



HAL
open science

Datation des phases critiques de fracturation et caractérisation des fluides au cours de l'évolution du prisme alpin

Antonin Bilau

► **To cite this version:**

Antonin Bilau. Datation des phases critiques de fracturation et caractérisation des fluides au cours de l'évolution du prisme alpin. Sciences de la Terre. Université Savoie Mont Blanc, 2022. Français. NNT : 2022CHAMA048 . tel-03980182

HAL Id: tel-03980182

<https://hal.science/tel-03980182>

Submitted on 9 Feb 2023

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ SAVOIE MONT BLANC

Spécialité : **Sciences Terre, Univers et Environnement**

Arrêté ministériel : 25 Mai 2016

Présentée par

BILAU Antonin

Thèse dirigée par **Yann ROLLAND** et

codirigée par **Stéphane SCHWARTZ**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM** et **ISTerre Grenoble**

dans l'**École Doctorale SIE**

Datation des phases critiques de fracturation et caractérisation des fluides au cours de l'évolution du prisme alpin

Thèse soutenue publiquement le « **15 Décembre 2022** »,
devant le jury composé de :

Mme, Delphine, Bosch

Directrice de recherche, Université Montpellier 2, Montpellier, Rapporteur

M., Olivier, Fabbri

Professeur, Université de Franche-Comté, Besançon, Rapporteur

M., Joseph, Martinod

Professeur, Université Savoie Mont Blanc, Chambéry, Examinateur

Mme, Laurence, Audin

Directrice de recherche, Université Grenoble Alpes, Grenoble, Examinatrice

Mme., Florence, Cagnard

Chargée de recherche, BRGM, Orléans, Examinatrice

M., Christian, Sue

Professeur, délégation Université Grenoble Alpes, Grenoble, Examinateur

M., Yann, Rolland

Maître de conférences, Université Savoie Mont Blanc, Chambéry, Directeur de thèse

M., Stéphane, Schwartz

Maître de conférences, Université Grenoble Alpes, Grenoble, Co-directeur de thèse

Sommaire

Liste des figures	5
Résumé	20
Abstract	21
Chapitre 1 Introduction générale	23
1.1 <i>Problématique</i>	24
1.1.1 Les Alpes Occidentales	25
1.1.2 Les étapes de structuration de l'orogénèse Alpine	29
1.1.2.1 La phase Pyrénéenne	30
1.1.2.2 Collision alpine précoce	33
1.1.3 Structure à échelle crustale et déformation active	35
1.1.3.1 Imagerie sismique	35
1.1.3.2 GNSS	37
1.1.3.3 L'apport de la thermochronologie	38
1.1.3.4 Dater la déformation : apport de la géochronologie sur minéraux syn-cinématiques	42
1.2 <i>Objectifs de la thèse</i>	44
Chapitre 2 Méthodes	47
2.1 <i>U-Pb Calcite</i>	48
2.1.1 La Méthode LA-ICP-MS	50
2.1.1.1 La méthode LA-ICP-MS utilisée	50
2.1.1.2 Traitement des données	54
2.1.2 Le diagramme Tera-Wasserburg	57
2.1.2.1 Introduction	57
2.1.2.2 Que faut-il pour avoir un âge ?	58
2.2 <i>(U-Th)/He sur hématite</i>	59
2.2.1 Principes généraux	59
2.2.1.1 Le rayonnement alpha	60
2.2.1.2 La structure cristalline de l'hématite	61
2.2.2 Comportement de l'hélium	62
2.2.2.1 Ejection de l'hélium	62
2.2.2.2 Diffusion de l'hélium	64
2.2.2.3 Température de fermeture	66
2.2.3 Le dégazage	68
2.2.3.1 Protocole de nettoyage et sélection	68
2.2.3.2 Le ligne de dégazage et d'analyse de la concentration d'He	68
2.2.4 La mesure de l'U, Th et Sm	69
2.2.5 La caractérisation des échantillons	69
2.2.5.1 Diffraction à Rayon X (DRX)	70
2.2.5.2 Microscope Electronique à Balayage (MEB)	70
2.2.6 L'interprétation de l'âge (U-Th)/He sur hématite	73
2.3 <i>Isotopes stables</i>	76
2.3.1 Principes généraux	76
2.3.1.1 Abondance des isotopes	77
2.3.1.2 Standard Mean Ocean Water et Pee Dee Belemnite	78
2.3.1.3 La notation δ	78
2.3.2 Isotope Ratio Mass Spectrometer vs Secondary Ion Mass Spectrometry	79
2.3.2.1 Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS)	79
2.3.2.2 Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS)	80
2.3.2.3 Les avantages	81

2.4	<i>Les « clumped isotopes » ou Δ_{47}</i>	82
2.4.1	Principes généraux	82
2.4.2	Calcul de la valeur Δ_{47}	84
2.4.3	Impact de la dissolution sur le Δ_{47}	85
2.4.4	La « Carbon Dioxide Equilibrium Scale » (CDES)	86
2.4.5	Le protocole en pratique	87
2.4.6	Calcul du $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluide}}$	87
2.4.7	Les limites	88
Chapitre 3	Structuration précoce de l'avant-pays	91
3.1	<i>Contexte et âge de l'exhumation de la Provence</i>	92
3.2	<i>Early onset of Pyrenean collision evidenced by U/Pb dating on calcite of thrust-related objects (Provence, SE France)</i>	93
Chapitre 4	Propagation du fold-and-thrust-belt alpin	105
4.1	<i>La structuration des massifs subalpins</i>	106
4.2	<i>Fold-and-thrust belt propagation and fluid history constrained by U-Pb dating, stable isotopes and Δ_{47} on fracture filling calcite, insights from Subalpine Massifs (W Alps).</i>	107
Chapitre 5	Evolution tardive de l'orogène, extension en cœur de chaîne	143
5.1	<i>Contraintes chronologiques sur la transition d'un système compressif à extensif : exemple du Front Pennique</i>	144
5.2	<i>Extensional reactivation of the Penninic Frontal Thrust 3 Ma ago as evidenced by U-Pb dating on calcite in fault zone cataclasite.</i>	147
5.3	<i>Ages U-Pb calcite obtenus au cœur de la zone Briançonnaise (Puy-Chalvin)</i>	165
5.4	<i>Introduction des données d'hématite</i>	168
5.5	<i>Caractérisation des échantillons</i>	168
5.5.1	<i>A l'échelle macroscopique</i>	168
5.5.1.1	<i>Col de la Pusterle</i>	168
5.5.1.2	<i>Faïlle de la Clarée</i>	171
5.5.2	<i>Composition des échantillons</i>	172
5.5.2.1	<i>DRX</i>	172
5.5.2.2	<i>Analyses en éléments majeurs et en traces</i>	174
5.5.3	<i>A l'échelle microscopique</i>	177
5.5.3.1	<i>Col de la Pusterle</i>	178
5.5.3.2	<i>Faïlle de la Clarée</i>	181
5.6	<i>Ages (U-Th)/He sur hématite</i>	182
5.7	<i>Les « clumped isotopes »</i>	185
5.8	<i>Paléo-altimétrie</i>	188
5.9	<i>Synthèse</i>	190
Chapitre 6	La chronologie de la déformation du système Alpin	194
6.1	<i>Synthèse des résultats et bilan de la méthode U-Pb sur calcite à l'échelle de la zone étudiée</i>	195
6.1.1	<i>Isotopie stable, apport pour la compréhension des sources et des transferts de fluides</i>	198
6.2	<i>Circulation des fluides</i>	204
6.2.1	<i>Les zones externes</i>	204
6.2.2	<i>La zone interne</i>	204
6.3	<i>La datation U-Pb des calcites</i>	206
6.3.1	<i>Le lien entre la texture des calcites et la déformation</i>	206
6.3.2	<i>Les calcites les plus appropriées aux datations U-Pb</i>	210

6.3.3	Apport des âges U-Pb calcite pour la compréhension du système de propagation des failles	211
6.3.3.1	La phase Pyrénéenne précoce	211
6.3.3.2	La phase alpine	213
6.4	<i>Conclusion et perspectives</i>	215
	Références	219
	Remerciements	248
	Annexe 1 : Vulgarisation	251
	Annexe 2 : Rolland et al., (2022) Geosciences	255
	Annexe 3 : Localisation des affleurements	276
	Annexe 4 : Analyse pétrographique AUT20-1A	278
	Annexe 5 : Données complémentaires « Dentelle »	280
	Annexe 6 : Tableau des échantillons	282
	Annexe 7 : Données complémentaires aux localisations de Pont-en-Royans et du Tunnel de l'Epine	284
	Annexe 8 : Coupe géologique de l'Est du massif du Vercors	286
	Annexe 9 : Données des analyses isotopiques	287
	Annexe 10 Complément terrain et pétrographie Bilau et al., 2021	292
	Annexe 11 : Spectres DRX échantillons d'hématite	299
	Annexe 12 Tableau du type d'échantillon	305

