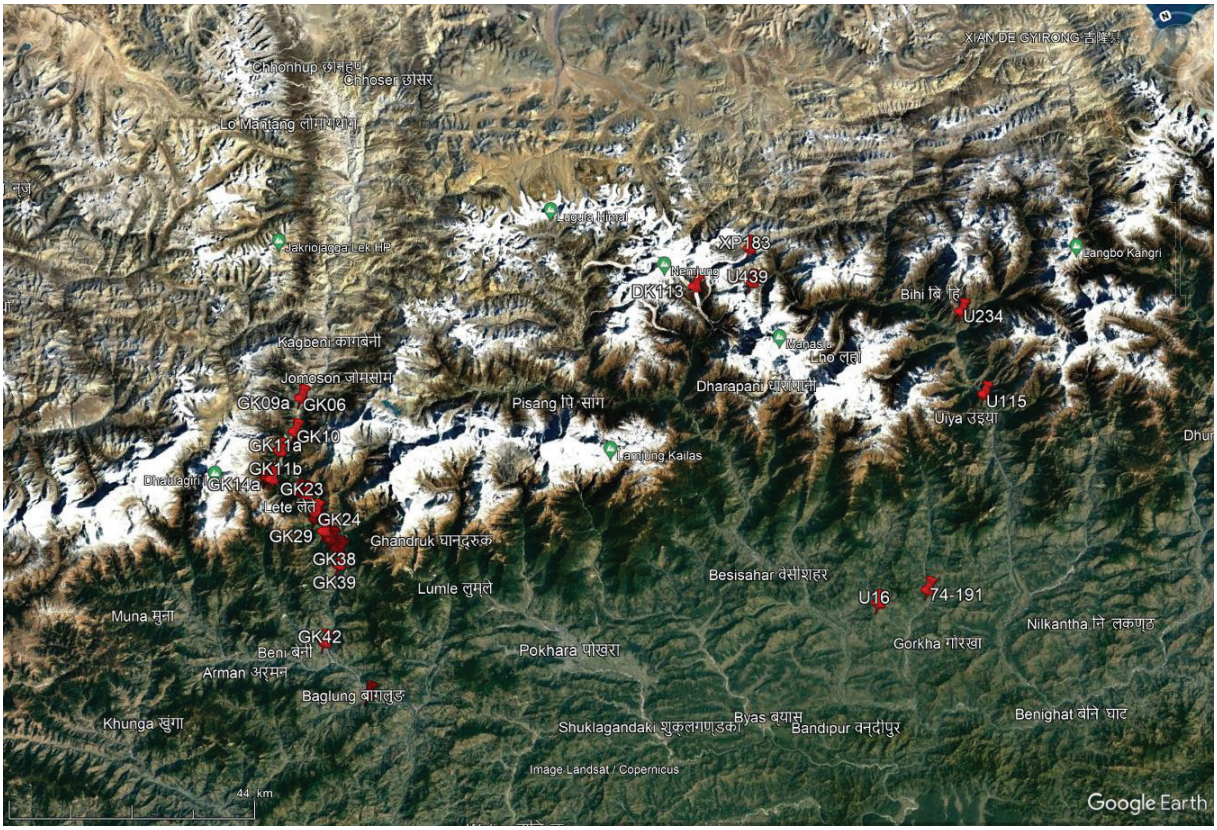


Figure 131 : Sites d'échantillonnage des veines de quartz dans la vallée de la Kali-Gandaki (échantillons GK) et autours du Manaslu à l'est (Echantillons U, DK, XP et 74-191).

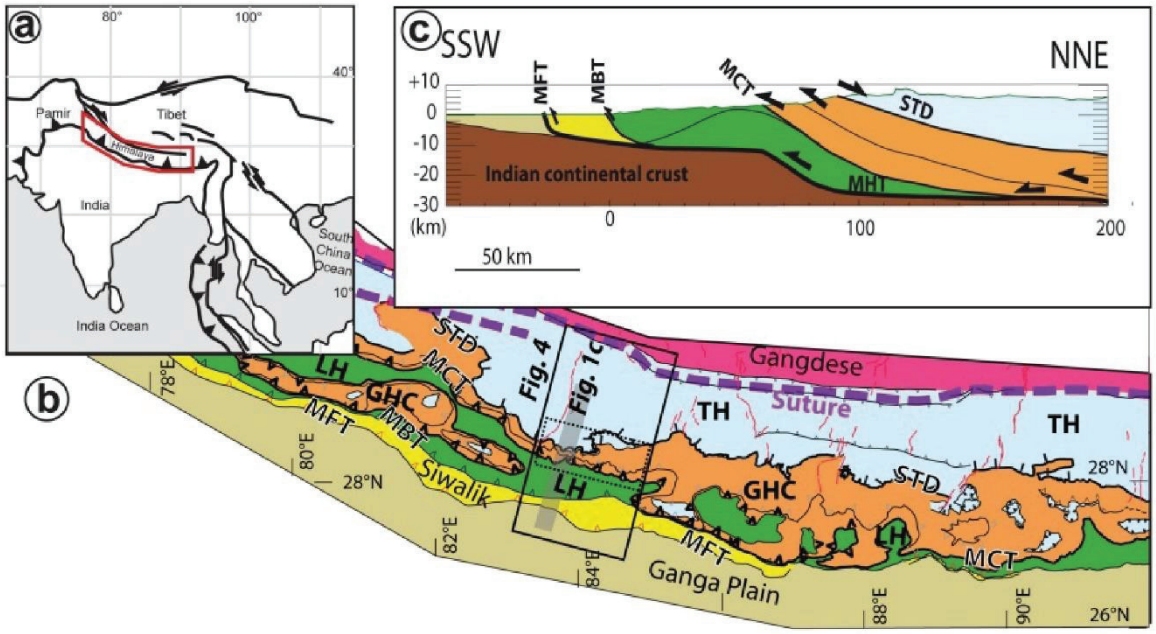


Figure 132 : Localisation de la chaîne himalayenne, schéma structural de l'Himalaya du Népal et coupe géologique de la chaîne au travers de la Kali Gandaki (Melis et al., soumis).

Les valeurs de $\delta^{18}O$ et de δD que nous avons obtenu sur les IFs des veines himalayennes seront discutées par rapport à des études antérieures sur les IFs de veines de quartz et, à la composition isotopique de l'eau moderne des tributaires et des eaux thermales échantillonnées le long du même transect de la Kali Gandaki (Evans et al., 2008; Garzione et al., 2000b; Grabczak and Kotarba, 1985; Ranjit, 1994). Ces travaux ont donné lieux à un article soumis à *Earth and Planetary Science Letters* (Melis et al., soumis) dont le manuscrit est joint à la fin de cette partie.

B. Description des échantillons

B.1. Veines de quartz et texture du quartz

Les veines de quartz ont été échantillonnées dans des roches sédimentaires des séries téthysiennes (marbres/calcaires, grès), dans les roches métamorphiques et magmatiques du GHC (micaschistes, paragneiss, migmatites, leucogranites) ainsi que dans les schistes noirs et les quartzites du LH. Plusieurs générations de veines ont été échantillonnées (Figure 133) i) principalement des veines de quartz syn-cinématiques, ii) des veines de quartz post-foliation recoupant la foliation principale, parfois plissées, iii) les fentes de quartz verticales principalement orientées Nord-Sud, souvent associées à des plans de faille N-S liés au grabben de la Takhola. Les veines syn-cinématiques ont été particulièrement étudiées (voir partie précédente sur la circulation de fluide en Himalaya) le long de la Kali Gandaki et autour du

granite du Manaslu. Certains de ces échantillons ont d'ailleurs été utilisés pour cette étude (XP183, DK113, U439, U234, U115, U16, 74-191).

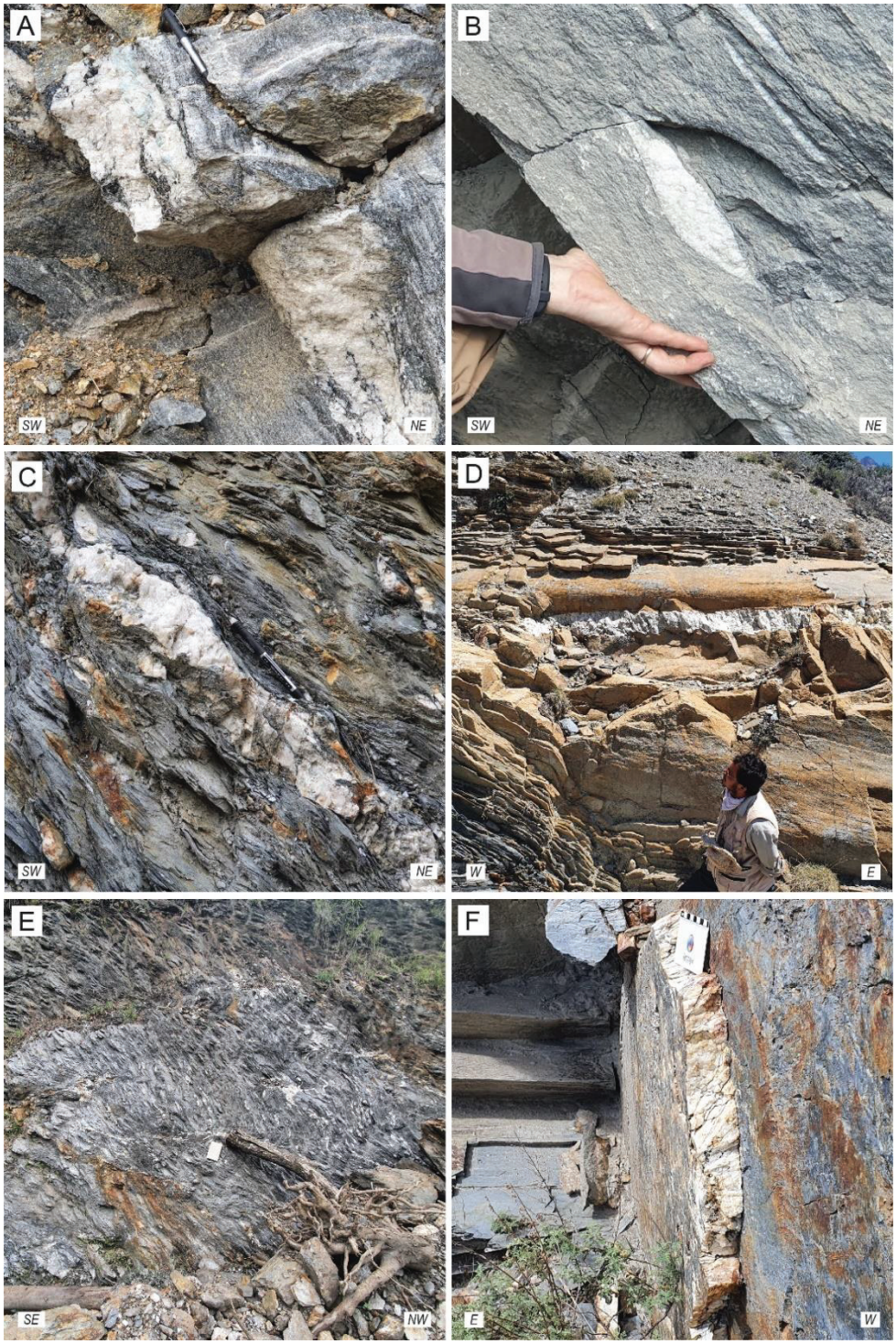


Figure 133 : Photos illustrant les différentes générations de veines de quartz échantillonnées le long de la Kali Gandaki. (A) à (C) sont des veines syn-cinématiques prises dans la schistosité ou la foliation des roches encaissantes, (D) et (E) sont des veines syn-cinématiques associées au plissement des roches encaissantes, (F) est une fente verticale tardives associées à la fracturation ou à des plans de failles (Melis et al., soumis).

Comme discuté précédemment (F.2.3), ces veines sont associées au fonctionnement du MCT et du STD et à la déformation de GHC. Elles sont donc globalement formées au Miocène.

L'analyse des échantillons au microscope optique montre des quartz globalement peu ou pas déformés à l'exception de certains grains affectés par des recristallisations en bulging et des extinctions roulantes (Figure 134)

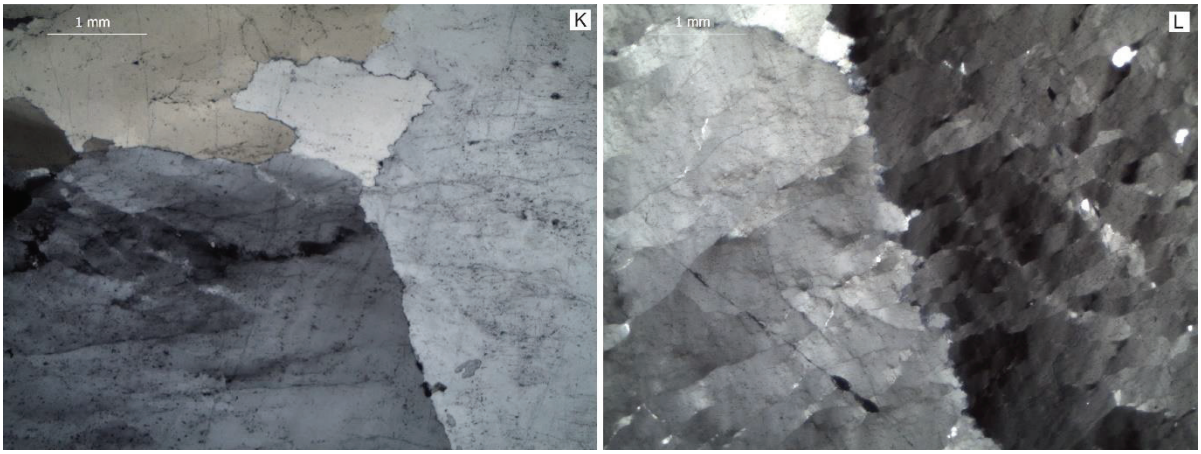


Figure 134 : Photos correspondant à une vue en lame mince de la texture du quartz des échantillons DK113 (K) et U439 (L) (Melis et al., soumis).

B.2. Typologie des inclusions fluides et microthermométrie

Les études pétrographiques et microthermométriques provenant de travaux antérieurs (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Evans et al., 2008; Pecher, 1978; Sauniac and Touret, 1983) (Figure 128, Figure 129, Figure 130) ainsi que nos propres observations montrent que la grande majorité des IFs mesurent jusqu'à 30µm, ont une morphologie en cristal négatif, et se disposent le long de microplans ne recoupant pas les limites des grains de quartz (Figure 135). Ces arguments permettent de qualifier ces IFs de pseudo-secondaires, les reliant aux épisodes les plus précoces de formation et/ou déformation des veines de quartz (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

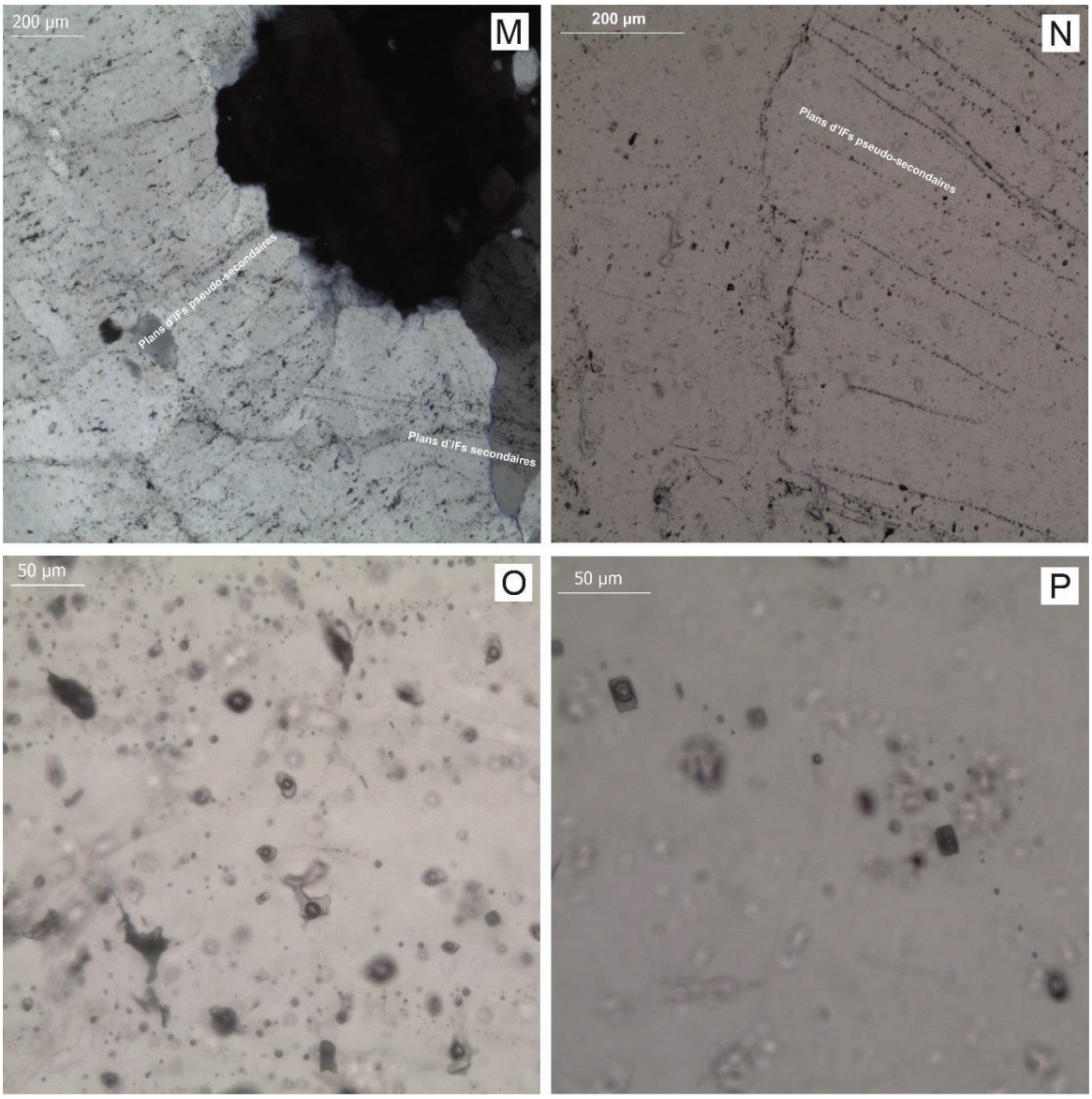


Figure 135 : Les photos (M) à (P) illustrent les IFs du quartz des échantillons XP183, U16 et DK113, respectivement. (N) illustre les trainées d'IFs pseudo-secondaires qui ne recoupent pas les joints de grain du quartz, (P) est une vue zoomée de ces IFs. En bas à droite de (M) on voit les fines trainées d'IFs secondaires recouper les joints de grains. (O) montre les IFs primaires au cœur d'un grain de quartz (Melis et al., soumis).

C. Résultats

Les valeurs du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs provenant des 32 veines échantillonnées s'étend de -1,74 ‰ à -11,09 ‰ et de -54,83 ‰ à -110,94 ‰ respectivement (Table 9).

Table 9 : Composition isotopique des IFs des veines de quartz de la Kali Gandaki et du Manaslu. Les échantillons sont présentés du Nord au Sud le long de chaque transect (Melis et al., soumis). (Bt : Biotite ; Ky : Kyanite ; Grt : Grenat ; Ms : Muscovite ; Q : Quartz, Tu : Tourmaline).

Sample	δD_{water} (‰)	$\delta^{18}O_{water}$(‰)	Vein mineralogy	Vein generation	Units	Host rock	Elevation (m)
Kali Gandaki section							
GK05	-104.43	-10.36	Qz	Late Cleft	TH	Sandstone / Flysch	2713
GK06	-114.84	-10.16	Qz + Mu	Post-Fo, folded	TH	Sandstone / Flysch	2713
GK09a	-96.94	-8.40	Qz	Post-S1, folded	TH	Quartzite	2722
GK10	-108.77	-3.83	Qz	Post-Fo	TH	Sandstone / Flysch	2620
GK11a	-69.85	-2.94	Qz	Late Cleft	TH	Impur marble	2578
GK11b	-69.62	-3.53	Qz+Mu	Post-folding but bouddinaged	TH	Impur marble	2569
GK14a	-88.09	-4.31	Qz+Mu	Post-Fo	GHC	Orthogneiss	2518
GK15	-65.15	-4.59	Qz	Syn-kinematic	STD	Impur marble	2645
GK16a	-69.25	-7.93	Qz+Mu	Post-Fo	STD	Impur marble	2692
GK17	-87.68	-8.86	Qz+Tour	Syn-kinematic	STD	Impur marble	2670
GK21a	-85.64	-7.13	Qz+Chl+Bt	Syn-kinematic	GHC	Impur marble	2310
GK22	-86.48	-8.02	Qz+Bt+Tour	Syn-kinematic and folded	GHC	Impur marble	2187
GK23	-75.72	-7.23	Qz	Late Cleft	GHC	Impur marble	2158
GK24	-78.07	-7.51	Qz+Bt+Mu+Ky	Syn-kinematic	GHC	Migmatite paragneiss	1839
GK28	-88.02	-11.09	Qz+Bt+Mu+Ky+Grt	Syn-kinematic	GHC	Paragneiss	1480
GK29	-70.52	-6.68	Qz	Syn-kinematic	MCT	Paragneiss	1473
GK32	-77.96	-5.93	Qz	Syn-kinematic	MCT	Black schist	1412
GK34	-73.37	-6.69	Qz	Syn-kinematic and folded	MCT	Black schist	1394
GK36	-84.95	-9.03	Qz	Late Cleft	LH	Black schist	1299
GK37	-66.32	-3.64	Qz	Syn-kinematic	LH	Black schist	1268
GK38	-58.48	-6.75	Qz	Post-Fo	LH	Sandstone	1196
GK39	-73.48	-9.48	Qz	Syn-kinematic	LH	Sandstone	1196
GK42	-54.83	-1.74	Qz	Syn-kinematic	LH	Sandstone	877
GK43	-68.38	-10.16	Qz	Late Cleft	LH	Quartzite / Black schist	740
GK44	-71.37	-10.17	Qz	Late Cleft	LH	Quartzite / Black schist	740
Manaslu section							
XP183	-110.94	-8.75	Qz	Syn-kinematic	Tethysian	Black schist	4550
DK113	-107.39	-8.25	Qz	Syn-kinematic	GHC	Foliated granite	4255
U439	-105.47	-7.77	Qz+Mu	Syn-kinematic	GHC	Foliated granite	4525
U234	-67.70	-2.10	Qz+Mu	Syn-kinematic	GHC	Anatexite	3380
U115	-57.90	-4.91	Qz	Syn-kinematic	MCT	Micaschiste (Grt+)	1400
U16	-60.27	-5.79	Qz	Syn-kinematic	LH	Sandstone Micaschiste	1570
74-191	-66.01	-5.59	Qz+Mu+Bio	Syn-kinematic	LH	Micaschiste	540

Ces valeurs sont proches pour la plupart voire sur la droite des eaux météoriques de (Craig, 1961) (Figure 136) suggérant une forte implication de fluides de surface.

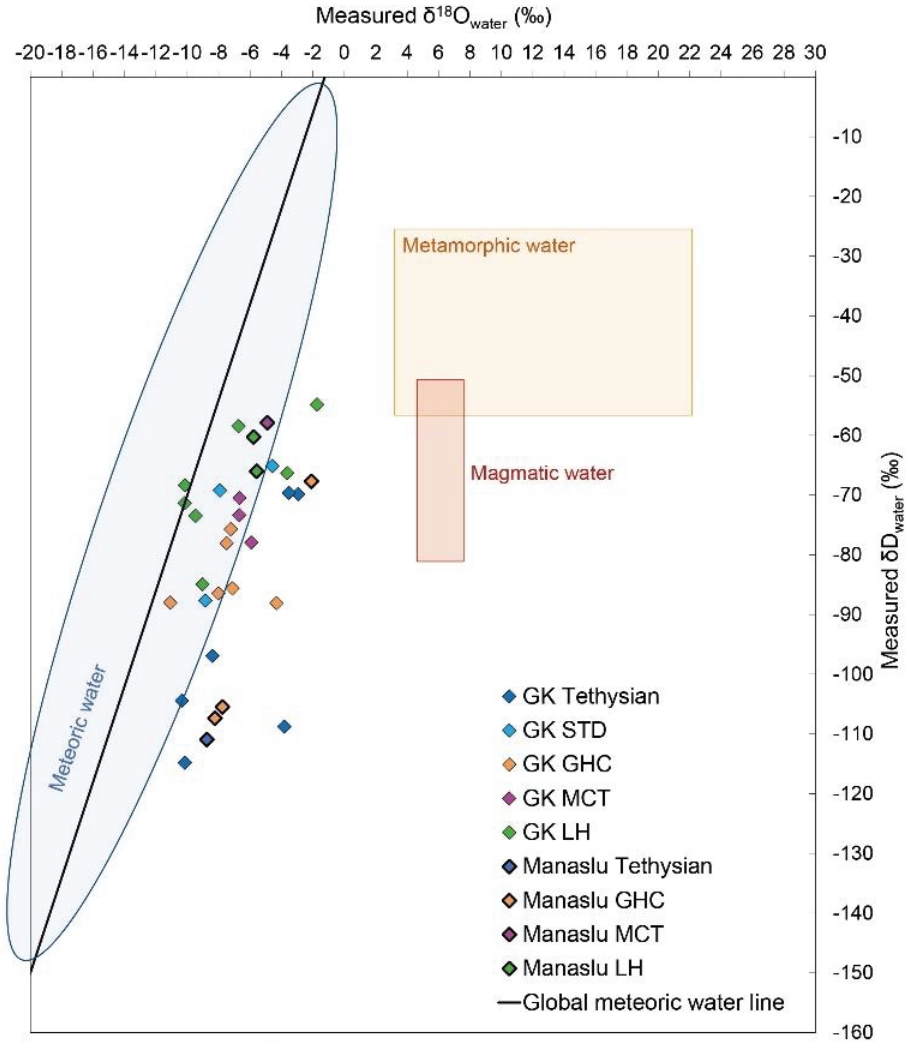


Figure 136 : Diagramme présentant le δ18O et le δD des IFs provenant des différentes générations de veines de quartz de la Kali Gandaki et du Manaslu en fonction de l'unité lithologique encaissante (Melis et al., soumis).

La composition des IFs des veines de quartz provenant des séries téthysiennes carbonatées s'éloigne relativement plus du domaine météorique que pour les IFs provenant des autres unités lithologiques (Figure 136). La composition des IFs provenant de certaines veines syn-cinématiques et post-foliation sont décalées du domaine météorique par rapport aux IFs des fentes (Figure 137).

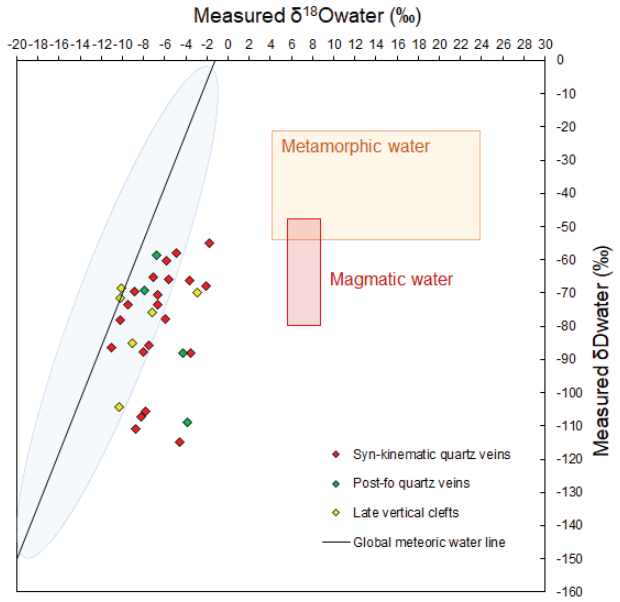


Figure 137 : Diagramme présentant le δ18O vs le δD des IFs en fonction de la génération des veines de quartz.

Le δD des IFs provenant des trois générations de veines présente une relation avec l'altitude d'échantillonnage des veines (Figure 138). Cette relation est en revanche moins nette pour le $\delta^{18}O$ (Figure 138). Nos mesures sont également similaires au δD obtenue sur des IFs avec d'autres méthodes (Evans et al., 2008; France-Lanord et al., 1988) et au δD et $\delta^{18}O$ des eaux météoriques modernes (rivières et eaux thermales) le long du transect de la Kali Gandaki (Evans et al., 2008; Garzione et al., 2000b; Grabczak and Kotarba, 1985; Ranjit, 1994) qui sont également corrélées avec l'altitude (Figure 139).

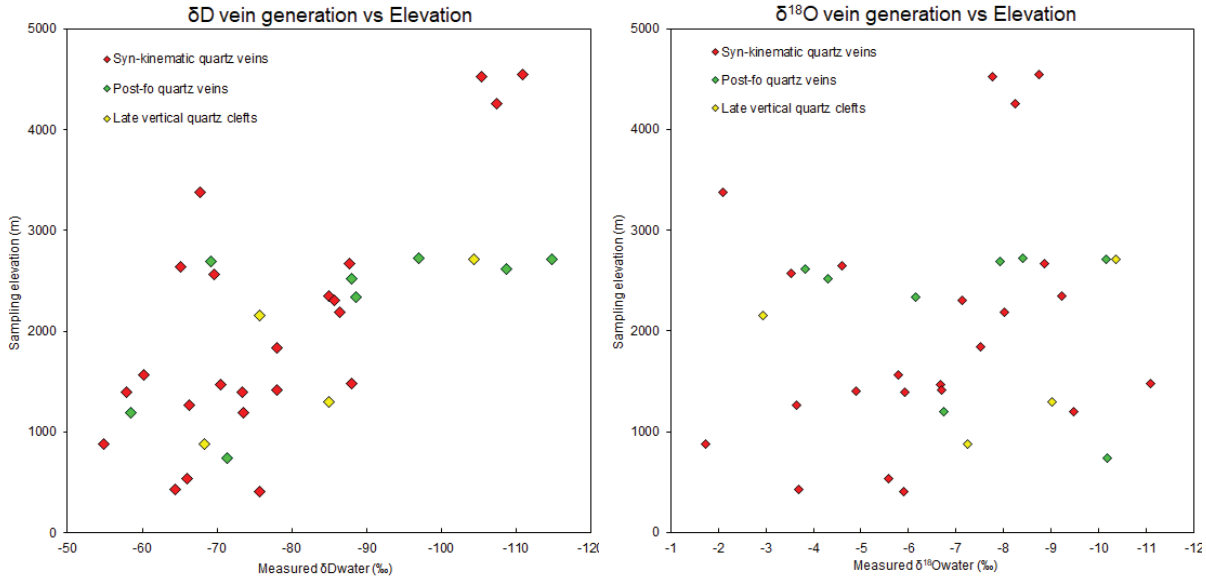


Figure 138 : Diagrammes présentant la relation entre le δD, le $\delta^{18}O$ des IFs et l'altitude d'échantillonnage en fonction de la génération des veines de quartz.

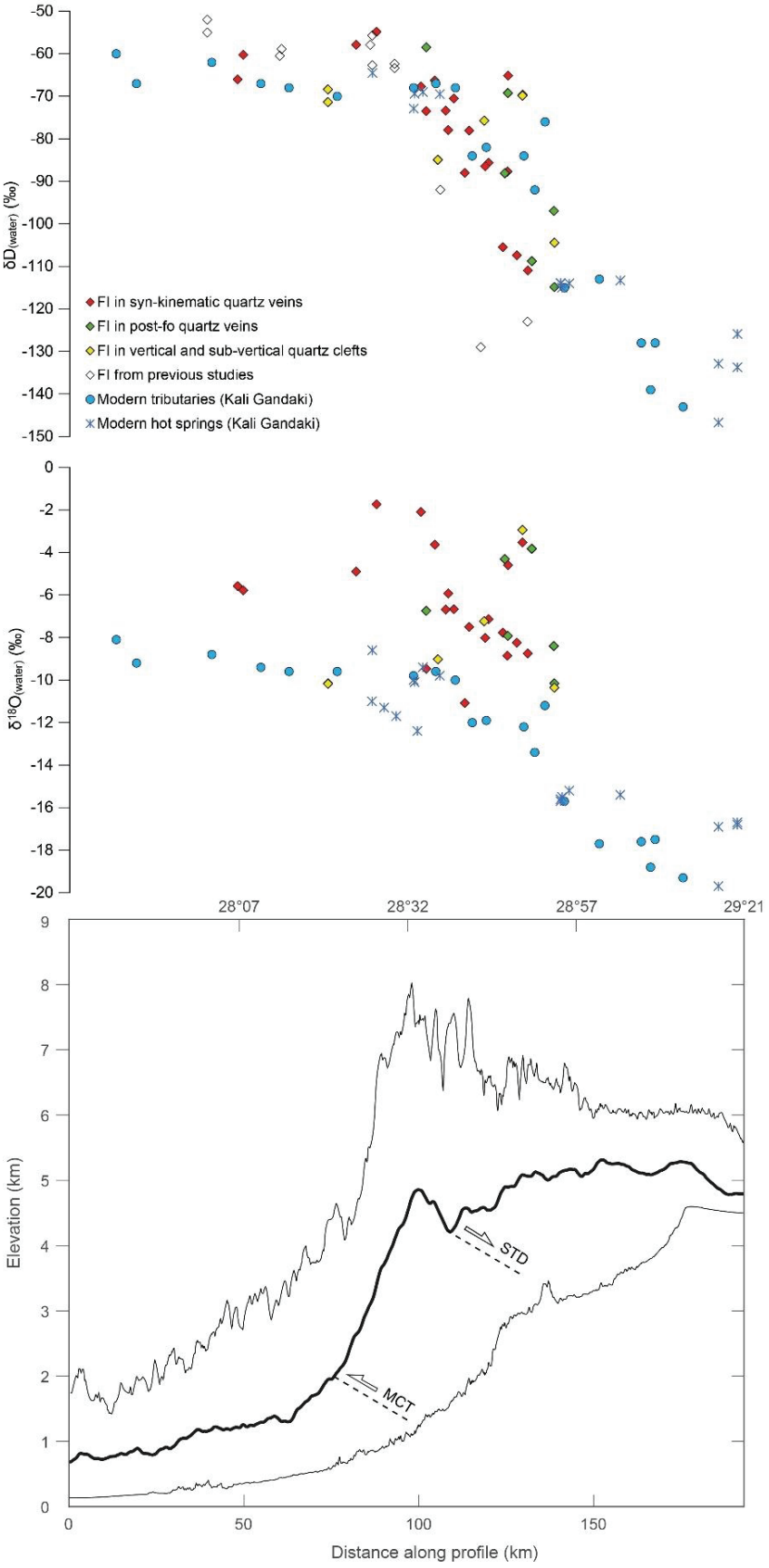


Figure 139 : Relation entre la composition isotopique des IFs et de l'eau météorique moderne (rivières (Garzione et al., 2000b), eaux thermales (Evans et al., 2008; Grabczak and Kotarba, 1985; Ranjit, 1994) et la topographie le long de la Kali Gandaki.

D. Interprétations

D.1. Origine de l'eau des inclusions fluides

Les valeurs de $\delta^{18}O$ et δD mesurées sur les inclusions fluides présentent globalement une affinité météorique. La corrélation entre le δD des IFs, l'altitude d'échantillonnage des veines et la composition des eaux modernes d'une part, et la non-corrélation avec le $\delta^{18}O$ des IFs d'autre part ont plusieurs implications :

1. L'eau des paléoprécipitations piégée dans les IFs du quartz pendant le Miocène a préservé sa composition isotopique en δD météorique qui se révèle identique à celle des précipitations modernes en Himalaya, malgré les processus tectoniques, le métamorphisme et la circulation de cette eau à haute température (300 à 450°C).
2. La valeur du $\delta^{18}O$ de l'eau des paléo-précipitations piégées ne se calque pas aussi nettement sur la composition des précipitations actuelles. Ceci est particulièrement observable pour les veines échantillonnées dans les roches carbonatées des séries téthysiennes (Figure 136) suggérant un échange entre l'oxygène de l'H_2O des IFs avec celui du $CaCO_3$ des roches encaissantes. Un mélange et/ou une contamination avec les fluides métamorphiques riches en CO_2 et un $\delta^{18}O$ plus positif ($\geq$ 4 ‰) circulant dans le MCT (Evans et al., 2008; Pecher, 1978) est également possible. En effet, les travaux expérimentaux démontrent que le fractionnement de l'oxygène entre l'eau des IFs et du quartz (SiO_2) est possible à partir de 600°C (Giletti and Yund, 1984). Les données microthermométriques (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Pecher, 1978; Sauniac and Touret, 1983) et thermobarométriques (e.g. Carosi et al., 2010; Le Fort, 1986) indiquant des conditions de formation des veines de 300-450 °C et 3-9 kbar on ne peut pas exclure que les IFs de certaines veines de quartz syn-cinématiques aient subi ces contaminations.
3. L'analyse directe du $\delta^{18}O$ des IFs (-1,74 ‰ à -11,09 ‰) montre des résultats différents de la signature purement métamorphique des fluides ($\geq$ 4‰) qui était obtenues à partir du $\delta^{18}O$ du quartz (Evans et al., 2008; France-Lanord et al., 1988). Ces résultats montrent clairement qu'un fluide aqueux n'est pas forcément à l'équilibre avec son minéral hôte au moment de son piégeage. Cette condition est pourtant invoquée pour calculer la composition du fluide à partir des équations de fractionnement isotopique comme celle qui a été calibrée pour le quartz (Sharp et al., 2016). Des études plus

poussées, incluant l'analyse du $\delta^{18}O$ des quartz sur lesquels les IFs ont été étudiées sont cependant nécessaires avant d'aller plus loin dans cette discussion.

D.2. Trajet des fluides météoriques

La relation entre le δD des paléoprécipitations du Miocène et l'altitude est comparable à celle obtenue pour les eaux modernes (Figure 139). Cette similitude a deux implications importantes :

1. La morphologie actuelle de la chaîne était déjà acquise lors de la formation des veines, au Miocène entre 18 et 12 Ma. Ceci est en bon accord avec les études paléoaltimétriques menées en Himalaya montrant que la haute chaîne était déjà à son altitude actuelle depuis au moins 17 Ma (Ding et al., 2017; Garzione et al., 2000a; Gébelin et al., 2013; Saylor et al., 2009) (Voir paragraphe E.2 de l'introduction) (Figure 126).
2. Cette relation implique également une infiltration des fluides météoriques à la verticale au moins jusqu'à la partie ductile du GHC et dans la zone de cisaillement du MCT avant de remonter le long du chevauchement parallèlement à la foliation. C'est à ce moment que les veines syn-cinématiques de quartz se sont formées par remplissage des fentes de dilatation créées par le cisaillement (Figure 140). Ces résultats vont dans le même sens que les rares études démontrant l'infiltration et la circulation d'eau météorique dans les chevauchements (Barker et al., 2000; Menzies et al., 2014).
3. Le recoupement des données microthermométriques (300-600°C) obtenues sur les IFs et des conditions du pic thermique de métamorphisme enregistrées par les roches encaissantes des veines (650-700°C, 7-9 kbar (Carosi et al., 2010; Le Fort, 1986)) avec un gradient géothermique calculé pour l'Himalaya au Miocène (Catlos et al., 2018) suggère que les fluides météoriques se sont infiltrés à une profondeur allant de 10 à 20 km. Le piégeage d'eau météorique à 20km de profondeur n'a jamais été documenté à notre connaissance à ce jour, soulève de nombreuses questions sur leurs modes de transfert dans la croûte continentale et leur implication dans les processus tectoniques et orogéniques.
4. En prenant en compte la position des veines de quartz au moment de leur formation pendant l'exhumation du GHC (entre 10 et 20 km de profondeur et à environ entre 10 et 200km maximum au Nord d'après le taux de glissement sur le STD (Kellet et al., 2018)) il apparait que le front himalayen se situait probablement à 100km au nord de sa position actuel.

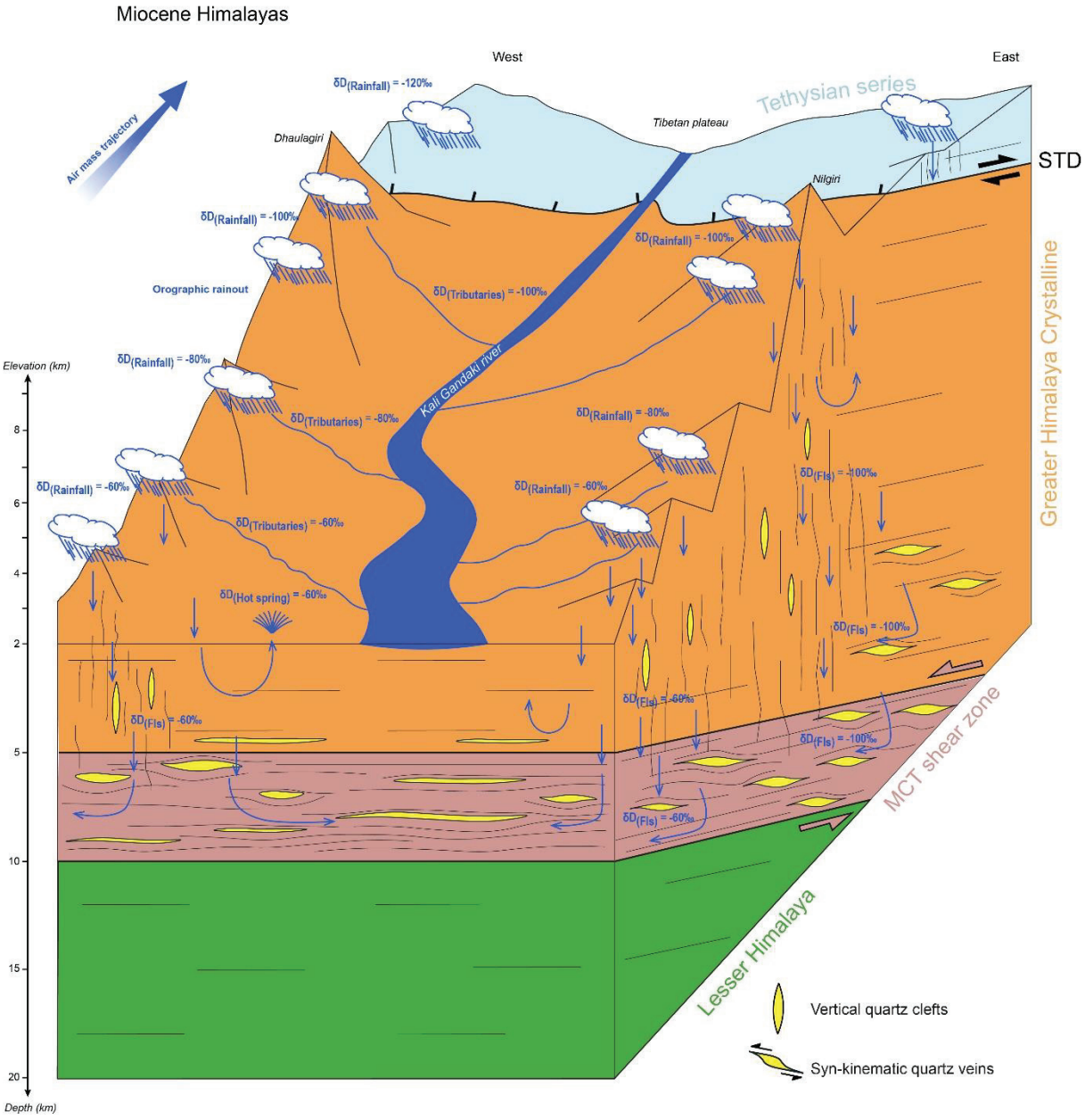


Figure 140 : Schéma conceptuel représentant la circulation des fluides météoriques au travers l'unité du GHC pendant le Miocène (Melis et al., soumis).

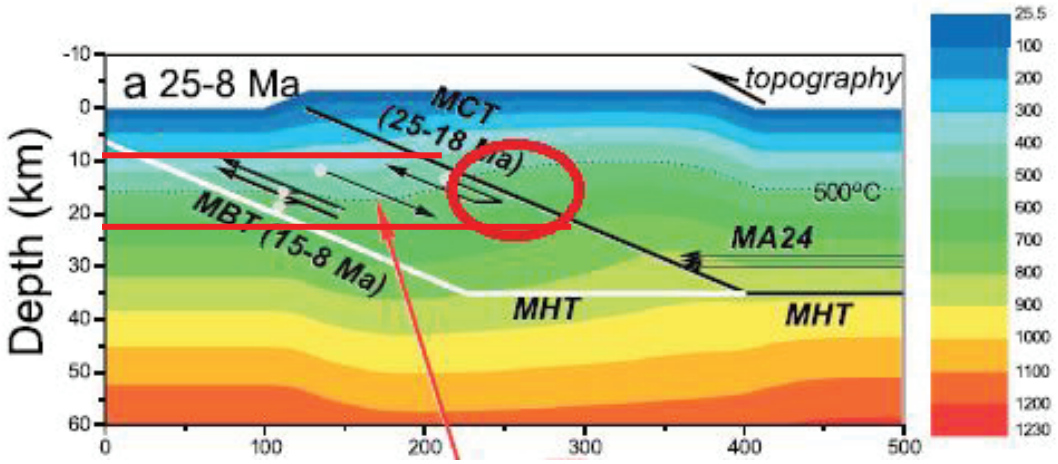


Figure 141 : Modélisation des isothermes au niveau du MCT entre 25 et 18 Ma d'après (Catlos et al., 2018).

E. Conclusion

Nous venons de voir que les IFs du quartz des veines échantillonnées dans les zones internes de l'Himalaya (vallée de la Kali Gandaki et Manaslu) donne accès à la composition isotopique des précipitations au niveau de la haute chaîne pendant le Miocène. La relation entre le δD des précipitations du Miocène et l'altitude est comparable à celle obtenue pour les eaux de surfaces modernes, ceci suggère que la haute chaîne avait déjà acquis sa topographie actuelle pendant cette période. Mais à partir de quand exactement ? Et quant est-t-il de l'évolution de la topographie des zones externes en avant de la chaîne ?

La prochaine partie se concentrera sur l'évolution de la topographie des zones externes de l'Himalaya et présentera une datation directe d'une des veines de quartz étudiées. Ceci permettra de contraindre plus précisémment l'âge des fluides et l'évolution de la topographie de cette partie de la chaîne afin de la comparer à nos résultats sur la haute chaîne. Enfin, l'ensemble de ces données permettront de mettre en perspective l'évolution de la morphologie de l'Himalaya dans son ensemble avec l'évolution du plateau tibétain et des différents modèles morphologiques et tectoniques actuellement proposés.

This work is licensed under the CC-BY-NC-SA 4.0.

To view a copy of this license, visit https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/

ARTICLE 3

When rainfall trapped in fluid inclusion restores the relief of an orogen: Insights from the Cenozoic Himalayas

R.Melis[1], G.Mahéo[1], V.Gardien[1], P.Jame[2], E.Bonjour[2], B.Bhandari[3], A.Pêcher[4].

[1]Laboratoire de Géologie de Lyon : Terre, Planète et Environnement, CNRS UMR 5276 - Université Claude Bernard Lyon1 - ENS Lyon – Université de Lyon 69622 Villeurbanne, France

[2] Institut des Sciences Analytiques de Lyon (ISA Lyon), UMR 5280, CNRS, Université Claude Bernard Lyon 1, 69622 Villeurbanne, France.

[3] Department of Geology, Tribhuvan University, Kirtipur, Kathmandu, Nepal.

[4] ISTerre, Université Grenoble Alpes, 38000 Grenoble, France.

Corresponding author: Raphaël Melis (r.melis@hotmail.fr)

Keywords:

• Himalaya

• Stable isotope

• Paleoaltimetry

• Fluid inclusions

• Main Central Thrust

• South Tibetan Detachment

• Quartz

• Fluid-rock interaction

• Tectonics

Abstract

The involvement of meteoric water in orogens dynamics through surface processes is well known as for example in the Himalayas where erosion, resulting of the interplay between climate and tectonics shapes the most spectacular landscapes on the planet. But what about more internal and deepest surface fluid infiltration? Here we report analysis of the $\delta^{18}O_{(water)}$ and $\delta D_{(water)}$ of extracted water from fluid inclusions hosted into Cenozoic quartz veins sampled in the core of the Himalayan range, near the Main Central Thrust and the South Tibetan Detachment. Isotopic and microthermometric values suggest a meteoric origin for the fluids trapped in the quartz of syn- to post-kinematic veins formed between 10 to 20 km depth. Moreover, the isotopic compositions obtained in this study on quartz fluid inclusions water collected along a transect across the Himalayan range evolved with the topography in a similar manner than the modern meteoric water. Considering the age of formation of the quartz veins between 18 and 12 Ma, we deduce that the morphology of the Himalayan topographic front was already shaped during the Miocene but located further north.

1. Introduction

The isotopic composition of modern precipitation is governed by Rayleigh fractionation and vary with several parameters such as the distance from shore and latitude, which are primarily controlled by temperature (Craig, 1961; Dansgaard, 1964) and the amount of precipitation, especially in regions affected by monsoonal rainfall (Dansgaard, 1964; Grujic et al., 2018). Atmospheric temperature also varies with elevation, as does the distance between the source of precipitation and the ground. These parameters have effects on the isotopic composition of rainwater in relation to topography as shown in recent studies (Rowley et al., 2001; Poage and Chamberlain, 2001). Consequently, many studies of past climates rely on meteoric water isotopic composition (mostly $\delta^{18}O$ and δD) reconstruction, especially in mountainous areas where the fundamental question of the interaction between relief and climate can be addressed. However, if many models managed to reconstruct theoretical meteoric water composition, measurements are scare and mostly based on carbonates or micas composition using a thermo-dependent fractionation equation (Rowley et al., 2001; Mulch and Chamberlain, 2007). A classical and more direct approach is to measure the isotopic composition of the water trapped in the fluid inclusions (FIs) of minerals. However, this method is prone to errors due to the intermediate steps required to separate and analyze H and O. Indeed, the D/H ratio is determined after reduction of water by Cr to produce H_2 gas (Donnelly et al., 2001; Evans et al., 2008; Menzies et al., 2014). The $\delta^{18}O$ values of the water is calculated using the mass balance equation of (Kishima and Sakai, 1980) after equilibration of H_2O with CO_2 of known composition (Gardien et al., 2016).

Based on this previous work, we propose to use a recent method (Fourel et al., 2020) that allows the simultaneous measurement of $\delta^{18}O$ and δD of very small quantities of fluid (1-15 µl) in order to improve the accuracy and quality of the isotopic data used in paleo altimetry. This study focused on the study of FIs in quartz veins from Central Himalaya, an area where

modern isotopic rainwater composition and spatial variation is strongly affected by topography (Balestrini et al., 2014; Bershaw et al., 2012; Garzione et al., 2000a) and where several paleo-altimetry data have already been obtained (e.g. Gébelin et al. 2013).

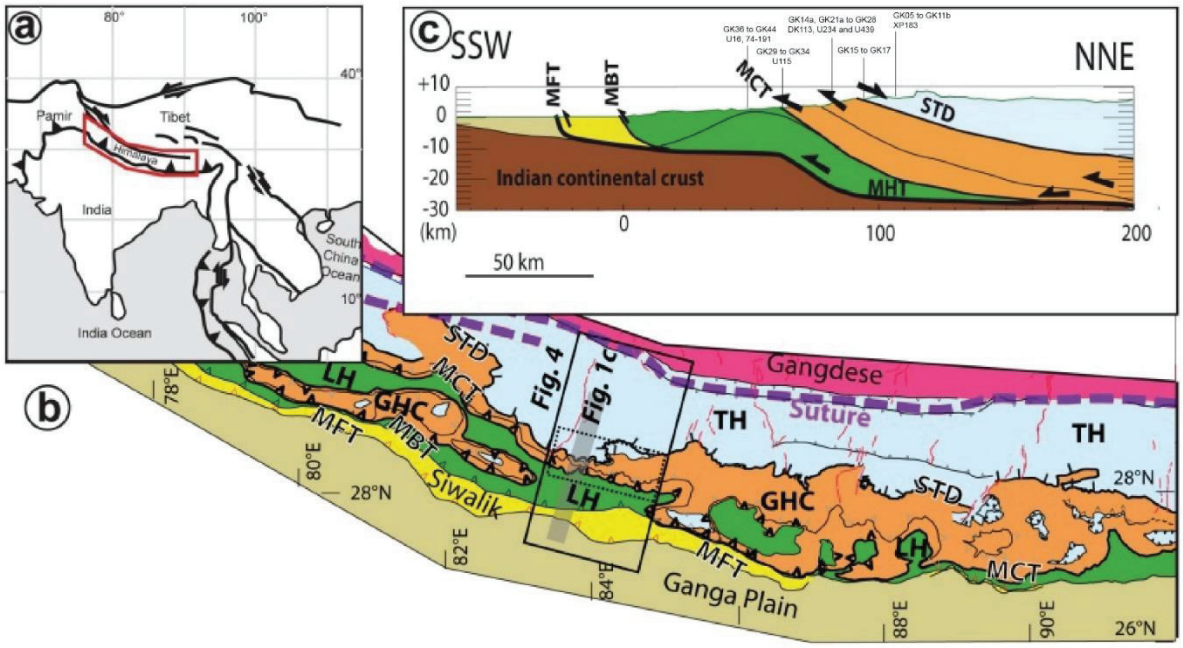


Figure 1 : Geological map and cross-section of the himalayan range (from Leloup et al., 2015). Also shown are the main sampling area and the swath profile location (Fig.4). TH : Tethysian Units ; STD : South Tibetan Detachment ; GHC Greater Himalaya Crystalline ; MCT : Main Central Thrust ; LH : Lesser Himalaya.

2. Geological setting

The Himalayan Range results from the Eocene-age collision between the continental lithospheres of India and southern Asia (Mattauer, 1975). The resulting crustal thickening of the Indian plate is associated with major successive top-to-the-south thrusts, which are, form north to south, the Main Central Thrust (MCT), Main Boundary Thrust (MBT) and still active Main Frontal Thrust (MFT) (Gansser, 1964) (Fig. 1). Seismic data allow to precise their geometry showing that they are developed in the upper crust and are rooted at about 20-30km depth along the Main Himalayan Thrust (MHT) (Zhao et al., 1993) (Fig. 1). All these ductile

shear zones (MCT) and faults are parallel to the range strike and delineate the main Himalayan units from south to north (Fig. 1), namely the sub Himalaya bounded by MFT (base) and the MBT (top), Lesser Himalaya (LH) in-between the MBT (base) and the MCT (top). The MCT is also the southern boundary of the Greater Himalayan Crystalline (GHC) which terminates to the north at the South Tibetan Detachment (STD) a north dipping normal shear zone (Burchfiel et al., 1992; Burg et al., 1984). Finally, the STD separates the GHC from the Tethyan Himalaya (TH). The activity of these structures has alternated during the Cenozoic, starting with the motion on the MCT and STD in the early and mid-Miocene, followed by the MBT in the early Miocene and ending with the MFT since the Pliocene (e.g. Yin et al., 2006). Eocene and Oligocene, Eo-Himalayan, deformation is also evidenced in the Tethyan Himalaya (Godin, 2003; Vannay and Hodges, 1996). The main tectonic models proposed to explain the development of the Himalaya orogen include (1) a wedge–like model of a ductile extrusion of the GHC between the MCT and the STD (Burchfiel and Royden, 1985; Burg et al., 1984) ; (2) the southward flow of a lower crust, ductile channel from the Tibetan plateau coupled with focused denudation (e.g. Beaumont et al., 2001; Grujic et al., 2011) ; (3) tectonic wedging (e.g. Webb et al., 2007) or (4) southward-propagating thrust stacking and duplexing (e.g. Carosi et al., 2010; Larson et al., 2015).

3. Sample description

3.1. Quartz veins description

Syn-kinematic, post-foliation and late sub-vertical to vertical quartz veins (Fig. 2) were sampled along the Kali Gandaki river, in Central Nepal, from the STD area down to the MCT as well as a few samples from the TH and LH units (Fig. 1). This dataset was complemented with quartz previously collected by A. Pêcher and P. Le Fort near the Manaslu massif (Table 1). A specific zone, called MCT zone and corresponding to the Lower Greater Himalaya Sequence of Parsons et al. (2016) was distinguished in the upper part of the LH. This zone is

comprised between the Chomrong Thrust previously recognized as the MCT (Pêcher, 1978, Vannay & Hodges, 1996; Godin et al., 2001; Iacarrino et al., 2015) and the MCT.

Some quartz grains are associated with aluminous minerals such as muscovite and kyanite in the veins. Rare occurrences of garnet, tourmaline or biotite have also been observed. These veins are similar with hydrothermal quartz veins already described in the Himalaya (Pêcher, 1978; Sauniac and Touret, 1983) as well as in other and various tectonic zones (e.g. Barker et al., 2000; Kawakami et al., 2019; Menzies et al., 2014). Note that such quartz veins are distinct from magmatic veins where plagioclase and K-feldspar are usually also observed. Veins parallel to the host-rock foliation showing evidence of ductile boudinage at the vein's tips are interpreted as syn-kinematic quartz veins (Figs. 2A-F). Among the syn-kinematic veins, we selected mostly those formed by large quartz grains with low and heterogeneous internal deformation (Fig 2. K) for their richness in FIs and the preservation of primary inclusions trapped during the growth of quartz. Highly recrystallized syn-kinematic veins (mylonites), quartz ribbons or quartzite usually used for quartz fabric studies in the GHC (e.g. Larson and Godin, 2009; Leloup et al., 2015) were avoided.

The studied samples are mostly from the same types of quartz veins studied by previous authors (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Evans et al., 2008; Pecher, 1978; Pêcher, 1979; Sauniac and Touret, 1983).

3.2. Quartz texture and fluid inclusions typology

3.2.1. Quartz texture

Most of the quartz selected for the FIs study do not show significant internal deformation at most bulging recrystallization and undulose extinction) (Figs. 2K) suggesting that no significant quartz recrystallization occurred after veins formation. However, few samples (Figs. 2L) analyzed in this study show greater internal deformation with grain boundary migration

indicating high temperature quartz recrystallization (Blumenfeld et al., 1986; Kruhl and Nega, 1996).

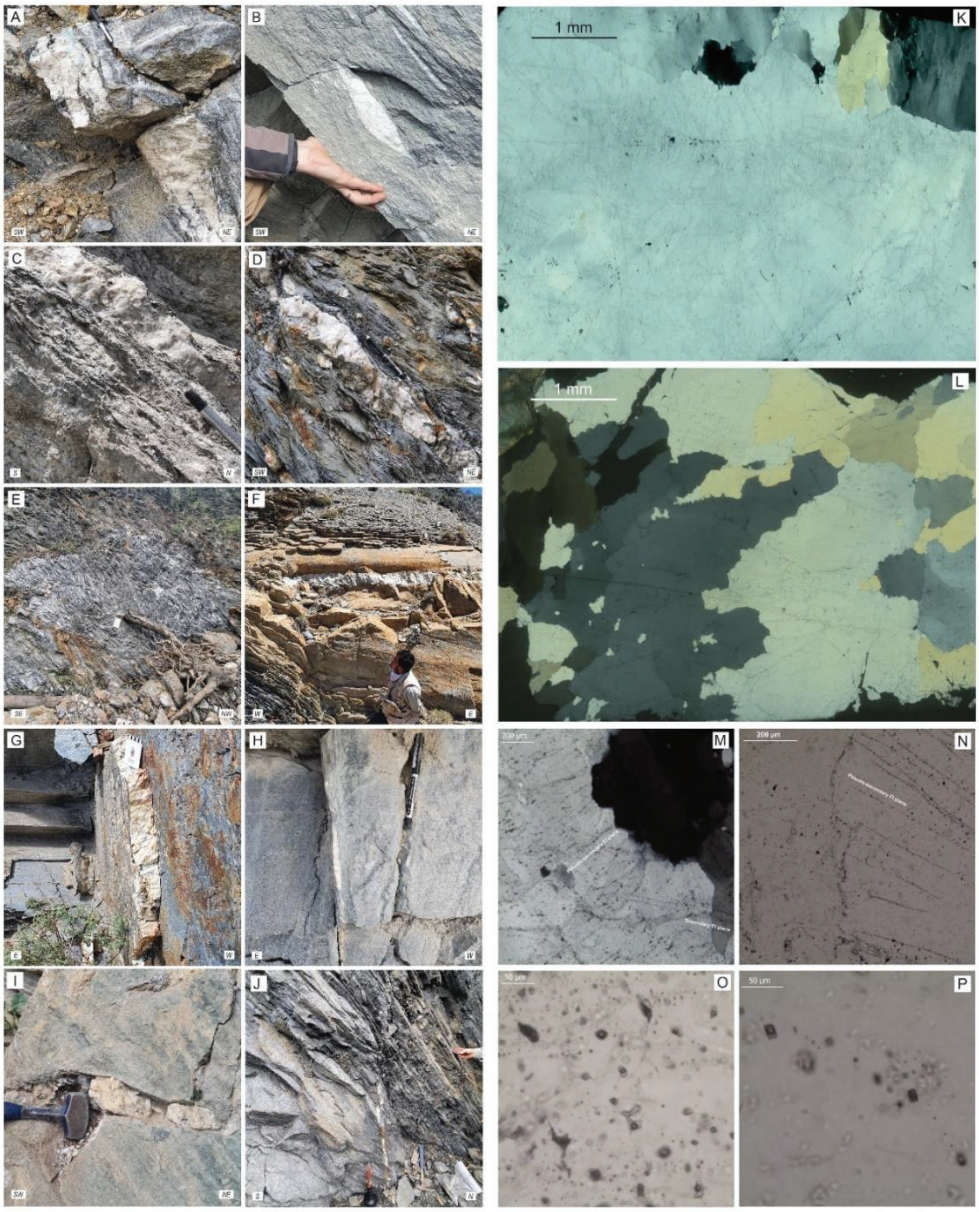


Figure 1 : Pictures illustrating almost all quartz veins sampled allong the Kali Gandaki river, quartz textures and fluid inclusions. (A) (B) (C) and (D) are syn-kinematic quartz veins associated to ductile deformation , respectively GK24, GK26, GK29 and GK37. (E) and (F) are syn-kinematic veins associated to folding, respectively GK34 and GK09a. (G) (H) (I) and (J) are late veins associated to brittle deformation, respectively GK05, GK23, GK16a and GK36. Quartz texture : (K) show slightly deformed large automorphous quartz grain with undulous extinction in sample U439 and (L) showing

amoeboid shape grains characteristic of GBM recrystallisation of quartz at high temperature in sample U16. Fluid inclusions observations : (M) (N) and (P) illustrate planes of fluid inclusions up to 20µm that never cross-cut grain boundaries with negative crystal shape which correspond to pseudo-secondary generation (samples XP183 and U16 respectively). On the bottom right corner of (M) there is planes of very small fluid inclusions (< 2 µm) that cross-cut grain boundaries, the secondary generation. (O) illustrate big (up to 40 µm), isolated with «random» shape could correspond to primary generation from sample DK113.

3.2.2. Fluid inclusions typology

Our observations (Fig. 2) show that quartz grains contain several fluid inclusions families. One correspond to rare isolated inclusions in the core of the quartz (Figs. 2O & P) as another generation of more abundant FIs (> 90% of the FIs) is characterized by trails of negative crystal shaped and elliptical inclusions strictly contained inside quartz grain, called fluid inclusion planes (FIP, Figs. 2M,N & P) (Boullier et al., 1991). Finally, a second family of FIP crossing the quartz boundaries healed late cracks (Fig. 2M). These observations are in agreement with previous studies of GHC quartz veins (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Evans et al., 2008; Pecher, 1978; Pêcher, 1979; Sauniac and Touret, 1983). The homogenization temperature of the FIs obtained by microthermometry range between 300 and 450°C indicating that quartz FIs were formed in this range of temperatures (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Pêcher, 1979; Sauniac and Touret, 1983).

4. Methods

4.1. Fluids extraction

The preparation and the fluid extraction of 32 samples were carried out at the Fluid Inclusions Laboratory of the Geology Laboratory of Lyon. The quartz veins samples were crushed, washed with 3 times diluted nitric acid, rinsed with distilled water, and dried for 48

hours in an oven. Then grains of 500µm to 2 mm diameter were selected by handpicking under binocular to remove altered grains. The quartz grains were placed in quartz tube connected to a vacuum line following the method of Rigaudier et al. (2012). Expansion of fluid held in cavities in the crystals causes the quartz to decrepitate when heated at 600°C. For each sample we extract between 1 to 15 µL of fluid which is then recovered using cryogenic traps.

4.2. Stable isotope analysis

Analyses were performed at the Analytical Sciences Institute in Villeurbanne using an « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectrometer » (OA-ICOS) IWA-45EP (Los Gatos Research, Mountain View, California) following the procedure developed in a previous study by Fourel et al., (2020). The water extracted from the FIs is analyzed by repeated injections of 1µl into the spectrometer. The obtained isotopic compositions of water ($\delta D_{(w)}$ and $\delta^{18}O_{(w)}$ values) are averaged and normalized to the standard Los Gatos Research "4C" water sample ($\delta^{18}O_{(w)}$ = -7.-94 ‰, $\delta D_{(w)}$ = -51.6 ‰ and "3C" ($\delta^{18}O_{(w)}$ = -13.39 ‰, $\delta D_{(w)}$ = -97.3 ‰) which were previously calibrated with the IAEA VSMOW2 ($\delta^{18}O_{(w)}$ = 0 ‰, $\delta D_{(w)}$ = 0 ‰). The water analysis of the FIs is bracketed by standard measurements every 7 analysis on average.

5. Results

As a reminder, the fluids contained in all generations of FIs are extracted during the decrepitation of quartz. These values are therefore a mixture composition of primary (very rare), pseudo-secondary (abundant about 90%) and secondary (< 10%) FIs. The composition of $\delta D_{(w)}$ and $\delta^{18}O_{(w)}$ range between -54.83 to -110.94‰ and between -1.74 to -11.09‰, respectively (Table 1). Plotting this values in a δD vs. $\delta^{18}O$ diagram shows that they are located next the modern global meteoric water line ($\delta D = 8\ \delta^{18}O + 10$, Craig, 1961) (Fig. 3)

Table 1: Description of the quartz veins and clefts along the Kali Gandaki and Manaslu section with isotope composition of fluid inclusions. Samples are presented from North to South along the cross sections

(Qz = Quartz, Mu = Muscovite, Tourm = Tourmaline, Chl = Chlorite, Ky = Kyanite). Fo: foliation, S1: Schistosity.

Gandaki

ple	δD_{water} (‰)	$\delta^{18}O_{water}$(‰)	Vein mineralogy	Vein generation	Units	Group	Host rock	Strike ; Dip	Shear sense	Latitude (dd)	Longitude (dd)	Elevation
5	-104.43	-10.36	Qz	Late vein	TH	3	Grès / Flysch	Plane : N15 ; 90°	/	28.7679208	83.6984691	2713
6	-114.84	-10.16	Qz + Mu	Post-Fo, folded	TH	3	Grès / Flysch	/	/	28.7679208	83.6984691	2713
9a	-96.94	-8.40	Qz	Post-S1, folded	TH	3	Quartzite	/	/	28.7668467	83.6981486	2722
0	-108.77	-3.83	Qz	Post-Fo	TH	2	Grès / Flysch	Plane : N130 ; 40°SW	/	28.7182426	83.6642024	2620
1a	-69.85	-2.94	Qz	Late vein	TH	2	Marbres	/	/	28.697624	83.6249954	2578
1b	-69.62	-3.53	Qz+Mu	Post-folding but bouddinaged	TH	2	Marbres	/	/	28.6977212	83.6248912	2569
4a	-88.09	-4.31		Post-Fo	GHC	2	Orthogneiss	/	/	28.6587552	83.5909495	2518
5	-65.15	-4.59	Qz	Syn-kinematic	STD	2	Marbres	S1 : N116 ; 38°NE	/	28.6658632	83.5850316	2645
6a	-69.25	-7.93	Qz+Mu	Post-Fo	STD	3	Marbres	/	/	28.6653542	83.5839612	2692
7	-87.68	-8.86	Qz+Tourm	Syn-kinematic	STD	3	Marbres	S1 : N0 ; 20°E	Top to NE	28.6645992	83.5837082	2670
1a	-85.64	-7.13	Qz+Chl+Bio	Syn-kinematic	GHC	3	Marbres	/	/	28.6228	83.6282	2310
2	-86.48	-8.02	Qz+Bio+Tourm	Syn-kinematic and folded	GHC	3	Marbres	S1 : N90 ; 55°N	/	28.615534	83.6389531	2187
3	-75.72	-7.23	Qz	Late vein	GHC	3	Marbres	Plane : N155 ; 90°	/	28.6132522	83.6405166	2158
4	-78.07	-7.51	Qz+Bio+Mu+Ky	Syn-kinematic	GHC	3	paragneiss mig	Fo : N135 ; 44°NE	Top to SW	28.5803293	83.6452167	1839
8	-88.02	-11.09	Qz+Bio+Mu+Ky	Syn-kinematic	GHC	1	paragneiss	Fo : N110 ; 64°NE	Top to SW	28.570431	83.6389494	1480
9	-70.52	-6.68	Qz	Syn-kinematic	MCT	3	paragneiss	S1 : N80 ; 52°NW	Top to SE	28.5462721	83.6450874	1473
2	-77.96	-5.93	Qz	Syn-kinematic	MCT	3	Schistes noirs	S1 : N95 ; 47°NE	/	28.533854	83.649191	1412
4	-73.37	-6.69	Qz	Syn-kinematic and folded	MCT	3	Schistes noirs	S1 : N95 ; 55°NE	Top to SW	28.528299	83.651037	1394
6	-84.95	-9.03	Qz + encaissant	Late vein	LH	1	Schistes noirs	Plane : N130 ; 70°NE	/	28.511074	83.6565014	1299
7	-66.32	-3.64	Qz	Syn-kinematic	LH	2	Schistes noirs	S1 : N130 ; 35°NE	/	28.5044524	83.6570361	1268
8	-58.48	-6.75	Qz	Post-Fo	LH	3	Grès	/	/	28.485394	83.6476965	1196
9	-73.48	-9.48	Qz	Syn-kinematic	LH	1	Grès	Fo : N120 ; 46°NE	/	28.485394	83.6476965	1196
2	-54.83	-1.74	Qz	Syn-kinematic	LH	2	Grès	S1 : N12 ; 31°SE	/	28.375834	83.5696446	877
3	-68.38	-10.16	Qz	Late vein	LH	1	Quartzite / schiste noir	Plane : N170 ; 30°NE		28.2688587	83.6099669	740
4	-71.37	-10.17	Qz	Late vein	LH	1	Quartzite / schiste noir	Plane : N10 ; 24°SW	/	28.2688587	83.6099669	740
aslu									/			
33	-110.94	-8.75	Qz	Syn-kinematic	TH	3	Schistes noirs	/	/	28.70904	84.59863	4550
13	-107.39	-8.25	Qz	Syn-kinematic	GHC	3	Granite folié	Fo : N173 ; 28°NE	/	28.68512	84.47326	4255
0	-105.47	-7.77	Qz+Mu	Syn-kinematic	GHC	3	Granite	Fo : N120 ; 78°NE	/	28.65437	84.57643	4525
4	-67.70	-2.10	Qz+Mu	Syn-kinematic	GHC	2	Anatexite	Fo : N110 ; 53°NE	/	28.47393	84.9259	3380
5	-57.90	-4.91	Qz	Syn-kinematic	MCT	3	Micaschiste à Grt	Fo : N67 ; 35°NE	/	28.33106	84.90709	1400
	-60.27	-5.79	Qz	Syn-kinematic	LH	3	Sandstone micaschiste	S1 : N160 ; 50°NE	/	28.082023	84.559429	1570
91	-66.01	-5.59	Qz+Mu+Bio	Syn-kinematic	LH	3	Micaschiste	S1 : N90 ; 40°N	/	28.06992	84.65555	540

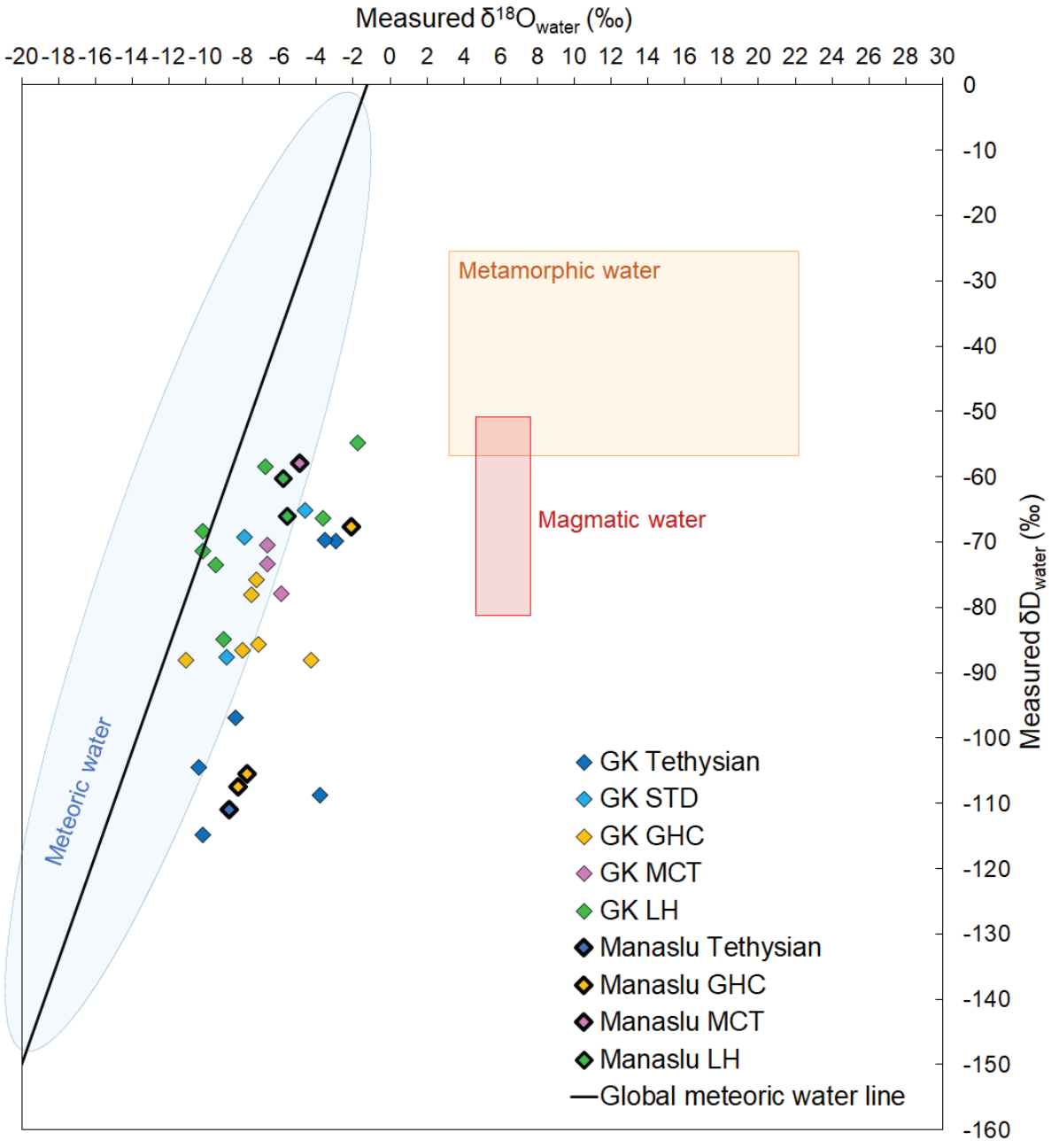


Figure 3 : Plot of $\delta^{18}O_{(w)}$ versus $\delta D_{(w)}$ for fluid inclusions extracted from the different generations of quartz veins. Domains of meteoric, metamorphic and magmatic water are plot.

6. Discussion

6.1. The origin of the fluids

The coupled measurement of the $\delta^{18}O_{(w)}$ and $\delta D_{(w)}$ of an aqueous fluid allow to reconstruct its origin. The water extracted from the quartz FIs (Fig. 3) plots in the global or

local (Central Nepal δD = 7.59 ± 0.14; $\delta^{18}O$ = 5.67 ± 1.9, Garzione et al., (2000a) and Tibetan plateau (δD = 7.67 $\delta^{18}O$ + 6.7, (Bershaw et al., 2012)) meteoric water domain and near the meteoric water lines. This correspondence suggest that the water contained in the quartz is of surface origin. Note that minerals such as muscovite and biotite (e.g. Menzies et al., 2014), tourmaline (e.g. Kawakami et al., 2019) and kyanite (e.g. Barker et al., 2000) are often associated with quartz in hydrothermal veins. Their isotopic composition shows that meteoric fluids may have participated in their formation. However, out of all the samples analyzed, a dozen come out of the meteoric water domain, plotting right of it. This corresponds with a shift of oxygen towards less negative values. Several processes can explain this oxygen drift, such as a mixture between a deep fluid (metamorphic or magmatic) with the surface fluid or a contamination of the surface water by the surrounding rock or, diffusional oxygen exchange between the host-quartz and water FIs at high temperature (≥ 600°C) (Gilleti and Yung 1984).

Knowledge of the isotopic composition of modern meteoric waters falling on the Himalayan terrain allows to better interpret the data obtained from quartz fluid inclusions. Surface water collected by tributaries of the Kali Gandaki (Garzione et al., 2000b) representing local rainfall averaged with its seasonal variability (ibid.). The isotopic composition of local hot spring water (modern hydrothermal fluids) provides access to potential changes in rainfall water after its transit of several thousand years through the continental crust (Evans et al., 2008; Grabczak and Kotarba, 1985). Figure 4 shows the evolution of the isotopic composition of water in FIs with topography. For a given locality, the $\delta D_{(w)}$ values of the quartz FIs of syn-kinematic and late veins are highly correlated with those of modern water and mean elevation. Note that the $\delta D_{(w)}$ values obtained in this study are similar to values previously obtained on the FIs (Evans et al., 2008). The concordance in spatial distribution of the isotopic composition of modern meteoric water and water released by decrepitation of quartz veins reinforces the meteoric origin of the fluids trapped in the FIs.

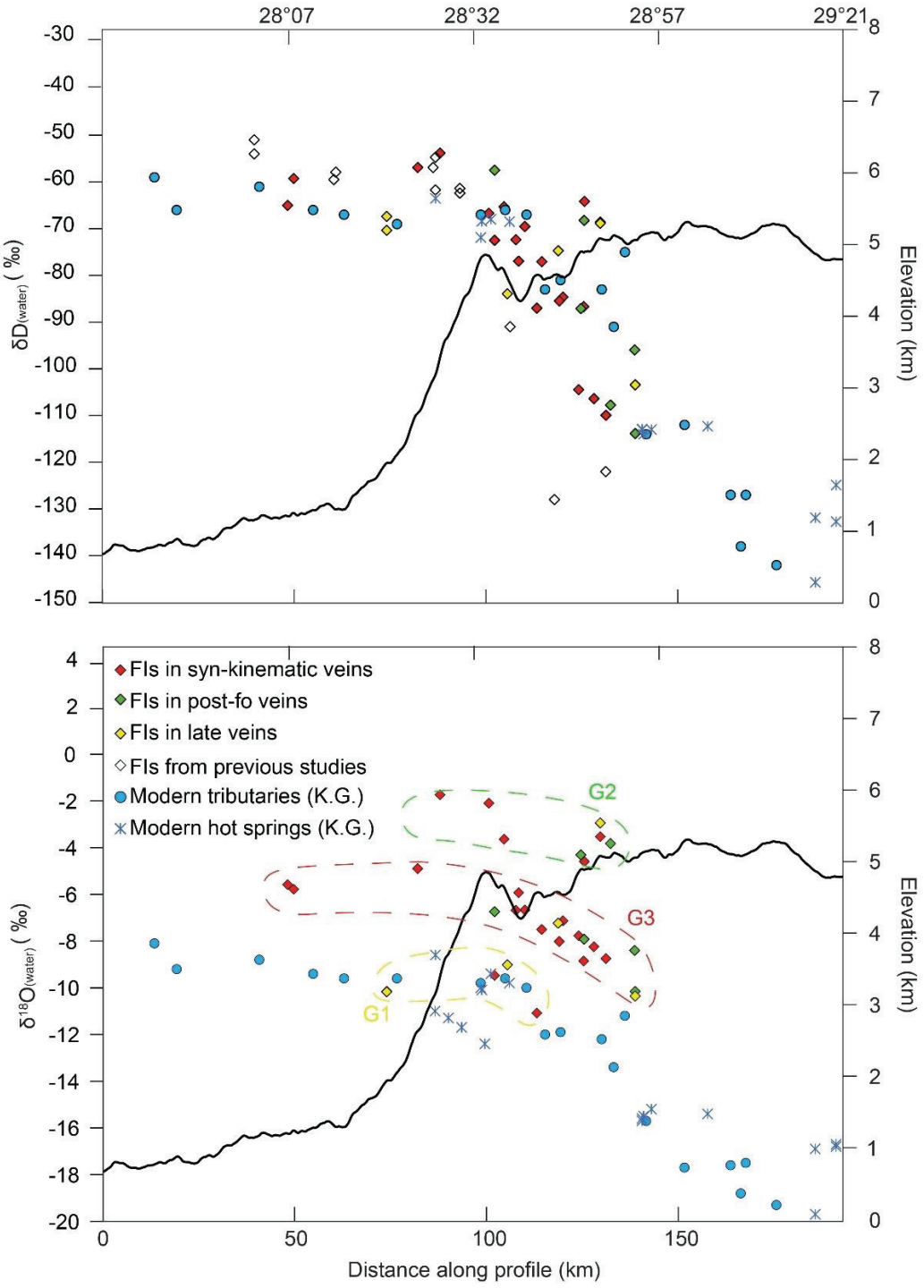


Figure 4 : Variation of the δD(w) and δ18O(w) of modern meteoric water and Miocene fluid inclusions with the himalayan topography. The stable isotope composition of modern tributaries (Garzione et al., 2000), hot springs (Grabczak and Kotarba 1985) and fluid inclusions (this study, France-Lanord et al., 1988 ; Evans et al., 2008), are represented. Thick line of the swath profile correspond to the mean elevation. Dashed color lines correspond to the data enveloppe of each group (G : Group).