Liste des figures

Figure 1-1 Coupe géologique schématique des Alpes le long du profil ECORS-CROP (d'après Sue, 1998).....	25
Figure 1-2 Nomenclature des unités Alpines (d'après Tricart, 1980).....	25
Figure 1-3 (a) Carte générale des Alpes Occidentales et Centrales, d'après Rolland et al., accepté (Annexe 2). (b) Carte des massifs cristallins externes et des principales zones de cisaillement datées par les méthodes de géochronologie sur micas.....	27
Figure 1-4 Schéma de l'évolution de l'enfouissement des unités des Alpes Occidentales du début du Crétacé à l'actuel (Avigad et al., 1993). Unités de la plaque Adriatique, Iv = Ivree, Se = Sesia, DB = Dent Blanche. Unités Piemontaises, SL = Schistes Lustrés, Op = Ophiolite. Unités de la plaque Européenne, DM = Dora Maira, Br = Briançonnais, HD = Helvétique-Dauphinois.....	28
Figure 1-5 Carte schématique de la position relative des différents domaines Alpines anté-Trias avec les chevauchements principaux des Alpes en noir (d'après Ballèvre et al., 2018).....	29
Figure 1-6 Reconstitution de la position des plaques tectoniques et de l'Océan Téthys lors du Crétacé inférieur (Handy et al., 2010).	30
Figure 1-7 Reconstitution du mouvement des plaques tectoniques à partir des données de paléomagnétisme depuis le Jurassique Moyen jusqu'à l'actuel (d'après Handy et al., 2010).	31
Figure 1-8 (a) Carte structurale montrant les zones principales accommodant la déformation en gris. (b) Coupe N-S évolutive dans la zone des Pyrénées présentant les différentes zones de rifting (Angrand and Mouthereau, 2021).	32
Figure 1-9 Schéma du modèle tectonique présentant les principales phases de structuration du prisme alpin (Ring and Gerdes, 2016).	33
Figure 1-10 Schéma illustrant la succession et l'orientation des différentes phases compressives associées à l'orogénèse alpine (Dumont et al., 2008).	34
Figure 1-11 Schéma illustrant (a) la mise en place de la nappe de Digne sur l'avant-pays alpin à la fin du Miocène (b) l'exhumation du bassin d'avant-pays au cours du Pliocène à l'actuel. Chaque schéma est accompagné d'une coupe géologique schématique illustrant les structures actives (Schwartz et al., 2017).	34
Figure 1-12 Coupe géologique des Alpes Occidentales interprétées à partir des données sismiques. (a) Carte topographique des Alpes Occidentales avec la localisation des deux profils sismiques (Nouibat et al., 2022). (b) Profil GeoFrance 3D, (Lardeaux et al., 2006). (c) Profil CIFALPS, (Malusà et al., 2021).	35
Figure 1-13 Position des stations sismiques du réseau AlpArray (Petersen et al., 2019).	36

Figure 1-14	Profile tomographique de la structure lithosphérique des Alpes Occidentales le long du profil CIFALPS (Nouibat et al., 2022).	36
Figure 1-15	Carte des Alpes Occidentales de la déformation géodésique enregistrée par les systèmes GPS (flèches), 1 nanostrain équivaut à un déplacement de 0,1 mm pour une zone de 100 km sur 1 année. En fond coloré la déformation sismique calculée à partir des mécanismes au foyer des séismes (Delacou et al., 2004; Walpersdorf et al., 2018).	38
Figure 1-16	Modèle d'interpolation des données de traces de fissions (Vernon et al., 2008). (a) Traces de fissions sur apatite. (b) Traces de fissions sur zircon.	40
Figure 1-17	Trajet d'exhumation des différents massifs cristallins externes à partir des données thermochronologiques de ZFT, AFT, ZHe et AHe (Girault et al., 2022).	41
Figure 1-18	Compilation des âges Ar-Ar sur phengite et U-Pb sur allanite/épidote/monazite des différentes zones de cisaillement dans la zone Externe des Alpes Occidentales. ASZ : Aar Shear zone (jeu compressif, Ar-Ar sur phengite de (a) Challandes et al. (2008) et U-Pb sur épidote de (b) Peverelli et al. (2021) et jeu cisailant dextre, U-Pb sur monazite de (c) Ricchi et al. (2019) et Ar-Ar sur phengite de (d) Rolland et al. (2009)) ; PFS : Periadriatic Fault System, RSL : Rhone Simplon Line et SF : Simplon Fault (Ar-Ar sur phengite de (e) Campani et al. (2010) ; U-Pb sur monazite de (f) Gnos et al. (2021)) ; MBSZ : Mont Blanc Shear Zone (jeu compressif, U-Pb sur allanite de (g) Cenki-Tok et al. (2014), jeu cisailant dextre, Ar-Ar sur phengite de (h) Rolland et al. (2008)) et U-Pb sur monazite de (i) Bergemann et al. (2019)) ; BelSZ : Belledonne Shear Zone (U-Pb sur monazite de (j) Janots et al. (2019), (k) Gasquet et al. (2010) et Ar-Ar sur adularia de (k) Gasquet et al. (2010)) ; HDFZ : High Durance Fault Zone (Ar-Ar sur phengite de (l) Simon-Labric et al. (2009) et (m) Bellanger et al. (2015), U-Pb sur monazite de (k) Gasquet et al. (2010)) ; BerSZ : Bercesio Shear Zone (jeu compressif et cisailant dextre, Ar-Ar sur phengite de (n) Sanchez et al. (2011), jeu cisailant dextre, U-Pb sur monazite de (o) Ricchi et al. (2020)) ; VSZ : Valetta Shear Zone (références similaires à la BerSZ), Rolland et al., accepté (Annexe 2).	43
Figure 2-1	Chaîne de désintégration du ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th (Schoene, 2014).....	49
Figure 2-2	Schéma conceptuel des cônes (d'après Godeau, 2018).	51
Figure 2-3	(a) Données brutes des intensités mesurées sur le standard WC-1 au CEREGE le 29/10/2021. (b) Interface d'Iolite V3 et sélection de la partie significative du signal sur chacune des analyses, d'après le Data Repository (Vezinet et al., 2019).	55
Figure 2-4	Diagramme Tera-Wasserburg mettant en évidence la concordia, discordia et les lower et upper intercepts.	57
Figure 2-5	Gamme de températures dans lesquelles les différentes méthodes et systèmes de thermochronologie basse température sont utilisables (Ault et al., 2019a).	59
Figure 2-6	Schéma conceptuel d'un atome de ^{238}U avec les particules émises au cours de la désintégration en ^{206}Pb	60

Figure 2-7 Maille cristalline de l'hématite (Balout et al., 2017).....	62
Figure 2-8 Schéma des différents cas de figures lors de l'éjection d'un atome d'hélium en fonction de l'homogénéité de l'échantillon.....	63
Figure 2-9 Détermination expérimentale du domaine de diffusion (Farley and Flowers, 2012).	65
Figure 2-10 Diffusivité apparente des hématites en fonction de la température et du domaine de diffusion théorique (Farley, 2018).....	66
Figure 2-11 Température de fermeture en fonction du rayon des cristallites d'hématite (Farley, 2018).	67
Figure 2-12 Modélisation de la proportion d'hélium retenu dans la structure d'une hématite avec des cristallites de rayon égal à 10 nm en fonction du temps d'exposition à une certaine température (Farley, 2018).....	67
Figure 2-13 Schéma de la ligne de dégazage reliées au VG 5400 avec les différents éléments purificateurs en jaune et les pompes en vert.	68
Figure 2-14 Spectre de DRX avec en noir la courbe observée pour l'échantillon et en couleur le modèle que l'on fait correspondre. La courbe bleu-ciel du bas correspond à l'erreur entre le model et les données. La totalité des spectres est présentée en annexe.	70
Figure 2-15 Vue schématique du plan CSV pour un échantillon d'hématite de plan de faille avec plusieurs couches d'hématite en brun et d'autres phases en beige (inspiré des observations de terrain dans cette thèse).....	71
Figure 2-16 Types de texture d'hématite images MEB (Ault, 2020).....	72
Figure 2-17 Schéma d'une configuration où l'interprétation de l'âge obtenu correspond à un âge de cristallisation (Ault, 2020).....	74
Figure 2-18 Schéma d'une configuration où l'interprétation de l'âge obtenu correspond à un âge d'exhumation (Ault, 2020).	75
Figure 2-19 Schéma d'une configuration où l'interprétation de l'âge obtenu correspond à un âge d'exhumation (Ault, 2020).....	76
Figure 2-20 Image MEB (BSE) des zones d'analyses LA-ICP-MS et SIMS, Dorian Bienveignant (mémoire de master, 2020).....	81
Figure 2-21 Schéma d'une molécule de CO ₂ avec les deux substitutions pour en faire un "clumped isotope".	82
Figure 2-22 Energie de liaison en fonction de la distance entre deux atomes pour les isotopes de l'hydrogène (Eiler, 2007).	83
Figure 2-23 Variation de la constante d'équilibre en fonction de la température, exemple du di-hydrogène et de l'eau (Eiler, 2007).	84
Figure 2-24 Courbe de calibration du Δ_{47} en fonction de la température pour différents carbonates organiques et inorganiques (Bonifacie et al., 2017).	86
Figure 2-25 Evolution de la température calculée à partir du Δ_{47} en fonction du temps d'exposition à une certaine température pour une calcite ayant cristallisé à 25°C (Stolper and Eiler, 2015).....	88