The $\delta^{18}O_{(w)}$ values and spatial distribution of water in quartz FIs is more complex to analyze. Overall three groups can be distinguished (Fig. 4, 5). A first group, plotting on the meteoric water line on Fig. 5, displays the same composition as the modern precipitations and corresponds mainly to quartz in late veins. A second group shows much higher $\delta^{18}O_{(w)}$ values than the modern composition and plots outside of the meteoric water domain (Fig. 5). As previously discussed these compositions most likely reflect contamination by metamorphic or magmatic fluids and / or exchanges with the host rock. A third group that displays $\delta^{18}O_{(w)}$ ratios about 2‰ higher than the modern precipitation and a deuterium excess of -35 +/- 25 ‰ ($d_{excess} = \delta D_{(w)} - 8*\delta^{18}O_{(w)}$ (Dansgaard, 1964)), shows the same negative correlation with topography as modern precipitations (Fig. 4). Moreover, on a δD vs $\delta^{18}O$ plot these samples defined a line ($R^2 = 0.68$) with a slope of 10.5 in the range of those measured for local meteoric water lines but right-shifted under the global meteoric water line (Fig. 5, see (Putman et al., 2019) for review). All these characteristics (variation with topography, δD vs $\delta^{18}O$ ratio) reinforce the hypothesis of meteoric origin for these fluids. The deviation from the meteoric water line may result from local precipitation conditions such as altitude influencing subcloud evaporation (e.g. Bershaw, 2018) or evaporation at the surface (e.g. in a lake) or a shallow depth (e.g. Jasechko, 2019). Furthermore, as discussed above, the isotopic composition of precipitation can also be altered during infiltration by high-temperature exchange with host rock (Giggenbach, 1992). Finally, deuterium excess can be related to changes in moisture source, relative humidity, temperature and wind speed (e.g. Bershaw, 2018; Jouzel et al., 1982) and may thus record different climatic conditions than modern ones. The negative correlation with topography (Fig. 4) as well as the δD_w vs $\delta^{18}O_w$ relationship (Fig. 5) given by the samples of group 3 most likely reflect a change in moisture source, implying that the meteoric water trapped in the studied FIs record different climatic conditions than today.

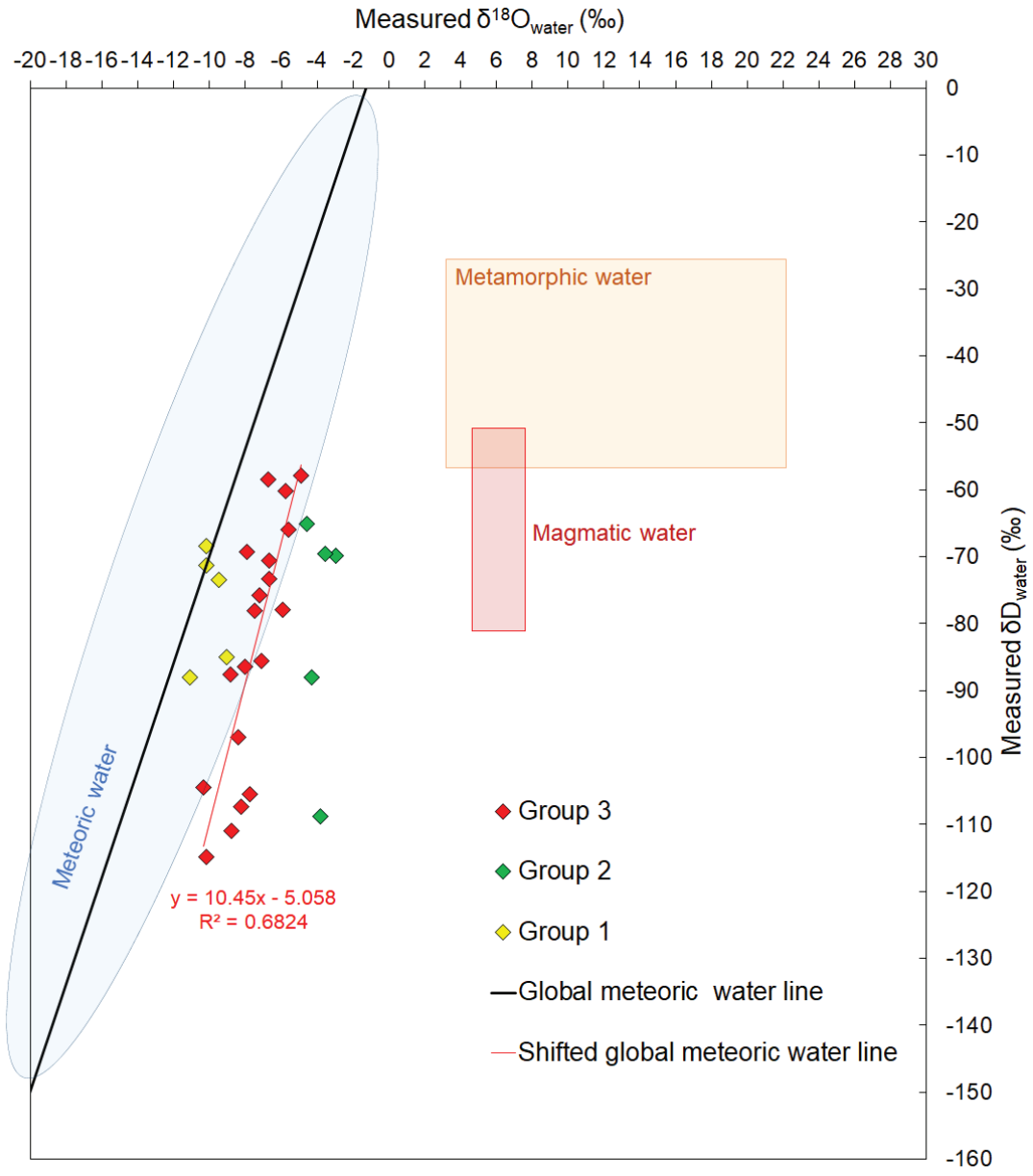


Figure 5 : Plot of δ18O(w) versus δD(w) for fluid inclusions extracted from the different group recognized from Fig. 4 analyses. An apparent meteoric water line shifted of about +2‰ in δ18O from the global meteoric water line can be drawn from the water isotope composition of the fluid inclusions from the group 3.

Until very recently, measurements of the $\delta^{18}O$ of water were not easy and were classically done by analyzing the $\delta^{18}O$ isotopic composition of quartz assuming an isotopic equilibrium between the mineral and the water. However, the calculated $\delta^{18}O_{(w)}$ is always

heavier (Evans et al., 2008) than the direct measurement from FIs, which questions the assumption of mineral/fluid isotopic equilibrium.

6.2. Conditions of fluids entrapment

A major question always remains regarding the study of FIs; when was the fluid trapped ? First, the similarity between the composition of the fluids extracted from the quartz and modern precipitation (Fig. 4) may result from diffusion of meteoric water in the exhumed quartz veins at the surface, modifying the initial FIs composition. However, experimental studies of water diffusion in quartz ruled out diffusion at low temperature (Bakker, 2009). In our case, as the studied quartz is from syn-kinematic veins, secondary FIs can be trapped at any time during quartz deformation and incorporate more and more recent meteoric water. To address this question we can use microstructural and microthermometric data. Microscopic observations show that only few FIs are located at grain boundaries or along late cracks intersecting several quartz grains (Figs., 2M, N, O & P). Moreover, microthermometry on these late FIs gives homogenization temperatures of 150 and 200°C (Boullier et al., 1991). Thus, such FIs are extracted by decrepitation of quartz during a heating step between 100 and 200°C on the vacuum line performed to eliminate the water adsorbed on the surface of the grains. As during this step, the pumping of the line is open, the fluids extracted at low temperature are therefore pumped and very rarely measured.

The main population of FIs in our samples consists of trails of FIs healing former microcracks strictly enclosed in quartz grains. (Figs 2M, N & P). We interpret these FIs as synchronous of the growth of the quartz (Van den Kerkhof and Hein, 2001). The T_h of these FIs range between 300 and 450°C (Boullier et al., 1991; Pêcher, 1978; Pêcher, 1979) for the syn-kinematic quartz veins and around 300°C for the late veins (Craw, 1990; Derry et al., 2009). The sudden and important pressure rises in the vacuum line allows moment and therefore the temperature at which the decrepitation of quartz ("decrepitation temperature" = T_d) occurs to

be visualized. The Td is usually higher than the homogenization temperature (T_h) (Van den Kerkhof and Hein, 2001) and can be used as a first order to estimate the trapping temperature of a fluid inclusions generation (Van den Kerkhof and Hein, 2001). Indeed, we observed that the Td of the samples studied were generally between 500 and 600°C. This observation strongly support that the fluids extracted are mainly from FIs formed early during the high temperature growth of quartz and/or early GBM recrystallization. However, a small contribution from late secondary fluids cannot be totally excluded.

6.3. Fluids path and infiltration depth

Although underestimated, the relatively deep introduction of meteoric fluid has been demonstrated at the ductile-fragile transition in orogenic zones (Barker et al., 2000; McCaig et al., 1990). Classically detachment, strike slip, and steep thrust zones are more often invoked as the structures that promote surface (meteoric) fluid infiltration at depth (Gébelin et al., 2013; Menzies et al., 2014; Mulch and Chamberlain, 2007). In contrast, the thrusts responsible for nappe stacking, which are the main cause of crustal thickening, appear to be drains for fluids of metamorphic or magmatic origin, according to some works such as in the Western Alps (Badertscher et al., 2002; Rossi and Rolland, 2014) and in the Himalayas (Boullier et al., 1991; Evans et al., 2008; France-Lanord et al., 1988). However, it should be noted that in these studies the origin of the fluids is often inferred from the sole measurement of $\delta D_{(w)}$ in FIs coupled with a calculation of $\delta^{18}O_{(w)}$ from host $\delta^{18}O_{(quartz)}$.

Coupling the local geothermal gradient of ~35°C/km (Catlos et al., 2018) with the estimated temperature of fluid entrapment at 300-600°C, a formation depth of 8.5 to 17 km can be estimated for the syn-kinematic veins formation. The same depth of 11 to 15 km is obtained with the entrapment pressure FIs of 3-4 kbar (Boullier et al., 1991, Pêcher, 1978; Sauviac & Touret, 1983). In summary, microthermometric data on FIs and microstructural data on quartz

are indicative of infiltration and circulation of meteoric water at the brittle-ductile transition zones at 10-20 km depth in the Himalaya (Li et al., 2019).

There are several models to explain the infiltration of fluids into the Himalayan crust. For example: on the STD Gébelin et al., (2017) proposes a vertical infiltration of meteoric fluids from the surface, France-Lanord et al., (1988) invokes a complex model mixing an upward infiltration of metamorphic fluids from the underlying units of the Lesser Himalayan series or a lateral infiltration from the surface along the deformation zone. In our study we evidence a correlation between the average sampling altitude of the quartz veins and the isotopic composition of their FIs (Fig. 4). Given the age of the quartz veins we suggest that the Himalayan belt elevation effect on precipitation as currently observed (Garzione et al., 2000a; Poage and Chamberlain, 2001; Rowley et al., 2001) already existed during the formation of the syn-kinematic quartz veins, trapping meteoric fluids. This variation in the water isotopic compositions of the FIs is in favor of vertical infiltration of meteoric water from the surface to the trapping depth (Fig. 6). Indeed, a drainage pattern parallel to the large shear structures would give a less wide range of isotopic values corresponding to the elevation of the emerging shear at the surface. Upward infiltration from underlying units along a shear would be dominated by deep fluid isotopic signatures.

This model of vertical infiltration of meteoric fluids has been demonstrated in other mountain zones such as the Mont-Blanc massif (Fontes et al., 1979) in the European Alps, the Pyrenees (Taillefer et al., 2018) and also in the Caledonian range (Barker et al. 2000).

6.4. timing of fluids entrapment

The crucial point is therefore to estimate the age of the quartz formation to infer the age of the FIs. The parallelism between the syn-kinematic ductile quartz veins and the foliation of the metamorphic rocks shows that these veins were formed during the deformation of the host

rock. Quartz veins usually formed at the brittle-ductile transition or shallower (e.g. Bons, 2001). Detailed microtectonic and petrologic studies of syn-kinematic veins in the LH, GHC and TH (Pêcher, 1979; Boullier et al., 1991; Sauniac & Touret, 1983) suggest that veins formed at about 300-600°C and are synchronous with the motion of major thrust planes, the MCT and STD in the Himalayas. In the case of quartz that underwent high-T recrystallization (Grain Boundary Migration), trapped FIP are not primary but formed during high-temperature deformation which is believe to be close to quartz growth above 450°C (Boullier et al., 1991, Pêcher, 1978). These deformations are thus also contemporaneous with the GHC deformation during MCT and STD motion. Similar studies on latest quartz veins evidence that FIs where trapped around 300°C (Craw, 1990; Derry et al., 2009).

No geochronological data are available on these syn-kinematic quartz veins, so it is not possible to directly determine when the meteoric fluids were trapped. However, it can be constrained based on the geochronological data available in host-rocks. Along the Kali-Gandaki cross section the thermal peak of metamorphism is dated at 35-32 Ma by U-Pb on monazite and zircon in leucogranite and paragneisses of the GHC series close to the Kalopani shear zone (Godin et al., 2001) and at 22-15 Ma within the STD (Pye et al., 2022). A detailed study of the GHC kyanite-bearing migmatite by Iacarrino et al. (2015), including monazite U-Th-Pb dating, proposed that GHC burial occurred between 43 and 36Ma followed by isobaric heating inducing partial melting. Exhumation of the partially molten crust initiates around 25 Ma and partial melting ends around 18Ma at about 650-700°C (Iaccarino et al., 2015; Parsons et al., 2016).

Cooling of white micas below ~425°C (Harrison et al., 2009) (Ar-Ar method on muscovite) allow determination of the minimum age of ductile deformation between 18 and 12 Ma (Godin et al., 2001; Vannay and Hodges, 1996). Based, on the estimated entrapment temperature of the FIs and the temperature-time-deformation reconstruction of the GHC the

formation of the quartz veins can be estimated between the end of ductile deformation at about 18Ma, and ~12 Ma. If one admits that the geochronological data from the host-rocks also apply to the formation of quartz veins, this implies that the incorporation of fluids within the quartz grains may lasted for a relatively long-time interval.

This in turn may explain the large variability in isotopic composition obtained of the FIs in some areas (Fig. 3). This is particularly the case for samples located in the TH and the STD where Eo- and Neo-Himalayan ductile deformation occurred at 30-35 Ma, 25 Ma and 12 Ma, respectively, before the development of late N-S trending normal faults. However, formation of all the studied quartz veins during a single short event cannot be ruled out.

6.5. Morphologic and climatic implications

The similarity between the isotopic composition of modern precipitation and paleo-precipitations preserved in the FIs of quartz veins (Fig. 4) suggest that during fluids trapping a topographic gradient already existed like the modern one. Our interpretation is consistent with previous studies reconstructing the paleoaltimetry of the Mount-Everest 16 Ma ago (Gébelin et al., 2013) and the Takkhola Grabben ca. 10 Ma ago (Garzione et al., 2000a). Some quartz that we analyzed in this study are in shear zones related to the major thrusts responsible for crustal thickening. Therefore, the variation in the isotopic composition of the FIs along a transect perpendicular to the belt may also be the result of the relative displacement of quartz veins during tectonic processes. However, since 18Ma the GHC has been slowly exhumed as a rigid block (Iaccarino et al., 2015; Parson et al., 2016) by pervasive top-to-the-south shearing in the MCT zone (or LGHS of Parsons et al., 2016)). From the maximum depth of quartz veins formation, exhumation across the LGHS in the Modi Khola valley evidences a relatively homogeneous rate (Parsons et al., 2016). Thus, since 18Ma no significant internal deformation occurred in the GHC and MCT zone. Therefore, we interpret the spatial variation in paleo-

precipitation isotopic composition preserved in the FIs as the result of a continuous topographic gradient, located directly above the quartz veins formation zone.

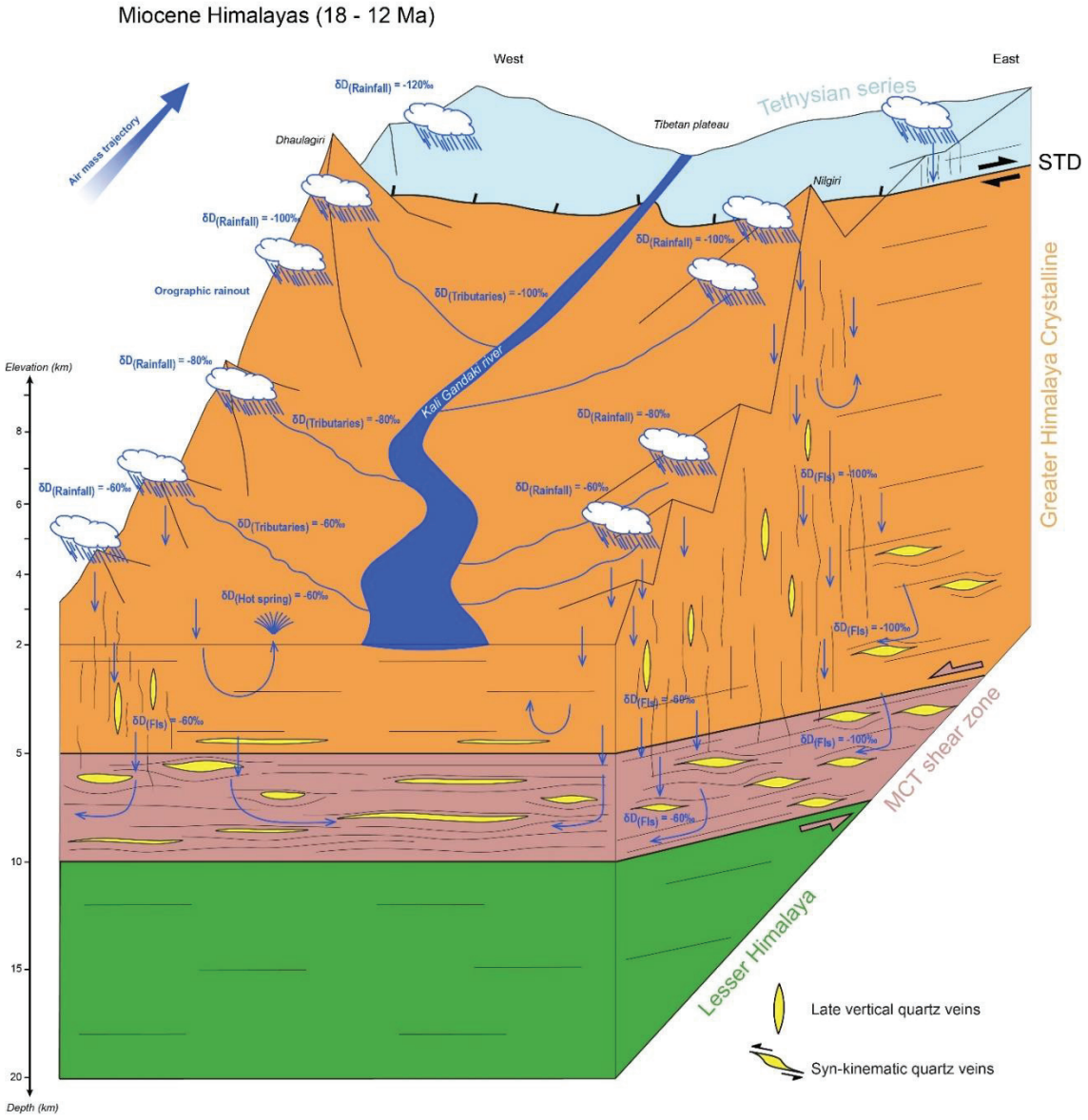


Figure 6 : Conceptual skecth illustrating the meteoric water path through the Greater Himalaya during the Miocene.

To reconstruct the position of this topographic gradient, the location of the quartz veins at the time of their formation must be estimated. When the GHC was extruded during the synchronous motion of the MCT and the STD, this unit moved southward relative to the India-

Asia suture zone. Total slip along the STD ranges between a few tens of km to 200 km (e.g. Kellet et al., 2018) since onset of the STD around 25-30Ma (e.g. Kellett et al., 2018; Leloup et al., 2015). An accurate estimate of the formation zone location of the studied quartz veins requires a good knowledge of their formation age. As discussed previously the veins likely formed between 18 and 12 Ma. Thus, the southward motion controlled by the MCT and STD motion must be significantly lower than the total estimated slip along these faults. More-over, slip gives the magnitude of displacement. To constrain the horizontal displacement, the geometry of the fault must be known. The original surface slope of the STD is lower than 10°, as is deep geometry is still controversial (e.g. Kellett et al., 2018; Leloup et al., 2015). In all cases, displacement magnitude is equal to the horizontal displacement on a horizontal fault or higher. In conclusion, the total displacement of tens of km to 200km along the STD is an upper limit for the location of the studied quartz veins and of the associated topography. On the one hand, assuming either that the veins emplaced near the end of the STD motion at ~12Ma and / or using the lowest estimate of the STD slip magnitude then the topographic front reconstructed in this study should be close to the present day. On the other hand, using the oldest estimated age of the veins formation at ~18 Ma, coupled with an higher STD slip magnitude would imply that the at that time the topographic front was located more than 100km north to the present day position and moved southward relative to the suture zone till the cessation of motion along the STD at about 12Ma.

The Comparison between the reconstituted Miocene paleo-precipitation gradient (12-18 Myr ago) and the modern one allows to discuss the paleoclimatic reconstruction. While the composition and spatial variation of the $\delta D_{(w)}$ of the FIs is similar to that of the modern one the evolution of $\delta^{18}O_{(w)}$ is more complex (Fig. 4). In particular, group 3 data shows the same spatial relationship with topography as modern precipitation but the absolute $\delta^{18}O_{(w)}$ values are shifted by about +2‰ (Fig 4 and 5). This may be related to different climatic conditions between 12

and 18 Ma responsible for variations in the composition of precipitation falling on the Himalayan reliefs. To test this hypothesis, we compare the $\delta^{18}O_{(w)}$ of Miocene precipitation near sea level, in the Himalaya foothill, with modern values. Using $\delta^{18}O_{(carbonates)}$ measured on pedogenic carbonate from the Siwalik foreland paleosols. $\delta^{18}O_{(w)}$ of -5 ‰ and -7 ‰ from 12 to 17 Ma and around -6 ‰ to -11 ‰ at 18 Ma were obtained (see Quade et al., 2013). The 12 to 17 Ma values are close to the modern composition measured in New Delhi (5.8 ‰ ± 0.2 ‰). However, because of the relatively wide range of the Miocene data (about +/- 2.5‰) and uncertainties on the FIs formation age, a climatic control on the observed $\delta^{18}O_{(w)}$ +2‰ shift is difficult to evidence but cannot be ruled out.

Conclusion

Our results present for the first time in the Himalaya a significant data base on the isotopic composition of fluid inclusions in hydrothermal quartz. This data base gives the evolution of the composition of meteoric paleofluids falling on the Himalayas during its formation along a transect that crosscut major tectonic contacts in the mountain range. We used a method newly developed in our lab allowing to analyze simultaneously and directly the δD and the $\delta^{18}O$ isotopic composition of microdroplets (3 to 10 μL) of water contained in FIs. This demonstrate that the composition of meteoric paleofluids falling on the mountain range (Himalaya; Alpes etc…) during its formation can be obtained directly by analyzing the isotopic composition of FIs. These data will provide the necessary constraints on the tectonic and climatic evolution of the region. More precise estimates of the age of quartz vein formation are still needed for a more detailed reconstruction of the Himalayan morphology and to discuss its interaction with tectonic and possibly with climate.

References

Badertscher, N.P., Abart, R., Burkhard, M., McCaig, A., 2002. Fluid flow pathways along the Glarus overthrust derived from stable and Sr-isotope patterns. American Journal of Science 302, 517–547. https://doi.org/10.2475/ajs.302.6.517

Bakker, R.J., 2009. Reequilibration of fluid inclusions: Bulk-diffusion. Lithos 112, 277–288.

Balestrini, R., Polesello, S., Sacchi, E., 2014. Chemistry and isotopic composition of precipitation and surface waters in Khumbu valley (Nepal Himalaya): N dynamics of high elevation basins. Science of the Total Environment 485, 681–692.

Barker, Bennett, Boyce, Fallick, 2000. Retrogression by deep infiltration of meteoric fluids into thrust zones during late-orogenic rapid unroofing: RETROGRESSION BY INFILTRATION OF METEORIC FLUIDS. Journal of Metamorphic Geology 18, 307-318. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00257.x

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. Nature 414, 738–742. https://doi.org/10.1038/414738a

Bershaw, J., 2018. Controls on deuterium excess across Asia. Geosciences 8, 257.

Bershaw, J., Penny, S.M., Garzione, C.N., 2012. Stable isotopes of modern water across the Himalaya and eastern Tibetan Plateau: Implications for estimates of paleoelevation and paleoclimate. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 117.

Blumenfeld, P., Mainprice, D., Bouchez, J., 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. Tectonophysics 127, 97–115.

Bons, P.D., 2001. The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. Tectonophysics 336, 1–17.

Boullier, A.-M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J., Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). Contr Mineral Petrol 107, 358–372. https://doi.org/10.1007/BF00325104

Burchfiel, B.C., Royden, L.H., 1985. North-south extension within the convergent Himalayan region. Geology 13, 679–682. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<679:NEWTCH>2.0.CO;2

Burchfiel, B.C., Zhiliang, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D., Jiene, X., 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension Contemporaneous With and Parallel to Shortening in a Collisional Mountain Belt. https://doi.org/10.1130/SPE269-p1

Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M., Liu, G.H., 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). Journal of Structural Geology 6, 535–542.

Carosi, R., Montomoli, C., Rubatto, D., Visonà, D., 2010. Late Oligocene high-temperature shear zones in the core of the Higher Himalayan Crystallines (Lower Dolpo, western Nepal). Tectonics 29. https://doi.org/10.1029/2008TC002400

Catlos, E.J., Lovera, O.M., Kelly, E.D., Ashley, K.T., Harrison, T.M., Etzel, T., 2018. Modeling High-Resolution Pressure-Temperature Paths Across the Himalayan Main Central Thrust (Central Nepal): Implications for the Dynamics of Collision. Tectonics 37, 2363–2388. https://doi.org/10.1029/2018TC005144

Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science 133, 1702–1703. https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702

Craw, D., 1990. Fluid evolution during uplift of the Annapurna Himal, central Nepal. Lithos 24, 137–150. https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90021-R

Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. tellus 16, 436–468.

Derry, L.A., Evans, M.J., Darling, R., France-Lanord, C., 2009. Hydrothermal heat flow near the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 286, 101–109. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.036

Donnelly, T., Waldron, S., Tait, A., Dougans, J., Bearhop, S., 2001. Hydrogen isotope analysis of natural abundance and deuterium-enriched waters by reduction over chromium on-line to a dynamic dual inlet isotope-ratio mass spectrometer. Rapid Communications in Mass Spectrometry 15, 1297–1303.

Evans, M.J., Derry, L.A., France-Lanord, C., 2008. Degassing of metamorphic carbon dioxide from the Nepal Himalaya: METAMORPHIC CARBON DIOXIDE. Geochem. Geophys. Geosyst. 9, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2007GC001796

Fontes, J.Ch., Bortolami, G.C., Zuppi, G.M., 1979. Isotope hydrology of the Mont Blanc Massif. Isotope Hydrology 1978, Hydrologie isotopique du Massif du Mont-Blanc 1.

Fourel, F., Lécuyer, C., Jame, P., Guironnet, A., Boutier, A., Barbier, M., Blamey, N., Brand, U., Fralick, P., 2020. Simultaneous δ2H and δ18O analyses of water inclusions in halite with off-axis integrated cavity output spectroscopy. Journal of Mass Spectrometry 55, e4615. https://doi.org/10.1002/jms.4615

France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Fort, P.L., 1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the high himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: Evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 513–526. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90107-X

Gansser, A., 1964. Geology of the Himalayas 308.

Gardien, V., Rabinowicz, M., Vigneresse, J.-L., Dubois, M., Boulvais, P., Martini, R., 2016. Long-lived interaction between hydrothermal and magmatic fluids in the Soultz-sous-Forêts granitic system (Rhine Graben, France). Lithos 246, 110–127.

Garzione, C.N., Dettman, D.L., Quade, J., DeCelles, P.G., Butler, R.F., 2000a. High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. Geology 28, 339–342.

Garzione, C.N., Quade, J., DeCelles, P.G., English, N.B., 2000b. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from δ18O vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 183, 215–229.

Gébelin, A., Jessup, M.J., Teyssier, C., Cosca, M.A., Law, R.D., Brunel, M., Mulch, A., 2017. Infiltration of meteoric water in the South Tibetan Detachment (Mount Everest, Himalaya): When and why? Tectonics 36, 690–713. https://doi.org/10.1002/2016TC004399

Gébelin, A., Mulch, A., Teyssier, C., Jessup, M.J., Law, R.D., Brunel, M., 2013. The Miocene elevation of Mount Everest. Geology 41, 799–802. https://doi.org/10.1130/G34331.1

Giggenbach, W., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and planetary science letters 113, 495–510.

Giletti, B.J., Yund, R.A., 1984. Oxygen diffusion in quartz. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 89, 4039–4046. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04039

Godin, L., 2003. Structural evolution of the Tethyan sedimentary sequence in the Annapurna area, central Nepal Himalaya. Journal of Asian Earth Sciences 22, 307–328. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00066-X

Godin, L., Parrish, R.R., Brown, R.L., Hodges, K.V., 2001. Crustal thickening leading to exhumation of the Himalayan Metamorphic core of central Nepal: Insight from U-Pb Geochronology and 40Ar/39Ar Thermochronology. Tectonics 20, 729–747. https://doi.org/10.1029/2000TC001204

Grabczak, J., Kotarba, M., 1985. Isotopic composition of the thermal waters in the central part of the nepal himalayas. Geothermics 14, 567–575. https://doi.org/10.1016/0375-6505(85)90007-0

Grujic, D., Govin, G., Barrier, L., Bookhagen, B., Coutand, I., Cowan, B., Hren, M.T., Najman, Y., 2018. Formation of a rain shadow: O and H stable isotope records in authigenic clays from the Siwalik Group in eastern Bhutan. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 19, 3430–3447.

Grujic, D., Warren, C.J., Wooden, J.L., 2011. Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. Lithosphere 3, 346–366. https://doi.org/10.1130/L154.1

Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of 40Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta 73, 1039–1051.

Iaccarino, S., Montomoli, C., Carosi, R., Massonne, H.-J., Langone, A., Visonà, D., 2015. Pressure–temperature–time–deformation path of kyanite-bearing migmatitic paragneiss in the Kali Gandaki valley (Central Nepal): Investigation of Late Eocene–Early Oligocene melting processes. Lithos 231, 103–121.

Jasechko, S., 2019. Global isotope hydrogeology—Review. Reviews of Geophysics 57, 835–965.

Jouzel, J., Merlivat, L., Lorius, C., 1982. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature 299, 688–691.

Kawakami, T., Sakai, H., Sato, K., 2019. Syn-metamorphic B-bearing fluid infiltrations deduced from tourmaline in the Main Central Thrust zone, Eastern Nepal Himalayas. Lithos 348, 105175.

Kellett, D.A., Cottle, J.M., Larson, K.P., 2018. The South Tibetan Detachment System: history, advances, definition and future directions. SP 483, 377–400. https://doi.org/10.1144/SP483.2

Kishima, Noriaki., Sakai, Hitoshi., 1980. Oxygen-18 and deuterium determination on single water sample of a few milligrams. Anal. Chem. 52, 356–358.

Kruhl, J.H., Nega, M., 1996. The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. Geologische Rundschau 85, 38–43.

Larson, K.P., Ambrose, T.K., Webb, A.A.G., Cottle, J.M., Shrestha, S., 2015. Reconciling Himalayan midcrustal discontinuities: The Main Central thrust system. Earth and Planetary Science Letters 429, 139–146. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.070

Larson, K.P., Godin, L., 2009. Kinematics of the Greater Himalayan sequence, Dhaulagiri

Himal: implications for the structural framework of central Nepal. Journal of the Geological Society 166, 25–43.

Leloup, P.H., Liu, Xiaobing, Mahéo, G., Paquette, J.-L., Arnaud, N., Aubray, A., Liu, Xiaohan, 2015. New constraints on the timing of partial melting and deformation along the Nyalam section (central Himalaya): implications for extrusion models. Geological Society, London, Special Publications 412, 131–175. https://doi.org/10.1144/SP412.11

Li, S., Wang, Q., Chen, G., He, P., Ding, K., Chen, Y., Zou, R., 2019. Interseismic Coupling in the Central Nepalese Himalaya: Spatial Correlation with the 2015 Mw 7.9 Gorkha Earthquake. Pure Appl. Geophys. 176, 3893–3911. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02121-7

Mattauer, M., 1975. Sur le mecanisme de formation de la schistosite dans l'himalaya. Earth and Planetary Science Letters 28, 144–154. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90222-8

McCaig, A.M., Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1990. Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. Contr. Mineral. and Petrol. 106, 41–60. https://doi.org/10.1007/BF00306407

Menzies, C.D., Teagle, D.A.H., Craw, D., Cox, S.C., Boyce, A.J., Barrie, C.D., Roberts, S., 2014. Incursion of meteoric waters into the ductile regime in an active orogen. Earth and Planetary Science Letters 399, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.046

Mulch, A., Chamberlain, C.P., 2007. Stable Isotope Paleoaltimetry in Orogenic Belts The Silicate Record in Surface and Crustal Geological Archives. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 66, 89–118. https://doi.org/10.2138/rmg.2007.66.4

Parsons, A., Phillips, R., Lloyd, G., Law, R., Searle, M., Walshaw, R., 2016. Mid-crustal deformation of the Annapurna-Dhaulagiri Himalaya, central Nepal: An atypical example of channel flow during the Himalayan orogeny. Geosphere 12, 985–1015.

Pêcher, A., 1979. Les inclusions fluides des quartz d'exsudation de la zone du M. C. T. himalayen au Népal central : données sur la phase fluide dans une grande zone de cisaillement crustal. Bulletin de Minéralogie 102, 537–554. https://doi.org/10.3406/bulmi.1979.7302

Pecher, A., 1978. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.) , transversale des Anapurnas et du Manaslu (Népal) (phdthesis). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Poage, M.A., Chamberlain, C.P., 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters; considerations for studies of paleoelevation change. American Journal of Science 1–15.

Putman, A.L., Fiorella, R.P., Bowen, G.J., Cai, Z., 2019. A global perspective on local meteoric water lines: Meta-analytic insight into fundamental controls and practical constraints. Water Resources Research 55, 6896–6910.

Pye, A.E., Hodges, K.V., Keller, C.B., Law, R.D., van Soest, M.C., Bhandari, B., McDonald, C.S., 2022. Prolonged Slip on the South Tibetan Detachment Constrains Tectonic Models for Synorogenic Extension in the Central Himalaya. Tectonics 41, e2022TC007298.

Quade, J., Eiler, J., Daeron, M., Achyuthan, H., 2013. The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate. Geochimica et Cosmochimica Acta 105, 92–107.

Rigaudier, T., Gardien, V., Martineau, F., Reverdy, G., Lécuyer, C., 2012. Hydrogen and Oxygen Isotope Reference Materials for the Analysis of Water Inclusions in Halite. Geostandards and Geoanalytical Research 36, 51–59. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00139.x

Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Multi-scale fluid flow in the Alps. Tectonics 33, 1681–1709. https://doi.org/10.1002/2013TC003438

Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth and Planetary Science Letters 188, 253–268. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00324-7

Sauniac, S., Touret, J., 1983. Petrology and fluid inclusions of a quartz-kyanite segregation in the main thrust zone of the Himalayas. Lithos 16, 35–45. https://doi.org/10.1016/0024-4937(83)90032-4

Taillefer, A., Guillou-Frottier, L., Soliva, R., Magri, F., Lopez, S., Courrioux, G., Millot, R., Ladouche, B., Le Goff, E., 2018. Topographic and Faults Control of Hydrothermal Circulation Along Dormant Faults in an Orogen. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 19, 4972–4995. https://doi.org/10.1029/2018GC007965

Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos, Fluid Inclusions: Phase Relationships - Methods - Applications. A Special Issue in honour of Jacques Touret 55, 27–47. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2

Vannay, J.-C., Hodges, K.V., 1996. Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal. Journal of Metamorphic Geology 14, 635–656. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.00426.x

Webb, A.A.G., Yin, A., Harrison, T.M., Célérier, J., Burgess, W.P., 2007. The leading edge of the Greater Himalayan Crystalline complex revealed in the NW Indian Himalaya: Implications for the evolution of the Himalayan orogen. Geol 35, 955. https://doi.org/10.1130/G23931A.1

Yin, A., Dubey, C.S., Kelty, T.K., Gehrels, G.E., Chou, C.Y., Grove, M., Lovera, O., 2006. Structural evolution of the Arunachal Himalaya and implications for asymmetric development of the Himalayan orogen. Current Science 90, 195–206.

Zhao, W., Nelson, K.D., Che, J., Quo, J., Lu, D., Wu, C., Liu, X., 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature 366, 557–559. https://doi.org/10.1038/366557a0

Author Contributions R.M., G.M. and V.G., conceived the project. R.M., G.M., and B.B., collected the Kali Gandaki samples and A.P., collected Mansalu samples. R.M., prepared the samples, performed the extraction process of fluid inclusions. R.M., E.B and P.J., performed the stable isotopic analyses. R.M wrote the manuscript with contributions from all authors.

Declaration of competing interest

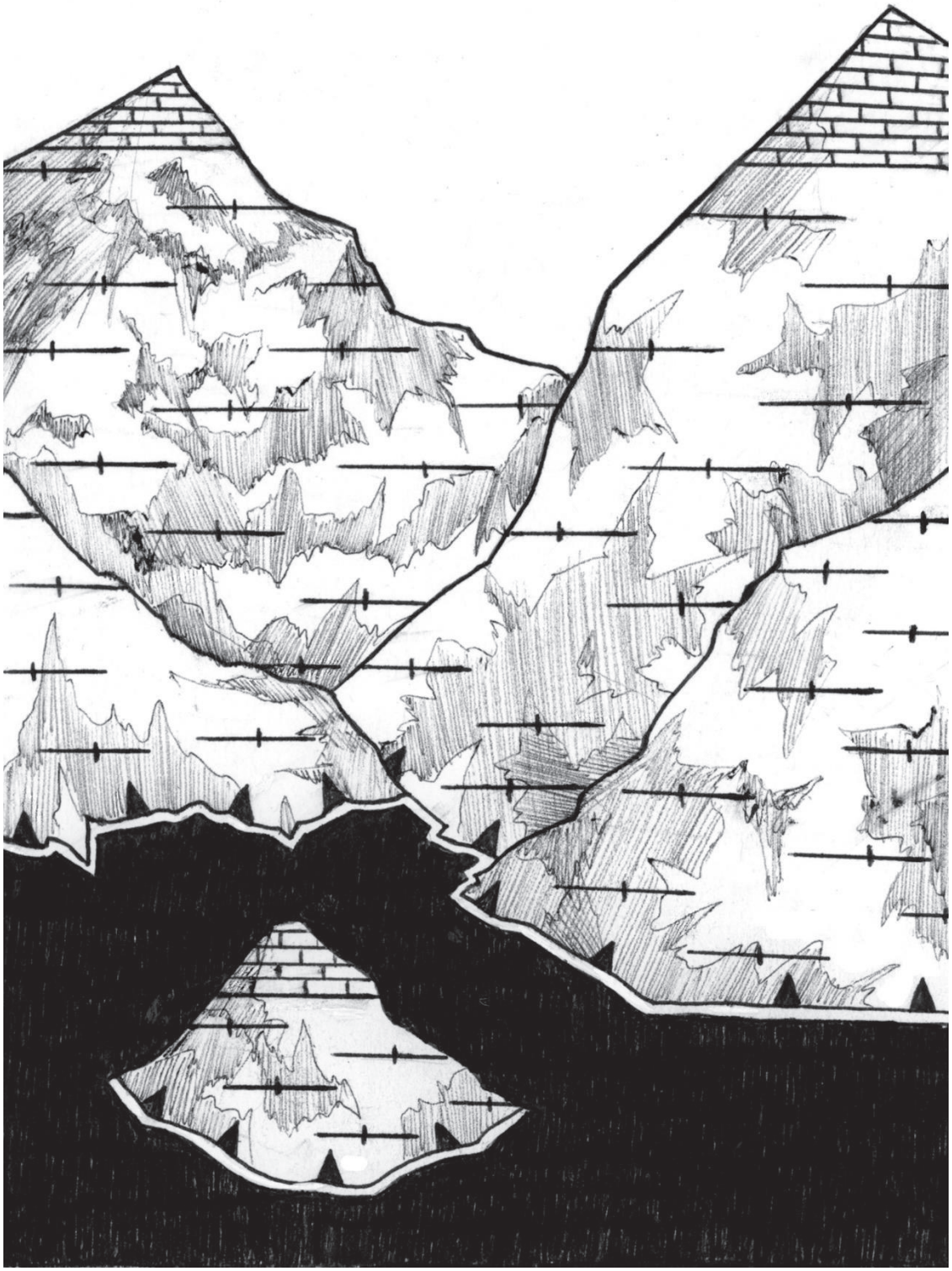
The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments We thank the University of Kathmandu and especially Ananta Gajurel and the Earth Paradise team Bhim Chand, Tej Bikram Shahi and driver Man Bahadur Salami Magar for field organization and assistance. This work was supported by the Laboratoire de Geologie de Lyon: Terre, Planètes, Environnement, the Doctoral School PHAST (Univ. Lyon 1) , V. Gardien CNRS ISOTOP2020 and G. mahéo INSU TelluS Syster programs. This manuscript benefits from constructive comments by Djordje Grujic and an anonymous reviewer.

Appendix A. Supplementary material

Supplementary material related to this article can be found online at https://doi .org /10 .1016 /j .epsl .2023 .11818

Partie 2. Paléo-altimétrie de l'Himalaya à la fin de l'Oligocène



A. Cadre général de l'étude

Nous venons de montrer qu'il est possible de préserver des paléo-fluides d'origine superficielle dans des zones de cisaillements majeures comme le STD et le MCT au sein des IFs du quartz des veines syn-cinématiques. Nos données suggèrent que la morphologie actuelle de la chaîne himalayenne était déjà acquise entre 18 et 12 Ma pendant le fonctionnement de ces structures (Melis et al., 2023). Cependant ces âges sont indirects et il serait nécessaire d'avoir l'âge exact de formation des veines étudiées. Dans cette partie, nous présentons la première étude pour laquelle l'âge de formation des veines analysées est disponible. Nous pourrons alors discuter plus en détails les implications tectoniques des paleoaltitudes reconstituées.

La zone au centre de cette étude est située dans la basse chaîne himalayenne (2600m d'altitude en moyenne) (Figure 142), au niveau de la klippe de Jajarkot située à 100km au Sud-Ouest de la vallée de la Kali Gandaki (Figure 143).

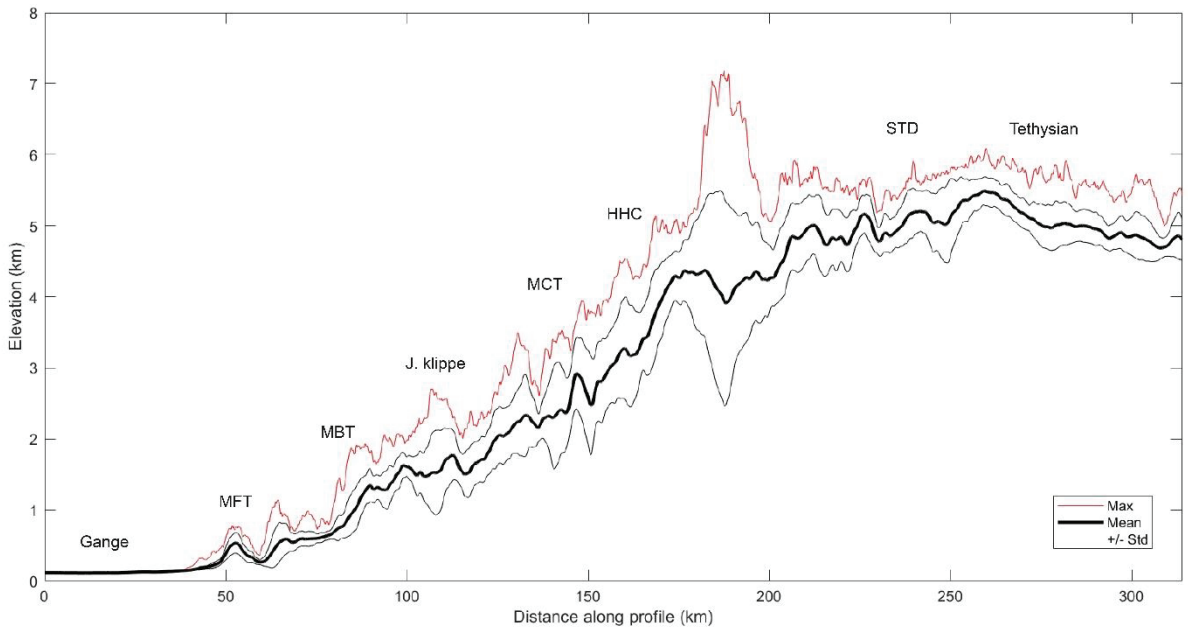


Figure 142 : Profil topographique SWATH traversant la chaîne himalayenne en passant par la klippe de Jajarkot.

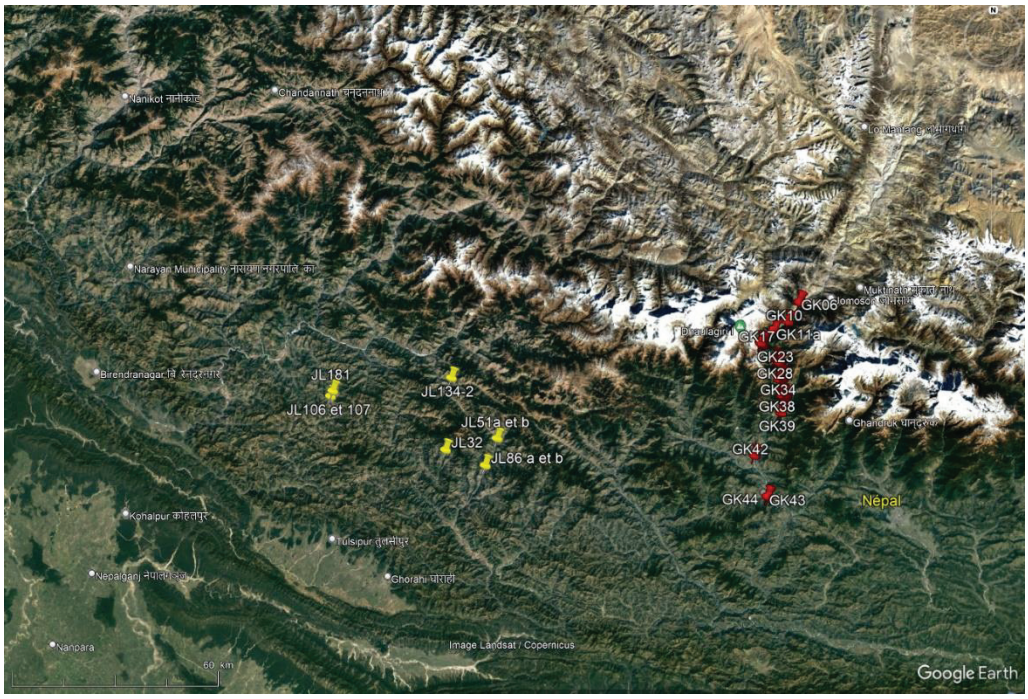


Figure 143 : Sites d'échantillonnage des veines de quartz dans la klippe de Jajarkot (JL). Les localisations des échantillons au centre de l'étude présentée dans la partie 1 sont également montrées (GK).

Cette klippe fait partie des nombreuses klippes de GHC, telle que la klippe de Katmandu. Elle correspond à une petite portion du GHC et des unités du TH charriées sur le Moyen-Himalaya (ou Lesser Himalaya, LH) par le MCT en avant de la chaîne (Figure 144).

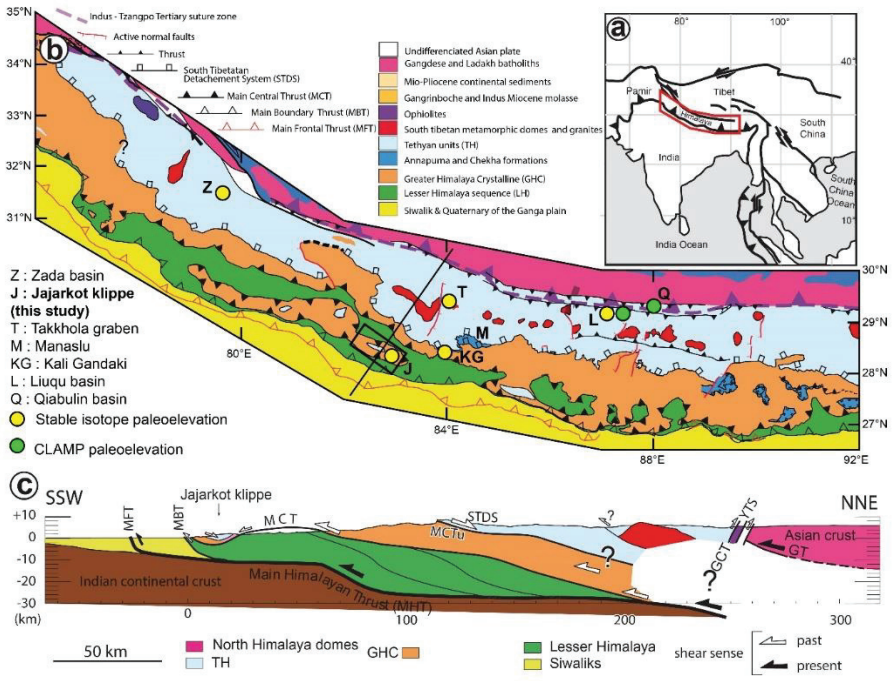


Figure 144 : En haut, carte géologique simplifiée de l'Himalaya du Népal et des différentes klippes. En bas, coupe géologique de l'Himalaya et de la klippe de Jajarkot (Soucy La Roche, 2018).

Le MCT de la klippe définit une zone de cisaillement de 2-3 km de large affectant des schistes à 2 micas plus ou moins grenat, des quartzites et des carbonates du GHC (Aubray, 2017). Le sommet de la klippe est constitué de carbonates métamorphisés attribués à l'Himalaya téthysien (Aubray, 2017; Soucy La Roche et al., 2019). La limite entre les unités du GHC et du LH est reconnu par (Soucy La Roche et al., 2019) comme la prolongation vers le sud su STD. Le pic du métamorphisme associé au fonctionnement du MCT au niveau de la klippe a été atteint il y a 25 Ma à des conditions de l'ordre de 600°C et 9 à 12 kbar (Soucy La Roche et al., 2019).

Des veines de quartz syn-cinématiques associées au fonctionnement du MCT de la klippe de Jajarkot ainsi qu'une fente de quartz tardive ont été échantillonnées en 2011 et 2012 par P.H. Leloup et G. Mahéo (échantillons JL) (Figure 143). Certaines de ces veines de quartz contiennent des muscovites hydrothermales qui ont pu être datées avec la méthode Ar-Ar, fournissant ainsi un âge de formation d'une veine syn-cinématique. Le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs de ces veines ont également été analysés. Nous verrons que ces données, ajoutées à celles obtenues dans les zones internes (partie 1), permettent de contraindre la morphologie de la chaîne au début de l'Oligocène et de comparer nos résultats aux autres études paléoaltimétriques menées en Himalaya. Ce travail fait l'objet d'un article en cours de finalisation pour soumission à *Geology* dont le manuscrit est disponible à la fin de ce chapitre.

B. Description des échantillons

B.1. Veines de quartz et texture du quartz

Huit veines de quartz syn-cinématiques et 1 fente de quartz post-schistosité ont été échantillonnées dans le GHC et la zone de cisaillement du MCT de la klippe de Jajarkot. Les veines syn-cinématiques se disposent parallèlement à la foliation générée par le fonctionnement du MCT (Figure 145). Les veines de quartz syn-cinématiques présentent les mêmes caractéristiques structurales et morphologiques que les échantillons de la Kali Gandaki et du Manaslu (Figure 128,Figure 133) (Partie 1 ; (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Evans et al., 2008; Pecher, 1978; Sauniac and Touret, 1983). Le quartz est parfois associé à des muscovites à l'intérieur des veines.

Figure 145 : Photo d'une veine de quartz syn-cinématique (JL106) boudinée dans la foliation portée par les micaschistes encaissant. Le quartz est associé à des muscovites pluri-millimétriques dans le cœur de la veine. Fo : foliation.

L'observation au microscope montre que le quartz se dispose en larges plages de plusieurs millimètres ne présentant pas ou très peu de déformations internes (Figure 146). Les échantillons de quartz les plus déformés présentent des signes de début de recristallisation en bulging et de l'extinction roulante. Le quartz et les micas présentent une texture automorphe (Figure 146) indiquant une cristallisation synchrone de ces deux minéraux.

Figure 146 : Microstructures des grains de quartz et muscovites de l'échantillon JL106 , observation en lumière polarisée-analysée.

B.2. Typologie des inclusions fluides

Les observations pétrologiques indiquent que la majorité des IFs mesurent entre 10 et 30µm, ont une morphologie en cristal négatif, et se disposent en plans ne recoupant pas les joints de grains (Figure 147). Ces arguments permettent de les qualifier de pseudo-secondaires, ce qui les relie aux épisodes les plus précoces de formation et/ou déformation des veines de quartz (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

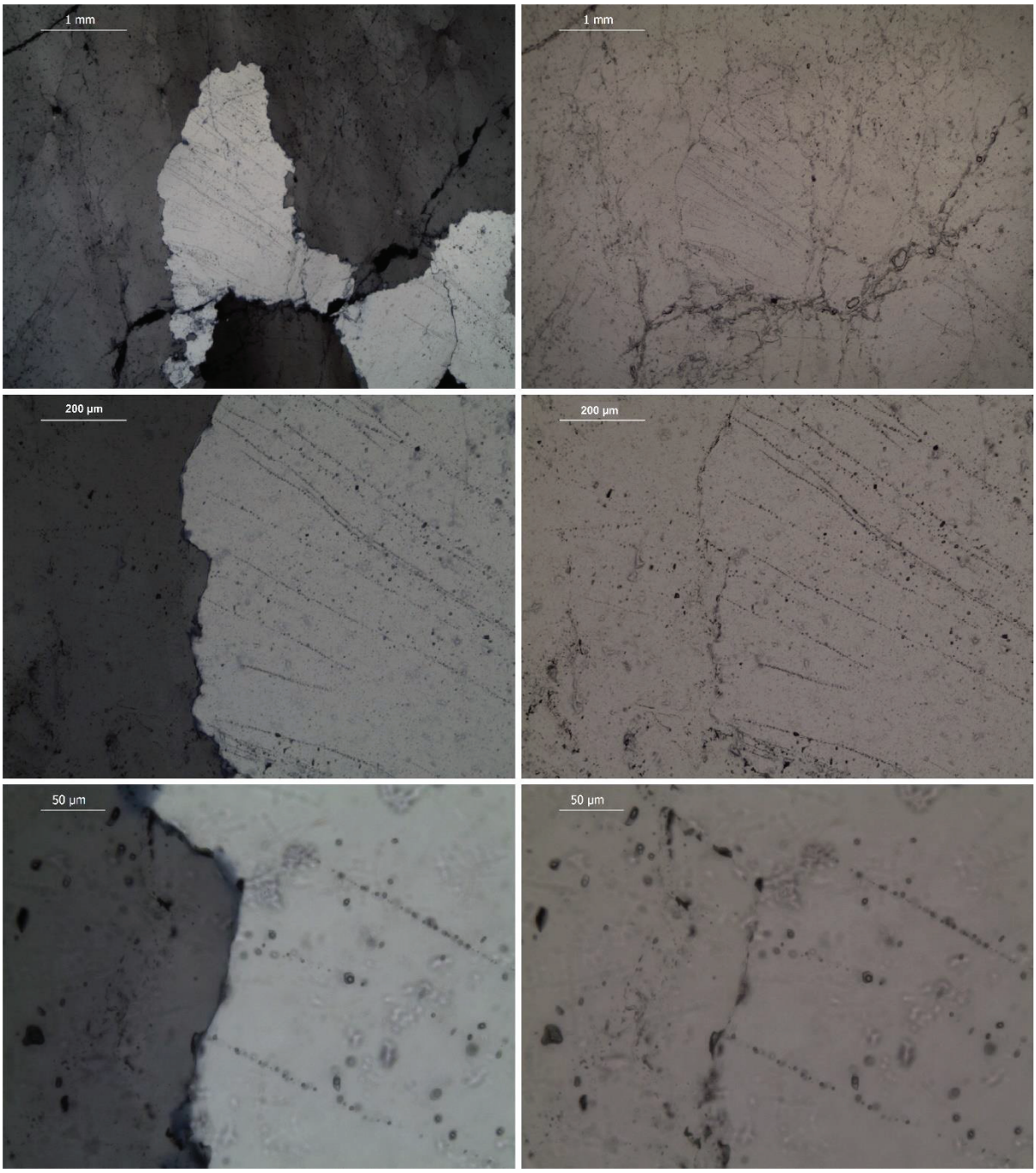


Figure 147 : Photos illustrant les IFs pseudo-secondaires dans le quartz de JL106, on remarque que les trainées d'IFs ne traversent pas les joints de grains.

C. Résultats

C.1. Datation Ar/Ar

La datation Ar-Ar a été réalisée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) par Stéphane Scaillet. La méthode utilisée est le chauffage par pallier au laser sur mono-grain (e.g. Beaudoin et al., 2020). Plusieurs grains de muscovites d'envion 5mm de l'échantillon JL106 ont préalablement été selectionnés sous binoculaire puis individuellement préparés pour irradatiation dans le réacteur OSU facility (Corvalis, USA). Un des mono-grains a ensuite été selectionné et chauffé par pallier avec un laser à CO2 25WSynrad® (Scaillet et al., 2013). Les gazs extraits ont été analysés par un spectromètre de masse Helix-SFT Thermo Scientific®. Le calcul de l'âge a été effectué en suivant la méthode de (Scaillet, 2000).

L'âge plateau (100% du ^{39}Ar libéré) obtenu sur les muscovites hydrothermales de l'échantillons JL-106 est de 24,7 ± 0,2 Ma (Figure 148).

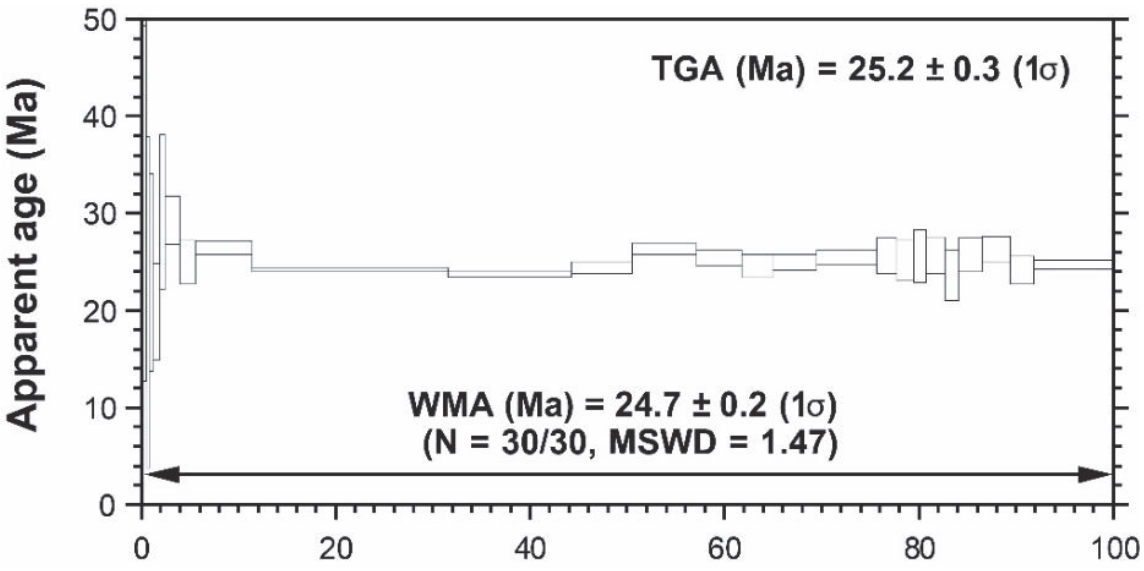


Figure 148 : Spectre d'âge Ar-Ar obtenu sur les muscovites de JL106.

C.2. Composition isotopique des inclusions fluides

Les valeurs du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs provenant des 8 veines syn-cinématiques et de la fente vont de -3,69 ‰ à -9,01 ‰ et de -43,11 ‰ à -74,24 ‰, respectivement (Table 10)

Table 10 : Composition isotopique des IFs des veines de quartz de la klippe de Jajarkot (Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Q : Quartz, Tu : Tourmaline).

Sample	δ^{18}Owater (‰)	δDwater (‰)	Vein mineralogy	Vein generation	Strike ; Dip	Host rock	Elevation (m)
JL32	-6.68	-56.50	Q + Ms	Syn-kinematic vein	?	Grt-rich Micaschiste	1414
JL51b	-3.69	-43.11	Q + Bt + Tur	Syn-folding vein	Fo : 115 ; 72 NE	Marble	1677
JL86a	-3.85	-57.04	Q + Bt	Cleft	?	Calcschiste	1184
JL106	-9.01	-62.16	Q + Ms	Syn-kinematic vein	Fo 95 ; 29 NE	Ms-rich schist	1670
JL181	-6.09	-69.40	Q	Syn-kinematic vein	Fo : 91 ; 25 NE	Ms-rich marble	1582
JL107	-6.33	-62.21	Q	Syn-kinematic vein	Fo : 95 ; 29 NE	Marble	1670
JL180	-7.34	-60.47	Q	Syn-kinematic vein	Fo : 94 ; 45 SW	Schist and red marble	1623
JL86b	-5.70	-57.52	Q + Ms	Syn-kinematic vein	?	Calcschiste	1184
JL134-2	-7.38	-74.24	Q	Syn-kinematic vein	Fo : 115 ; 54 SW	Ms + Bt-rich schist	1903

Ces valeurs sont dans l'enveloppe des eaux météoriques, proche ou sur la droite moyenne (échantillon JL-106) définie par (Craig, 1961) impliquant une origine météorique (Figure 149). Les IFs provenant des veines de quartz des roches carbonatées (JL51b, JL86a et JL86b) présentent les valeurs de δ^{18}O les moins négatives et sont les plus décalées de la droite des eaux météoriques. Les IFs de la fente de quartz JL86a présentent un δD quasiment identique à celui des IFs de la veine syn-cinématique JL86b échantillonnée sur le même affleurement. Il n'y a pas de relation apparente entre l'altitude d'échantillonnage des veines et la composition isotopique des IFs (Table 10).

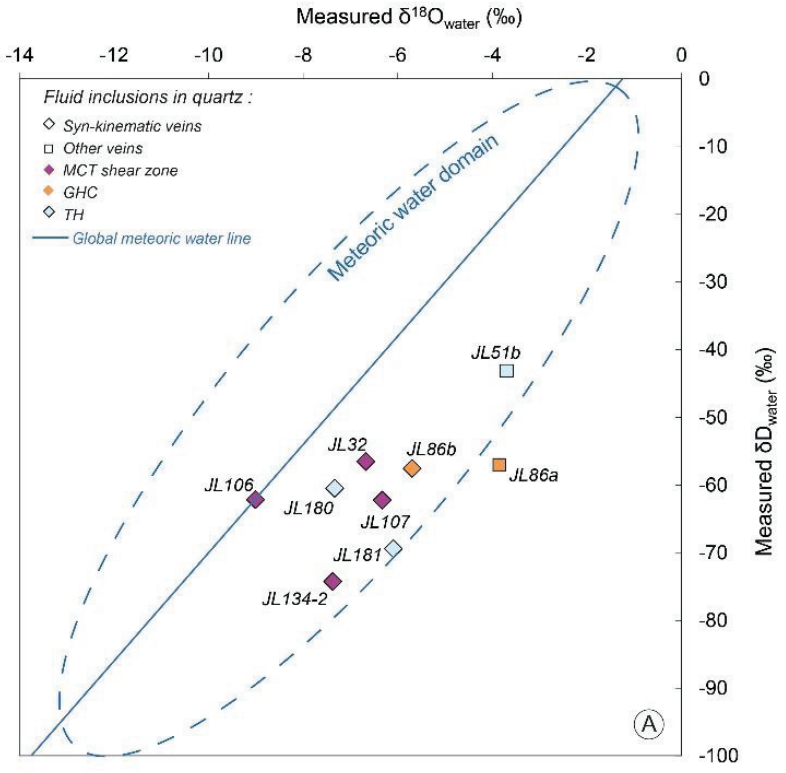


Figure 149 : Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs δD des IFs dans le quartz des veines de Jajarkot.

D. Interprétations

D.1. Relations entre les veines de quartz provenant de la klippe et des zones internes de la chaîne

Les veines syn-cinématiques dans le GHC et le MCT de la klippe de Jajarkot présentent des caractéristiques communes aux veines échantillonnées dans le GHC et le MCT de la Kali Gandaki et autour du Manaslu (Melis et al., 2023, partie 1). Elles présentent les mêmes relations avec la déformation, leur minéralogie est similaire et le quartz ne présente également peu ou pas de signe de recristallisation (JL106, Figure 147). Certains échantillons présentent également des évidences de recristallisation du quartz à haute température (JL134-2). Les IFs présentes dans les veines de quartz de la klippe sont majoritairement des pseudo-secondaires (Figure 147).

D.2. Nature des fluides hydrothermaux dans le MCT de la klippe

Les valeurs de $\delta^{18}O$ et δD mesurées sur les inclusions fluides extraites du quartz des veines échantillonnées dans le MCT et le GHC de la klippe montrent une origine nettement météorique. Ceci est cohérent avec les résultats obtenus sur les échantillons de la Kali Gandaki et du Manaslu (partie 1), indiquant une infiltration des fluides météoriques en profondeur sur une grande portion du MCT et du GHC. Deux échantillons (JL51b et JL86a) encaissés dans des roches carbonatées ont des IFs avec des $\delta^{18}O$ relativement moins négatifs par rapports aux autres échantillons (Table 10). Ceci suggère un échange entre l'oxygène de l'eau des IFs avec l'O du $CaCO_3$ de ces roches, cet effet a déjà été observé et discuté dans la partie 1.

D.3. Conditions pression-température de la circulation des fluides

En se basant sur les études microthermométriques menées sur le même type d'IFs dans les zones internes de la chaîne (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Evans et al., 2008; Pecher, 1978; Sauniac and Touret, 1983) (voir partie 1) la température de piégeage des IFs de la klippe de Jajarkot est estimée entre 300 et 450°C. Ces températures sont cohérentes avec les données thermobarométriques obtenues sur le MCT de la klippe indiquant que le pic de métamorphisme enregistré dans les roches encaissantes des veines de quartz syn-cinématiques se situe autour de 600°C pour 9 à 12 kbar et que la température associée à la déformation dans le MCT se situait autour de 475°C d'après les orientations préférentielles de cristallisation du quartz (Soucy La Roche et al., 2018).

D.4. Âge de formation des veines de quartz syn-cinématiques

Le fonctionnement de la zone de cisaillement du MCT dans la klippe de Jajarkot est estimé entre 27 et 21 Ma Ma (Soucy La Roche et al., 2019). L'âge que nous avons obtenu sur les muscovites hydrothermales prélevées au cœur d'une veines de quartz syn-cinématique (JL-106) est de 24,7 Ma. La température des fluides au moment de leur piégeage dans les IFs se situait entre 300 et 450°C, la température de la déformation se situait autour de 475°C dans le MCT, ce qui est légèrement inférieure à la température d'arrêt de diffusion des isotopes fils d'argon (température de blocage ou de fermeture) dans la muscovite pour des grains supérieurs à 500 µm (environ 470-490°C) (Harrison et al., 2009 ; Imaya et al., 2012). Par conséquent cet âge correspondrait plutôt à un âge de cristallisation bien que l'hypothèse d'un âge de refroidissement ne puisse pas totalement être écartée aux vues de la proximité la température de fermeture de la muscovite, la tempétature de la déformation et la température de piégeage des fluides.

La présence de ces muscovites au cœur des veines, leur morphologie, et la proximité entre leur âge et l'âge du pic de métamorphisme indiquent qu'elles ont cristallisé pendant le fonctionnement du MCT. L'âge de formation des veines de quartz syn-cinématiques est donc fin Oligocène.

L'ensemble des données isotopiques, microthermométriques et géochronologiques indiquent qu'à la fin de l'Oligocène, des fluides météoriques se sont infiltrés verticalement jusqu'à la zone de cisaillement ductile du MCT et du GHC de la klippe de Jajarkot (Figure 151). Les fluides ont ensuite migré horizontalement le long des structures du MCT (schistosité, foliation) favorisant la formation de veines de quartz au sein des fentes de dilatation générées pendant le cisaillement (voir chapitre I.B.2. sur les veines syn-cinématiques).

D.5. Paléoaltimétrie de l'Himalaya au début de l'Oligocène

D.5.1. Estimation paléoaltimétrique

L'accès à la composition des paléo-fluides de surfaces provenant de la klippe de Jajarkot datés de la fin de l'Oligocène permet de reconstituer la paléoaltitude moyenne de la chaine himalayenne à cette période.

Pour s'affranchir d'un possible biais climatique nous allons comparer les mesures isotopiques à des valeurs de références de basse élévation à la même période. De précédentes études ont montré que le $\delta^{18}O$ des précipitations long-terme au niveau du bassin d'avant pays himalayen il y a 24 Ma était de -2,97 ‰ ± 0.7 ‰ (Martin et al., 2011; Tütken et al., 2006). Pour reconstituer la paléoaltitude les échantillons JL51b et JL86a, dont les $\delta^{18}O$ sont clairement contaminés sont retirés. Ceci permet de calculer un $\delta^{18}O$ moyen pour les IFs de -6,93 ‰ ± 0,84 ‰. L'utilisation conjointe de la composition isotopique moyenne des IFs et des données de (Martin et al., 2011) nous permet de calculer $\Delta\delta^{18}O$ moyen de -3,96 ‰ ± 0,84 ‰ et un différentiel topographique moyen de 2771 +286/-403m entre le moyen-pays himalayen et le pied de la chaîne entre 25 et 24 Ma en suivant la méthode de (Rowley et al., 2001) décrite au chapitre 1 (Figure 150).

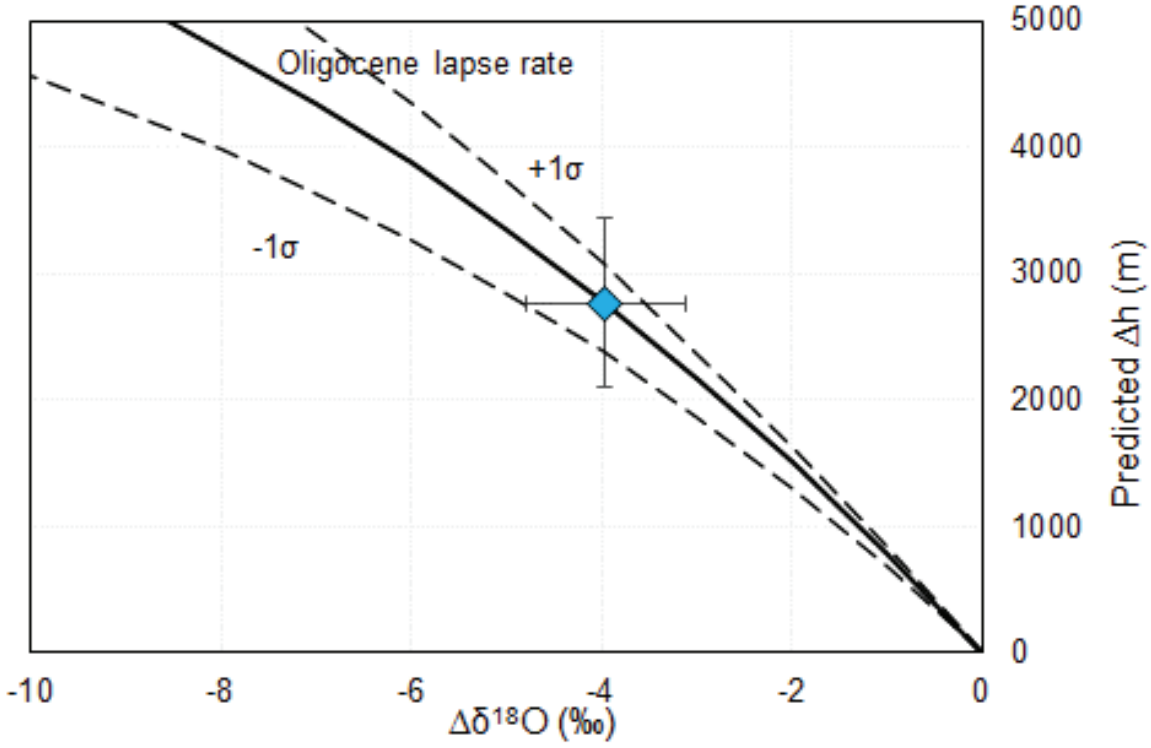


Figure 150 : Diagramme présentant l'écart de $\delta^{18}O$ entre les IFs et la valeur de référence à basse élévation (plaine du Gange) vs le différentiel de relief calculé (Δh) en suivant le modèle de (Rowley et al., 2001). La courbe rouge que nous utilisons pour la reconstitution paléoaltimétrique est calculée sur la base de paramètres climatiques correspondant à l'Oligocène (climat plus chaud qu'aujourd'hui) et la courbe noire correspond au climat moderne (voir chapitre I.B.3.2).

D.5.2. Morphologie de la chaîne himalayenne à la fin de l'Oligocène

Tout comme discuté dans la partie 1 de ce chapitre, la position des veines au moment de leur formation au sein du GHC est à prendre en considération pour replacer la position de

notre estimation paléoaltimétrique. L'âge des muscovites hydrothermales indiquent que les veines syn-cinématiques se sont formées il y a ~25 Ma, soit quasiment au début du fonctionnement du STD et du MCT (~27 Ma) au niveau de la klippe de Jajarkot (Soucy-Laroche et al., 2019). En prenant en compte : i) l'âge des veines, ii) la profondeur à laquelle elles se sont formées (10-20km), iii) le taux de glissement maximal estimé sur le STD au niveau de la klippe d'environ 180 km (Soucy-Laroche et al., 2018), nos données indiquent que la paléoaltitude moyenne de l'Himalaya, entre 160 et 180km au Nord de la position actuelle de la klippe était d'environ 2700m.

Aux vues de nos résultats deux scénarios sont possibles :

1. L'altitude moyenne de la chaîne himalayenne il y a 25 Ma était d'environ 2700m, soit deux fois moins que l'altitude moyenne actuelle de la haute chaîne (≥ 5000m). Or nous savons que l'Himalaya a atteint son altitude actuelle il y a au moins ~16 Ma (Gébelin et al., 2013 ; Melis et al., 2023). Le scénario 1 implique donc que la topographie actuelle de l'Himalaya s'est développée en partie entre 25 et 16 Ma.
2. La klippe de Jajarkot correspondant à une partie frontale du MCT et du GHC, il est possible que nos résultats donnent une estimation de l'altitude moyenne de la zone la plus frontale de la topographie himalayenne il y a 25 Ma et que la haute chaîne se trouvait encore plus au Nord. Dans le scénario 2 la topographie actuelle de l'Himalaya était déjà formée il y a 25 Ma mais était située a plus de 180 km au Nord de la position actuelle de la klippe et nous n'y avons pas accés avec nos données.

D.6. Implications sur les modèles d'évolution morphologiques et tectoniques

Nos résultats sont en bon accord avec les études paléoaltimétriques qui ont mis en évidence que la haute chaîne avait déjà son atteint son altitude actuelle au moins depuis le Miocène moyen (Garzione et al., 2000a; Gébelin et al., 2013; Melis et al., 2023; Saylor et al., 2009).

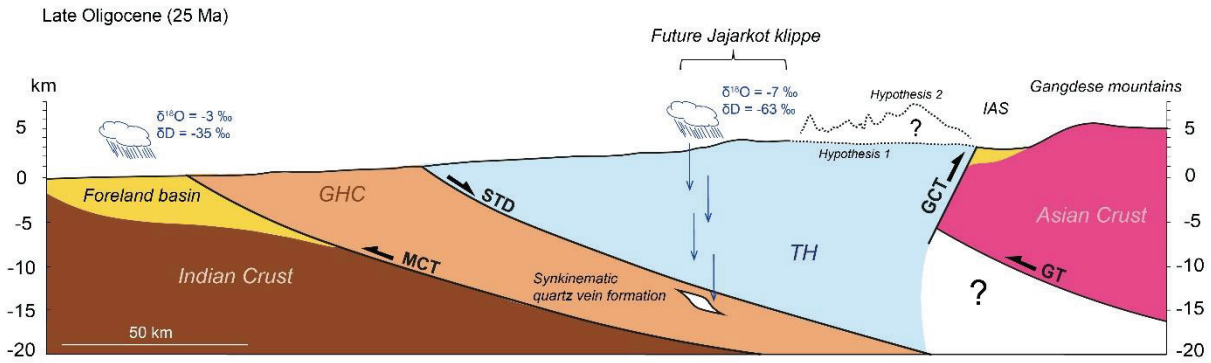
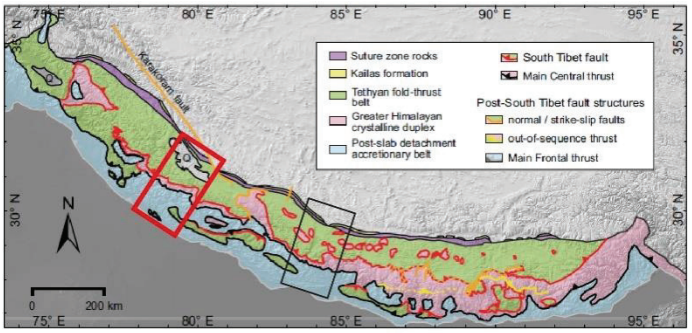
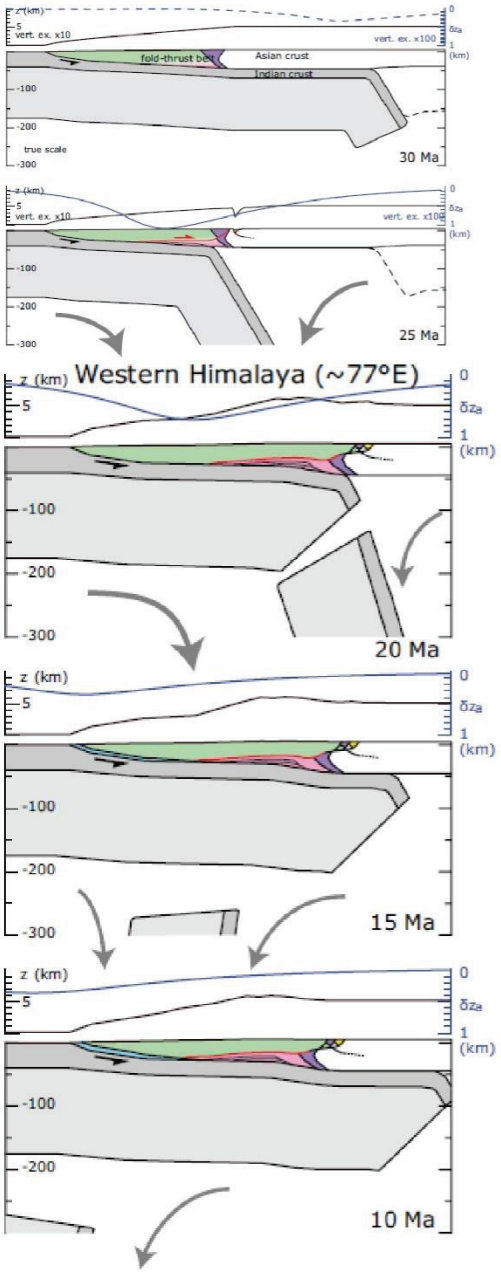


Figure 151 : Coupe schématique de l'orogène Himalaya-Tibet à la fin de l'Oligocène (Modifié d'après Kapp and Decelles 2019 ; Leloup et al., 2015). La position des veines de quartz syn-cinématiques au moment de leur formation ainsi que le trajet des fluides météoriques dans la croûte indienne sont représentés. La topographie hypothétique de l'Himalaya au Nord de la future klippe de Jajarkot à la fin de l'Oligocène est représentée en pointillé (Scénario 1 et 2). GCT : Great Counter Thrust ; GT (Gangdese Thrust).