Figure 3-1 Carte géologique des Alpes Occidentales illustrant les sites étudiés dans la partie externe avec en jaune les sites datés. Les numéros font référence au tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse, Annexe 3. ... 93

Figure 3-2 (a) Paleogeographic map during the Albian-Cenomanian transition (100 Ma) (simplified from map by R. Blakey at <http://cpgeosystems.com>). The location of the study area is highlighted by the red box. (b) Sketch geological map of SE France showing the repartition of Pyrenean and Alpine thrusts in the Provence – SW Alps domain and the Cretaceous Durancian Isthmus (uplift), adapted from Balansa et al. (2022). Boxed areas correspond to Figures 2 and 4. PFT: Penninic Frontal Thrust; VFZ: Ventoux-Lure Fault. The Star indicates where U-Pb on calcite dating was applied to limestone porosity by Godeau et al. (2018)..... 95

Figure 3-3 Geological context of the Authon sample (Eastern Provence). (a) Stratigraphic log of Authon area, ϕ refers to main thrusts. (b) Geological sketch map draped on a DEM and GoogleEarth image of the Authon area (location on Figure 1). Top-to-the-North (Pyrenean) thrust ϕ_1 is shown in black while top-to-the-South Valavoire thrust ϕ_2 is shown in red. (c) Field panorama with the structural relationships of the two thrusts. (d) Close view on ϕ_1 thrust. Green lines underline stratification beds. (e) Close view on ϕ_1 hanging-wall unit and the sampled AUT20-1 dolostone calcite filling. (f) Quartz-calcite centimetre-scale fibrous vein with measured orientation in h. (g) ϕ_1 associated footwall cleavage in Jurassic marl-limestones, consistent with a top-to-the-North motion of ϕ_1 . Red, blue and green lines highlights joints, schistosity and bedding, respectively. (h) Schmidt stereogram (lower hemisphere) of Triassic dolostone bedding (green), quartz-calcite veins (grey) and fibres (orange). (i) Schmidt stereogram (lower hemisphere) footwall deformation associated with ϕ_1 ; colours refer to structures shown in (g). (j) Geological cross-section showing the relationships between the two main thrusts: top-to-the-North ϕ_1 thrust rooted in Triassic evaporites (gypsum); top-to-the-South ϕ_2 (Valavoire) thrust truncating the ϕ_1 structure and transporting Mesozoic series over the autochthonous Cenozoic series (Miocene molasse). 97

Figure 3-4 Petrological, geochemical and age relationships in the dated Authon (Eastern Provence) sample. (a) Thin-section picture of sample AUT20-1A with the analysed zones. (b) Tera-Wasserburg plot, spots in red are from zone 1 and green spots are from zone 2. On all the analyses a cut-off is applied on the ^{207}Pb content. The points whose measured ^{207}Pb content is lower than 3 times the baseline are eliminated (dotted circles)..... 98

Figure 3-5 Geological context of dated Dentelles (Western Provence) sample. (a) Stratigraphic log of the area. (b) Geological sketch map draped on a DEM and GoogleEarth image of the Dentelles area (see location on Figure 3-2; perspective view towards ENE). (c) Westward view of the “southern Dentelle” showing large-scale disharmonic folding in the footwall of a top-to-the north thrust. Green lines underline bedding and red dotted ones highlight the former location of the (now eroded) thrust. (d) Schmidt stereogram (lower hemisphere) with Jurassic bedding in green. (e) Eastward view of Tithonian limestones in the hangingwall of the top-to-the-north thrust (same as c), with a possible ramp anticline structure in red. Green lines underline bedding. (f) Schmidt stereogram (lower hemisphere)

with Jurassic bedding in green, C and S structures (respectively in red and purple) overprinting the thrust structure, and indicating an extensional reactivation. Slickensides and fold axis are represented as red and green dots, respectively (g) Close view of the vein sample BAU20-1. The veins cross-cut the E-W antiform fold structure. (h) Schmidt stereogram (lower hemisphere) with Jurassic bedding (green), calcite veins (grey) and fibres (orange). Note that the veins are sub-vertical and correspond to a main NW-SE (N155°E) compression. (i) Interpretative cross-section showing the different faults and the main basal decollement on Triassic evaporites units. Normal faults crosscut and thus postpone folded structures. Note that the Mesozoic series are locally verticalized by the main top-to-the North thrust, which is rooted on the Triassic evaporites. Structural data from the rest of the massif are displayed in Annexe 5. 100

Figure 3-6 Petrological, geochemical and age relationships in the dated Dentelles (Western Provence) sample BAU20-1. (a) Sample BAU20-1 exhibiting centimetre-scale calcite fibres. (b) Zoom on the dated zone, LPNA and cathodoluminescence images, with LA-ICP-MS spots and corresponding analyses numbers. (c) Thin-section with calcite fibres underlined in orange and dated domain (b). (d) Tera-Wasserburg plot. 101

Figure 3-7 Coniacian-Early Santonian (~90-85 Ma) general geodynamic sketch of Western Europe and Mediterranean domain put up to discuss the context of the Early Pyrenean compression phase that occurred in the Provence domain leading to a generalized internal plate compressional context, and to the uplift and emersion of the Durance Isthmus. The difference in tectonic style between the Provence and Pyrenean domains is explained by differential accommodation of internal plate shortening along the Cevennes and Nimes sinistral faults (CF and NF). Position of continents and structural domains are after Dielforder et al. (2019), modified. CEBS: Central European Basin System (black lines are major faults). Green and dark gray areas indicate zones of exhumed mantle rocks and extended continental crust, respectively, in the Pyrenean realm and Bay of Biscay (BoB). Light gray and blue areas indicate continental and oceanic domains, respectively. In northern Iberia, along the southern rim of the Pyrenean Rift, long wavelength folding occurred during the Coniacian (~90 Ma, Andrieu et al., 2021). In northern Europe, the Tornquist zone is part of the Paleozoic suture between Baltica and Europe. The Tornquist zone and CEBS have subsequently been intensely reactivated during the Early Pyrenean compressional phase at ~81–69 Ma (e.g., Fischer et al., 2012). 102

Figure 4-1 Carte géologique des Alpes Occidentales illustrant les sites étudiés dans la partie des massifs subalpins avec en jaune les sites datés. Les numéros font référence au tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse, Annexe 3. 107

Figure 4-2 Geological map of Western Alps, with the location of the Subalpine fold and thrust belt massifs (Vercors, Chartreuse and Bauges) and the External crystalline massifs (Pelvoux and Belledonne). Numbers correspond to sampled locations detailed in Annexe 6, roman numbers and capital letters correspond to major subalpine faults and thrusts. A: Eastern Bauges fault; B: Central Bauge Thrust. I Eastern Vercors thrust; II: Eastern Chartreuse thrust; IIIa: Central Vercors thrust; IIIb: Central Chartreuse thrust; IV: West

Vercors thrust; V: Western Subalpine thrust. To construct this map, the ALOS World 3D-30m DEM (AW3D30) from the Japan Aerospace Exploration Agency (©JAXA) was used. In addition, the geo-referenced database of BRGM's 1:50,000 vectorised and harmonised geological maps (Bd Charm-50) was also used. The faults are drawn from the Bd Charm-50 database and from Kalifi et al. (2021). 110

Figure 4-3 Sketch illustrating the different types of studied structures and their relative position to the thrust. Four types of structures have been studied and sampled: (1) main thrusts in the Mesozoic sedimentary cover, (2) Strike-slip faults and (3) flexural slip fault in the hanging wall of the thrust, associated to the ramp anticline development, (4) fractured pebbles with calcite filling in the molasses..... 112

Figure 4-4 (a) Field photographs of central Vercors thrust (Rencurel, location 13 in Figure 4-2) with Urgonian, main fault plane in red and related cleavage in slates of the high-strain zone in blue. (b) Zoom on a calcite sigmoid close to the fault plane and C-S structures. (c) Stereogram of the fault planes, Urgonian bedding and dark marls cleavage, colours refer to (a). (d) Photography of calcite fault gouge sample B with sampling spots of Δ_{47} and stable isotopes (s.i.) with slickensides underlined in red..... 113

Figure 4-5 (a) East Vercors location 9 Miocene conglomeratic molasse with (b) zoom and corresponding stereoplot of fractures (in black) and bedding (in green, 'S0'). (c) Examples of strained pebbles figures exhibiting brittle-ductile deformation: 1, Visible fracture with mm displacement highlighted by slickensides; 2, Dissolution cups with linked radial fracturing and offset; 3, Small calcite filled-veins with observable offsets; 4, Widespread fracturation and fibrous crystallization without any visible offset..... 115

Figure 4-6 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ (VPDB) versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ (VPDB) plot. Dotted frames are identified domains based on our data. Error bars (at 2σ) for conventional isotopic analysis are smaller than symbols and those for SIMS analysis appear to be much larger. Letters and roman numbers correspond to main thrust (Figure 4-2). 118