Ces résultats sont également compatibles avec les estimations de Ding et al., (2017) et de Leary et al., 2017 qui indiquent que la zone de suture Inde-Asie était à ~2300m entre 26 et 21 Ma et suggèrent que la topographie de l'Himalaya ne se développe qu'à partir du début du Miocène alors que le haut relief était présent plus au Nord dans la croûte asiatique au niveau des montagnes du Gangdese (See Deng and Ding, 2014) (Figure 151).

Les prédictions altitudinales du modèle de (Webb et al., 2017) proposent que la topographie actuelle au niveau de la haute chaîne himalayenne à l'ouest du Népal (77°E) n'est atteinte qu'après le détachement de la lithosphère continentale indienne préalablement subductée (autour de 21 Ma) (Figure 152). En suivant le scénario 1 la croissance de la topographie moyenne de l'Himalaya entre la fin de l'Oligocène (~2.8km) et le Miocène (≥ 5km) est donc compatible avec le modèle de topographie dynamique impliquant un développement de la topographie à ~21 Ma associé à la rupture de la plaque lithosphérique indienne (DeCelles et al., 2011; Webb et al., 2017) (Figure 151, Figure 152).





1. Entre 27 et 21 Ma le retrait de la litosphère indienne crée de la subsidence par topographie dynamique au niveau de la suture de l'Indus. Cette subsidence favorise la formation du bassin molassique du Kailas.

2. La rupture de la plaque lithosphèrique indienne, autour de 21 Ma (au niveau de la partie ouest de la chaîne himalayenne), favorise la surrection de la haute chaîne par effet de topographie dynamique. La morphologie de cette partie de l'Himalaya est similaire à l'actuelle depuis cette période.

Figure 152 : Schémas représentant l'évolution de la topographie de l'ouest Himalaya (cadre rouge) située à environ 200 km à l'ouest de notre zone d'étude (cadre noir). Ces schémas conceptuels illustrent l'évolution de la topographie et de la morphologie de la chaîne en fonction du retrait progressif et du détachement de la plaque indienne d'après (Webb et al., 2017). La courbe bleue (δz) représente l'effet modélisé de l'enroulement puis du détachement de la litosphère indienne sur la topographie (topographie dynamique) (Husson et al., 2014).

E. Conclusion

Les analyses isotopique ($\delta^{18}O$ et δD), pétrologique et microthermométrique des IFs provenant des veines de quartz échantillonnées dans les zones de la klippe de Jajarkot, de la vallée de Kali-Gandaki et du Manaslu nous renseigne sur la nature des fluides et la température des évènements hydrothermaux associés à la formation des veines de quartz en Himalaya. La datation Ar-Ar des muscovites hydrothermales associées au quartz des veines syn-cinématiques au niveau de la klippe de Jajarkot donne un âge d'environ 25 Ma pour cet événement alors que les veines de la Kali Gandaki et du Manaslu se sont formées plus tardivement, entre 18 et 12 Ma.

En suivant le scénario 1, nos données montrent que l'Himalaya avait déjà acquis sa morphologie actuelle et une topographie moyenne ≥ 5000m au niveau de la haut chaîne entre 18 et 12 Ma alord qu'elle était seulement de ~2700m il y a 25 Ma. Cette évolution topographique est compatible avec un modèle de topographie dynamique impliquant un développement de la topographie à ~21 Ma associé à la rupture de la plaque lithosphérique indienne.

D'autre part, la similitude entre la composition isotopique des précipitations il y a 25Ma (pour la klippe de Jajrkot), entre 18 et 12 Ma (pour la Kali Gandaki et le Manaslu) et modernes au mêmes altitudes, suggère que les changements climatiques enregistrés en Asie du sud Est depuis l'Oligocène (Clift and Webb, 2019) ont relativement peu d'incidence sur la composition isotopique des précipitations orogéniques.

Afin de préciser et développer notre étude il est possible de préciser l'âge de formation des veines de quartz de la Kali Gandaki et du Manaslu en datant les muscovites hydrothermales similairement à ce qui a été fait sur un des échantillons provenant de Jajarkot. Ces minéraux contenant environ 4% d'eau structurale, il serait également intéressant d'analyser leur composition isotopique afin de la comparer aux IFs du quartz dans les mêmes veines. Dans le prochain chapitre nous présentons une méthode en développement qui permet d'analyser simultanément le $\delta^{18}O$ et le δD de l'eau structurale des minéraux hydroxylés.

Point-clés :

- La composition isotopique des IFs provenant de veines de quartz syn-cinématiques échantillonnées dans les zones internes de l'Himalaya du Népal (le long de la Kali Gandaki et autour du massif du Manaslu) a été analysé. Ces veines se sont formées lors de la circulation de fluides chauds (300 à 450°C) pendant le fonctionnement du MCT et l'exhumation du GHC entre 18 et 12 Ma.

- L'analyse du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs implique que des fluides météoriques se sont infiltrés verticalement dans le domaine ductile de la croûte intermédiaire.

- La composition isotopique des IFs suit exactement la même relation avec l'altitude que les eaux de surface modernes. Ces résultats indiquent que la morphologie de l'Himalaya était déjà similaire à l'actuelle entre 18 et 12 Ma.

- La relation avec l'altitude est plus nette pour le δD que le $\delta^{18}O$. Ceci indique que l'oxygène est plus sujet au fractionnement isotopique que l'hydrogène au cours de processus d'interactions fluides-roches et/ou de mélange avec des fluides d'une autre nature.

- La composition isotopique des IFs a également révélé une origine météorique pour une autre série de veines de quartz syn-cinématiques provenant de la klippe de Jajarkot, dans le moyen-pays himalayen au Népal. La datation de muscovites hydrothermales associées à ces veines permet de contraindre plus précisement l'âge de la circulation hydrothermale des fluides météoriques avant 25 Ma.

- La méthode de Rowley et al., (2001) permet d'estimer une valeur moyenne de 2771 +286/-403m pour la paléo-topographie moyenne de l'Himalaya à la fin de l'Oligocène.

- En prenant en considérant la position des veines de quartz syn-cinématiques au moment de leur formation, le front topographique était situé 180 km au Nord par rapport à sa position actuel.

- Notre reconstitution paléoaltimétrique est plutôt en accord avec un modèle de croissance de la topographie de l'Himalaya associé à la rupture de la plaque lithosphérique indienne entre autour de 21 Ma.

This work is licensed under CC BY-NC-ND 4.0.

To view a copy of this license, visit http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/

ARTICLE 4

Late oligocene paleoaltimetry of the Himalayas reveals by O and H isotope analysis of fluid inclusions (Jarjarkot klippe, Central Nepal)

(En finalisation pour Earth and Planetary Science Letters)

R.Melis[1*], G.Mahéo[1], V.Gardien[1], P.H. Leloup[1], S. Scaillet[2,3,4], P.Jame[5], E.Bonjour[5]

[1]Laboratoire de Géologie de Lyon : Terre, Planète et Environnement, CNRS UMR 5276 - UCB Lyon1 - ENS Lyon 8 Campus de la Doua, Bâtiment Géode, 2 rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne, FRANCE

[2]Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, Orléans, France,

[3]CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, Orléans, France, 3BRGM,

[4]ISTO, UMR 7327, Orléans, France, 4CNRS/INSU, ISTeP, UMR 7193, Sorbonne Université, Paris, France

[5] Institut des Sciences Analytiques de Lyon (ISA Lyon), UMR 5280, CNRS, Université Claude Bernard Lyon 1, 69622 Villeurbanne, France.

**Corresponding author : Raphaël Melis (r.melis@hotmail.fr)*

ABTRACT

The Oxygen and Hydrogen isotope composition of fluid inclusions in the quartz of late Oligocene hydrothermal veins from the Jajarkot klippe (Central Nepal) permits estimates of paleoaltimetry of the Himalaya at the onset of neo-himalayan episode. Coupled $\delta^{18}O$ and δD analysis of fluid inclusions and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating on muscovite in the veins indicate that meteoric water penetrated to significant depth during thrusting along the Main Central Thrust and the Greater Himalaya Crystalline unit. The extracted aqueous fluids have isotopic values between -3.69‰ and -9.01‰, for $\delta^{18}O$ and between -43.11‰ to -74.24‰ for δD. In context with stable isotope data from late Oligocene foreland basins of the Himalaya these data constrain the isotopic composition of paleoprecipitation from which paleoelevation estimates can be made. Stable isotope paleoaltimetry indicates that during the exhumation of the Greater Himalayan Crystalline unit along the Main Central Thrust (~25 Myr ago), a mean elevation of 2771 +286/-403m existed at about 50km south to the India-Asia suture zone. Our results for the Jajarkot klippe are consistent with paleoelevation estimates based on fossil flora physiognomy and $\delta^{18}O$ of carbonates the Liuqu basin (India-Asia suture zone), indicating a moderate mean elevation of the Himalaya during the late Oligocene-early Miocene.

INTRODUCTION

How the elevation of a mountain range has evolved over time is of particular interest for understanding collisional tectonics, orogenic plateaus, local climate modifications and global climate change. Paleoelevation estimates gives the surface uplift that provides the opportunity to question the respective influence of tectonic, climate and erosion in building moutain belts (Clark, 2007; Mulch, 2016). A first category of paleoaltimetry proxies including fossil plants (e.g., Spicer et al., 2003) and pollen (e.g., Fauquette et al., 2015) is based on the vertical shift of vegetation belts with altitude. A second category of proxies including authigenic mineral (e.g. Chamberlain and Poage, 2000), phylosilicates (e.g. Mulch et al., 2004), continental carbonates (e.g. Quade et al., 1995) and fluid inclusions (Melis et al., 2023) hinges on the relationship between meteoric water composition and surface elevation.

The Tertiary elevation history of the Himalaya is key for understanding the tectonic history of the world's highest orogen, the evolution of the Tibetan Plateau, summer monsoon development and Asian climate change. Still, very few paleoaltimetry estimates exists among the whole Himalaya/Tibet orogen. Most of these works are based on the stable isotope approach (e.g. Rowley et al., 2001; Gébelin et al., 2013) and on paleoenthalpy from fossil leaf form (e.g. Ding et al., 2017). These studies aim to constrain where and when the topography did grow first, how did dit spread of, its impact on Asian climate and the role of major tectonic structure. Two important question are still open: i) Did a high proto-tibetan plateau existed before or at the very beginning of the collision before the himalayan range topography ? ii) Did the Himalayan orographic rainshadow that causes isotopically depleted precipitation over the plateau region biased stable isotope–based paleoelevation reconstruction from the Tibetan Plateau (e.g. Rowley and Currie 2006 ; Xu et al., 2013) ?

While most of the Himalaya was still under sea level until the Paleocene according to the last marine deposits found in the range (Decelles et al., 2014), some authors propose an

early Paleocene topographic front (~4.5 km) located on the southern margin of the Asian plate along the Gangdese arc (Ding et al., 2014). Based on the $\delta^{18}O$ analysis of paleosols preserved in the Liuqu Conglomerate (Leary et al., 2017) (Figure 1) and the paleoenthalpy measured on fossil leaves from the Qiabulin formation (Ding et al., 2017) (Figure 1) it is suggested that the India-Asia suture zone was at low or moderate elevation (2.3 ± 0.9 km) at 25-20 Ma. Topographic evolution south of the suture zone is only constrained after 16-17Ma (Figure 1; Garzione et al., 2000a ; Gébelin et al., 2013; Saylor et al., 2009). Collectively, these data indicate that the Himalayas range is high (≥ 5 km) since and at least the middle Miocene (~16 Ma). Recently Melis et al. (2023) applied a new method based on the $\delta^{18}O$ and δD composition of fluids in inclusion from quartz formed in syn-kinematic, hydrothermal quartz veins. This study was applied on a section of the High Himalayan range, from the MCT (Main Central Thrust) to the South Tibetan Detachment (STD). Results suggest that the morphology of the Himalaya was already similar to modern at least 12 Myr ago.

In this paper, we combine stable isotope measurements of fluid inclusions (both $\delta^{18}O$ and δD) hosted in quartz veins sampled within the Jajarkot klippe (Central Nepal) and Ar-Ar dating of these veins. Based on previous studies the main tectonic evolution of this area took place around 25 Ma (Soucy-Laroche et al., 2019) thus potentially giving access to late-Oligocene – Early Miocene topography of the Himalaya.

GEOLOGICAL SETTINGS

The Himalayan is divided into four geological units in tectonic contact along major crustal-scale, north deeping, faults and shear zones (Fig. 1; Gansser, 1964 ; Le Fort, 1975). Following the India-Asia suture zone, they are, from north to south and, the Tethyan units (TH) bounded by South Tibetan Detachment (STD), the Greater Himalayan Crystalline units (GHC) limited to the south by the Main Central thrust (MCT), the Lesser Himalayan units (LH), the Main Boundary Thrust (MBT), the Sub-Himalaya and the Main Frontal Thrust (MFT) (Fig. 1).

The metamorphic and magmatic rocks of the GHC are mainly exposed in the internal part of the range (hinterland) also called « the monoclinal himalayan slab » but also in the Himalayan foreland of southern Nepal and northwest India in a series of external crystalline nappes commonly referred as klippen (Johnson, 2005). The largest klippen in central Himalaya are, from west to east, the Almora-Dadeldhura, Karnali, Jajarkot, and Kathmandu klippe. The klippen were emplaced along a top-to-the-SW thrust-sense shear zone during the Oligocene and the Miocene (e.g., Antolín et al., 2013; Soucy La Roche et al., 2018). However, the klippen record lower grade metamorphic conditions in the hangingwall of the thrust-sense shear zone, compared to the hinterland (e.g. Gehrels et al., 2006 a, b). Due to the foreland position and early exhumation of the klippen, these metamorphic conditions are interpreted to represent the state of the middle crust during the early evolution of the Himalaya (Soucy La Roche, et al., 2018).

The Jajarkot klippe in west Nepal, also referred to as the Jaljala synclinorium, forms a 125 km by 30 km WNW–ESE-trending non-cylindrical synform (Arita et al., 1970 ; Soucy-Laroche et al., 2018). Soucy-Laroche et al., (2018) demonstrate a correlation between the rock units exposed in the Jajarkot klippe and the GHC and TH exposed in the hinterland. Detailed mapping across and along the Jajarkot klippe indicates from south to north the exposure of phyllite and calcareous rocks belonging to LH thrusted along the MCT by the GHC units (Soucy-Laroche et al., 2019). The MCT is discribed here as a 1–4 km thick, high-strain, top-to-the-SW ductile shear zone at the base of the Jajarkot klippe that places greenschist to lower amphibolite facies GHC rocks over weakly to unmetamorphosed LH rocks (Soucy-Laroche et al., 2019). Within the MCT shear zone the GHC is composed of interlayered quartzite, rare granitic augen gneiss, pelitic to psammitic garnet-rich schist, and calc-schist. Above the MCT, the GHC units are pervasively deformed and display sparse evidence for top-to-the-SW shear (Soucy-Laroche et al., 2019). On top of the GHC, lies TH series which are characterized here by marble, arenite, biotite-muscovite rich schists and limestone. The contact TH / GHC contact

is identified as the South Tibetan Detachment (Soucy-Laroche et al., 2019). In the nouthern edge of the klippe both the STD and the MCT are steeper than in the frontal, southern edge of the klippe. Collectively, phase equilibrium modelling, U–Th/Pb petrochronology on monazite and xenotime and 40Ar/39Ar geochronology on white mica, demonstrate that metamorphism in the Jajarkot klippe occurred entirely during the Himalayan orogeny, and are consistent with a tectonometamorphic evolution dominated by crustal thickening at the frontal tip of the exhuming middle crust during the Oligocene (Soucy-Laroche et al., 2018, 2019).

SAMPLES DESCRIPTION

Quartz vein description

We collected 7 synkinematic quartz veins parallel to the main foliation (~N90 to N120; 25 to 60NE) showing evidence of top-to-SW ductile shearing, 1 vein injected in the axial plane of a top-to-south fold (JL51b) and 1 vertical late vein cross-cutting the main foliation (JL86a) (See Table 1). In complement with quartz few veins (JL32, JL86b and JL106) also contains multilimilimetric pure muscovite easily distinguishable from the small (<200 μm) and rusty white micas belonging to surrounding rocks. Two samples also contain biotite (JL86a, JL51b) and tourmaline (JL51b). Samples JL32, JL106, JL107 and JL134-2 were collected within the MCT shear zone, JL86a and JL86b within the GHC and JL51b, JL180 and JL181 within the TH. Samples JL32, JL106, JL134-2 were collected in micaschiste (± garnet) host-rocks, JL86a and JL86b were collected in calcschiste and JL51b, JL107, JL180 and JL181 were collected in marbles. Most of the samples were collected on the South flank of the Jajarkot klippe, only JL134-2 was collected on the North Flank.

Fluid inclusions typology

Our observations show that quartz grains contain several fluid inclusions families. A primary family correspond to rare isolated inclusions in the core of the quartz (5-10% of the

FIs) (Fig…) as another group is dominant (≥ 90% of the FIs) and characterized by trails of negative crystal shaped and elliptical inclusions strictly contained inside quartz grain, called fluid inclusion planes (Fig..) (Boullier et al., 1991). Finally, a second family of FIP crossing the quartz boundaries healed late cracks. These observations are consistent with previous studies of GHC quartz veins in the hinterland along the Kali Gandaki Valley and the Manaslu (Boullier et al., 1991; Craw, 1990; Derry et al., 2009; Evans et al., 2008; Melis et al., 2023; Pêcher, 1978, 1979; Sauniac and Touret, 1983). Microthermometric measurements indicated that the first generation of FIP (≥ 90%) are dominated by low salinity H_2O-CO_2 (± CH_4 ± N_2 ± H_2S) fluids trapped at 300-450°C and 3-4 kbars between 10 and 20 km (Boullier et al., 1991, Pêcher, 1978; Sauviac & Touret, 1983).

METHODS

For $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, milimeters size white micas has been cautiously hand-picked in the core of the quartz lense JL-106 (Fig. 2B) to avoid the white micas potentially belonging to host-rock. Mono-grain step-heating analyses were conducted at ISTO (Institut des sciences de la Terre d'Orléans) with a continuous wave 25WSynrad® CO2 laser and a Helix-SFT Thermo Scientific® mass-spectrometers (Scaillet et al., 2013). Data regression and age calculations/corrections were made following Scaillet (2000). Total sample (bulk) ages are reported as integrated (inverse-variance weighted mean) and total-gas (individually summing the Ar isotopes of all steps) ages quoted at ±1σ.

Following the methodology of Gardien et al., or Melis et al., 2023 pure quartz samples (~10g and 2mm grain size) with one dominant inclusion population were washed with 3 times diluted nitric acid, rinsed with distilled water, dried for 48 hours in an oven before to be heated to 100 °C during 20 minutes in a vacuum line to release labile volatiles. Samples were then heated and decrepitated at 650°C, the released water was then collected with a syringe in a hydrophobic teflon tube. All O and H isotope analysis of fluid inclusions water were performed

at ISA (Institut des Sciences Analytiques, Villeurbanne, France) using an « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectrometer » (OA-ICOS) IWA-45EP (Los Gatos Research, Mountain View, California). Replicate analysis of water standards (international standard V-SMOW2 and internal standard 4C) gave a reproducibility of ± 0.5 ‰ for the $\delta^{18}O$ and ± 2 ‰ for the δD.

RESULTS

Stable isotope analysis of fluid inclusions

Fluid inclusions are extracted as a bulk, the following results thus represent a mixture composition of primary (5-10%), pseudo-secondary (abundant about 90%) and secondary (5-10%) FIs. The δD and $\delta^{18}O$ compositions of the whole samples range between -43.11‰ to -74.24‰ and -3.69‰ to -9.01 ‰ (n=9), respectively. Most of the samples form a homogeneous cluster that range between -56.50‰ to -74.24‰ and -5.70‰ to -9.01‰ with an average of -63.21 ± 4.91‰ and -6.93 ± 0.84‰ (n=7) for δD and $\delta^{18}O$ respectively. Samples JL51b and JL86a display higher $\delta^{18}O$ values of -3.69‰ and -3.85‰, respectively. JL51b have also a higher δD (-43.11 ‰) than the rest of the samples. Plotting these values in a δD vs. $\delta^{18}O$ diagram shows that the main cluster is located within the meteoric water domain, even exaclty on the Global Meteoric Water Line (GMWL) (Craig et al., 1961) for sample JL106 (Fig. 2A). Only JL86a is out of the meteoric water domain.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating

Muscovites gave a well-defined plateau age of 24.7 ± 0.2 Ma using all steps (100% of released 39Ar, MSWD= 1.47 ; Fig. 2C) which indicates that all steps in the $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra are in agreement with a unique age.

DISCUSSION

The origin of the fluids

Values of δD in the range of -43.11 to -74.24‰ could be regarded as metamorphic (see Hoefs, 2018), but for $\delta^{18}O$ as low as -3.69‰ to -9.01 ‰ a meteoric origin is likely. A contamination with lower δD from organic water produced for example by the oxidation of kerogen during diagenesis or at early stages of metamorphism is unlikely because such fluids are driving-off during burial (Barker et al., 2000). Lower δD (-250 to -300‰) may also come from Li-OH and Al-OH bound hydroxyl complexes present in defect in deformed quartz (Gleeson et al., 2008). However they are generaly liberated at temperature > 1000°C (Gleeson et al., 2008), since we heated our samples to no more than 650°C it is unlikely that they are contaminated by these low δD. Furthermore Melis et al., (2023) show that the meteoric isotopic signature is particularly well preserved by the δD of water fluid inclusions in quartz of GHC quartz veins. The $\delta^{18}O$ is however more sensitive to contamination processes, such as a mixture between a deep fluid (metamorphic or magmatic) with the surface fluid or a contamination of the surface water by the surrounding rock or, diffusional oxygen exchange between the host-quartz and water FIs at high temperature (≥ 600°C) (Giletti and Yund, 1984).

Plotting isotopic values in a δD vs. $\delta^{18}O$ diagram allow to discriminate samples located into the meteoric water domain that have been little or not contaminated by the above-mentioned processes from samples that are located out of the meteoric domain that may have been more substantially contaminated. Only one sample, JL86a is out of the meteoric water domain. This syn-kinematic quartz veins was collected from carbonate host-rock (Calcschiste), that was likely to enriched the $\delta^{18}O$ of hydrothermal fluids through $CaCO_3 – H_2O$ interactions (Clayton et al., 1968). The rest of the samples can be confidently regarded as meteoric water.

P-T conditions of fluids entrapment

Peak metamorphism condition recorded by the GHC rocks zone of the Jajarkot klippe vary from 550-600°C and 7,5 to 12 kbar (Soucy-Laroche et al., 2019). These conditions are consistent with those of the lower GHC in the hinterland (~600°C and ~10kbar) (e.g. Khon et

al., 2001; Yakymchuk & Godin, 2012). The temperature of deformation during top-to-the-SW shearing within the MCT is estimated to be 475°C based on a quartz crystallographic <c>-axis preferred orientation fabric (Soucy La Roche et al., 2018). Microthermometric measurements on the FIs from the quartz of synkinematic veins of the GHC in the hinterland indicate trapping condition at 300-450°C and 3-4 kbars between 10 and 20 km (Boullier et al., 1991, Pêcher, 1978; Sauviac & Touret, 1983). Fluids were thus trapped as inclusion in the quartz during top-to-the-SW shearing ductile shearing near or just after the peak metamorphism.

Collectively, $\delta^{18}O$ and δD composition of FIs and P-T estimates indicate that meteoric water penetrated the MCT to great depth in the middle crust and have been trapped as FIs in the quartz of hydrothermal veins. This is in good agreements with previous studies that evidenced the deep and vertical penetration of meteoric water through the ductile segment of the STD north to the Mount-Everest (Gébelin et al., 2013) and the MCT along the Kali Gandaki Valley (Melis et al., 2023) based on the stable isotope analysis of phylosilicates (δD) and fluid inclusions (δD and $\delta^{18}O$), respectively.

Timing of fluids entrapment

The timing of deformation during top-to-the-SW shearing within the MCT and GHC of the Jajarkot klippe is constrained by step-heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of syn-kinematic white micas in garnet-micaschiste (Soucy-Laroche et al., 2019). The temperature of deformation (~475°C) is consistent with both partial retention of argon in white mica, and deformation-induced loss of ^{40}Ar below the ideal closure temperature for white mica (470–490°C for a 500 μm radius grain (Imayama et al., 2012 ; Harrison et al., 2009), this makes the interpretation difficult between a post-kinematic cooling age and a syn-kinematic crystallisation age. For white micas <300 μm the closure temperature for argon diffusion (420-470°C) is lower than the temperature of deformation, the $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau dates from these samples were thus interpreted as post-kinematic cooling ages (Soucy-Laroche et al., 2019). Collectively, these data indicated that top-

to-the-SW deformation within the MCT shear zone and the GHC occurred between 27 and 21 Ma (Soucy-Laroche et al., 2019).

Sample JL106 is a syn-kinematic quartz vein associated with top-to-the-SW ductile shearing collected within the MCT shear zone into garnet-micaschist host-rock. The formation temperature of these veins estimated by microthermometry measurements on quartz FIs is likely to be 300-450°C (Boullier et al., 1991, Pêcher, 1978; Sauviac & Touret, 1983) which is below the closure temperature of muscovites used for step-heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating (470-490°C for grains >500µm, Imayama et al., 2012; Harrison et al., 2009). The $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau dates from this sample gave 24.7 ± 0.2 Ma and may thus be regarded as a crystallisation age. However, the close similarity between the temperature of deformation (~475°C), the temperature of quartz vein formation (300-450°C) and the closure temperature of white micas (470-490°C) make this discussion complicated, the possibility that this age reflect a post-kinematic cooling age cannot be ruled out. In this case, 24.7 ± 0.2 Ma would be regarded as a minimum age for the formation of quartz vein JL106.

Thus, the dated metamorphic white mica from neighboring sheared rocks, spatially associated with syn-kinematic veins, gave $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 27 to 21 Ma (Soucy-Laroche et al., 2019), and the hydrothermal white micas in the veins gaves an age of 24.7 Ma. In these conditions, the most likely hypothesis to explain veins formation is vein opening in dilatation sites within shear zones, hydrothermal muscovite crystallization and meteoric fluids trapping as inclusion in quartz at the same time.

Sample JL51b and JL86a are not related to the top-to-the-SW ductile shearing so their formation age may differ from other samples. JL51b is a quartz vein injected in the axial plane of top-to-the-South fold, such a deformation in the tethysian unit could be related to early deformation (> 30 Ma) during the eo-himalayan stage (Godin, 2003; Vannay and Hodges, 1996). JL86a cross-cuts the main foliation associated to top-to-the-SW sense of shear in the

GHC rocks and may thus be younger than 21 Ma. Without $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating it is difficult to precisely constrain the formation of these veins.

Late Oligocene paleoatimetry of the Himalaya

To estimate the paleoelevation of the late Oligocene Himalaya we only consider the homogeneous cluster of sample with a clear meteoric isotopic origin (JL32, JL106, JL107, JL134-2, JL86b, JL180, JL181). Samples JL51b and JL86a are exclude because they probably formed at different ages than the synkinematic veins. In addition, JL86a $\delta^{18}O$ and δD values are located out the meteoric water domain with a particularly high $\delta^{18}O$, this suggest that the initial $\delta^{18}O$ of meteoric water was shifted by contamination processes.

Stable isotope composition of quartz fluid inclusions from samples JL32, JL106, JL107, JL134-2, JL86b, JL180, JL181) thus gives access to the composition of late Oligocene meteoric water in Central Nepal with a mean value of -63.21 ± 4.91‰ and -6.93 ± 0.84‰ (n=7) for δD and $\delta^{18}O$ respectively. The isotopic composition of meteoric water can be affected by both climate processes (temperature, continental effect, amount effect) and altitude (Dansgaard, 1964). To avoid climate bias data are needed to be compared to late Oligocene low elevation meteoric water record (see Botsyun et al., 2020 ; Mulch et al., 2016) which can be inferred from the $\delta^{18}O_{(CO3)}$ of pedogenic carbonates or the $\delta^{18}O_{(PO4)}$ of fossilised mammal teeth. Based on Rhinocerotids teeth collected in the Siwaliks late Oligocene fossileferous deposits in Pakistan (Bugti Hill Bone Beds) (Martin et al., 2011), an oxygen composition of the low elevation meteoric water was calculated using the $\delta^{18}O_{(PO4)}$-$\delta^{18}O_{(H2O)}$ equation ($\delta^{18}O_{(H2O)} = (\delta^{18}O_{(PO4)} - 25.09) / 1.31$) for rhinocerotids enamel (Tütken et al., 2006). From the mean enamel $\delta^{18}O_{(PO4)}$ value of 21.2 ± 0.92 ‰ (n=5) a $\delta^{18}O_{(H2O)}$ of about of -2.97 ± 0.68 ‰ was calculated.

The mean paleolevation of the Himalaya was calculated using the Rayleigh distillation modeling (Rowley et al., 2001) adapted for late Oligocene climate and higher sea surface

293 temperature (Guitian and Stoll 2021; Zachos et al., 2001) and the difference between the of the
294 FIs and the $\delta^{18}O$ calculated from the fossilized teeth ($\Delta\delta^{18}O$). From the mean FIs $\delta^{18}O$ value of
295 6.93 ‰ ± 0.84 ‰ (n = 7) a Δh of 2771 +286/-403m is calculated (Fig. 3). The lowest δD value
296 (-74.24‰) comes from the sample JL-134-2 localized in the northernmost position of the
297 Jajarkot klippe, this could indicates that an isotope lapse rate already existed in this part of the
298 Himalayas back to the late Oligocene and that higher topography was located to the North.
299 However, the lowest $\delta^{18}O$ value (-9.06‰) comes from the sample JL106 located on the South
300 flank of the klippe. The hypothesis that the sample JL134-2 indicates the existence of an
301 isotopic lapse rate towards the North is therefore very speculative and more data from the
302 northern flank of the klippe are needed to test it.

303 As discussed by Melis et al., (2023), stable isotope paleoaltimetry based on FIs in quartz
304 imply to estimate the location of the quartz veins when they formed. When the GHC of the
305 Jajarkot klippe was extruded by the motion of the MCT, synchronously with the STD between
306 27-21 Ma (Soucy-Laroche et al., 2018, 2019), this unit moved southward relative to the India-
307 Asia suture zone. The dip-slip displacement along the South Tibetan detachment is constrained
308 to 160–185 km in western Nepal (e.g. Kellet et al., 2018 ; Soucy-Laroche et al., 2018) since
309 onset of the STD around 25-30Ma (e.g. Kellett et al., 2018; Leloup et al., 2015). As discussed
310 previously the quartz veins from the Jajarkot klippe formed ~25 Myr ago. Thus, the southward
311 motion controlled by the MCT and STD motion must be near the total estimated slip along
312 these faults. The total 160–185 km displacement along the STD is therefore an upper limit for
313 the location of the studied quartz veins and of the associated topography.

314 **IMPLICATIONS**

315 A moderate topography (~2.8 km) was thus already formed ~25 Myr ago ~50km south
316 to the India-Asia suture zone which was itself at similar elevation (~2.3 km) at that time (Ding
317 et al., 2017). These results raise two hypothesis: 1) At 25 Ma, mean elevation of the Himalaya

was ~50% lower than modern or 2) The high topography was already formed 25 Myr ago but the highest parts of the range were located further North (Figure 4) as could suggest the lowest δD values (JL134-2) from the north flank of the Jajarkot klippe. Second hypothesis is highly speculative but cannot but be totally discounted.

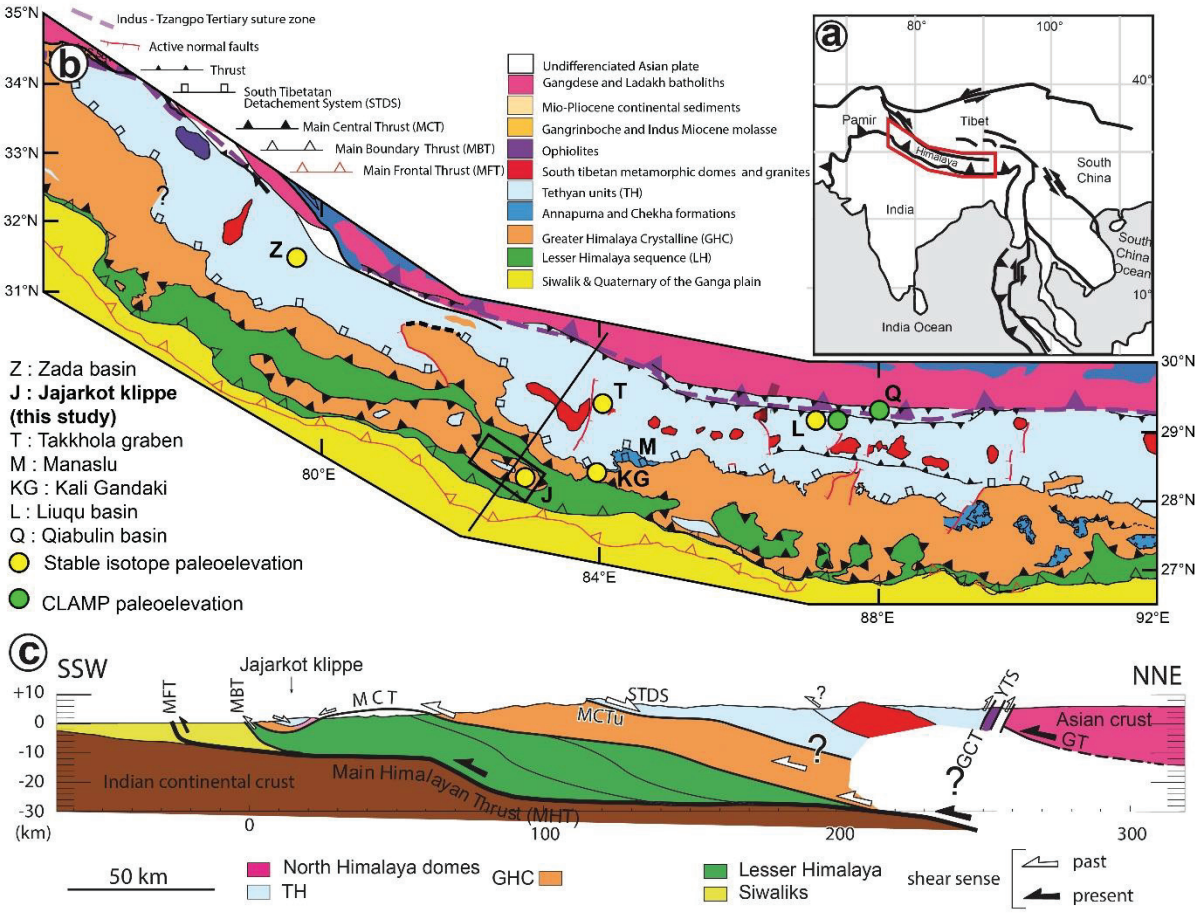
Following the first hypothesis, the mean elevation of the Himalaya rised from ~2.8 km to ≥ 5 km between ~25 and ~16 Ma according to middle Miocene paleoelevation estimates (Garzionne et al., 2000a ; Gébelin et al., 2013 ; Melis et al., 2023 ; Saylor et al., 2009). This in good agreement with the topography dynamic model that predict an increase in topography at ~20 Ma associated with the rupture of the Indian lithospheric slab (Decelles et al., 2011; Webb et al., 2017).

Our paleoelevation estimates raises another question: Did a moderate topographic front with a mean elevation of ~2.8 km was high enough to produce an orographic effect that causes isotopically (^{18}O and D) depleted precipitation over the Tibetan Plateau region? Modern interactions between precipitation patterns and Himalaya topography indicate that a rainfall peak up to 6m/yr is reached at mean elevation of ~4km and relief > 4km while north to the Himalayan crest, the annual pluviosity over the Tibetan Plateau is only < 0,5 km/yr (Burbanck et al., 2012). It is also shown that for himalayan transect characterized by two-step topography, a topographic front with a mean elevation of only 1.5km and relief of ~2km generates a rainfall peak of 4m/yr (Burbanck et al., 2012) and even higher than 6m/yr for the Shillong plateau (~1.6km high) in Bhutan (Grujic et al., 2006). The Pliocene uplift of the Shilong plateau generated a strong orographic barrier that caused isotopically (^{18}O and D) depleted precipitation over the Siwaliks, north to the plateau (Grujic et al., 2018). The associated amount effect was estimated at ~2.5‰ in $\delta^{18}O$ (Grujic et al., 2018).

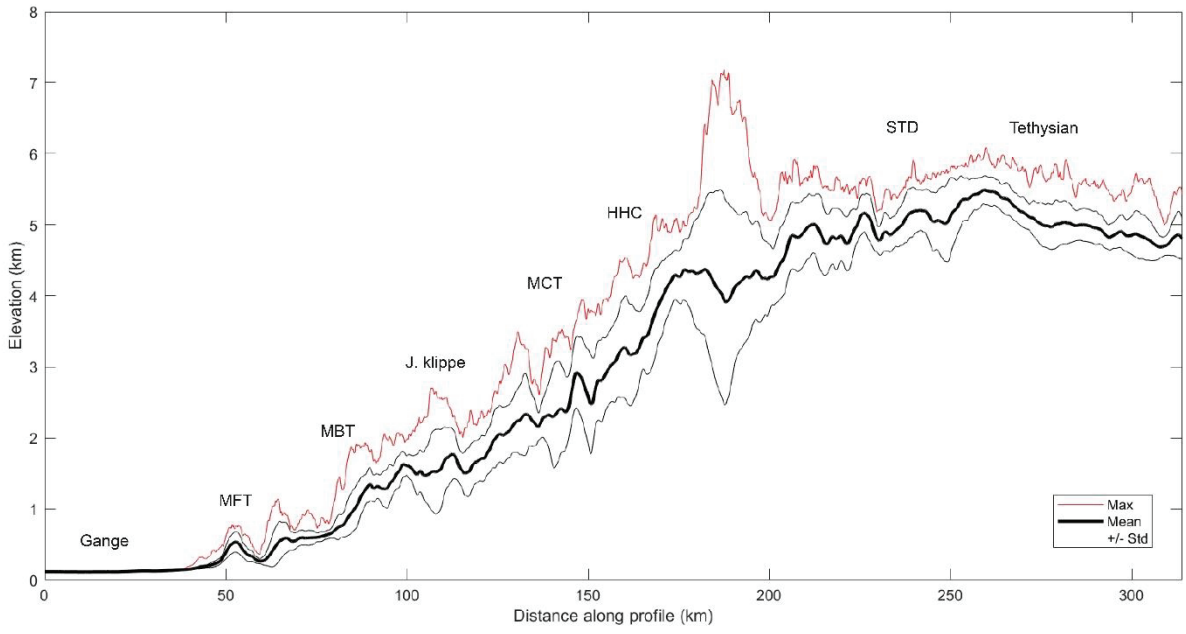
The existence of a topographic front with a mean elevation of ~2.8km 25 Myr ago may therefore challenges the current interpretations of the stable isotope record from the Tibetan

Plateau. The low $\delta^{18}O$ of meteoric water calculated from pedogenic carbonates are usually attributed to the altitude effect of the Tibetan Plateau (e.g. Rowley et al., 2001) an led to the interpretation that the plateau is high since at least 35 Ma (Cyr et al., 2005; DeCelles et al., 2007; Quade et al., 2011; Rowley and Currie, 2006; Wei et al., 2016; Xu et al., 2013). However meteoric water stable isotope based paleoelevation reconstruction from the plateau interior may be biased by rainout that occurred along the Himalayan flanks. Stable isotope records on the Tibetan Plateau indeed register the combined effects of local evaporation and Himalayan orographic effect (Tian et al., 2001), resulting in paleometeoric water compositions that do not necessarily correlate with plateau elevation (Botsyun et al., 2016, 2019). Underestimations of the amount effect associated to an early Himalaya topography could lead to large overestimates of the Tibetan Plateau elevation that would have major consequences on Asian paleoclimate reconstitutions (Botsyun et al., 2016) and the interpretations of the tectonic evolution of the Himalaya-Tibet orogen (e.g. Shen et al., 2001).

365 **FIGURE 1**



366



367

368 **Figure 1.** Geological map of the Himalayas and of the different klippen (from Leloup et al., 2015).

369 SWATH profile across the Himalaya and the Jajarkot klippe.

370

TABLE 1

Sample	δ^{18}Owater(‰)	δDwater (‰)	Mineralogy	Generation	Strike ; Dip	Sense of shear	Host rock	Unit	Flank	Elevation (m)	Latitude	Longitude
JL32	-6.68	-56.50	Q + Ms	Syn-kinematic	?	Top-to-the-SW	Grt-rich Micaschiste	MCT shear zone	South	1414	28.36352759	82.65665780
JL106	-9.01	-62.16	Q + Ms	Syn-kinematic	Fo 124 ; 45 NE	Top-to-the-SW	Ms-rich schist	MCT shear zone	South	1670	28.49887974	82.31962047
JL107	-6.33	-62.21	Q	Syn-kinematic	Fo : 95 ; 29 NE	Top-to-the-SW	Marble	MCT shear zone	South	1670	28.49887974	82.31962047
JL134-2	-7.38	-74.24	Q	Syn-kinematic	Fo : 115 ; 54 SW	Top-to-the-SW	Ms + Bt-rich schist	MCT shear zone	North	1903	28.54807992	82.67263547
JL86a	-3.85	-57.04	Q + Bt	Post-kinematic	?	/	Calcschiste	GHC	South	1184	28.32387381	82.77226218
JL86b	-5.70	-57.52	Q + Ms	Syn-kinematic	?	Top-to-the-SW	Calcschiste	GHC	South	1184	28.32387381	82.77226218
JL51b	-3.69	-43.11	Q + Bt + Tur	Syn-folding	Plane : 115 ; 72 NE	Top-to-the-S folding	Marble	TH	South	1677	28.39347647	82.80667744
JL180	-7.34	-60.47	Q	Syn-kinematic	Fo : 105 ; 60 NE	Top-to-the-SW	Schist and red marble	TH	South	1623	28.52774433	82.34830183
JL181	-6.09	-69.40	Q	Syn-kinematic	Fo : 91 ; 25 NE	Top-to-the-SW	Ms-rich marble	TH	South	1582	28.51259354	82.32628282

371

372

373

374

375

376

377

378

379

FIGURE 2

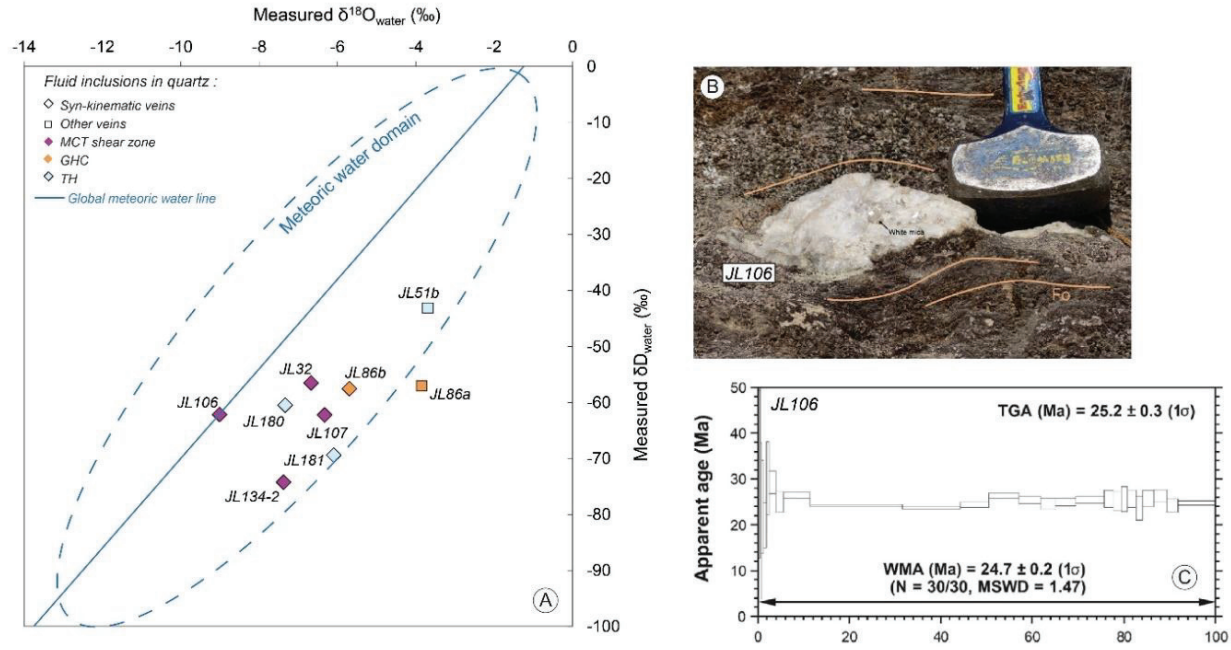


Figure 2. A : Plot of $\delta^{18}O$ vs δD of water fluid inclusions extracted from the quartz of synkinematic veins, sample JL106 plot perfectly on the GMWL. B : Pictures of synkinematic quartz vein JL106 boudinaged in micaschiste, the quartz is associated with mm-size white mica. C : Ar-Ar dating of white mica in JL106.

FIGURE 3

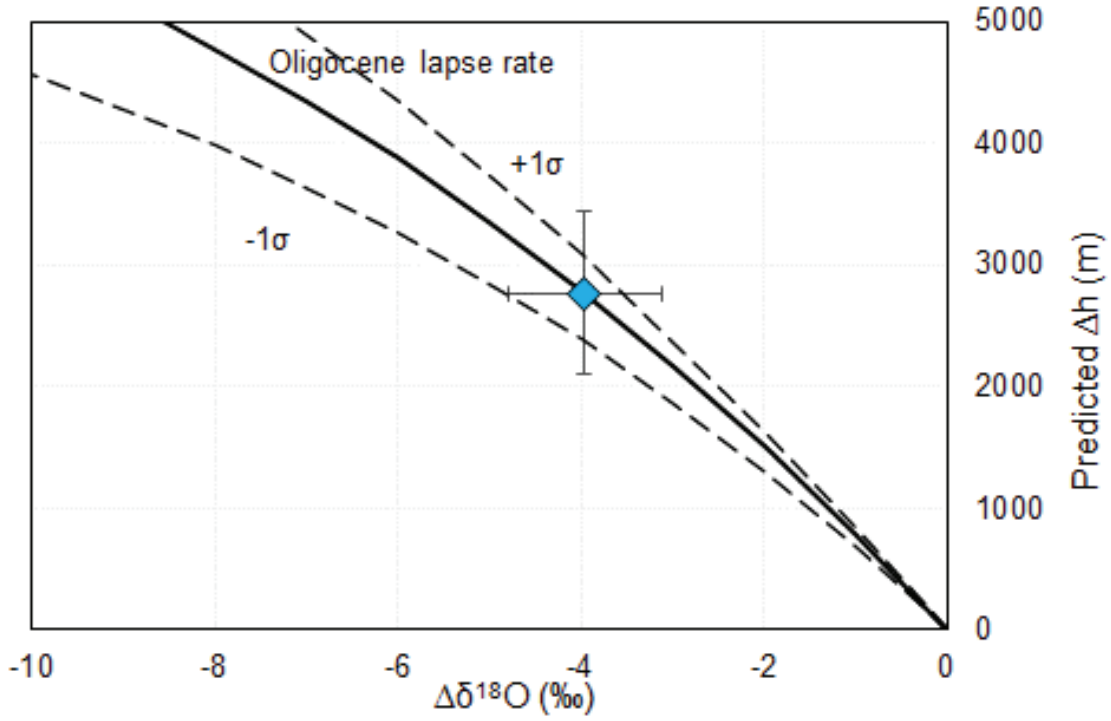


Figure 3. Plot of $\Delta\delta^{18}O$ from meteoric water fluid inclusions versus calculated Δh (Rowley et al., 2001, 2007) using a low elevation reference δ18O(w) = -2.97 ‰ (Martin et al., 2011).

FIGURE 4

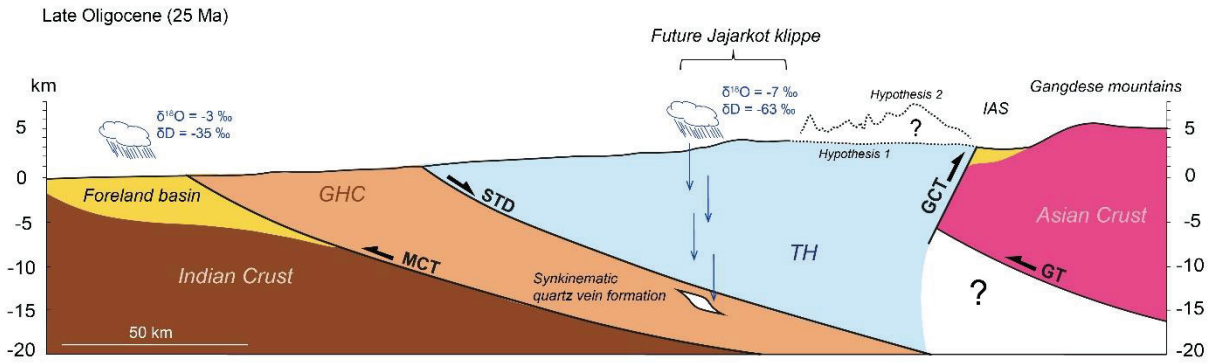


Figure 4. Simplified sketch representing the Himalaya and its topography 25 Myr ago. Dahsed line represent the hypothetic topography north to the future Jajarkot klippe. Two scenari are represented : 1) Elevation of the Himalaya 25 Myr ago was 50% of modern, 2) High topography similar to modern was located further north. The meteoric water pathway to its entrapment as fluid inclusions into synkinematic quartz veins is also shown. Depth formation of quartz veins is estimated based on P-T conditions estimates from microthermometry measurements on FIs of quartz (Bouillier et al., 1991; Pêcher, 1978; Sauniac and Touret 1983) and thermobarometry (Soucy-Laroche et al., 2019). Precipitation affected by Himalayan orographic rain shadow are isotopically D (and ^{18}O) depleted precipitation in comparison to near-sea-level precipitation in the Siwalik molasse basin. GHC : Greater Himalaya Crystalline ; TH : Tethysian ; IAS : India-Asia suture zone ; MCT : Main Central Thrust ; STD : South Tibetan Detachment ; GCT : Greater Counter Thrust ; GT : Gangdese Thrust

Extended methodology

Quartz separates with grain diameters of 500µm to 2 mm were obtained by handpicking from crushed vein samples, washed with 3 times diluted nitric acid then dried 48 hours in an oven. Fluids were extracted from quartz grains in a vacuum line following the method described by Gardien et al. (in press). 10 to 15g of quartz grains per sample were selected for extraction. Adsorbed water was removed by heating to 80 °C in the vacuum line for 15 minutes. Fluid inclusions were decrepited at 600°C and condensables were trapped cryogenically. About 2 to 15 µL of fluids per sample were directly collected with a syringe. All stable isotope measurements were made at the Analytical Sciences Institute in Villeurbanne using an « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectrometer » (OA-ICOS) IWA-45EP (Los Gatos Research, Mountain View, California). $\delta D_{(w)}$ and $\delta^{18}O_{(w)}$ values are reported to the « 4C » standard water sample from Los Gatos Research ($\delta^{18}O_{(w)}$ (‰) -7.94, $\delta D_{(w)}$ (‰) -51.6) and « 3C » ($\delta^{18}O_{(w)}$ (‰) -13.39, $\delta D_{(w)}$ (‰) -97.3) which are previously calibrated with VSMOW2 international standard water from IAEA ($\delta^{18}O_{(w)}$ (‰) 0, $\delta D_{(w)}$ (‰) 0). All of our sample measurements were bracketed by standard measurements every 5 analysis on average.

For step-heating 40Ar/39Ar dating,medium-sized (2 mm) white mica mono-grains were selected by hand-picking from the JL-106 syn-kinematic quartz veins grinding. After very careful inspection under a binocular microscope to remove any adhering phase/contaminant, these were cleaned through three successive ultrasonic baths (acetone, ethanol, and pure water), each one followed by drying in a 50°C stove, before final optical inspection and weighing. Mono-grains used for the step-heating approach were individually wrapped in Al foils and stacked in a dedicated, 5 mm OD diameter, Al can with monitor packets (each loaded with two Fish Canyon sanidine grains) interspersed every four samples. Simultaneous irradiation of both cans lasted for 5 hr in the Cd-lined CLICIT port of the OSU reactor facility (Corvalis, USA).

Step-heating analyses were conducted on mono-grains muscovite with a continuouswave 25WSynrad® CO2 laser (Scaillet et al., 2013) defocused to twice as much as the size of the sample lying on a stainless steel holder underneath a differentially pumped ZnS viewport, each step consisting in 30 s exposure to the beam (at sequentially higher laser-power steps until complete melting). The extracted gas was purified for 6 min using a cold trap held at −127°C, two air-cooled GP50 SAES® getters at 250°C, and two hot Ta filaments held at 1,500°C, before admission into one of the three static noble gas Helix-SFT Thermo Scientific® mass-spectrometers operated at ISTO with a mass resolution in excess of 750. Ar and Cl isotopes were sequentially measured in 20 cycles with an electron multiplier (35Cl, 36Ar ± 1H35Cl, 37Ar ± 37Cl, 38Ar ± 1H37Cl, 39Ar, 40Ar isotopes) and a Faraday cup (40Ar only) by peak-switching. Gas handling and mass-spectrometer operations are fully automated using in-house, stand-alone LabView-based software interfacing gas extraction and data collection. Procedural blanks were analyzed every sample gas admission (in situ experiments) or every third heating step (step-heating experiments) in the same conditions as the sample analysis. Typical values were 0.1–0.05 fA and ~0.001 fA for m/e = 40 and m/e = 39, 38, 37, 36, respectively. Data regression and age calculations/corrections were made following Scaillet (2000). Regressed 40Ar/39Ar isotopic data are tabulated either as 40Ar/39Ar step-heating analyses and in situ 40Ar/39Ar analyses in the supporting information. Individual age errors include propagation of all instrumental and procedural uncertainties. Total sample (bulk) ages are reported as integrated (inverse-variance weighted mean) and total-gas (individually summing the Ar isotopes of all steps) ages quoted at ±1σ.

Références

Allegre, C. o, Courtillot, V., Tapponnier, P., Hirn, A., Mattauer, M., Coulon, C., Jaeger, J., Achache, J., Schärer, U., Marcoux, J., 1984. Structure and evolution of the Himalaya–Tibet orogenic belt. Nature 307, 17–22.

Alsdorf, D., Makovsky, Y., Zhao, W., Brown, L., Nelson, K., Klemperer, S., Hauck, M., Ross, A., Cogan, M., Clark, M., 1998. INDEPTH (International Deep Profiling of Tibet and the Himalaya) multichannel seismic reflection data: Description and availability. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 103, 26993–26999.

Arita, K., 1983. Origin of the inverted metamorphism of the Lower Himalayas, central Nepal. Tectonophysics 95, 43–60.

Aubray, A., 2017. Structure et métamorphisme de la klippe de Jaljala (Népal Central), implications sur les modèles de formation de l'Himalaya (These de doctorat). Lyon.

Avouac, J.-P., 2003. Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. Advances in geophysics 46, 1–80.

Baker, D.M., Lillie, R.J., Yeats, R.S., Johnson, G.D., Yousuf, M., Zamin, A.S.H., 1988. Development of the Himalayan frontal thrust zone: Salt Range, Pakistan. Geology 16, 3–7.

Barker, A., Bennett, D., Boyce, A., Fallick, A., 2000. Retrogression by deep infiltration of meteoric fluids into thrust zones during late-orogenic rapid unroofing. Journal of Metamorphic Geology 18, 307–318.

Baud, A., Gaetani, M., Garzanti, E., Fois, E., Nicora, W., Tintori, A., 1984. Geological observation in southeastern Zanskar and adjacent Lahul area (northern Himalaya). Eclogae Geologicae Helvetiae 77, 177–197.

Beaudoin, A., Scaillet, S., Mora, N., Jolivet, L., Augier, R., 2020. In Situ and Step-Heating 40Ar/39Ar Dating of White Mica in Low-Temperature Shear Zones (Tenda Massif, Alpine Corsica, France). Tectonics 39, e2020TC006246.

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. Nature 414, 738–742.

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Medvedev, S., 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 109.

Bollinger, L., Henry, P., Avouac, J.-P., 2006. Mountain building in the Nepal Himalaya: Thermal and kinematic model. Earth and Planetary Science Letters 244, 58–71.

Boullier, A.-M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J., Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 358–372.

Brookfield, M., 1993. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous times. Sedimentary Geology 84, 1–35.

Brunel, M., 1983. Étude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du nord-ouest).

Burchfiel, B., Royden, L.H., 1985. North-south extension within the convergent Himalayan region. Geology 13, 679–682.

Burchfiel, B.C., Zhiliang, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D., Jiene, X., 1992. The South Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt.

Burg, J., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G., Liu, G., 1984a. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). Journal of Structural Geology 6, 535–542.

Burg, J., Guiraud, M., Chen, G., Li, G., 1984b. Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China). Earth and Planetary Science Letters 69, 391–400.

Carosi, R., Montomoli, C., Rubatto, D., Visonà, D., 2010. Late Oligocene high-temperature shear zones in the core of the Higher Himalayan Crystallines (Lower Dolpo, western Nepal). Tectonics 29.

Catlos, E.J., Lovera, O.M., Kelly, E.D., Ashley, K.T., Harrison, T.M., Etzel, T., 2018. Modeling high-resolution pressure-temperature paths across the Himalayan Main Central Thrust (Central Nepal): Implications for the dynamics of collision. Tectonics 37, 2363–2388.

Cattin, R., Martelet, G., Henry, P., Avouac, J., Diament, M., Shakya, T., 2001. Gravity anomalies, crustal structure and thermo-mechanical support of the Himalaya of Central Nepal. Geophysical Journal International 147, 381–392.

Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geological Society of America Bulletin 89, 1189–1198.

Chen, W.-P., Yang, Z., 2004. Earthquakes beneath the Himalayas and Tibet: Evidence for strong lithospheric mantle. Science 304, 1949–1952.

Clift, P.D., Webb, A.A.G., 2019. A history of the Asian monsoon and its interactions with solid Earth tectonics in Cenozoic South Asia. Geological Society, London, Special Publications 483, 631–652.

Cooper, F.J., Adams, B., Edwards, C.S., Hodges, K.V., 2012. Large normal-sense displacement on the South Tibetan fault system in the eastern Himalaya. Geology 40, 971–974.

Cottle, J., Waters, D., Riley, D., Beyssac, O., Jessup, M., 2011. Metamorphic history of the South Tibetan Detachment System, Mt. Everest region, revealed by RSCM thermometry and phase equilibria modelling. Journal of Metamorphic Geology 29, 561–582.

Cottle, J.M., Jessup, M.J., Newell, D.L., Searle, M.P., Law, R.D., Horstwood, M.S.A., 2007. Structural insights into the early stages of exhumation along an orogen-scale detachment: The South Tibetan Detachment System, Dzakaa Chu section, Eastern Himalaya. Journal of Structural Geology 29, 1781–1797. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.08.007

Cottle, J.M., Searle, M.P., Horstwood, M.S., Waters, D.J., 2009. Timing of midcrustal metamorphism, melting, and deformation in the Mount Everest region of southern Tibet revealed by U (-Th)-Pb geochronology. The Journal of Geology 117, 643–664.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

Craw, D., 1990. Fluid evolution during uplift of the Annapurna Himal, central Nepal. Lithos 24, 137–150.

Crouzet, C., Dunkl, I., Paudel, L., Arkai, P., Rainer, T., Balogh, K., Appel, E., 2007. Temperature and age constraints on the metamorphism of the Tethyan Himalaya in Central Nepal: A multidisciplinary approach. Journal of Asian Earth Sciences 30, 113–130.

Cyr, A.J., Currie, B.S., Rowley, D.B., 2005. Geochemical evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, north-central Tibet: Implications for the paleoaltimetry of the Eocene Tibetan Plateau. The Journal of Geology 113, 517–533.

Dahlen, F., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 18, 55.

Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 88, 1153–1172.

De Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I.M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M., Mascle, G., 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Morari eclogites. Geology 28, 487–490.

De Sigoyer, J., Guillot, S., Dick, P., 2004. Exhumation of the ultrahigh-pressure Tso Morari unit in eastern Ladakh (NW Himalaya): A case study. Tectonics 23.

De Sigoyer, J., Guillot, S., Lardeaux, J.-M., Mascle, G., 1997. Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). European Journal of Mineralogy 1073–1084.

DeCelles, P., Gehrels, G., Najman, Y., Martin, A., Carter, A., Garzanti, E., 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous–Early Miocene strata of Nepal:

implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis. Earth and Planetary Science Letters 227, 313–330.

DeCelles, P., Kapp, P., Gehrels, G., Ding, L., 2014. Paleocene-Eocene foreland basin evolution in the Himalaya of southern Tibet and Nepal: Implications for the age of initial India-Asia collision. Tectonics 33, 824–849.

DeCelles, P., Kapp, P., Quade, J., Gehrels, G., 2011. Oligocene–Miocene Kailas basin, southwestern Tibet: Record of postcollisional upper-plate extension in the Indus-Yarlung suture zone. Bulletin 123, 1337–1362.

DeCelles, P.G., Castañeda, I.S., Carrapa, B., Liu, J., Quade, J., Leary, R., Zhang, L., 2018. Oligocene-Miocene great lakes in the India-Asia collision zone. Basin Research 30, 228–247.

DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., LaReau, B., Spurlin, M., 2000. Tectonic Implications of U-Pb Zircon Ages of the Himalayan Orogenic Belt in Nepal. Science 288, 497–499. https://doi.org/10.1126/science.288.5465.497

DeCelles, P.G., Quade, J., Kapp, P., Fan, M., Dettman, D.L., Ding, L., 2007. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. Earth and Planetary Science Letters 253, 389–401.

Deng, T., Ding, L., 2015. Paleoaltimetry reconstructions of the Tibetan Plateau: progress and contradictions. National Science Review 2, 417–437.

Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., Le Fort, P., Peucat, J.-J., 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. Contr. Mineral. and Petrol. 96, 78–92. https://doi.org/10.1007/BF00375529

Derry, L., Evans, M., Darling, R., France-Lanord, C., 2009. Hydrothermal heat flow near the Main Central thrust, central Nepal Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 286, 101–109.

Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. Journal of geophysical Research 75, 2625–2647.

Ding, L., Spicer, R., Yang, J., Xu, Q., Cai, F., Li, S., Lai, Q., Wang, H., Spicer, T., Yue, Y., 2017. Quantifying the rise of the Himalaya orogen and implications for the South Asian monsoon. Geology 45, 215–218.

Ding, L., Xu, Q., Yue, Y., Wang, H., Cai, F., Li, S., 2014. The andean-type gangdese mountains: paleoelevation record from the paleocene–eocene linzhou basin. Earth and Planetary Science Letters 392, 250–264.

Elliott, D., 1976. A Discussion on natural strain and geological structure-The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 283, 289–312.

Evans, M.J., Derry, L.A., France-Lanord, C., 2008. Degassing of metamorphic carbon dioxide from the Nepal Himalaya. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9.

France-Lanord, C., Sheppard, S.M., Le Fort, P., 1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 513–526.

Gaetani, M., Garzanti, E., 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). AAPG bulletin 75, 1427–1446.

Gansser, A., 1964. Geology of the Himalayas.

Garzanti, E., 1999. Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. Journal of Asian Earth Sciences 17, 805–827.

Garzanti, E., Baud, A., Mascle, G., 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). Geodinamica Acta 1, 297–312.

Garzanti, E., Nicora, A., Tintori, A., Sciunnach, D., Angiolini, L., 1994. Late Paleozoic stratigraphy and petrography of the Thini Chu Group (Manang, Central Nepal): sedimentary record of Gondwana glaciation and rifting of Neotethys. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 100.

Garzione, C.N., Dettman, D.L., Quade, J., DeCelles, P.G., Butler, R.F., 2000a. High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. Geology 28, 339–342.

Garzione, C.N., Quade, J., DeCelles, P.G., English, N.B., 2000b. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from δ18O vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 183, 215–229.

Gébelin, A., Jessup, M.J., Teyssier, C., Cosca, M.A., Law, R.D., Brunel, M., Mulch, A., 2017. Infiltration of meteoric water in the South Tibetan Detachment (Mount Everest, Himalaya): when and why? Tectonics 36, 690–713.

Gébelin, A., Mulch, A., Teyssier, C., Jessup, M.J., Law, R.D., Brunel, M., 2013. The miocene elevation of Mount Everest. Geology 41, 799–802.

Giletti, B.J., Yund, R.A., 1984. Oxygen diffusion in quartz. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 89, 4039–4046.

Godin, L., 2003. Structural evolution of the Tethyan sedimentary sequence in the Annapurna area, central Nepal Himalaya. Journal of Asian Earth Sciences 22, 307–328.

Godin, L., Parrish, R.R., Brown, R.L., Hodges, K.V., 2001. Crustal thickening leading to exhumation of the Himalayan metamorphic core of central Nepal: Insight from U-Pb geochronology and 40Ar/39Ar thermochronology. Tectonics 20, 729–747.

Goscombe, B., Hand, M., 2000. Contrasting P–T paths in the Eastern Himalaya, Nepal: inverted isograds in a paired metamorphic mountain belt. Journal of Petrology 41, 1673–1719.

Grabczak, J., Kotarba, M., 1985. Isotopic composition of the thermal waters in the central part of the Nepal Himalayas. Geothermics 14, 567–575.

Grasemann, B., Fritz, H., Vannay, J.-C., 1999. Quantitative kinematic flow analysis from the Main Central Thrust Zone (NW-Himalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. Journal of Structural Geology 21, 837–853.

Grujic, D., Casey, M., Davidson, C., Hollister, L.S., Kündig, R., Pavlis, T., Schmid, S., 1996. Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. Tectonophysics 260, 21–43.

Grujic, D., Coutand, I., Bookhagen, B., Bonnet, S., Blythe, A., Duncan, C., 2006. Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas. Geology 34, 801–804.

Guillot, S., Allemand, P., 2002. Two-dimensional thermal modelling of the early tectonometamorphic evolution in central Himalaya. Journal of Geodynamics 34, 77–98.

Guillot, S., Cosca, M., Allemand, P., Le Fort, P., 1999. Contrasting metamorphic and geochronologic evolution along the Himalayan belt, in: Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops. Geological Society of America, pp. 117–128. https://doi.org/10.1130/0-8137-2328-0.117

Guillot, S., Hodges, K., Fort, P.L., Pêcher, A., 1994. New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: Evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalayas. Geology 22, 559–562.

Guillot, S., Mahéo, G., De Sigoyer, J., Hattori, K., Pecher, A., 2008. Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high-to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. Tectonophysics 451, 225–241.

Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of 40Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta 73, 1039–1051.

Hauck, M., Nelson, K., Brown, L., Zhao, W., Ross, A., 1998. Crustal structure of the Himalayan orogen at∼ 90 east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles. Tectonics 17, 481–500.

Hébert, R., Bezard, R., Guilmette, C., Dostal, J., Wang, C., Liu, Z., 2012. The Indus–Yarlung Zangbo ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa syntaxes, southern Tibet: First synthesis of petrology, geochemistry, and geochronology with incidences on geodynamic reconstructions of Neo-Tethys. Gondwana Research 22, 377–397.

Heim, A., Gansser, A., 1939. Geological observation of the Swiss expedition 1936 284.

Hodges, K., Parrish, R., Housh, T., Lux, D., Burchfiel, B., Royden, L., Chen, Z., 1992. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. Science 258, 1466–1470.

Hodges, K., Parrish, R., Searle, M., 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna range, Nepalese Himalayas. Tectonics 15, 1264–1291.

Hodges, K.V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. Geological Society of America Bulletin 112, 324–350.

Hodges, K.V., Parrish, R.R., Searle, M.P., 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. Tectonics 15, 1264–1291. https://doi.org/10.1029/96TC01791

Hurtado Jr, J.M., Hodges, K.V., Whipple, K.X., 2001. Neotectonics of the Thakkhola graben and implications for recent activity on the South Tibetan fault system in the central Nepal Himalaya. Geological Society of America Bulletin 113, 222–240.

Husson, L., Bernet, M., Guillot, S., Huyghe, P., Mugnier, J.-L., Replumaz, A., Robert, X., Van der Beek, P., 2014. Dynamic ups and downs of the Himalaya. Geology 42, 839–842. https://doi.org/10.1130/G36049.1

Huyghe, P., Galy, A., Mugnier, J.-L., France-Lanord, C., 2001. Propagation of the thrust system and erosion in the Lesser Himalaya: Geochemical and sedimentological evidence. Geology 29, 1007–1010.

Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M., Grujic, D., 2006. Provenance of the Greater Himalayan Sequence and associated rocks: predictions of channel flow models. Geological Society, London, Special Publications 268, 165–182.

Jessup, M.J., Newell, D.L., Cottle, J.M., Berger, A.L., Spotila, J.A., 2008. Orogen-parallel extension and exhumation enhanced by denudation in the trans-Himalayan Arun River gorge, Ama Drime Massif, Tibet-Nepal. Geology 36, 587–590.

Kapp, P., DeCelles, P.G., 2019. Mesozoic–Cenozoic geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen and working tectonic hypotheses. American Journal of Science 319, 159–254.

Kellett, D.A., Grujic, D., Erdmann, S., 2009. Miocene structural reorganization of the South Tibetan detachment, eastern Himalaya: Implications for continental collision. Lithosphere 1, 259–281.

Kellett, D., Grujic, D., Warren, C., Cottle, J., Jamieson, R., Tenzin, T., 2010. Metamorphic history of a syn-convergent orogen-parallel detachment: The South Tibetan detachment system, Bhutan Himalaya. Journal of Metamorphic Geology 28, 785–808.

Kellett, D.A., Grujic, D., 2012. New insight into the South Tibetan detachment system: Not a single progressive deformation. Tectonics 31.

Kellett, D.A., Cottle, J.M., Larson, K.P., 2018. The South Tibetan Detachment System: history, advances, definition and future directions. SP 483, 377–400. https://doi.org/10.1144/SP483.2

Kohn, M., Wieland, M., Parkinson, C., Upreti, B., 2005. Five generations of monazite in Langtang gneisses: implications for chronology of the Himalayan metamorphic core. Journal of metamorphic Geology 23, 399–406.

Kohn, M.J., 2014. Himalayan Metamorphism and Its Tectonic Implications. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 42, 381–419. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-055005

Kohn, M.J., Wieland, M.S., Parkinson, C.D., Upreti, B.N., 2004. Miocene faulting at plate tectonic velocity in the Himalaya of central Nepal. Earth and Planetary Science Letters 228, 299–310.

Larson, K.P., Godin, L., Davis, W.J., Davis, D.W., 2010. Out-of-sequence deformation and expansion of the Himalayan orogenic wedge: Insight from the Changgo culmination, south central Tibet. Tectonics 29.

Lavé, J., Avouac, J.-P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105, 5735–5770.

Law, R., Jessup, M., Searle, M., Francsis, M., Waters, D., Cottle, J., 2011. Telescoping of isotherms beneath the South Tibetan detachment system, Mount Everest Massif. Journal of Structural Geology 33, 1569–1594.

Le Fort, P., 1996. Evolution of the Himalaya. The Tectonic Evolutioin of Asia 666.

Le Fort, P., 1986. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. Geological Society, London, Special Publications 19, 159–172.

Le Fort, P., 1975. Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc. Amer. J. Sci. 275, 1–44.

Le Fort, P., 1973. Les leucogranites a tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Nepal central). Bulletin de la Société Géologique de France S7-XV, 555–561. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.555

Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. Tectonophysics, Deep Seated Processes in Collision Zones 134, 39–57. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90248-4

Leary, R.J., Quade, J., DeCelles, P.G., Reynolds, A., 2017. Evidence from paleosols for low to moderate elevation of the India-Asia suture zone during mid-Cenozoic time. Geology 45, 399–402.

Lee, J., Hacker, B., Wang, Y., 2004. Evolution of North Himalayan gneiss domes: structural and metamorphic studies in Mabja Dome, southern Tibet. Journal of Structural Geology 26, 2297–2316.

Lee, J., Hacker, B.R., Dinklage, W.S., Wang, Y., Gans, P., Calvert, A., Wan, J., Chen, W., Blythe, A.E., McClelland, W., 2000. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. Tectonics 19, 872–895.

Lee, J., McClelland, W., Wang, Y., Blythe, A., McWilliams, M., 2006. Oligocene-Miocene middle crustal flow in southern Tibet: Geochronology of Mabja Dome. Geological Society, London, Special Publications 268, 445–469.

Leger, R.M., Webb, A.A.G., Henry, D.J., Craig, J.A., Dubey, P., 2013. Metamorphic field gradients across the Himachal Himalaya, northwest India: Implications for the emplacement of the Himalayan crystalline core. Tectonics 32, 540–557.

Leier, A.L., DeCelles, P.G., Kapp, P., Gehrels, G.E., 2007b. Lower Cretaceous strata in the Lhasa Terrane, Tibet, with implications for understanding the early tectonic history of the Tibetan Plateau. Journal of Sedimentary Research 77, 809–825.

Leier, A.L., Kapp, P., Gehrels, G.E., DeCelles, P.G., 2007a. Detrital zircon geochronology of Carboniferous–Cretaceous strata in the Lhasa terrane, Southern Tibet. Basin Research 19, 361–378.

Leloup, P., Mahéo, G., Arnaud, N., Kali, E., Boutonnet, E., Liu, D., Xiaohan, L., Haibing, L., 2010. The South Tibet detachment shear zone in the Dinggye area: Time constraints on extrusion models of the Himalayas. Earth and Planetary Science Letters 292, 1–16.

Leloup, P.H., Liu, Xiaobing, Mahéo, G., Paquette, J.-L., Arnaud, N., Aubray, A., Liu, Xiaohan, 2015. New constraints on the timing of partial melting and deformation along the Nyalam section (central Himalaya): implications for extrusion models. Geological Society, London, Special Publications 412, 131–175. https://doi.org/10.1144/SP412.11

Lemonnier, C., Marquis, G., Perrier, F., Avouac, J., Chitrakar, G., Kafle, B., Sapkota, S., Gautam, U., Tiwari, D., Bano, M., 1999. Electrical structure of the Himalaya of central Nepal: High conductivity around the mid-crustal ramp along the MHT. Geophysical Research Letters 26, 3261–3264.

Liu, G., Einsele, G., 1994. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas. Geologische Rundschau 83, 32–61.

Lombard, A., 1958. Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal (Massif du Mont Everest). Fretz.

Long, S., McQuarrie, N., Tobgay, T., Rose, C., Gehrels, G., Grujic, D., 2011. Tectonostratigraphy of the Lesser Himalaya of Bhutan: Implications for the along-strike stratigraphic continuity of the northern Indian margin. Bulletin 123, 1406–1426.

Lyon-Caen, H., Molnar, P., 1985. Gravity anomalies, flexure of the Indian Plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin. Tectonics 4, 513–538. https://doi.org/10.1029/TC004i006p00513

Makovsky, Y., Klemperer, S.L., Huang, L., Lu, D., Project INDEPTH Team, 1996. Structural elements of the southern Tethyan Himalaya crust from wide-angle seismic data. Tectonics 15, 997–1005.

Martin, C., Bentaleb, I., Antoine, P.-O., 2011. Pakistan mammal tooth stable isotopes show paleoclimatic and paleoenvironmental changes since the early Oligocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 311, 19–29.

Mascle, G., Hérail, G., 1982. Les Siwaliks: le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale himalayenne. Géol. alp. (Grenoble) 58, 95–103.

Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. Geological Society, London, Special Publications 19, 37–50.

McDermott, J.A., Whipple, K.X., Hodges, K.V., van Soest, M.C., 2013. Evidence for Plio-Pleistocene north-south extension at the southern margin of the Tibetan Plateau, Nyalam region. Tectonics 32, 317–333.

McQuarrie, N., Robinson, D., Long, S., Tobgay, T., Grujic, D., Gehrels, G., Ducea, M., 2008. Preliminary stratigraphic and structural architecture of Bhutan: Implications for the along strike architecture of the Himalayan system. Earth and Planetary Science Letters 272, 105–117.

Melis, R., Mahéo, G., Gardien, V., Jame, P., Bonjour, E., Bhandari, B., Pêcher, A., 2023. When rainfall trapped in fluid inclusion restores the relief of an orogen: Insights from the Cenozoic Himalayas. Earth and Planetary Science Letters 613, 118185. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118185

Meigs, A.J., Burbank, D.W., Beck, R.A., 1995. Middle-late Miocene (> 10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya. Geology 23, 423–426.

Menzies, C.D., Teagle, D.A., Craw, D., Cox, S.C., Boyce, A.J., Barrie, C.D., Roberts, S., 2014. Incursion of meteoric waters into the ductile regime in an active orogen. Earth and Planetary Science Letters 399, 1–13.

Middlemiss, C., 1890. Geology of the Sub-Himalayas.'. Mem. Geol. Surv. India, XXIV, Pt 2.

Mitra, G., Bhattacharyya, K., Mukul, M., 2010. The lesser Himalayan duplex in Sikkim: implications for variations in Himalayan shortening. Journal of the Geological Society of India 75, 289–301.

Montomoli, C., Iaccarino, S., Carosi, R., Langone, A., Visonà, D., 2013. Tectonometamorphic discontinuities within the Greater Himalayan Sequence in Western Nepal (Central

Himalaya): insights on the exhumation of crystalline rocks. Tectonophysics 608, 1349–1370.

O'Brien, P.J., 2001. Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples. Physics of the Earth and Planetary Interiors 127, 277–291.

Parrish, R.R., Hodges, V., 1996. Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. GSA Bulletin 108, 904–911. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0904:ICOTAA>2.3.CO;2

Patriat, P., Achache, J., 1984. India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. Nature 311, 615–621.

Pecher, A., 1989. The metamorphism in the Central Himalaya. Journal of Metamorphic Geology 7, 31–41. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00573.x

Pêcher, A., 1979. Les inclusions fluides des quartz d'exsudation de la zone du MCT himalayen au Népal central: données sur la phase fluide dans une grande zone de cisaillement crustal. Bulletin de Mineralogie 102, 537–554.

Pecher, A., 1978. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.) , transversale des Anapurnas et du Manaslu (Népal) (phdthesis). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Pognante, U., Benna, P., Le Fort, P., 1993. High-pressure metamorphism in the High Himalayan crystallines of the Stak valley, northeastern Nanga Parbat-Haramosh syntaxis, Pakistan Himalaya. Geological Society, London, Special Publications 74, 161–172.

Quade, J., Breecker, D.O., Daëron, M., Eiler, J., 2011. The paleoaltimetry of Tibet: An isotopic perspective. American Journal of Science 311, 77–115.

Rana, N., Bhattacharya, F., Basavaiah, N., Pant, R., Juyal, N., 2013. Soft sediment deformation structures and their implications for late quaternary seismicity on the south tibetan detachment system, central Himalaya (Uttarakhand), India. Tectonophysics 592, 165–174.

Ranjit, M., 1994. Geochemical studies of some thermal springs in Nepal. United Nations University.

Robinson, D., DeCelles, P., Garzione, C., Pearson, O., Harrison, T., Catlos, E., 2003. Kinematic model for the Main Central thrust in Nepal. Geology 31, 359–362.

Robinson, D.M., 2008. Forward modeling the kinematic sequence of the central Himalayan thrust belt, western NepalHimalayan thrust belt, western Nepal. Geosphere 4, 785–801.

Rowley, D.B., Currie, B.S., 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. Nature 439, 677–681.

Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth and planetary science letters 188, 253–268.

Rubatto, D., Chakraborty, S., Dasgupta, S., 2013. Timescales of crustal melting in the Higher Himalayan Crystallines (Sikkim, Eastern Himalaya) inferred from trace element-constrained monazite and zircon chronology. Contributions to Mineralogy and Petrology 165, 349–372.

Sauniac, S., Touret, J., 1983. Petrology and fluid inclusions of a quartz-kyanite segregation in the main thrust zone of the Himalayas. Lithos 16, 35–45.

Saylor, J., Quade, J., Dettman, D., DeCelles, P., Kapp, P., Ding, L., 2009. The late Miocene through present paleoelevation history of southwestern Tibet. American Journal of Science 309, 1–42.

Scaillet, S., 2000. Numerical error analysis in 40Ar/39Ar dating. Chemical Geology 162, 269–298.

Scaillet, S., Vita-Scaillet, G., Rotolo, S.G., 2013. Millennial-scale phase relationships between ice-core and Mediterranean marine records: insights from high-precision 40Ar/39Ar dating of the Green Tuff of Pantelleria, Sicily Strait. Quaternary Science Reviews 78, 141–154.

Schärer, U., Xu, R.-H., Allègre, C.J., 1986. U(Th)Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. Earth and Planetary Science Letters 77, 35–48. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90130-5

Schärer, U., Xu, R.-H., Allègre, C.J., 1984. UPb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. Earth and Planetary Science Letters 69, 311–320.

Schelling, D., 1992. The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. Tectonics 11, 925–943.