Figure 4-7 Calculated tensors based on fault orientations, displacement and striae data. Black and white quadrants correspond to compression and extension quadrant, respectively. The P, B and T axes are represented by red circles, white squares and blue triangles respectively. Numbers correspond to the location of measurements (Figure 4-8). For each study location, the orientation of the fault planes and their striations as well as the stratification planes (S0) are given in the Angelier plots. In addition, the orientation and name of the samples taken for U-Pb dating are also shown in the latter (coloured in red and orange for samples A and B). The dotted planes are not included in the data inversions (such as the S0 planes and the samples from location 17 which correspond to extensional vein orientations). For each location, the results of the inversions are displayed as right dihedral diagrams (NDA method) and P-B-T axes (P-T method). In addition, histograms related to the NDA method are given. 122

Figure 4-8 Simplified map with main thrusts and minor faults and sampled location, see Figure 4-2 caption. 124

- Figure 4-9 Compilation of Tera-Wasserburg plot from fault planes. Numbers correspond to sample locations and colours refer to the sampled thrusts (Figure 4-8)..... 125
- Figure 4-10 Compilation of Tera-Wasserburg plots from fractured pebbles. Numbers correspond to sample locations, roman numbers and colours refer to the sampled thrusts (Figure 4-8)..... 127
- Figure 4-11 (a) Thin-section of fractured pebble C from location 9 with cross relationships of calcite filled-veins. (b) Zoom on age cartography made on generation 2 filled veins, each spot corresponds to a U-Pb analysis. Red numbers correspond to straddles ousted spots. (c) Cathodoluminescence photography evidencing the dark borders of the generation 2 filled-veins dated at ~15 Ma and the lighter core dated at ~9 Ma (samples C in Figure 4-10). (d) ^{208}Pb interpolation from age spots highlighting the 2 different generations inside the generation 2 filled veins. 129
- Figure 4-12 (a) Zoom on elemental map zone. (b) Elemental mapping of the generation 2 calcite filled veins evidencing differences in various elemental contents in count per second Pb^{208} , Fe^{57} , U^{238} and Sr^{88} 130
- Figure 4-13 Simplified map of the studied zone with temperature constrains (Vitrinite, Raman and Δ_{47}) from literature and Δ_{47} from this study. 134
- Figure 4-14 Recalculated subalpine and Jura Δ_{47} temperature versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcite}}$ (VPDB) and calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluid}}$ (SMOW) in dashed lines (Kim and O'Neil, 1997). Fields are based on literature: molluscs shells compiled in (Veizer et al., 1999) are supposed in equilibrium with marine water temperatures, following Mangenot et al. (2019); precipitation field relies on IAEA data of Wiser program, <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>, $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (SMOW) and Air temperatures from Malaussene, Carpentras, Draix and Thonon-les-Bains. Saint-Nizier lies in Eastern Vercors (location 9, Figure 4-5), and Rencurel in central Vercors (location 13, Figure 4-4)..... 135
- Figure 4-15 (a) Timeline of the development of the thrust sequence on a NW-SE profile and comparison with the sedimentation ages of molassic basins. (b) W-E Cross-section, modified from Kalifi et al., (2021) with major thrust activation. Fault names related to roman numerals are described in Figure 4-2 caption. See Annexe 8 for a zoomed cross-section of the eastern Vercors side. 137
- Figure 4-16 Sketch depicting the evolution of strain context through time, the involved faults and related ECM exhumation. Activation of the different thrusts is inferred by the first age recorded for each fault. Small grey arrows are local data derived stress orientation while big grey arrows are regional interpreted stress orientation. Black cross in a grey circle are exhuming zones. 139
- Figure 5-1 Carte géologique des Alpes Occidentales illustrant les sites étudiés dans les parties internes avec en jaune les sites datés. Les numéros font référence au tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse, Annexe 3..... 146
- Figure 5-2 Geological map of Western Alps showing the location of the study area. External Crystalline Massifs: Ar, Argentera; B, Belledonne; MB, Mont Blanc; P, Pelvoux. Internal Crystalline Massifs: DM, Dora-Maira; GP, Grand

Paradis; MR, Mont Rose. PFT: Penninic Frontal Thrust. Insert modified from Schwartz et al. (2017). 149

Figure 5-3 Study area of the Penninic Frontal Thrust, east of the Pelvoux External Crystalline Massif (ECM). High-Durance Fault System is represented in red from Tricart et al. (2001) and Sue et al. (2007). Location of sampled sites is indicated. The location of the extensional fault dated by U-Pb on calcite (samples FP18-2 and FP18-3) is marked by a star. Colour of site circle refers to the host rock age: red, Eocene sandstone flysch (grès du Champsaur); green, Cretaceous carbonates; blue, Jurassic carbonates; purple, Triassic carbonates. Sample descriptions are shown on Annexe 10. © Google Earth for background relief map. 150

Figure 5-4 a: General view and geological interpretation of the Fournel Valley southern slope with the studied site of the Tête d'Oréac. b: Outcrop interpretation of the Tête d'Oréac with extensional features in late Cretaceous calcschists in agreement with the High-Durance Fault System and Wulff stereogram, lower hemisphere. c: Calcschist oriented sample FP18-1 evidencing multiple calcite vein generations. V1 is related to the main compressional phase related to the Tête d'Oréac anticline formation and V2 are related to extensional reactivation of the PFT during onset of the High-Durance Fault System. Cs: Late Cretaceous calcschists; Js+Tm: Middle Triassic to Late Jurassic dolomitic to siliceous limestones; Tl: Lower Triassic sandstones. 151

Figure 5-5 a: General sketch of sample FP18-1 evidencing cross-cutting relationships for two main vein generations Figure 5-4 c. b-d: Microscope and cathodoluminescence pictures showing the different vein calcite generations. 154

Figure 5-6 a-b: Outcrop interpretation of the Tournoux scarp showing various degrees of cataclasis in Triassic dolomitic limestone with Wulff stereogram lower hemisphere. Squares are sampled area, sample FP18-2 is a highly cataclased sample, while sample FP18-3 is less intensely cataclased and is cross-cut by millimeter-scale calcite veins. c, d, e: Microscope and cathodoluminescence pictures showing several calcite filling generations. « clear calcite » shows zonings and seems to crystallize into a primary porosity left within the cataclasite. The clear calcite and veins from the cataclasite are dated using the U-Pb dating on calcite method. 155

Figure 5-7 Stable isotopic data from samples indicated on Figure 5-3. Domains represented by dashed red, black and blue lines are from the literature (Nardini et al., 2019; Rossi and Rolland, 2014 and references therein). The coloured green domain corresponds to veins associated to brittle-ductile structures. These veins show similar isotopic compositions as their host rocks. The orange domain features the signature of cataclased normal fault samples, which show a different isotopic composition as compared to their host rock, and are similar to deep metamorphic fluids (e.g., Crespo-Blanc et al., 1995; Rossi and Rolland, 2014; Rolland and Rossi, 2016). 156

Figure 5-8 Tera-Wasserburg concordia plot of (a) Highly cataclased sample FP18-2 calcite filling (b) and (c) sample FP19-12A veins and FP19-12A 'clean calcite' filling (d) and (e) sample FP18-3 veins, and corresponding maps of sampled spots (150 µm). MSWD: Mean Square Weighted Deviation. An

- additional error propagation tied to WC-1 standard uncertainty is taken into account. 158
- Figure 5-9 Impact of the initial ^{234}U excess on the final age estimation. Several initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios have been tested ranging between 1 to 2. This spread in initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ leads to an age difference of 0.37 Ma. The obtained U/Pb age of 2.59 Ma, assuming equality of ^{234}U and ^{238}U contents is thus a maximum age. 162
- Figure 5-10 Evolutionary geological cross-section sketch of PFT (modified from Tricart et al., 2006). a, Compressional activation of the PFT resulting in joint External Crystalline Massifs burial and Briançonnais exhumation during the Oligocene. b, Extensional reactivation of the PFT and setting up of the High-Durance Fault System during the Pliocene as evidenced in this study. At this point the dated extensional fault passes through the upper boundary of the seismic zone at ca. 2-3 Ma. c, At present-day, compressional deformation has migrated westward (frontal part of External Crystalline Massifs, since c. 15 Ma) and extensional seismic activity of the High-Durance Fault System is recorded at shallow depth 3-10 km east of the studied paleoseismic zone. 163
- Figure 5-11 Carte géologique de la zone d'étude. Les âges affichés sont en Ma. . 165
- Figure 5-12 Site de Puy-Chalvin. (a) Photographie des failles normales découpant les Quartzites du Trias. (b) Stéréogramme des données de terrain, en rouge les plans de failles et les stries, en vert la stratification et en gris les veines de calcite. (c) Plan de faille montrant la brèche avec des clasts de quartzite issu des roches encaissantes cimentés par de la calcite. (d) Plan de faille strié minéralisé par de la calcite et présentant des tectoglyphes indicateurs d'un jeu normal. (e) Echantillon de brèche plus éloignée du plan de faille. 166
- Figure 5-13 (a) Diagramme Tera-Wasserburg de l'échantillon de plan de faille de Puy-Chalvin PC20-2. (b) Image LPNA et cathodoluminescence identifiant les 3 générations de carbonate. 167
- Figure 5-14 Affleurement du Col de la Pusterle. (a) Photographie de la faille normale qui met en contact les quartzites du Trias avec les calc-schistes du Crétacé supérieur. Stéréogramme avec en rouge les failles et stries, en gris les fentes en échelon de calcite et en bleu la schistosité crénelée. (b) Photographie de la brèche de faille avec la chronologie relative, en premier la calcite puis les veines d'hématite et enfin le plan strié à hématite. (c) Echantillon d'hématite issu du plan de faille. Plusieurs couches d'hématites sont observées intercalées de phyllosilicates. 169
- Figure 5-15 Echantillon FP18-6 de la brèche de faille du Col de la Pusterle. (a) Lame mince FP18-6B mettant en évidence les générations de calcite. (b) Image LPNA et cathodoluminescence de la seconde génération de calcite. (c) Image LPNA et cathodoluminescence de la bordure entre la première génération de calcite grise et la seconde génération de calcite claire. ... 170
- Figure 5-16 Photographies de terrain de la localisation proche de Briançon au site de la faille de la Clarée. (a) Photographie du versant Ouest de la partie Sud de la vallée la Clarée. (b) Photographie de l'affleurement avec des plans striés à hématite et le stéréogramme associé (rouge = failles et bleu = schistosité).