Schelling, D., Arita, K., 1991. Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya. Tectonics 10, 851–862.

Searle, M., Simpson, R., Law, R., Parrish, R., Waters, D., 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal–South Tibet. Journal of the Geological Society 160, 345–366.

Searle, M.P., 2010. Low-angle normal faults in the compressional Himalayan orogen; Evidence from the Annapurna–Dhaulagiri Himalaya, Nepal. Geosphere 6, 296–315.

Searle, M.P., Law, R.D., Godin, L., Larson, K.P., Streule, M.J., Cottle, J.M., Jessup, M.J., 2008. Defining the Himalayan main central thrust in Nepal. Journal of the Geological Society 165, 523–534.

Sharp, Z., Gibbons, J., Maltsev, O., Atudorei, V., Pack, A., Sengupta, S., Shock, E., Knauth, L., 2016. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO2–H2O system and applications to natural samples. Geochimica et Cosmochimica Acta 186, 105–119.

Shen, F., Royden, L.H., Burchfiel, B.C., 2001. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 106, 6793–6816.

Simpson, R.L., Parrish, R.R., Searle, M.P., Waters, D.J., 2000. Two episodes of monazite crystallization during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. Geology 28, 403–406.

Smit, M.A., Hacker, B.R., Lee, J., 2014. Tibetan garnet records early Eocene initiation of thickening in the Himalaya. Geology 42, 591–594.

Soucy La Roche, R., 2018. Tectonometamorphic Evolution of the Karnali and Jajarkot External Crystalline Klippen, Western Nepal Himalaya (thesis).

La Roche, R.S., Godin, L., Crowley, J.L., 2018. Reappraisal of emplacement models for Himalayan external crystalline nappes: The Jajarkot klippe, western Nepal. GSA Bulletin 130, 1041–1056. https://doi.org/10.1130/B31799.1

Soucy La Roche, R., Godin, L., Cottle, J.M., Kellett, D.A., 2019. Tectonometamorphic evolution of the tip of the Himalayan metamorphic core in the Jajarkot klippe, west Nepal. Journal of Metamorphic Geology 37, 239–269.

Srivastava, P., Mitra, G., 1994. Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya, Kumaon and Garhwal (India): Implications for evolution of the Himalayan fold-and-thrust belt. Tectonics 13, 89–109.

Steck, A., Spring, L., Vannay, J., Masson, H., Stutz, E., Bucher, H., Marchant, R., Tieche, J., 1993. Geological Transsect Across the Northwestern Himalaya in Eastern Ladakh and Lahul–A Model for the Continental Collision of India and Asia. na.

Thakur, V., 1998. Structure of the Chamba nappe and position of the Main Central Thrust in Kashmir Himalaya. Journal of Asian Earth Sciences 16, 269–282.

Tobgay, T., McQuarrie, N., Long, S., Kohn, M.J., Corrie, S.L., 2012. The age and rate of displacement along the Main Central Thrust in the western Bhutan Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 319, 146–158.

Tütken, T., Vennemann, T., Janz, H., Heizmann, E., 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: a reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 241, 457–491.

Valdiya, K.S., Cronin, V.S., Shackleton, R.M., Dewey, J.F., Windley, B.F., 1988. Tectonics and evolution of the central sector of the Himalaya. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 326, 151–175. https://doi.org/10.1098/rsta.1988.0083

Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos 55, 27–47.

Walker, C.B., 1999. The tectonothermal evolution of the high himalayas in the Suru valley, NW Zanskar, with constraints from metamorphic modelling.

Wang, Y., Deng, T., Biasatti, D., 2006. Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma. Geol 34, 309. https://doi.org/10.1130/G22254.1

Webb, A.A.G., 2013. Preliminary balanced palinspastic reconstruction of Cenozoic deformation across the Himachal Himalaya (northwestern India). Geosphere 9, 572–587.

Webb, A.A.G., Guo, H., Clift, P.D., Husson, L., Müller, T., Costantino, D., Yin, A., Xu, Z., Cao, H., Wang, Q., 2017. The Himalaya in 3D: Slab dynamics controlled mountain building and monsoon intensification. Lithosphere 9, 637–651.

Webb, A.A.G., Yin, A., Harrison, T.M., Célérier, J., Burgess, W.P., 2007. The leading edge of the Greater Himalayan Crystalline complex revealed in the NW Indian Himalaya: Implications for the evolution of the Himalayan orogen. Geology 35, 955–958.

Webb, A.A.G., Yin, A., Harrison, T.M., Célérier, J., Gehrels, G.E., Manning, C.E., Grove, M., 2011. Cenozoic tectonic history of the Himachal Himalaya (northwestern India) and its constraints on the formation mechanism of the Himalayan orogen. Geosphere 7, 1013–1061.

Wei, Y., Zhang, K., Garzione, C.N., Xu, Y., Song, B., Ji, J., 2016. Low palaeoelevation of the northern Lhasa terrane during late Eocene: Fossil foraminifera and stable isotope evidence from the Gerze Basin. Sci Rep 6, 27508. https://doi.org/10.1038/srep27508

Weinberg, R.F., Dunlap, W.J., 2000. Growth and deformation of the Ladakh Batholith, Northwest Himalayas: implications for timing of continental collision and origin of calc-alkaline batholiths. The Journal of Geology 108, 303–320.

Wesnousky, S.G., Kumar, S., Mohindra, R., Thakur, V., 1999. Uplift and convergence along the Himalayan Frontal Thrust of India. Tectonics 18, 967–976.

Wobus, C.W., Hodges, K.V., Whipple, K.X., 2003. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? Geology 31, 861–864.

Xu, Q., Ding, L., Zhang, L., Cai, F., Lai, Q., Yang, D., Liu-Zeng, J., 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang Terrane, central Tibetan Plateau. Earth and Planetary Science Letters 362, 31–42.

Yin, A., Dubey, C., Kelty, T., Gehrels, G., Chou, C., Grove, M., Lovera, O., 2006. Structural evolution of the Arunachal Himalaya and implications for asymmetric development of the Himalayan orogen. Current Science 195–206.

CHAPITRE V

Conclusion et perspectives

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de cette thèse était d'appliquer un nouveau protocole expérimental permettant l'analyse du $\delta^{18}O$ et du δD des IFs dans les veines de quartz. Les données obtenues permettent de reconstituer l'origine de l'eau piégée, les circuits des paléo-systèmes hydrothermaux et la paléoaltimétrie des chaînes de montagnes. Cette approche a été testée dans les Alpes et l'Himalaya. Les principaux résultats de ce travail sont les suivants :

i. Le nouveau protocole a été appliqué et développé sur plus de 100 échantillons pendant cette thèse, il apporte plusieurs avancées par rapport aux méthodes conventionnelles permettant l'analyse isotopique des IFs du quartz : 1) La mesure directe et simultané du $\delta^{18}O$ et du δD, 2) des mesures plus fiables en supprimant plusieurs étapes intermédiaires pouvant générer des biais expérimentaux, 3) un gain de temps considérable avec un protocole nécessitant seulement 2 heures de traitement (extraction et analyse inclues) par échantillon.

ii. Les IFs du quartz provenant des différents types de veines échantillonnées dans les Alpes et en Himalaya contiennent la plupart du temps de l'eau d'origine météorique. Ces résultats impliquent que les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène des eaux de surface fractionnent relativement peu durant leur trajet dans la croûte continentale. L'hydrogène, en particulier, semble ne pas avoir subi de fractionnement dans la plupart des cas.

iii. Nos résultats sur les IFs du quartz des veines syn-cinématiques échantillonnées dans le MCT en Himalaya indiquent une infiltration à la verticale des eaux de surfaces, possiblement jusqu'à plus de 20km de profondeur dans le chevauchement. A ces températures élevées (~450°C), l'oxygène de l'eau météorique a subi un fractionnement contrairement au δD qui a été préservé.

iv. La composition isotopique de l'eau météorique extraite des fentes et des veines de quartz syn-cinématiques échantillonnées dans les massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges et Belledonne) dans les Alpes internes indique qu'ils étaient à 1000m d'altitude tout au plus à la fin du Miocène (~5 Ma). Ces données induisent une croissance très tardive (après 5Ma) et rapide de la topographie de ces MCE qui semble

nécessiter une implication des forçages externes (climat, érosion glaciaire, effet de lithologie) potentiellement associés à des forçages internes comme la rupture du slab de la plaque européenne. Au contraire, dans les Alpes internes (Massif du Chenaillet) les reliefs avaient déjà atteint leur altitude actuelle précocement.

v. Le δD des IFs associées aux fentes et aux veines syn-cinématiques de quartz échantillonnées le long d'un transect traversant l'ensemble de la chaîne himalayenne, des zones internes (vallée de la Kali-Gandaki, Manaslu) suit la même évolution que le δD des précipitations modernes et des eaux thermales le long de ce même transect. Ces données indiquent que la chaîne himalayenne avait déjà acquis sa morphologie actuelle au moment de la formation des veines qui pourrait se situer entre 18 et 12 Ma.

vi. L'analyse du δD et du $\delta^{18}O$ des inclusions fluides du quartz couplé à la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des muscovites hydrothermales des veines de quartz syn-cinématiques échantillonnées au niveau de la klippe de Jajarkot en Himalaya indiquent que la chaîne himalayenne se situait à ~2700m d'altitude il y a 25 Ma. L'ensemble des données obtenues impliquent donc une croissance de la topographie de l'Himalaya entre la fin de l'Oligocène et le Miocène potentiellement associé à la rupture de la plaque lithosphérique indienne autour de 21 Ma.

Perspective 1. Développement de la paléoaltimétrie basée sur l'eau de constitution des minéraux hydroxylés

A. Cadre général

La méthode décrite et testée dans les précédents chapitres se base sur la composition isotopique des IFs dans le quartz pour connaitre la source des fluides hydrothermaux et reconstituer les paléo-altitudes dans le cas de fluides d'origine météoriques. Dans les veines étudiées des minéraux hydroxylés comme la muscovite (KAl2(AlSi3O10)(OH,F)2 ou la chlorite (Fe,Mg,Al)6(Si,Al)4O10(OH)8 (Figure 153) sont associés au quartz. Ces derniers contiennent respectivement 4% à 12% d'eau de constitution stockée sous la forme de groupement OH inter foliaires. A titre de comparaison, la quantité d'eau que représente les IFs ne correspond qu'à 0.01% de la masse du quartz.

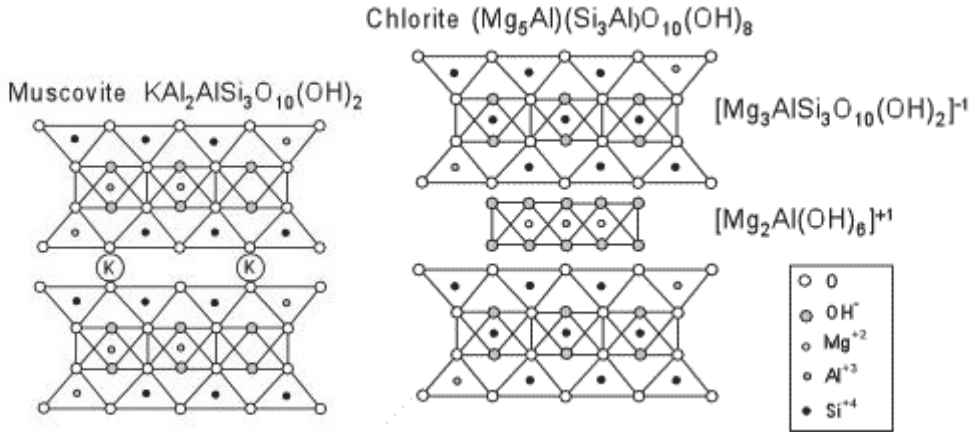


Figure 153 : Schéma représentant la structure cristalline de muscovite et de la chlorite. La position des groupements OH est représentée (http://www2.tulane.edu/~sanelson/eens211/phyllosilicates.htm).

Actuellement le δD de l'eau avec laquelle les minéraux hydroxylés ont interagi pendant leur cristallisation est calculé à partir du δD mesuré sur ces derniers (Campani et al., 2012; Dusséaux et al., 2019; Gébelin et al., 2013; Mulch et al., 2004). Pour la mesure du δD, deux protocoles sont actuellement utilisés : 1) par pyrolyse des minéraux sous vide partiel et analyse du δD du dihydrogène produit (Sharp et al., 2001), 2) par déshydratation des minéraux sous vide et collecte de l'H_2 issu de l'eau produite, puis analyse du δD du dihydrogène (Vennemann and O'Neil, 1993). L'étape de pyrolyse du protocole 1 et les étapes nécessitant la réduction d'H2O dans un four à CuO ou Zn dans le protocole 2 incluent un certain nombre de biais expérimentaux. De plus aucun de ces protocoles ne permet l'analyse du δ18O de l'eau des phyllosilicates (micas, chlorite).

Nous avons donc tenté de développer un protocole expérimental qui ne nécessite ni la pyrolyse des minéraux hydroxylés ni l'utilisation d'un four à CuO mais qui au contraire permette la mesure du δD et du $\delta^{18}O$ de l'eau des micas. La mise en place de de ce protocole n'est pas simple, il faut en effet s'assurer que :

i. La déshydratation des minéraux hydroxylés soit totale et que la totalité de l'hydrogène provenant des groupements OH soit analysé afin d'éviter un fractionnement isotopique entre l'hydrogène de l'eau libérée et l'hydrogène résiduel potentiellement non piégé.
ii. L'oxygène en excès sous forme gazeuse (O_2) ne fractionne par avec l'O de l'eau formée à partir des groupements OH des minéraux.
iii. L'oxygène de l'eau provenant des groupements OH ne soit pas contaminé par l'oxygène des sites tétraédriques du minéral.

Le protocole d'extraction et d'analyse des IFs utilisé dans les chapitres précédents est utilisé pour les phyllosilicates. Nous avons extrait et analysé l'eau de muscovites et chlorites formées dans différents contextes géologiques. Ces premiers tests ont été réalisés sans utiliser le four à CuO et visent à comprendre au premier ordre la signification de la signature isotopique de l'eau libérée. Dans un premier temps le δD mesuré avec la nouvelle méthode sera comparé au δD obtenu par pyrolyse des minéraux (protocole 1, (Sharp et al., 2001)) sur les mêmes échantillons. Ensuite, le δD de l'eau des phyllosilicates sera comparé au δD des IFs du quartz des veines échantillonnées dans les mêmes zones de cisaillement afin de tester les effets de fractionnement de l'hydrogène eau-phyllosilicate. Pour finir, la signification de la signature isotopique de l'oxygène sera discutée, le $\delta^{18}O$ de l'eau des phyllosilicates sera comparé au $\delta^{18}O$ de l'eau des IFs.

B. Développement méthodologique

B.1. Précédentes méthodes

Protocole 1 : Analyse du δD des minéraux hydroxylés par pyrolyse :

Avant l'analyse, les minéraux hydroxylés sont préalablement sélectionnés à la binoculaire. Une quantité minimale de 1,6 à 2,5g est requise pour l'analyse (Dusséaux et al., 2019).

Le volume de minéraux sélectionnés par échantillon (« le bulk ») est pyrolysé à 1450°C (Sharp et al., 2001), ce qui permet la transformation de H_2O en H_2. Le dihydrogène ainsi produit est analysé par spectrométrie de masse (IRMS) en flux continu (non sous vide). Cette réaction de pyrolyse est uniquement assurée par la température, sans catalyseur (comme pour les réactions de combustion). La réaction peut donc être incomplète, plusieurs facteurs vont l'impacter :

- La quantité d'échantillon pyrolysé
- L'origine minéral ou organique du composé
- Toutes les entités contenant de l'H (ou de l'O) seront donc transformées

Dans le cas du mica, la mesure du δD sera effectuée sur l'eau (à condition que la réaction soit totale) et des autres origines de composés contenant de l'H. La réaction de pyrolyse étant difficile voir incomplète dans des composés inorganiques il est donc nécessaire d'apporter une correction par rapport à la masse de prélèvement et à l'usure du tube à pyrolyse.

Le δD ainsi mesuré est utilisé pour calculer le $\delta D_{(calculé)}$ de l'eau ayant interagi avec les minéraux au moment de leur cristallisation en utilisant une équation de fractionnement du type de celle de Suzuoki and Epstein, (1976) :

$$\delta D_{(water)} = 1000 \left[\frac{1 + \left(\frac{\delta D_{(muscovite)}}{1000} \right)}{e^{\left(\frac{A}{1000} \right)} - 1} \right]$$

-Avec $A = 1000\, ln(\alpha)_{(muscovite-water)} = -22.1(10^6 T^{-2}) - 19.1$

-T (K) = température en degrés kelvin

<u>Protocole 2 : Extraction et analyse du δD de l'eau des minéraux hydroxylés :</u>

Dans un premier temps les minéraux hydroxylés sont sélectionnés à la binoculaire et réduit en poudre (> 50mg).

Le protocole utilisé par Vennemann and O'Neil, (1993) consiste a former un magma en chauffant les minéraux hydroxylés à 1400°C à l'aide d'une torche gaz combustible-oxygène, libérant ainsi l'eau des minéraux dans une ligne sous vide. L'H_2O libérée est transféré dans le piège A (Figure 154) alors que le dihydrogène résiduel est transféré dans un four à CuO (500 à

700°C) afin de transformer H2 en H_2O qui est ensuite transférée dans le piège B (Figure 154). Cette réaction sert à retransformer l'hydrogène résiduel pouvant provenir de la réaction entre le Fer potentiellement présent dans les échantillons (cet effet a particulièrement été observé pour les échantillons mafiques) et l'H_2O libérée (Kyser and O'Neil, 1984; Vennemann and O'Neil, 1993).

Réaction : H2 (gaz) + CuO (solide)→ H_2O (liquide) + Cu (solide)

L'H_2O du piège A est ensuite transférée dans le piège B et se mélange avec l'H_2O produite par la réaction avec le CuO. Enfin, la totalité de l'eau est transférée dans des tubes contenant du Zn (Figure 154) ou du Cr chauffés à 480 °C afin de séparer l'hydrogène et l'oxygène et de récolter le dihydrogène à l'état gazeux pour analyse du δD.

Réaction : H2O (liquide) + Zn (solide) → H2 (gaz) + ZnO (solide)

Le δD de l'hydrogène est analysé dans un second temps par spectrométrie de masse (IRMS). La contamination de l'H_2O provenant des minéraux hydroxylés par l'oxygène du CuO dans le four rend l'analyse du $\delta^{18}O$ inexploitable avec ce protocole.

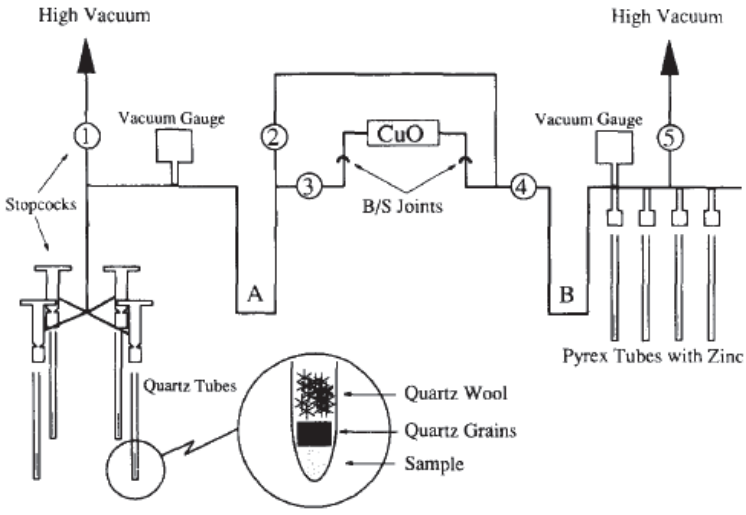


Figure 154 : Schéma de la ligne d'extraction utilisée par (Vennemann and O'Neil, 1993).

B.2. Nouvelle méthode

Notre méthode est similaire au protocole utilisé pour les IFs. L'eau contenue dans les minéraux hydroxylés est extraite sous vide puis son $\delta^{18}O$ et son δD sont analysés.

Les minéraux hydroxylés sont tout d'abord triés à la binoculaire puis réduits en poudre (200 mg) chargée dans un tube en verre relié à la ligne sous vide. L'eau est extraite par chauffage des minéraux à 1000°C, et ensuite piégée cryogéniquement et récupérée à l'aide d'une micro seringue et transférée dans un Vial.

Le $\delta^{18}O$ et le δD de l'eau sont analysés simultanément par spectroscopie Infra-Rouge dite OA-ICOS (Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) de la même façon que l'eau des IFs.

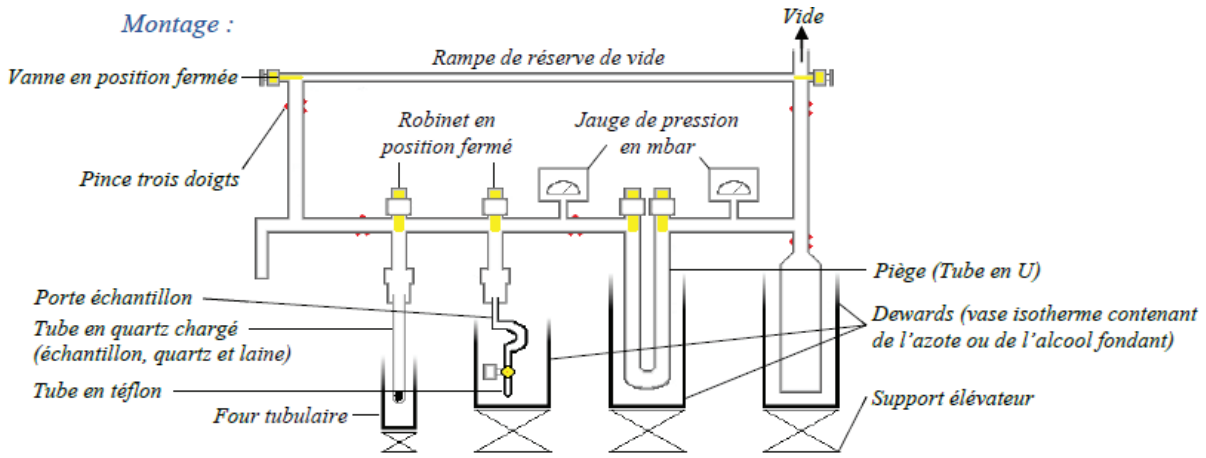


Figure 155 : Schéma de la ligne d'extraction utilisée pour les IFs (Tamaya, 2021). Ici l'échantillon en poudre est recouvert part des grains de quartz préalablement dégazés à 1000°C pendant 24h et par de la laine de quartz préalablement dégazée également. Ceci afin d'empêcher la poudre de minéraux d'être pompée dans la ligne.

C. Premiers tests

C.1. Description des échantillons

Les premiers tests ont été réalisés sur des muscovites provenant de granites syntectoniques de la zone de Cisaillement Sud Armoricaine (Dusséaux et al., 2022, 2019) ainsi que sur des muscovites et des chlorites échantillonnées dans les Alpes en même temps que les veines et les fentes de quartz alpines présentées dans les chapitres deux et trois.

Echantillons hercyniens :

Les échantillons PIR1, PIR16 et QUIB03 sont des muscovites syntectoniques provenant de granites mylonitiques tardi-hercyniennes (Figure 156, Figure 157). Les mylonites ont été échantillonnées dans des détachements reliés au fonctionnement de la zone de cisaillement Sud-Armoricaine datée entre 320 et 300 Ma (e.g. Dusséaux et al., 2019). Les δD mesurés par

pyrolyse sur ces échantillons sont de -81 ‰ pour PIR1, -88 ‰ pour PIR16 et -82 ‰ pour QUIB03 (Dusséaux et al., 2019).

Figure 156 : Photo de la mylonite riche en muscovite PIR16.

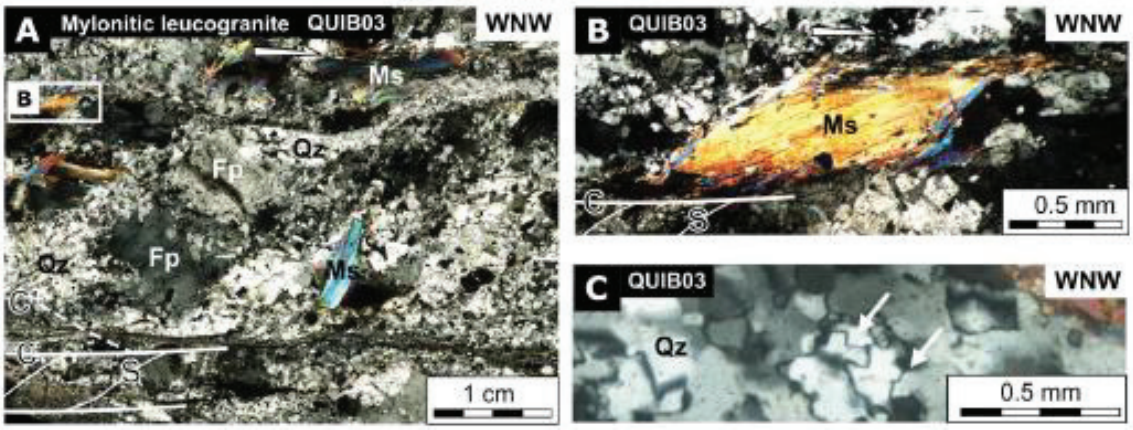


Figure 157 : Photo illustrant la texture du quartz et des muscovites dans la mylonite QUIB03 (Dusséaux et al., 2019).

L'échantillon PL49 correspond à des muscovites syntectoniques provenant de mylonites associées au fonctionnement du détachement du Pilat entre 310 et 300 Ma (Gardien et al., 2022). Le δD mesuré par pyrolyse sur cet échantillon est de -72 ‰ (données non publiées).

Echantillons alpins :

L'échantillon ARE261 est une phyllonite à chlorite et muscovite (Figure 158) associée au fonctionnement du rétrochevauchement du Mont-Blanc vers de 15 Ma (Rolland et al., 2008). Une valeur de $\delta^{18}O$ de -8,57 ‰ et de δD de -51,26 ‰ ont été obtenues à partir des IFs du quartz d'une veine de syn-cinématique, ARE262 (Figure 158), associée à la même zone de cisaillement.

Figure 158 : Photo des échantillons ARE261 (phyllonite) et ARE262 (veine de quartz syn-cinématique) dans une zone de cisaillement alpine (Versant Est du massif du Mont-Blanc).

Les échantillons BEL12 et BEL18 sont des chlorites hydrothermales associées aux fentes de quartz du massif de Belledonne (Figure 159, Figure 160). Le $\delta^{18}O$ et le δD des IFs du quartz de l'échantillon BEL11, échantillonnée sur le même affleurement que BEL12 (Figure 160), sont de -5,25 ‰ et -39,05 ‰ respectivement.

Figure 159 : Photo d'un four (géode) contenant du quartz recouvert par une fine pellicule de chlorite (Rameau interne du massif de Belledonne).

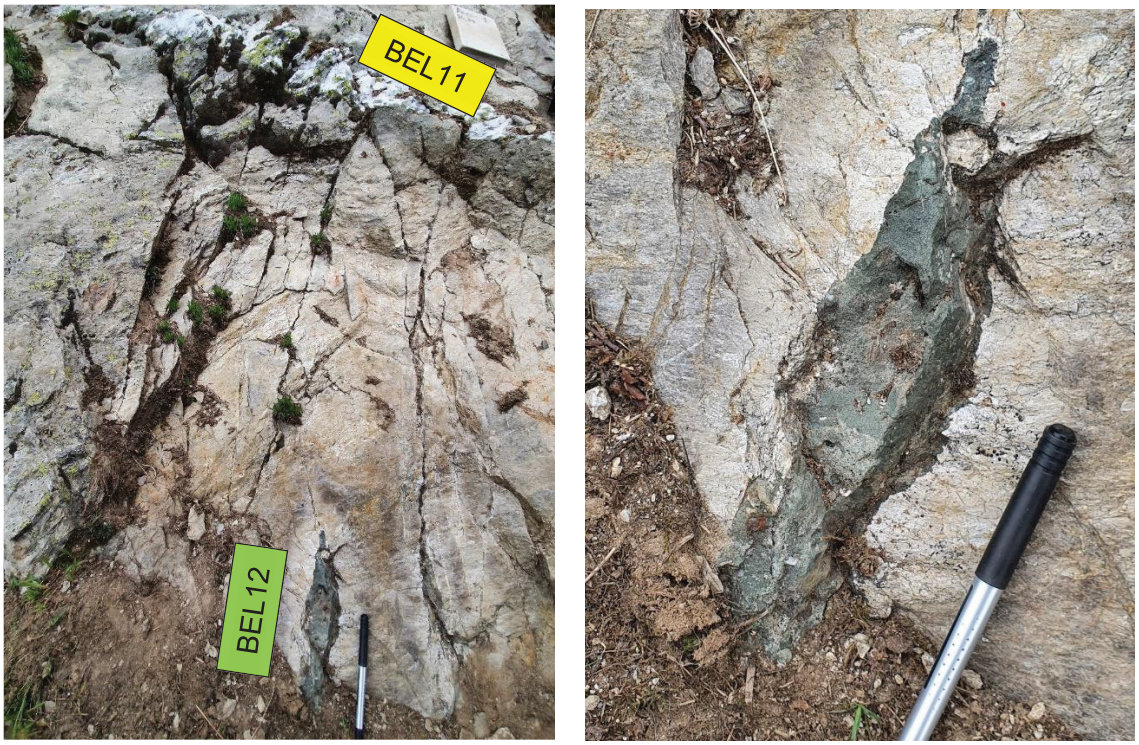


Figure 160 : A gauche, photo d'une fente verticale à chlorite (BEL12) échantillonnée sur le même affleurement que la fente de quartz subhorizontale BEL11 (rameau interne du massif de Belledonne). A droite, zoom sur la fracture verticale remplie par de la chlorite (BEL12) (Rameau interne du massif de Belledonne).

C.2. Premiers résultats

Pour certains échantillons les analyses ont été effectuées sur plusieurs réplicas afin de tester la répétabilité de la méthode. Pour chacun des réplicas de chaque échantillon, entre 7 et 10 µl d'eau ont été extraits et analysés de la même manière que pour les IFs avec une marge d'erreur analytique de ± 2,34 ‰ pour le δD et ± 0,65 ‰ pour le $\delta^{18}O$.

Echantillons répliqués :

Les valeurs moyennes du $\delta^{18}O$ et du δD de l'eau provenant des échantillons est moyennée avec celles de leurs réplicas Pour PIR1, $\delta^{18}O$ = 3,06 ‰ ± 3,12 ‰ (n = 2) δD = -88,27 ‰ ± 13,79 ‰. Pour PIR16, $\delta^{18}O$ = 1,06 ‰ ± 3,25 ‰ et δD = -82,92 ‰ ± 3,44 ‰ (n= 3). Pour QUIB03, $\delta^{18}O$ = -0,79 ‰ ± 2,11 ‰ et δD = -104,70 ‰ ± 4,51 ‰ (n = 2). PL49, $\delta^{18}O$ = -10,31 ‰ ± 1,68 ‰ et δD = -117,93 ‰ ± 4,51 ‰ (n = 2). ARE261, $\delta^{18}O$ = -1,24 ‰ ± 0,68 ‰ et δD = -50,59 ‰ ± 1, 23 ‰ (n = 3) (Table 11).

Table 11 : Composition isotopique de l'eau provenant des phyllosilicates.

Echantillon	δD	$\delta^{18}O$	Moyenne δD	± (δD)	Moyenne $\delta^{18}O$	± ($\delta^{18}O$)
PIR16a	-87.92	-3.82	-82.75	3.45	1.06	3.26
PIR16b	-79.59	3.60				
PIR16d	-80.75	3.41				
QUIB03(1)	-100.19	1.32	-104.70	4.51	-0.79	2.11
QUIB03(2)	-109.21	-2.91				
PIR1(2)	-74.47	6.19	-88.27	13.80	3.06	3.13
PIR1(1)	-102.07	-0.07				
PL49(2)	-113.41	-12.00	-117.93	4.51	-10.31	1.69
PL49(3)	-122.44	-8.62				
ARE261M1	-49.04	-0.21	-50.59	1.23	-1.24	0.69
ARE261ClM1	-50.28	-2.04				
ARE261Cl1	-52.43	-1.47				
BEL18(1)	-74.28	-12.48	/	/	/	/
BEL12(1)	-115.08	-18.13	/	/	/	/

Hormis pour l'échantillon PL49, les écarts entres les δD des réplicas sont inférieurs à ± 5 ‰ (Table 11, Figure 161) ce qui est inférieur à la marge d'erreur tolérée sur cet appareil de mesure (± 10‰) et légèrement supérieur aux écarts associés à l'analyse des IFs (± 3 ‰). Ces résultats suggèrent que la répétabilité sur la mesure du δD d'un réplica à l'autre est plutôt bonne avec cette méthode bien que plus de réplicas d'un même échantillon (au moins 5) soient nécessaires pour confirmer ces premiers résultats.

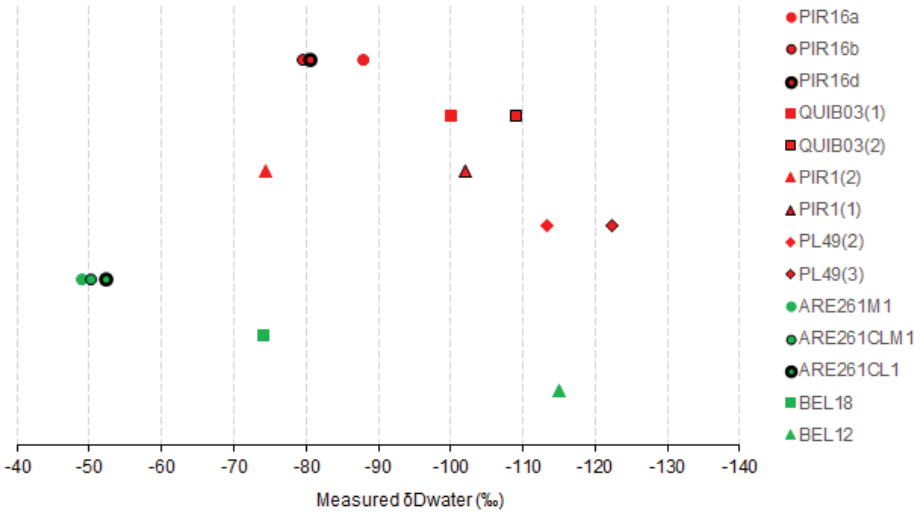


Figure 161 : δD de l'eau des phyllosilicates.

Sur la mesure du $\delta^{18}O$, l'écart entre les réplicas d'un même échantillon dépasse les ± 1,5 ‰ (Table 11, Figure 162) ce qui est très supérieur à la marge analytique tolérée pour cet analyseur (± 0,5 ‰). Seuls les réplicas de l'échantillon ARE261 présentent un écart relativement moins important de ± 0,69 ‰ (Table 11).

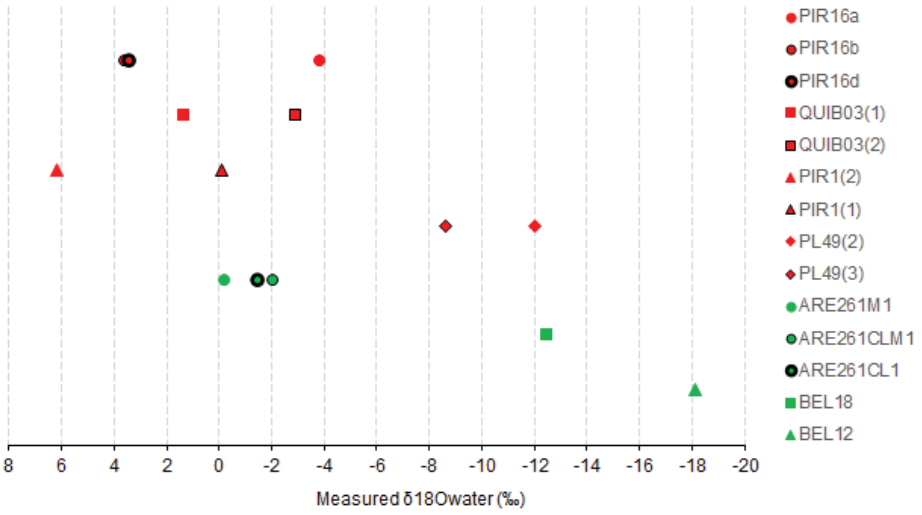


Figure 162 : $\delta^{18}O$ de l'eau des phyllosilicates.

Echantillons non répliqués :

L'eau provenant de la chlorite alpine BEL12 a un $\delta^{18}O$ de -18,13 ‰ et un δD de -115,08 ‰. Pour BEL18 les valeurs du $\delta^{18}O$ (-12,48 ‰) et du δD (-74,28 ‰). La composition de ces deux échantillons s'alignent sur la droite des eaux météoriques (Craig, 1961) (Figure 163).

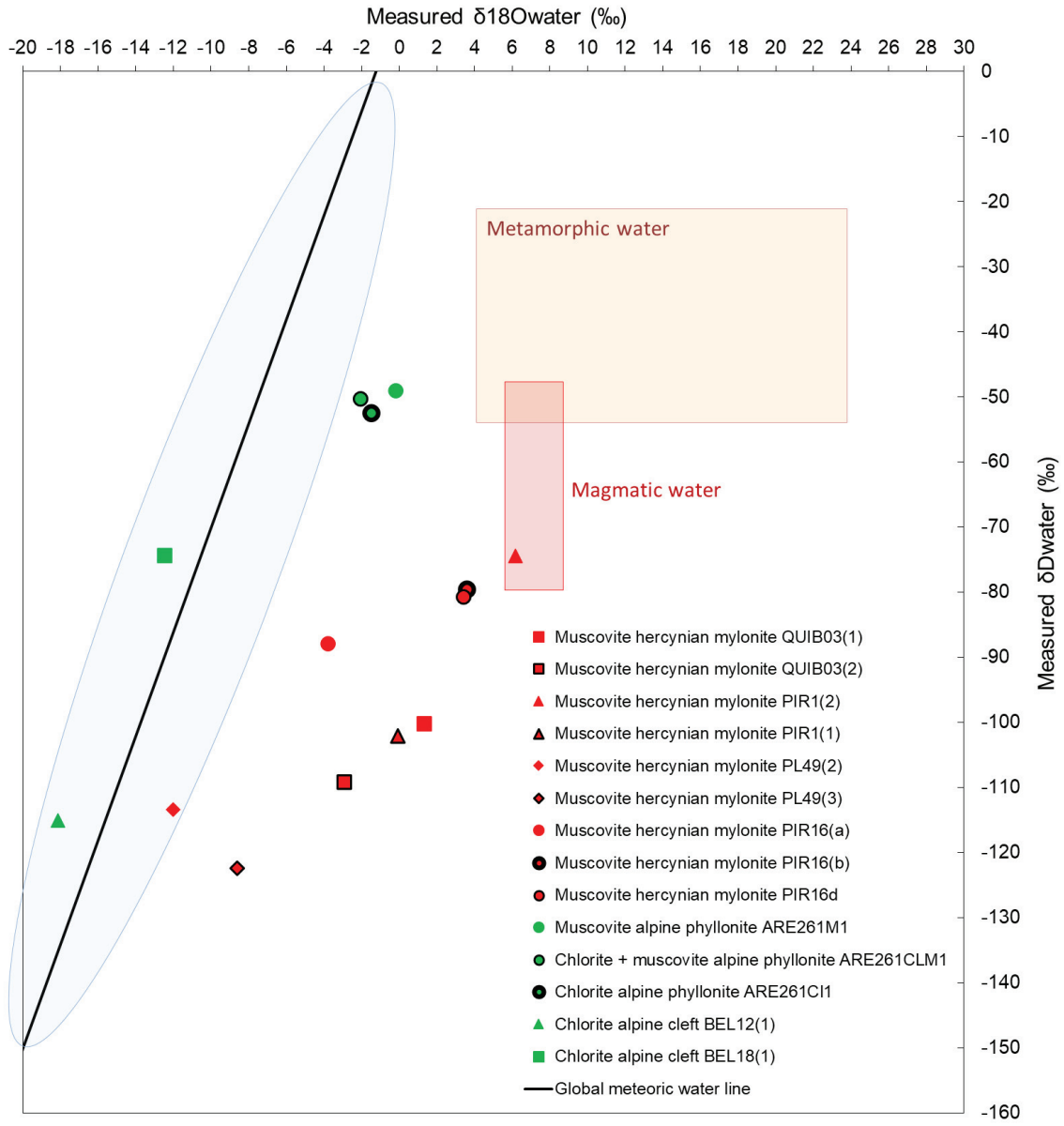


Figure 163 : Diagramme présentant le $\delta^{18}O$ vs le δD de l'eau provenant des phyllosilicates. Les échantillons hercyniens sont représentés en rouge et les échantillons alpins en vert.