(c) Echantillons d'hématite prélevés (HeBRI21-6 en haut et HeBRI21-1 en bas).....	171
Figure 5-17 Exemple de spectre DRX (a) d'un échantillon de plan de faille du Col de la Pusterle (b) d'un échantillon de veine de la faille de la Clarée.....	172
Figure 5-18 Résultats de la composition en éléments majeurs des échantillons du Col de la Pusterle et de la Clarée. Les abondances en Mn, Mg, Na, K, Ti, P ont aussi été mesurées mais étaient en dessous des limites de détection ou jugées peu pertinentes. LOI : Loss On Ignition.....	175
Figure 5-19 Résultats de la composition en éléments en traces (Pb, Th et U) des échantillons de la Pusterle et de la Clarée. (a) Pb en fonction de U. (b) Th en fonction de U.....	176
Figure 5-20 Spectres en terres rares normalisés à la composition du PAAS (Post-Archean Australian Shale), (McLennan, 1989).....	177
Figure 5-21 Images d'un échantillon du plan de faille à hématite du Col de la Pusterle HeFP18-3. (a) Photographie à la loupe binoculaire du plan CSV montrant l'organisation en couche riches en hématites intercalées de couches de phyllosilicates. (b) Image BSE (Back Scattered Electron) faite au MEB. Les zones claires contiennent plus d'éléments lourds (comme le fer) tandis que les zones plus sombres contiennent des éléments plus légers. (c) Image SE (Secondary Electron) qui renseigne sur la rugosité de l'échantillon et son relief. Le carré rouge correspond au d. (d) Zoom progressif de l'échelle du mm à ~100 nm. La taille des cristallites est mesurée sur un certain nombre afin d'avoir une moyenne significative.....	178
Figure 5-22 Images au MEB des échantillons d'hématite du plan de faille du Col de la Pusterle avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).....	179
Figure 5-23 Images MEB d'un échantillon d'hématite du plan de faille du Col de la Pusterle, vue sur le plan strié avec la taille des cristallites.....	180
Figure 5-24 Images au MEB des échantillons d'hématite de veines du Col de la Pusterle avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).....	180
Figure 5-25 Images au MEB des échantillons d'hématite de veine de la Clarée avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).....	181
Figure 5-26 Images au MEB des échantillons d'hématite de plan de faille de la Clarée avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).....	182
Figure 5-27 Diagramme des âges (U-Th)/He hématite (1σ) en fonction du poids des aliquotes.....	183
Figure 5-28 Diagramme des âges (U-Th)/He hématite (1σ) en fonction de la concentration en U et Th. (a, c) Pour les localisations du Col de la Pusterle et de la faille de la Clarée. (b, d) Zoom avec uniquement les âges du Col de la Pusterle. L'incertitude des âges U-Pb sur calcite est à 2σ	184
Figure 5-29 Diagramme ternaire des échantillons de la faille de la Pusterle et de la Clarée.....	185

- Figure 5-30 Graphique de la température de cristallisation calculée à partir des données de Δ_{47} en fonction de la signature du fluide minéralisateur recalculée avec les équations de (Kim and O'Neil, 1997). Les données en gris foncé correspondent aux résultats issus des prélèvements dans les sources thermales des Alpes internes et externe (Poulain, 1977; Blavoux et al., 1982). Les tendances (marquées par des flèches) sont issues de Brigaud et al. (2020). 188
- Figure 5-31 Altitude de prélèvement des échantillons en fonction de la signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des eaux ou recalculée à partir du Δ_{47} des calcites. Les courbes sont tracées à partir des prélèvements des précipitations en fonction de l'altitude dans les zones alpines. 189
- Figure 5-32 Modélisation de l'histoire thermique de la zone Ultrabriançonnais à partir des données AFT (Tricart et al., 2007). 190
- Figure 5-33 Schéma de l'exhumation de la zone de la faille de Tournoux et de la Pousterle avec les fluides mobilisés par ces failles à partir de 5 Ma jusqu'à l'actuel. Les signatures des fluides de (a) et (b) sont issues de la mesure du Δ_{47} des calcites de brèche tandis que celle de (c) est issue de la mesure des fluides aux exurgences des sources hydrothermales. 192
- Figure 6-1 Carte générale des Alpes Occidentales avec les localisations étudiées au cours de cette thèse pour lesquelles un échantillon a été prélevé. 195
- Figure 6-2 Données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des calcites issues des massifs subalpins. Les localisations associées aux chevauchements de l'Est des Bauges sont en bleu. Les localisations associées au chevauchement oriental du Vercors (chevauchement de Saint-Nizier-du-Moucherotte) sont en jaune. Les localisations associées au chevauchement oriental de la Chartreuse sont en rouge. Les localisations associées aux chevauchements centraux Vercors/Chartreuse sont en vert. La localisation en rose est associée à des failles normales. 200
- Figure 6-3 Données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des calcites issues de la zone externe. Les localisations associées à la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes sont en rouge. Les localisations associées aux bassins d'avant-pays sont en bleu-rose. 200
- Figure 6-4 Données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des calcites issues des zones internes. Les localisations associées aux structures compressives du Front Pennique sont en rouge-jaune. Les localisations associées au rejeu décrocho-extensif du Front Pennique sont en bleu-rose. 201
- Figure 6-5 Type de veine de calcite et confiance relative du lien de ce type de veine avec la déformation (Roberts and Holdsworth, 2022). 207
- Figure 6-6 Schéma des différentes textures de calcite observables (Bons et al., 2012). 207
- Figure 6-7 (a) Schéma de l'ouverture incrémentale d'un plan de faille (Bons et al., 2012). (b) Photographie de la lame mince de l'échantillon MER21-2 prélevé à la localisation 25 avec les zones ou les spots d'analyse U-Pb ont été placés. (c) Diagramme Tera-Wasserburg avec les couleurs correspondantes aux zones définies précédemment. 209

Figure 6-8 Schéma illustrant les étapes de déformation des Pyrénées lors de la convergence entre la plaque Européenne et Adriatique avec la contrainte chronologique apportée par l'U-Pb sur calcite (modifié d'après Andrieu et al., 2021).....	212
Figure 6-9 (a) Carte géologique des Alpes Occidentales avec le tracé du profil sismique CIFALPS. (b) Coupe interprétative des limites des structures géologiques à partir du modèle de vitesse Vs (modifié d'après Nouibat et al., 2022).....	214

« Tout comme l'astronomie et la physique, qui nous ont révélé l'effarante complexité de l'infiniment grand et de l'infiniment petit, la géologie dont l'histoire se compte par millions d'années, élargit notre conception de l'univers et nous apprend à nous évader hors des limites restreintes de la chronologie humaine. ».

Léon Moret 1961.

Résumé

Dans les Alpes, les différentes unités géologiques et structures tectoniques en surface sont bien caractérisées par les études de terrain et en profondeur par les méthodes d'imagerie géophysique. En revanche, les âges de fonctionnement de structures tectoniques majeures sont uniquement contraints par des critères de recoupements ou des datations indirectes. Les avancées majeures des méthodes de datation directes U-Pb et (U-Th)/He, notamment via le développement de l'analyse par ICP-MS laser, rendent possible la datation in-situ de nombreux minéraux comme la calcite ou l'hématite. Ces minéraux sont communs dans les milieux superficiels où s'exprime la déformation cassante et permettent de dater les mouvements sur les failles.

L'objectif de cette thèse est d'apporter des contraintes chronologiques absolues sur le fonctionnement des structures majeures ayant formé le prisme orogénique alpin. Ces travaux se basent sur une approche multidisciplinaire à partir d'une étude de terrain, d'une étude pétrologique de détail des échantillons prélevés, l'analyse de leurs compositions isotopiques et enfin des datations.

Dans la partie frontale, provençale, des Alpes, des âges U-Pb sur calcite obtenus sur des chevauchements à vergence Nord ont été obtenus à 97-90 Ma (Turonien-Cenomanien). Ces chevauchements sont associés à la phase compressive N-S de la déformation Pyrénéo-provençale plus précoce que l'âge de ~85 Ma avancé dans les modèles, ce qui suggère une initiation intra-plaque diffuse de cette phase de collision avant la localisation d'une zone de subduction. L'âge de fonctionnement des structures chevauchantes correspond également à celui de l'exhumation de la plateforme carbonatée de la Provence et à la formation des bauxites.

Dans les massifs subalpins, la méthode de datation U-Pb sur calcite a permis de contraindre pour la première fois, la chronologie de mise en place du fold and thrust belt des chaînons subalpins. Plusieurs étapes de déformation ont été identifiées (15 Ma pour le chevauchement le plus à l'Est, 12 Ma pour les deux suivants vers l'Ouest et enfin 7-10 Ma pour le chevauchement le plus à l'Ouest). Les âges thermochronologiques des massifs cristallins externes (MCE) sont synchrones des chevauchements, ce qui suggère un enracinement de ceux-ci sous les MCE. Des signatures de Δ_{47} en accord avec des températures de +140°C témoignent d'un enfouissement important (4-6 km) pour la partie Est des massifs subalpins. Dans la partie centrale de ces massifs, des températures de 50°C sont obtenues en lien avec la circulation de fluides météoriques qui indiquent une profondeur d'enfouissement de 1-2 km.

Dans les zones internes, la formation du faisceau de failles normales de la Haute-Durance a été contrainte par des datations U-Pb sur calcite et (U-Th)/He sur hématite. A l'Est de la zone Briançonnaise, des âges de 12,7 Ma jusqu'à 8,5 Ma ont été obtenus. Ces âges minima pour l'extension sont cohérents avec le modèle d'exhumation des zones internes et externe basé sur les traces de fissions sur apatite. A l'Ouest, proche du Front Pennique, les âges (U-Th)/He sur hématite se répartissent sur une gamme entre 2 Ma et 0,1 Ma. Dans la même zone, des âges U-Pb sur calcite de 5,5 Ma et de 3,5-2,5 Ma indiquent que le régime sismotectonique actuel en extension enregistré dans la zone fonctionne depuis au moins 6 Ma. Les calcites présentent une signature en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ proche de celle des calcites des massifs cristallins externes témoignant d'un système plus ouvert. Ces dernières se déroulent pour des températures de cristallisation de la calcite d'environ 130°C. Ces fluides chauds sont mobilisés par les failles lors de leur enracinement en profondeur sur le Front Pennique.

Lors de la dernière phase d'exhumation (marquée par la cristallisation d'hématite), la zone est dominée par l'influence des fluides de surface. Des températures de cristallisation de $\sim 35^{\circ}\text{C}$ sont enregistrées en cohérence avec les fluides mesurés au niveau des sources hydrothermales de la région.

Abstract

In the Alps, the main geological units and tectonic structures are well characterised since a long time by geological investigations at the surface and by geophysical imaging methods at depth. However, the ages of major faults are mostly constrained by cross-cutting relationships or by indirect dating using thermochronology. Now, major advances in direct U-Pb and (U-Th)/He dating methods, and notably of in situ laser ICP-MS analysis, make it possible to date minerals like calcite or hematite. These minerals are common in superficial environments where brittle deformation is expressed and, which allows the dating of fault movements.

The objective of this thesis is to provide some absolute chronological constraints on the brittle activity of major faults that formed the Western Alpine orogenic prism. This work is based on a multidisciplinary approach comprising a detailed field study, a petrological study, a geochemical analysis of calcite and hematite (especially a stable isotopic analysis) and dating of both minerals using the U-Th-Pb system.

In the frontal (Provence) part of the Alps, U-Pb dating on calcite on north-verging thrusts returned ages of 97-90 Ma (Turonian-Cenomanian). These thrusts are associated with the N-S compressive phase corresponding to the Pyrenean phase of deformation. The U-Pb calcite ages suggest onset of this phase earlier than is generally thought (~ 85 Ma age based on a shift of paleomagnetic data). This early and far-field deformation argue for a diffuse intra-plate initiation of the Pyrenean collision phase prior to the localization of a subduction zone. The age of the overriding structures is also consistent with the exhumation of the carbonate platform of Provence and the formation of bauxites.

In the subalpine massifs, the U-Pb dating method on calcite has made it possible to constrain for the first time, the formation of the fold and thrust belt in SW Alps. Several stages of deformation have been identified (15 Ma for the easternmost thrust belt, 12 Ma for the next two and finally 7-10 Ma for the westernmost thrust). The thermochronological ages of the External Crystalline Massifs (ECMs) suggest an exhumation synchronous with the thrust activity, suggesting that the latter merge and root beneath the front of ECMs. In the eastern subalpine massifs, Δ_{47} ratios are in agreement with temperatures of 140°C indicating a significant burial (4-6 km) below the Alpine nappes. This burial decreases significantly in the central part of subalpine massifs, where temperatures of 50°C are obtained indicating a burial depth of 1-2 km.

In the Alpine internal zones, the formation of the Haute-Durance normal fault system has been constrained by U-Pb dating on calcite and (U-Th)/He dating on hematite. To the east of the Briançonnais zone, ages ranging from 12.7 Ma to 8.5 Ma have been obtained. These minimum ages for the extensional phase are consistent with previous exhumation model of the internal and external zones based on fission tracks on apatite. To the west, along the Penninic Frontal Thrust, (U-Th)/He ages on hematite range from 2 Ma to 0.1 Ma. In the same area, U-Pb ages on calcite of 3.5-2.5 Ma (and a complementary age of 5.5 Ma to the East) indicate that the extensional seismotectonic regime that is currently recorded in the area has been active for at least 6 Ma. The

calcites have a $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signature close to that of calcites from the External Crystalline Massifs, indicating a more open system with calcite crystallisation temperatures of around 130°C . These hot fluids are mobilised by faults when merging on relatively deep portions (>3 km) of the Penninic Frontal Thrust. During the last phase of exhumation (marked by hematite crystallisation), the zone is dominated by the influence of surface-derived fluids. Crystallization temperatures of $\sim 35^\circ\text{C}$ are recorded, which corresponds to the temperature of fluids measured at the hydrothermal springs in the region along the same fault system.

Chapitre 1 Introduction générale



Souvenir de l'affleurement du Col de la Pusterle avec Yann Rolland, Stéphane Schwartz et Thierry Dumont.

1.1 Problématique

C'est au milieu du XX^{ème} siècle après la découverte de la radioactivité et l'étude des chondrites que Patterson et al. (1955) donnent l'âge du système solaire (et de la Terre par extension). Déterminer un âge absolu pour la formation d'une roche est relativement récent dans l'histoire de la géologie. Ces nouveaux outils se sont notablement diversifiés depuis, rendant systématique l'apport d'âges absolus aux différentes approches des Sciences de la Terre. Un des processus géologiques majeurs pour la compréhension de l'évolution tectonique des continents reste pourtant très mal daté, il s'agit de la fracturation des roches. Tandis que la déformation ductile est quant à elle bien mieux datée par de nombreux minéraux de haute (monazite, amphibole...) à moyenne (mica...) température. Cette apparente contradiction est liée à la présence de minéraux riches en U ou K en profondeur, tandis que les terrains superficiels où s'exprime la déformation cassante sont dominés par des minéraux pauvres en éléments radioactifs, comme la calcite.

Aussi, l'âge de la déformation cassante est généralement contraint par des âges relatifs (de recoupement ou de superposition) qui reposent sur la stratigraphie des couches affectées par la déformation (âge minimum) et dans certains cas, complété par celles qui scellent ces déformations (âge maximum). Dans le cas de déformations impliquant des mouvements verticaux, l'étude stratigraphique est complétée par des données thermochronologiques (traces de fission et (U-Th)/He sur zircon et apatite). Dans l'exemple d'une faille inverse, l'âge d'exhumation du bloc chevauchant (ou un changement de vitesse de celle-ci) peut être associé au fonctionnement de cette structure. Dans les Alpes Occidentales, Tricart et al. (2007) présentent des âges de traces de fissions sur apatite de part et d'autre du Front Pennique qui correspondent à la structure chevauchante majeure des Alpes (voir partie 1.1.3.3 L'apport de la thermochronologie). En mesurant des âges de ~25 Ma dans le compartiment chevauchant, ces auteurs donnent un âge minimal de fonctionnement de cette structure indépendamment de l'âge des unités qui sont affectées. Cela ne reste tout de même que des âges relatifs puisque que ce n'est pas directement un âge de mouvement de la faille qui est contraint, mais une combinaison entre érosion et tectonique (locale, régionale) qui conduit à l'exhumation des roches. Dans l'optique de directement dater le fonctionnement de ces structures, les minéraux syn-cinématiques (mica blanc) formés pendant le déplacement du Front Pennique ont été datés par Simon-Labric et al. (2009). Les âges obtenus sont compris entre 34 et 27 Ma et sont interprétés comme des âges d'activité de cette structure. Bien que très performants, ces outils dépendent de la présence de minéraux comme le mica présent à haute température dans des contextes de transition entre la déformation ductile et fragile. Les déformations fragiles générées en contexte thermique de basse température (<250°C) restent quant à elles peu et mal datées dans la plupart des contextes géologiques, soit du fait de l'absence de minéraux riches en U ou K, ou du fait de la complexité des phases de basse température (argiles...). Cependant, les avancées récentes dans les méthodes de datation (notamment utilisant le LA-ICP-MS) permettent désormais de dater des minéraux qui scellent les failles en domaine cassant : la calcite qui est un minéral commun dans les environnements carbonatés de basse température (e.g., Parizot, 2021) et l'hématite qui précipite également dans les failles des roches carbonatées ou cristallines (Ault et al., 2015). Dans cette thèse, nous nous proposons de tester ces méthodes, combinées à d'autres approches géochimiques pour tracer la nature des fluides afin de préciser les conditions de

pression et de température, notamment, comme méthodes de datations directes de la déformation cassante appliquées sur un transect des Alpes Occidentales.