D. Interprétations

D.1. Comparaison du δD entre les différentes méthodes

Comparaison des δD mesurés avec la nouvelle méthode et par pyrolyse :

Le δD des muscovites hercyniennes avait été obtenus antérieurement par la méthode impliquant la pyrolyse (Sharp et al., 2001). Les δD mesurés sur PIR1, PIR16 et QUIB03 sont respectivement -81 ‰, -88 ‰ et -82 ‰ (marge d'erreur analytique de ± 2 ‰) (Dusséaux et al., 2019) (Table 12). Pour les mêmes échantillons, les δD que nous mesurons sur l'eau provenant des mêmes muscovites sont de -88,27 ‰ ± 13,80 ‰, -82,75 ‰ ± 3,45 ‰ et -104,70 ‰ ± 4,51 ‰, respectivement (marge d'erreur analytique de ± 2,34 ‰ et écart entre les réplicas inclus) (Table 12).

Table 12 : Valeurs des δD mesurées sur les mêmes échantillons avec la nouvelle méthode et la méthode classique. Les $\delta D_{(calculé)}$ ont été calculés avec les δD mesurés avec la méthode classique (Dusséaux et al., 2019)..

Echantillon	δD nouvelle méthode	δD pyrolyse	δD calculé (pour T =550°C)	δD calculé (pour T =650°C)
PIR1	-88.3	-81	-68	-75
PIR16	-82.8	-88	-74	-81
QUIB03	-104.7	-82	-69	-76

Les $\delta D_{(calculé)}$ de l'eau à l'équilibre avec les muscovites au moment de leur cristallisation ont été calculés pour une température de cristallisation estimée 550°C ± 100°C (Suzuoki and Epstein, 1976). Ils sont respectivement de -68 ‰ ± 12 ‰, -74 ‰ ± 12 ‰ et -69 ‰ ± 12 ‰ (Dusséaux et al., 2019) (Table 12).

Les δD que nous mesurons avec la nouvelle méthode sont proches des δD obtenus avec la méthode par pyrolyse pour les échantillons PIR1 et PIR16. Ces premiers résultats pourraient suggérer que le nouveau protocole permet une mesure fiable du δD de l'eau provenant des micas. En revanche les valeurs sont assez éloignées pour l'échantillon QUIB03. L'étape suivante consistera à utiliser un four à CuO afin de vérifier si la présence d'H_2 résiduel modifie ou non la composition isotopique des échantillons et explique l'écart observé pour QUIB03.

Comparaison du δD avec la composition des inclusions fluides :

La phyllonite ARE261 a été échantillonnée dans la même zone de cisaillement que la veine de quartz syn-cinématique ARE262 (Figure 158). Le δD des minéraux hydroxylés d'ARE261 obtenu avec la nouvelle méthode est de -50,59 ‰ ± 1,23‰ ce qui est très proche du δD des IFs d'ARE262 (-51,26 ‰) (Table 13).

Table 13 : Résultats comparatifs de la composition isotopique de l'eau provenant des phyllosilicates et de l'eau des IFs dans les veines de quartz échantillonnées sur les mêmes affleurements.

Echantillon	δD phyllosilicates (‰)	δD IFs quartz (‰)	$\delta^{18}O$ phyllosilicates (‰)	$\delta^{18}O$ IFs quartz (‰)
ARE261	-50.59	-51.26	-1.24	-8.57
BEL12	-115.08	-39.05	-18.13	-5.25

L'eau contenue dans les IFs correspond à l'eau météorique qui a circulé dans les zones de cisaillement au moment de la formation des veines de quartz syn-cinématiques sans échange isotopique de l'hydrogène avec les minéraux des roches encaissantes ou le quartz des veines. Les valeurs similaires des δD de l'eau provenant des phyllosilicates et de l'eau des IFs pourraient suggérer que l'hydrogène de l'eau n'a pas fractionné au moment de la cristallisation des phyllosilicates dans la zone de cisaillement. Dans ce cas cela remet en cause l'utilisation des équations de fractionnement phyllosilicates-eau de type Suzuoki and Epstein, (1976) (Table 12) et suggère que le δD de l'eau des minéraux est identique à celui de l'eau à l'équilibre avec les minéraux au moment de leur cristallisation. Plus d'analyses conjointes entre le δD des IFs et des phyllosilicates sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

D.2. Signification du δ18O de l'eau des phyllosilicates

Le $\delta^{18}O$ des phyllosilicates dans les zones de cisaillement :

L'écart entre les $\delta^{18}O$ mesurés sur l'eau provenant des réplicas des mêmes échantillons dépasse les ± 1,5 ‰, en particulier pour les muscovites hercyniennes (Table 11). Cet écart pourrait être la conséquence d'un biais expérimental, au moment de la déshydratation des phyllosilicates dans la ligne, l'oxygène pourrait se retrouver en excès sous forme gazeuse (O_2) et fractionner avec l'oxygène de l'eau. Il pourrait également être expliqué par le fractionnement entre l'oxygène des groupements OH inter foliaires et l'oxygène des sites tétraédriques des

phyllosilicates au moment de la cristallisation des minéraux et/ou après. A ce stade, les valeurs de $\delta^{18}O$ de l'eau des muscovites hercyniennes ne sont pas utilisables.

L'écart entre les $\delta^{18}O$ des muscovites et des chlorites de l'échantillon alpin ARE261, de ± 0,69 ‰ est proche du seuil de tolérance de précision de l'analyseur (± 0,5 ‰). Nous avons vu que le δD de l'eau météorique dans les IFs du quartz de l'échantillon ARE262 est similaire au δD de l'eau des phyllosilicates d'ARE261 (Table 13). En revanche le $\delta^{18}O$ est de -1,24 ‰ pour les muscovites et les chlorites et de -8,57 ‰ pour l'eau des IFs (Table 13). Ces premiers résultats pourraient suggérer que la signature météorique a été préservé par le δD dans les phyllosilicates, alors que le δ18O des groupements OH des phyllosilicates dans la phyllonite a fractionné avec l'oxygène situés dans les sites tétraédriques.

Le $\delta^{18}O$ des chlorites dans les fentes de quartz :

Les $\delta^{18}O$ obtenus sur l'eau des chlorites associées au quartz dans les fentes (Figure 159,**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) présentent des résultats différents par rapport au $\delta^{18}O$ des phyllosilicates des zones de cisaillements. Les premiers résultats obtenus sur BEL12 et BEL18 plotent sur la droite des eaux météoriques (Figure 163), ceci pourrait suggérer que le δD et le $\delta^{18}O$ de l'eau provenant des chlorites ont tous deux préservés sa signature météorique.

D.3. Potentiel pour la paléoaltimétrie

Des analyses sur plusieurs réplicas d'échantillons de chlorite et de muscovites sont nécessaires pour comprendre le fractionnement isotopique du $\delta^{18}O$ et du dD entre l'eau et les phyllosilicates avant d'en faire un proxy fiable pour les reconstitutions paléoaltimétriques. Cependant, certains de nos résultats préliminaires sont encourageants.

Les premiers résultats obtenus sur BEL12 et BEL18 pourraient indiquer que la signature météorique de l'hydrogène et de l'oxygène a été préservée dans les chlorites de ces échantillons (Figure 163). En l'occurrence, les $\delta^{18}O$ et les δD de l'eau provenant des chlorites BEL12 (échantillonnée à 970m d'altitude) et BEL18 (échantillonnée à 2488m) sont similaires aux précipitations modernes aux mêmes altitudes ce qui suggère que la topographie actuelle du massif de Belledonne était déjà développée au moment de la formation de ces chlorites (dont l'âge est actuellement indéterminé). De plus, la composition des IFs de la fente de quartz BEL11 échantillonnée sur le même affleurement que BEL12 (Figure 160) présente un $\delta^{18}O$ et un δD météorique plus positif (Table 13) qui indiquent que la topographie du massif n'était pas

développé (moins de 1000m) au moment de la formation de la fente de quartz autour de 11 Ma (Gasquet et al., 2010; Grand'Homme et al., 2016) (voir chapitre III.P2.D4). En faisant l'hypothèse que les chlorites sont plus tardives que le quartz, nos premiers résultats pourraient suggérer que la topographie actuelle du massif de Belledonne s'est développée entre le moment de la formation de la fente de quartz subhorizontale BEL11 (~11 Ma (Gasquet et al., 2010)) et la formation des chlorites de BEL12. Ces résultats préliminaires suggèrent que l'analyse conjointe de l'eau des minéraux hydroxylés et de l'eau des IFs du quartz dans les mêmes fentes ou veines pourraient constituer une approche intéressante pour reconstituer l'évolution des reliefs.

Points-clés

- Le nouveau protocole permet l'extraction de l'eau des phyllosilicates et l'analyse simultanée de son $\delta^{18}O$ et de son δD. En revanche plus de travaux sont nécessaires pour comprendre la signification du $\delta^{18}O$.
- Les premiers tests montrent une similarité entre les δD mesurés avec la nouvelle méthode et le δD mesurés avec la méthode classique par pyrolyse sur les mêmes échantillons.
- Une similarité est également observée avec le δD provenant de l'eau des phyllosilicates et le δD de l'eau des IFs du quartz dans certains échantillons associés aux mêmes évènements tectoniques.
- Les premiers résultats obtenus semblent indiquer que l'eau provenant de certaines chlorites présentent un $\delta^{18}O$ et un δD météorique, suggérant une potentielle utilisation de ces résultats pour la paléoaltimétrie.

Autres perspectives

A l'issu de cette thèse, plusieurs questions se sont ouvertes, certains échantillons alpins et himalayens n'ont pas encore été exploités et de nouveaux protocoles expérimentaux en développement n'ont pas encore été testés. Pour finir ce manuscrit, quelques perspectives sont proposées.

i. **<u>Datation des veines de quartz et paléoaltimétrie de la chaîne himalayenne :</u>**

Plusieurs échantillons de veines de quartz échantillonnées dans la vallée de la Kali Gandaki en Himalaya sont associés à des muscovites (Figure 164) parfois décimétriques, certaines fractures ne sont d'ailleurs remplies que par des muscovites (Figure 165).

Figure 164 : Photo d'une fente subhorizontale de quartz et muscovite dans le STD (Nord de la vallée de la Kali Gandaki au Népal).

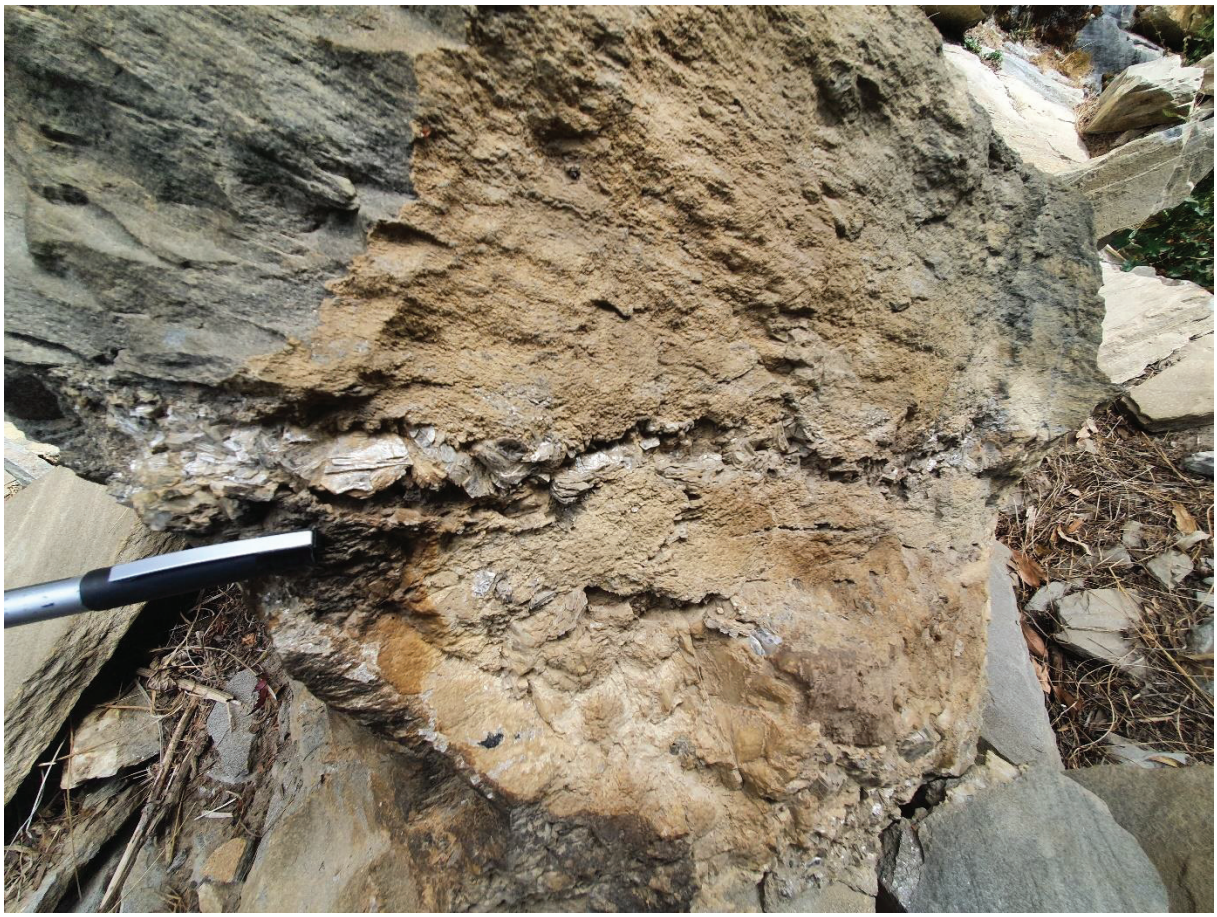


Figure 165 : Photo d'une fente subhorizontale uniquement constituée de muscovites (STD, Nord de la vallée de la Kali Gandaki au Népal).

Aucun âge absolu n'a pour l'instant été apporté pour la formation des fentes et des veines syn-cinématiques de quartz dans cette partie de l'Himalaya. Il sera intéressant de dater en Ar-Ar les muscovites des veines pour lesquelles la composition isotopique des IFs du quartz a préalablement été obtenue afin de contraindre l'âge de la circulation des fluides hydrothermaux. Ceci permettra de reconstituer précisément dans le temps l'évolution topographique de la chaîne himalayenne.

ii. <u>Développement expérimental : extraction et analyse des différentes générations d'IFs :</u>

Le développement d'un nouveau protocole expérimental a été initié en collaboration avec l'ISA pendant le stage de Charline Lamure en 2021 et a pour ambition de mesurer simultanément le δ18O et le δD pour chaque génération d'IFs. L'extraction et l'analyse se font en continu. Les grains de quartz sont insérés dans des nacelles et placés horizontalement dans un tube en quartz contenu dans un four à moufle (Figure 166). Les IFs sont décrépitées sous vide partiel et l'eau vaporisée est directement transférée

sous flux d'azote vers le même analyseur (spectroscopie OA-ICOS et analyseur IWA-45EP) (Figure 166) que celui qui a été utilisé pendant cette thèse et qui fonctionne ici en mode vapeur.

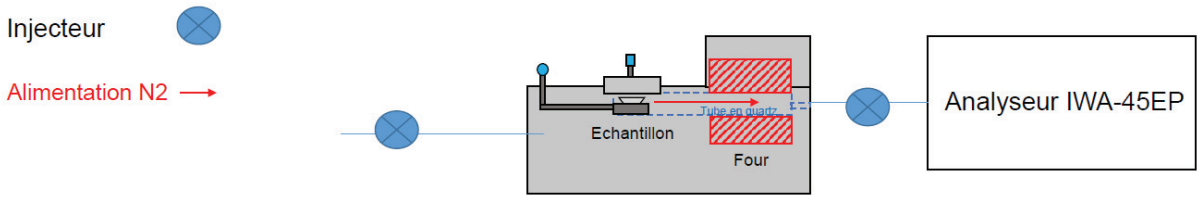


Figure 166 : Schéma du montage permettant l'extraction (compartiment à gauche) et l'analyse isotopique (à droite) en continu des différentes générations d'IFs (Lamure, 2021).

Une fois son développement finalisé, ce protocole permettra une décrépitation par pallier de température des IFs dans le quartz et pourra être utilisé pour mesurer la composition isotopique des différentes générations d'IF et de les comparer. Ce protocole, avec l'extraction des IFs et l'analyse directe en mode vapeur, présente également l'avantage de nécessiter une quantité moins importante d'échantillon que pour le mode liquide.

iii. Equations de fractionnement quartz-eau :

Nous avons vu que le $\delta^{18}O$ des IFs dans le quartz est compatible, pour la plupart des veines échantillonnées dans les Alpes et l'Himalaya, avec une origine météorique. Or, dans la grande majorité des cas, le $\delta^{18}O$ du quartz de veines similaires semble plutôt compatible avec une origine métamorphique des fluides.

Dans le massif du Mont-Blanc, Rossi and Rolland, (2014) ont calculé à partir de la composition isotopique du quartz des $\delta^{18}O_{(calculé)}$ allant de 2 ‰ à 21,61 ‰. Ils se sont basés sur l'équation de fractionnement quartz-eau de Zheng, (1993) pour une température de cristallisation du quartz estimée à 350°C. Les fentes étudiées étaient des fentes horizontales similaires à celles que nous avons échantillonnées. Les $\delta^{18}O$ des IFs que nous avons mesurés pour le quartz de ces fentes sont très éloignés et s'étendent de -4,55 ‰ à -9,06 ‰ et impliquent une température de cristallisation du quartz fentes de l'ordre de 100-150°C en utilisant la même équation de Zheng, (1993). Ceci semble peu réaliste est très largement inférieure aux températures estimées par micro thermométrie (~350°C).

Dans la vallée de la Kali Gandaki en Himalaya, Evans et al., (2008) ont obtenu des $\delta^{18}O_{(calculé)}$ allant de 4 ‰ à 13 ‰ pour les fluides sur la base de l'équation de fractionnement quartz-eau de Clayton et al., (1972) pour une température de cristallisation du quartz estimée à 350-400°C. Ces calculs ont été réalisés à partir du $\delta^{18}O$ du quartz des fentes et des veines syn-cinématiques similaires à celles que nous avons échantillonnées. Les $\delta^{18}O$ des IFs que nous avons mesurés pour le quartz de ces veines sont très éloignés et s'étendent de -1,74 ‰ à -11,09 ‰ et impliquent une température de cristallisation du quartz fentes de l'ordre de 50-100°C en utilisant la même équation de Clayton et al., (1972). Ceci semble encore une fois peu réaliste est très largement inférieur aux températures estimées pour la formation de ces veines syn-cinématiques de quartz (300-450°C).

L'utilisation des équations de fractionnement de type quartz-eau suppose une que l'eau était à l'équilibre isotopique avec le quartz au moment de sa cristallisation. La différence importante systématiquement observée entre les $\delta^{18}O$ des IFs que nous avons mesurés et les $\delta^{18}O_{(calculé)}$ calculés des fluides pourraient suggérer que l'eau et le quartz ne sont pas à l'équilibre isotopique. Afin d'aller plus loin dans cette discussion il sera nécessaire de mesurer le $\delta^{18}O$ du quartz des échantillons pour lesquels nous avons déjà obtenu le $\delta^{18}O$ des IFs et de tester les équations de fractionnement sur nos propres échantillons.

Références

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. Earth and Planetary Science Letters 337, 174–185.

Clayton, R.N., O'Neil, J.R., Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. Journal of Geophysical research 77, 3057–3067.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

Dusséaux, C., Gébelin, A., Boulvais, P., Gardien, V., Grimes, S., Mulch, A., 2019. Meteoric fluid-rock interaction in Variscan shear zones. Terra Nova 31, 366–372.

Dusséaux, C., Gébelin, A., Boulvais, P., Ruffet, G., Poujol, M., Cogné, N., Branquet, Y., Mottram, C., Barou, F., Mulch, A., 2022. Timing and duration of meteoric water infiltration in the Quiberon detachment zone (Armorican Massif, Variscan belt, France). Journal of Structural Geology 156, 104546.

Evans, M.J., Derry, L.A., France-Lanord, C., 2008. Degassing of metamorphic carbon dioxide from the Nepal Himalaya. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9.

Gardien, V., Martelat, J.-E., Leloup, P.-H., Mahéo, G., Bevillard, B., Allemand, P., Monié, P., Paquette, J.-L., Grosjean, A.-S., Faure, M., 2022. Fast exhumation rate during late orogenic extension: The new timing of the Pilat detachment fault (French Massif Central, Variscan belt). Gondwana Research 103, 260–275.

Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., de Ascencao Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 227–241.

Gébelin, A., Mulch, A., Teyssier, C., Jessup, M.J., Law, R.D., Brunel, M., 2013. The miocene elevation of Mount Everest. Geology 41, 799–802.

Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascenção Guedes, R., 2016. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. Miner Petrol 110, 787–807. https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5

Kyser, T.K., O'Neil, J.R., 1984. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 2123–2133.

Lamure, C., 2021. Rapport de deuxième année d'IUT.

Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M.A., Vanderhaeghe, O., Vennemann, T.W., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. Geology 32, 525–528.

Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.-M., 2008. 40Ar/39Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. Geological Society, London, Special Publications 299, 293–315.

Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps). Tectonics 33, 1681–1709.

Sharp, Z., Atudorei, V., Durakiewicz, T., 2001. A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. Chemical geology 178, 197–210.

Suzuoki, T., Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochimica et Cosmochimica Acta 40, 1229–1240.

Tamaya, C., 2021. Rapport de deuxième année d'IUT.

Vennemann, T.W., O'Neil, J.R., 1993. A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent. Chemical Geology 103, 227–234.

Zheng, Y.-F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters 120, 247–263.

ANNEXE

A. Le protocole d'extraction détaillé

1- Retrait de l'humidité adsorbée à la surface des grains par chauffage :

1) Branchement du tube à échantillon en verre de quartz préalablement passé à l'étuve pendant 24 heures contenant 4 à 8g de grains de quartz selon les quantités disponibles, branchement du réceptacle en téflon et contrôle de l'étanchéité de la ligne, dans les conditions idéales la pression est ici de l'ordre de 5×10^{-3} mbar. Les valves de la pompe, du tube à échantillon, du réceptacle en téflon ainsi que le tube en U sont ouvertes afin de nettoyer et faire le vide dans la ligne.

Par expérience, plus de fluide sera extrait de 8g que de 4, 5, 6 ou 7g du même échantillon, en revanche au-dessus de 5g la quantité supplémentaire de fluide obtenu n'est pas proportionnelle à la quantité de grain de quartz ajoutée. Si l'on dispose de beaucoup de matériel, l'utilisation de 8g par tube peut être envisagée, or si l'on dispose d'une quantité limitée de matériel comme c'est souvent le cas, il est préférable d'utiliser 5g par tube, quitte à passer plus de tubes de 5g pour un même échantillon.

L'étanchéité du réceptacle en téflon est assurée par un joint avec une ouverture circulaire centrale adaptée au diamètre du tube en téflon. Je recommande d'enfiler le tube en téflon dans le joint de sorte qu'il ne dépasse que de 5 mm de l'autre côté du joint.

2) Toujours sous vide, c'est-à-dire avec la valve contrôlant la connexion avec la pompe ouverte, placer le four tubulaire autour du tube à échantillon et chauffer à 80°C pendant 15 minutes. Cette étape a pour but d'évacuer les fluides superficiels encore potentiellement adsorbés à la surface des grains de quartz. Les valves du tube à échantillon et du réceptacle en téflon sont également toujours ouvertes.

La pression peut légèrement monter lors de cette étape au moment de l'évacuation des fluides adsorbés. L'idéal est d'attendre que la valeur de pression soit revenue à la valeur de départ, avant la chauffe à 80°C.

2- Décrépitation par chauffage :

3) Fermer la valve de la pompe et la valve du réceptacle en téflon. Garder ouverte la valve du tube à échantillon et la valve gauche du tube en U, la valve droite de ce dernier restant fermée en permanence dans cette configuration. Augmenter la T°C du four à la valeur correspondant à la température de décrépitation (T_d). Le lien entre cette dernière et la température de piégeage des IFs (Van den Kerkhof and Hein 2001) obtenue au préalable par microthermométrie permet d'estimer une valeur de T_d généralement entre 50 et 100°C supérieur à la température de piégeage des fluides. Par exemple pour les échantillons de quartz alpins nous avons utilisé une T_d de 450°C. La pression va monter au fur et à mesure que les volatiles, dont H_2O, CO_2, potentiellement CH_4 et d'autres vont se libérer dans la ligne.

Il est important de noter que le lien entre T_d et température de piégegage des fluides est discuté dans la communauté des géologues spécialistes des IFs. Certains n'y accordent même aucun crédit et estiment que la T_d n'est influencée que par la nature du minéral hôte, de ses hétérogénéités et de sa propre résistance mécanique et thermique. Or, au cours de la centaine d'extraction que j'ai réalisé pendant ma thèse sur du quartz et après avoir réalisé plusieurs essais à des températures différentes, j'ai pu observer une relation empirique, certes de premier ordre mais assez nette entre la T_d la température d'homogénéisation (T_h) des IFs, la température de piégeage des fluides et la température du métamorphisme enregistrée dans les roches encaissantes. Par exemple la T_d était systématiquement plus élevée pour les échantillons himalayens que pour les échantillons alpins. Au sein des échantillons alpins la T_d était d'ailleurs la plupart du temps plus élevée pour les veines de quartz ductiles syn-cinématiques que pour les fentes de quartz tardives pour lesquelles les conditions pression-température de formations étaient très probablement moindres.

Un autre point important lors de cette étape concerne la valeur de pression indiquée par la jauge au cours de la décrépitation. Une fois la valve de la pompe fermée et la Td réglée au niveau du four tubulaire, pendant que la T°C du four va monter pour progressivement atteindre la T_d la pression va également progressivement monter dans la ligne et atteindre tranquillement des valeurs de l'ordre de 10^{-2} voire 10^{-1} mbar. Ces valeurs sont trop faibles pour être significatives et correspondent simplement aux valeurs normales de vide dans la ligne une fois que le pompage n'est plus actif. L'effet de chauffe en lui-même peut d'ailleurs générer une légère augmentation de la pression dans la ligne. A une certaine température qu'il est très important d'observer et de noter, l'augmentation de la pression va s'accélérer très nettement,

voire de manière fulgurante, ce saut de pression souvent noté « pressure pulse » dans la littérature est une indication que la $T_{(d)}$ vient d'être atteinte, si la T_d ne semble pas être atteinte il faut essayer par tâtonnement d'augmenter la T°C du four tubulaire, passer de 450°C à 550°C par exemple, attendre et voir si la pression augmente. Au moment du saut de pression les valeurs indiquées par la jauge peuvent passer de 10^{-2} à 10^{1} mbar, voire plus, en quelques dizaines de secondes dans les cas les plus rapides. Ensuite la pression va se stabiliser et ne plus augmenter, c'est un signe que tous les volatiles auront été décrépités. La valeur maximale de pression atteinte est une information très importante qui, associée à trois autres informations dont je parlerai plus bas, permet d'estimer la quantité de fluide qui sera récupérée à la fin du protocole. Je recommande de noter au moins toutes les minutes la valeur de la température indiquée par le four et la valeur de pression affichées par la jauge jusqu'à ce qu'elle se stabilise, cela permet de ne pas rater le saut de pression et la valeur de T_d associée, et cela permet également d'avoir accès à la vitesse à laquelle la pression atteint sa valeur maximale après la T_d franchit, cette vitesse est variable selon les échantillons et peut participer à donner une information sur la quantité de fluide qui sera récupérée.

3- Piégeage des volatils :

4) Plonger le tube en U dans un Dewar d'azote liquide (-195,8°C) afin de piéger cryogéniquement les condensables dont H_2O et CO_2. La valve de la pompe et du réceptacle en téflon sont toujours fermées, la valve du tube à échantillon et la valve gauche du tube en U sont toujours ouvertes. La pression va descendre dans la ligne au fur et à mesure que les volatiles vont se faire piéger et sa valeur va finir par stagner pendant plusieurs minutes, c'est le signe que tous les condensables ont été piégés.

L'azote liquide a tendance à s'évaporer rapidement, particulièrement si la température ambiante de la salle expérimentale est élevée, il est important de reverser régulièrement de l'azote liquide dans le Dewar afin qu'il soit en permanence ou quasiment en permanence rempli à ras bord.

Les deux informations importantes à retenir ici sont i) la vitesse à laquelle les condensables vont se faire piéger et ii) la valeur de pression minimale atteinte après plusieurs minutes de stagnation, ceci indiquant que tous les condensables ont été piégés. Similairement à l'étape précédente je recommande de noter toutes les minutes les valeurs de pression entre le début et la fin du piégeage. La vitesse de piégeage est variable selon les échantillons, c'est la

troisième information qui participe à l'estimation de la quantité de fluides qui va finalement être récupérée, la quatrième étant la valeur de pression atteinte à la fin du piégeage. Ces quatre informations sont donc : i) La valeur maximale de pression atteinte lors de la décrépitation, ii) La vitesse à laquelle cette valeur est atteinte et iii) La vitesse de piégeage des condensables et iv) la valeur de pression minimale atteinte à la fin du piégeage. En effet ces valeurs semblent liées à la nature des condensables libérés lors de la décrépitation et à la quantité d'H_2O présente dans ces condensables. J'ai très souvent remarqué que pour des valeurs de pressions maximales atteintes en fin de décrépitation situées entre 1 x 10^1 et 2 x 10^1 mbar associées à des vitesses de décrépitation très rapides, des valeurs de piégeages très rapides ainsi qu'aux valeurs de pression les plus faibles atteintes à la fin du piégeage, de l'ordre de 10^{-1} mbar, j'ai récupéré les plus grandes quantités de fluides, dépassant souvent les 10µl, et pouvant même atteindre les 20µl pour certains échantillons. A l'inverse j'ai constaté que quand la vitesse de décrépitation était faible, voire très faible et que la valeur maximale de pression atteinte restait inférieure à 7 ou 8 x10^0 mbar je ne récupérerais parfois même pas 1µl de fluide. Ce fut également le cas dans les situations où la pression maximale atteinte à la fin de la décrépitation a très nettement dépassé les 1x10^1 mais que la valeur de pression minimale à la fin du piégeage est restée élevée (comparée aux valeurs souhaitables de l'ordre de 10^{-1}), supérieur à 4 x 10^0 par exemple, ce qui était d'ailleurs souvent associé à une vitesse de décrépitation lentes et/ou une vitesse de piégeage lente.

4- Nettoyage et changement de tube :

5) Une fois tous les condensables piégés dans le tube en U, fermer la valve du tube à échantillon, fixer la température du four tubulaire à 80°C afin qu'il soit prêt pour l'extraction des prochains grains de quartz, retirer le four puis retirer le tube à échantillon une fois qu'il a suffisamment refroidi. Ensuite ouvrir la valve de la pompe afin de nettoyer la ligne, y compris la partie gauche du tube en U qui n'était pas immergée dans l'azote liquide. La valve gauche du tube en U est donc ouverte alors que la valve du tube à échantillon et du réceptacle en téflon sont fermées. Une fois la valeur de vide de l'ordre de 10^{-3} atteinte, fermer la valve gauche du tube en U. La ligne est prête pour recevoir le prochain tube à échantillon et réitérer les 4 premières étapes.

Ici, il est particulièrement important que le niveau d'azote se situe à ras bord du Dewar avant d'ouvrir la valve de la pompe, sinon il y a un risque de pomper un peu de volatiles mal piégés, dont H_2O. Il est même possible de remonter un peu plus haut le Dewar le long du tube

en U afin de s'assurer de bien piéger tous les condensables au niveau de la zone de contact entre la partie immergée et la partie non immergée du tube en U.

Le nombre de tubes à passer par échantillon dépend principalement de la quantité de matériel disponible et du temps dont on dispose sachant que le temps nécessaire pour réaliser les 4 premières étapes du protocole à réaliser pour chaque tube prennent entre 1h et 1h30 en général. La quantité de tubes nécessaire peut être estimée assez tôt dès que les quatre informations citées précédemment, permettant d'estimer la quantité d'H_2O qui sera récupérable à la fin, sont acquises. Si l'ensemble de ces informations semblent indiquer qu'une quantité considérable d'H_2O potentiellement supérieur à 10 µL pourra être récupérée alors seulement 2 tubes avec 4 à 8g de grains de quartz chacun suffisent par échantillon.

6) Une fois les 4 premières étapes réitérées pour le nombre de tube souhaité, la quantité totale de condensables libérés pendant l'extraction répétée de plusieurs séries de 4 à 8g de quartz du même échantillon est à ce stade piégée cryogéniquement au niveau du tube en U. Ici la valve de la pompe est ouverte ainsi que la valve du réceptacle en téflon afin d'y faire le vide, la valve du tube à échantillon est fermée car il n'y a plus de tube branché à cette étape de l'extraction, la valve gauche du tube en U est fermée. Le but maintenant consiste à transférer la totalité des condensables du tube en U vers le réceptacle en téflon. Pour se faire, immerger le réceptacle en téflon dans un dewar rempli d'azote liquide afin de refroidir se dernier avant le transfert, retirer le piège cryogénique du tube en U et réchauffer les condensables gelés à l'aide d'un sèche-cheveux, toujours dans l'idée de préparer au mieux le transfert. Une fois ces deux étapes réalisées, fermer la valve de la pompe et ouvrir la valve gauche du tube en U, la pression va monter d'un coup très rapidement car les condensables vont se retrouver à nouveau libérer dans la ligne, puis cette dernière va redescendre plus ou moins rapidement au fur et à mesure que les condensables vont se piéger cryogéniquement au niveau du réceptacle en téflon. Une fois la stagnation de la valeur de pression atteinte, remonter le niveau d'azote liquide à ras bord du dewar et ouvrir la valve de la pompe afin de nettoyer la ligne, y compris la partie du téflon qui n'est pas immergée dans l'azote.

Pendant cette étape il faut faire particulièrement attention au niveau d'azote dans le dewar placé autour du réceptacle en téflon, le niveau doit être en permanence maintenant au plus haut. Je recommande de n'immerger dans l'azote liquide qu'un ou deux cm maximum de la partie tubulaire en téflon, cela facilitera l'étape de récupération de la goutte d'eau à la seringue lors de l'étape finale.

Je recommande de noter une fois de puisse la variation des valeurs de pression au niveau de la jauge pendant cette étape. La valeur de pression maximale qu'indique la jauge au moment de la libération des condensables qui étaient piégés dans le tube en U, puis toute les minutes jusqu'à la fin du piégeage jusqu'à ce que la valeur de pression stagne.

5- Pompage du CO_2 :

7) Cette avant dernière étape consiste à séparer le CO2 et l'H_2O parmi les condensable pour finalement ne garder que l'eau. La valve de la pompe est toujours ouverte, fermer la valve du réceptacle en téflon. Remplacer le piège d'azote liquide par un dewar rempli d'alcool fondant, un mélange d'éthanol (95%) et d'azote liquide (-195,8°C) qui doit être préalablement soigneusement préparer jusqu'à atteindre une température de -80°C. Attendre 2 ou 3 minutes que le téflon et son contenu se mettent à la température de l'alcool fondant. A cette température le CO_2 repasse sous forme gazeuse alors que l'H_2O reste à l'état solide sous forme de glace dans le réceptacle en téflon. Fermer la valve gauche du tube U, cette partie de la ligne ne sera plus utilisée, fermer la valve de la pompe et ouvrir la valve du réceptacle en téflon afin de libérer le CO_2 gazeux dans la ligne. Ici la valve de la pompe est fermée pour pouvoir estimer la quantité de CO_2 qui était présent dans l'échantillon en se référant à la valeur de pression qu'il est important de noter une fois qu'elle s'est stabilisée, signe que tout le CO_2 a été libéré dans la ligne. Une fois cette valeur notée, ouvrir la valve de la pompe afin d'évacuer le CO_2 et nettoyer la ligne, attendre que la valeur de pression redescende à une valeur de vide souhaitable (de l'ordre de 10^{-3} mbar) puis fermer la valve du réceptacle en téflon.

J'ai plusieurs fois constaté, bien que non systématiquement, un lien entre la présence d'un liseré bleuté plus ou moins prononcé au niveau de la zone de piégeage dans le réceptacle en téflon et une quantité élevée de CO_2 libérée dans les condensables. D'ailleurs le liseré disparait au fur et à mesure que le CO_2 est pompé. A ce stade je ne sais toujours pas précisément à quoi est due ce phénomène.

Je recommande de réaliser la préparation de l'alcool fondant en amont pendant l'étape 6 car elle prend au moins une quinzaine de minutes. D'ailleurs, pour la préparation je conseille de remplir d'abord une bonne partie du Deware avec l'Ethanol puis de compléter petit à petit avec l'azote liquide (et pas l'inverse) tout en mélangeant pour éviter la formation permanente de « grumeaux » d'éthanol gelé. L'idéal est de contrôler régulièrement la température avec un thermomètre de laboratoire adapté jusqu'à atteindre les -80°C.

Je recommande également de ne pas attendre trop longtemps pendant que la valve du réceptacle en téflon est ouverte en même temps que la valve de la pompe est ouverte pour pomper le CO_2 au risque de finir par pomper une partie de l'H_2O piégé dans le réceptacle en téflon. Au moment du pompage du CO_2, dès que la valeur de pression atteint les 10^{-3} mbar, je recommande de n'attendre que 2 ou 3 minutes maximum avant de fermer la valve du réceptacle en téflon, et ce même si la valeur de pression n'était pas encore totalement stabilisée et stagnante.

6- Condensation et prélevement d'H_2O liquide :

8) La dernière étape consiste en la récupération d'H_2O à l'état liquide. La vanne du réceptacle en téflon est fermée. Retirer le Dewar d'alcool fondant et laisser le téflon se mettre à température ambiante. Il est possible d'accélérer le processus en frottant délicatement le téflon avec du sopalin ou un tissu, ceci va réchauffer le téflon tout en enlevant la glace à l'extérieur de celui-ci. L'eau a l'état solide va progressivement fondre et passer à l'état liquide sous la forme d'une petite goutte d'eau qui va plus ou moins rester adsorbée sur le téflon et finir par glisser au fond de ce dernier dans le cas idéal. Félicitations ! Vous avez devant vous une goutte d'eau vieille de plusieurs millions d'années. La valve du réceptacle en téflon est toujours fermée, débrancher le réceptacle de la ligne. A l'aide d'une seringue de laboratoire de 10µL, récupérer la goutte d'eau liquide de plus de 4µL idéalement puis la transférer dans un vial à fond conique. Penser à annoter le vial avec le nom de l'échantillon et le placer dans un congélateur pour une conservation à -20°C.

Si la goutte d'eau ne descend pas par elle-même au fond du tube en téflon il est possible de tapoter délicatement le téflon pour l'assister dans sa glissade. Si cela ne suffit pas il est possible de se servir du bout de la seringue pour rassembler les microgouttes entre elles et d'aspirer la goutte formée directement contre la paroi du téflon. Je recommande de faire attention, autant que faire se peut, à ne pas insérer de bulles d'air avec l'eau dans le vial, cela peut être embêtant au moment de l'analyse isotopique, bien que la possibilité de centrifuger les vials règle ce problème dans la plupart des cas.

7- Nettoyage de la verrerie :

9) Après l'extraction vient le nettoyage de la verrerie. Les tubes à échantillon sont baignés pendant 2h dans de l'acide nitrique dilué trois fois avant d'être rincés abondamment à l'eau distillée puis placés au moins 24 heures dans une étuve à 100°C minimum (si on veut qu'ils soient secs dans 24 heures). Le tube en téflon peut être rincé rapidement plusieurs fois avec de l'acide nitrique dilué trois fois à l'aide d'une pipette, puis rincé à l'eau distillée et placé à l'étuve à 80°C maximum pendant 24 heures pour éviter tout risque d'altérer son étanchéité. La seringue peut être nettoyée par aspiration plusieurs fois répétées d'eau distillée, le retrait de son piston métallique étant déconseillé au risque d'une usure accélérée, il est préférable de la laisser sécher à température ambiante plutôt que dans une étuve. La ligne d'extraction elle-même est particulièrement difficile à nettoyer, l'idéal étant de faire venir l'entreprise de verrerie qui l'a manufacturée pour afin que des personnes spécialisées réalisent une pyrolyse des déchets résiduels dans la ligne pour mieux les pomper. Ce processus est lourd à mettre en place, non sans-risque pour l'intégrité de la ligne qui est fragile et potentiellement couteux. La solution un peu moins efficace mais bien plus simple à mettre en œuvre consiste à mettre la ligne à pression ambiante, dévisser complétement les valves afin de les nettoyer dans un bain d'éthanol et récurer le maximum de parties accessibles de la ligne avec un goupillon adapté imprégné d'éthanol qui par exemple ne risque pas de perdre des poils dans la ligne. Laisser sécher et s'évaporer l'éthanol, tout revisser puis ouvrir la valve de la pompe.