1.1.1 Les Alpes Occidentales

L'architecture et l'évolution géodynamique des Alpes sont aujourd'hui bien définies (Figure 1-1, Figure 1-2, Figure 1-3, Annexe 1). La chaîne alpine est le résultat de la subduction de l'Océan Téthys-Ligure depuis le début du Crétacé supérieur puis de la collision des continents européen et africain depuis l'Eocène (de Graciansky et al., 1989). Une structure chevauchante majeure, le Front Pennique, sépare les zones internes composées de différentes unités de roches métamorphiques de Moyenne à Haute Pression de la zone externe où les unités sont faiblement métamorphisées (conditions du faciès des schistes verts).

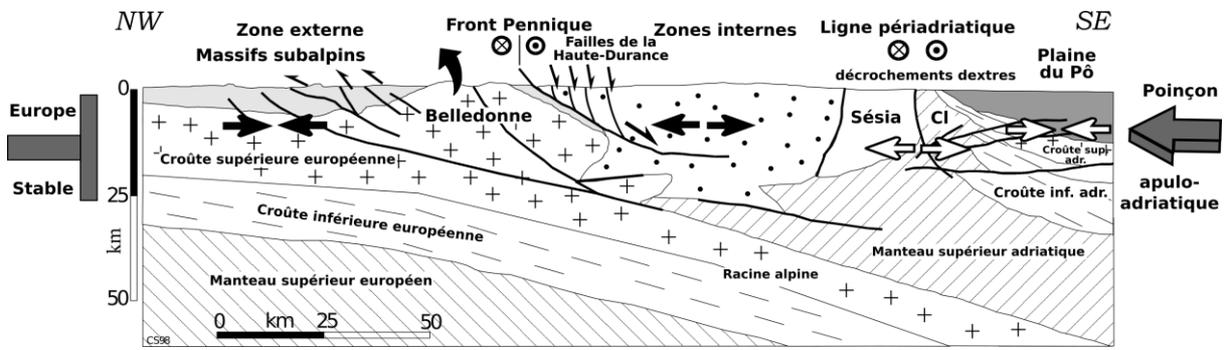


Figure 1-1 Coupe géologique schématique des Alpes le long du profil ECORS-CROP (d'après Sue, 1998).

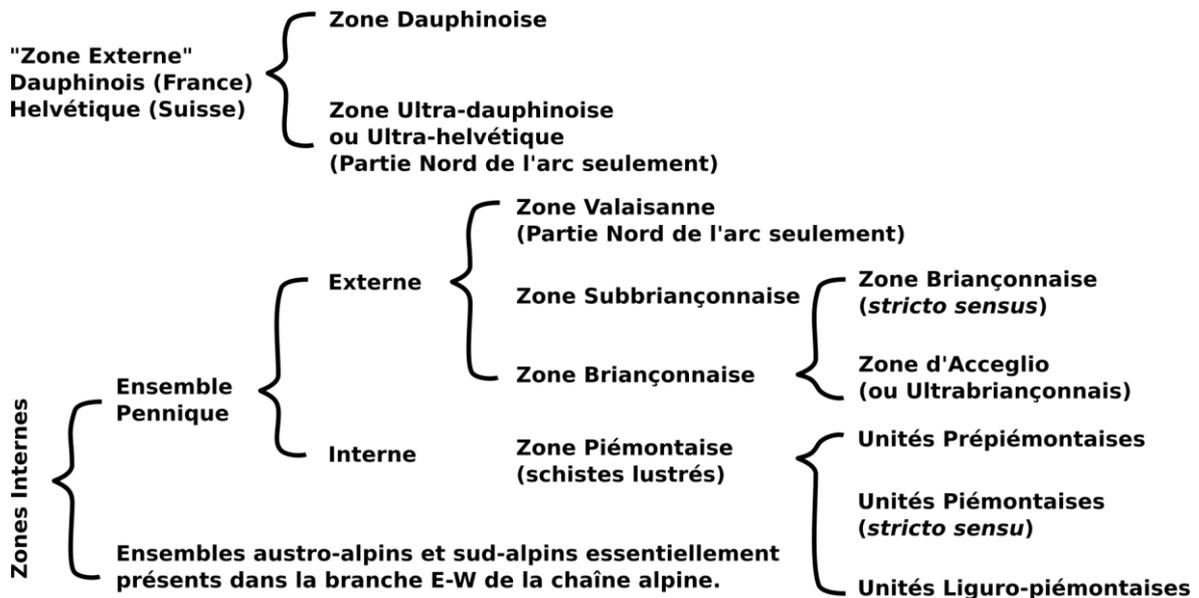


Figure 1-2 Nomenclature des unités Alpines (d'après Tricart, 1980).

La zone externe des Alpes (Figure 1-3) correspond à la marge continentale proximale européenne, qui a été peu amincie au préalable au cours des étapes de distension du

Mésozoïque. Elle comprend une couverture sédimentaire à dominante carbonatée, qui s'est déposée depuis le Trias sur un socle cristallin exhumé à la fin du cycle Varisque au Carbonifère. La partie la plus externe comprend un « fold and thrust belt » correspondant à la couverture décollée sur le Trias évaporitique, et déformée par une série de chevauchements et de plis (Jura, Chaînes subalpines). Au cœur de ces plis, au footwall des failles, des bassins sédimentaires détritiques de l'Eocène-Miocène ayant accumulé les produits d'érosion de la chaîne alpine, drainant du matériel des zones internes ainsi que du matériel local (Kalifi et al., 2021) sont les unités affleurantes les plus récentes.

Ensuite, plus à l'Est, les massifs cristallins externes correspondent à un domaine topographiquement haut constitué par le socle cristallin exhumé par le jeu des chevauchements frontaux et de l'érosion glaciaire notamment (Pelvoux, Belledonne, Mont Blanc...). Ces massifs ont enregistré un faible métamorphisme (schiste vert de basse pression) lors de l'enfouissement du prisme de collision (Bellanger et al., 2014; Girault, 2021).

A l'Est du chevauchement majeur du Front Pennique (ou Penninic Frontal Thrust, Figure 1-3), les zones internes regroupent deux grands domaines alpins : la zone Briançonnaise et la zone Piémontaise.

Le Briançonnais correspond à la marge continentale européenne distale étirée au cours du Jurassique, tandis que le Piémontais correspond au domaine océanique Téthysien (hormis les massifs cristallins internes qui sont des fragments de briançonnais incorporés dans le prisme de collision piémontais). Ce domaine est composé de plusieurs écailles tectoniques empilées les unes sur les autres lors de la formation du prisme d'accrétion et de sa subduction. Les principales écailles sont le Subbriançonnais, l'Ultrabriançonnais. La zone Briançonnaise correspond à grande échelle à un anticlinal de nappe à cœur de houiller (zone houillère briançonnaise à la base de cette pile de nappes). Les nappes briançonnaises sont déversées à l'ouest sur l'avant pays par l'intermédiaire du Front Pennique et rétrodéversées à l'est sur la zone Piémontaise. Ces nappes ne reposent pas nécessairement sur le socle. Ce socle affleure par endroits où il constitue les massifs cristallins internes (Dora-Maira, Grand-Paradis, Mont Rose...). Enfoui à différentes profondeurs lors de la subduction, le massif de Dora-Maira présente des reliquats de coésite qui attestent de conditions de pressions et températures du manteau supérieur (Chopin, 1984). Au front du Briançonnais, les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye sont composées de flyschs à helminthoïdes supposés originaires des zones internes (Ford et al., 2006) dont l'emplacement se fait en direction du NW au début de l'Oligocène (Dumont et al., 2008). Les nappes des Pré-Alpes sont aussi mises en place pendant le début de l'Oligocène avec des directions N à NW (Dumont et al., 2008). Les unités de la nappe de l'Embrunais-Ubaye présentent une seconde schistosité associée à l'empilement des nappes internes en direction de l'Ouest lors du jeu compressif du Front Pennique (Dumont et al., 2008; Lanari et al., 2014).

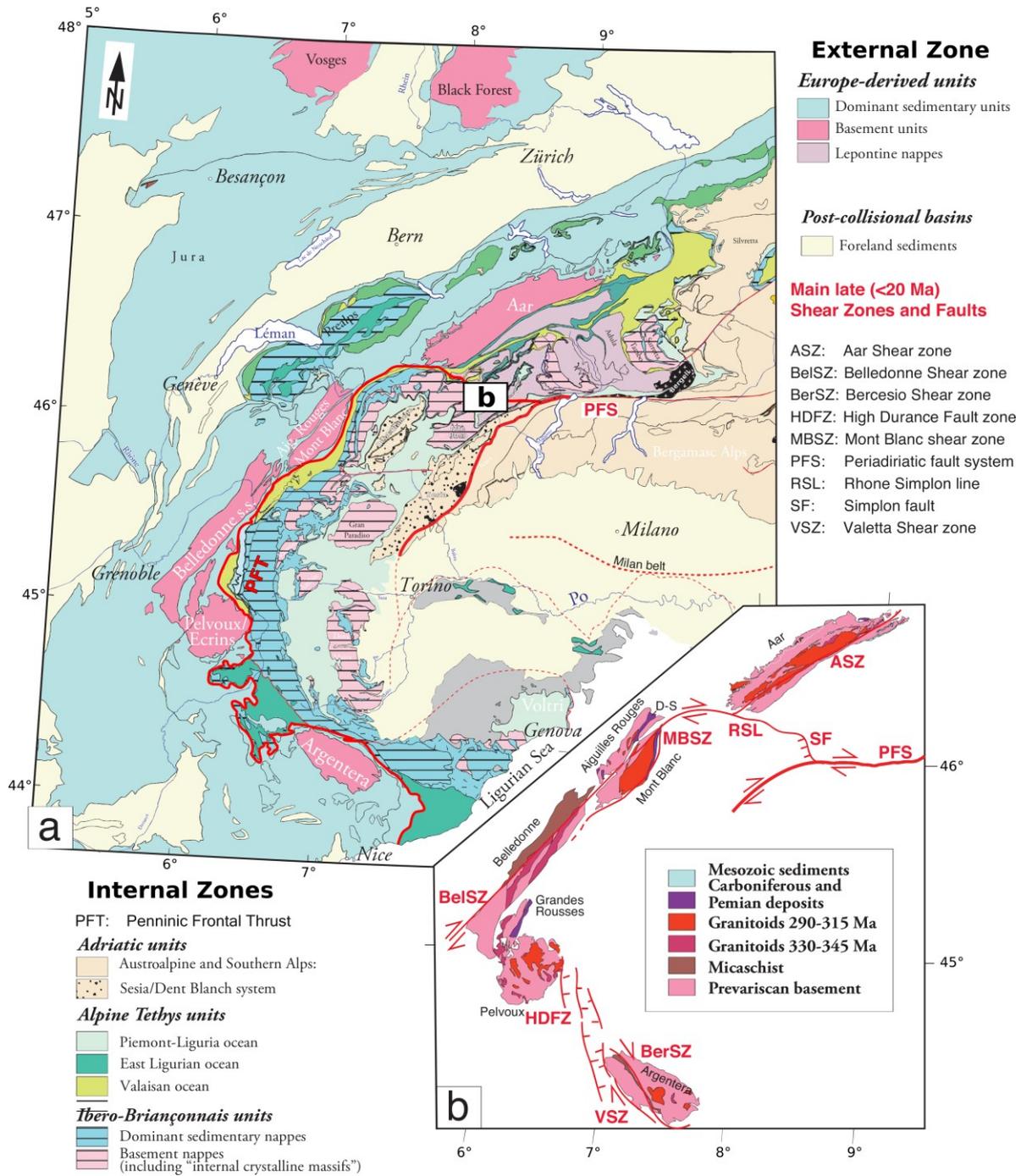


Figure 1-3 (a) Carte générale des Alpes Occidentales et Centrales, d'après Rolland et al., accepté (Annexe 2). (b) Carte des massifs cristallins externes et des principales zones de cisaillement datées par les méthodes de géochronologie sur micas.

Enfin, à l'Est du Briançonnais, les unités océaniques Liguro-Piémontaises ont été subduites sous la plaque Adriatique (avec une partie des marges continentales Adriatiques et Européennes) jusqu'à un faciès schiste bleu (partie Ouest) à éclogitique (partie Est) daté entre 100 et 35 Ma (Avigad et al., 1993; Agard et al., 2002; Lardeaux et al., 2006, Figure 1-4). La vision du domaine interne des Alpes correspondant à un empilement de plusieurs écailles tectoniques formé en contexte de subduction (e.g., Avigad et al., 1993; Schwartz et al., 2009; Negro et al., 2013) est confirmée par les études plus récentes qui viennent préciser les conditions de pressions et de

températures subies par les différentes écaïlles allant de 320°C à 580°C et de 1,2 GPa à 2,8 GPa . Toujours associé au domaine Téthysien, un plus petit bassin océanique, le Valaisan, s'est ouvert dans la partie nord des Alpes occidentales et explique par la suite la localisation du Front Pennique entre zones Dauphinoise et Briançonnaise (e.g., Ballèvre et al., 2018, Figure 1-5). Le domaine Adriatique quant à lui, correspond aux unités de la marge continentale de la micro-plaque (unité austroalpine), Apulienne au sud de la ligne Periadriatique (Schmid et al., 2004). Les unités de la zone de Sesia correspondent quant à elles, à des nappes tectoniques austro-alpines ayant été charriées sur la plaque européenne puis associées au prisme de subduction. Elles ont subi du métamorphisme de haute pression exprimé localement par des reliquats de faciès schiste bleu à éclogitique qui ont pu être datés sur des zircons à ~65 Ma (Rubatto et al., 1999).

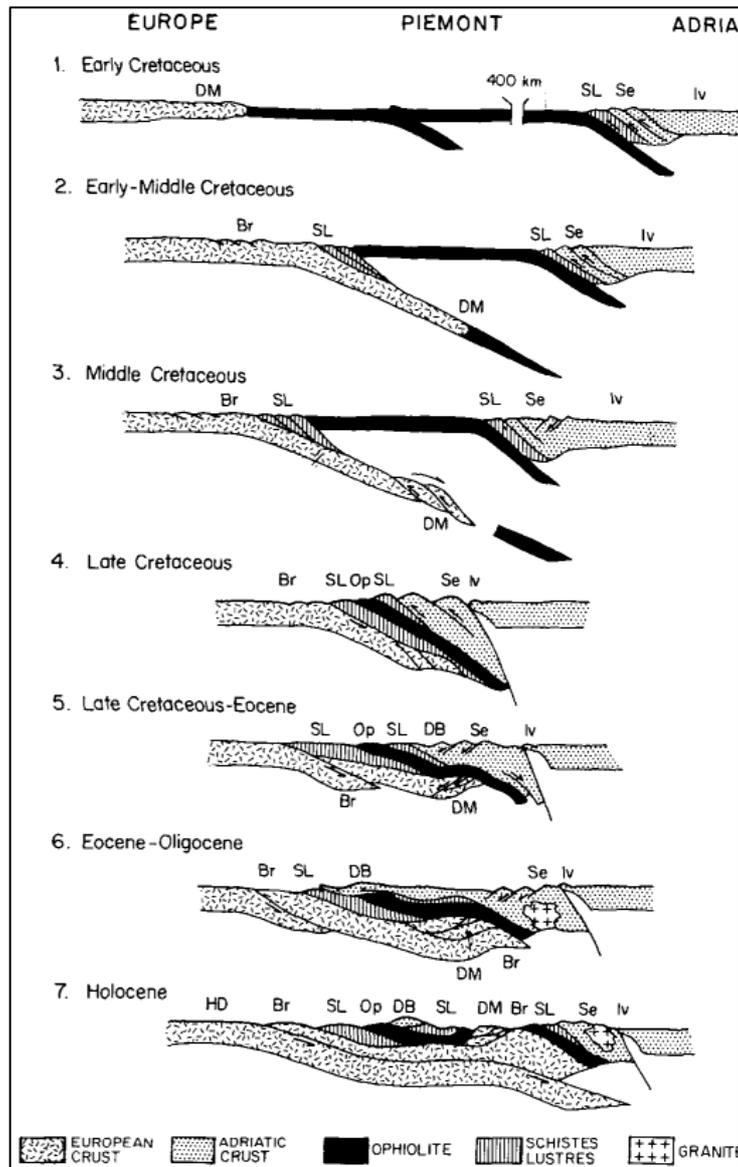


Figure 1-4 Schéma de l'évolution de l'enfouissement des unités des Alpes Occidentales du début du Crétacé à l'actuel (Avigad et al., 1993). Unités de la plaque Adriatique, Iv = Ivree, Se = Sesia, DB = Dent Blanche. Unités Piemontaises, SL = Schistes Lustrés, Op = Ophiolite. Unités de la plaque Européenne, DM = Dora Maira, Br = Briançonnais, HD = Helvétique-Dauphinois.

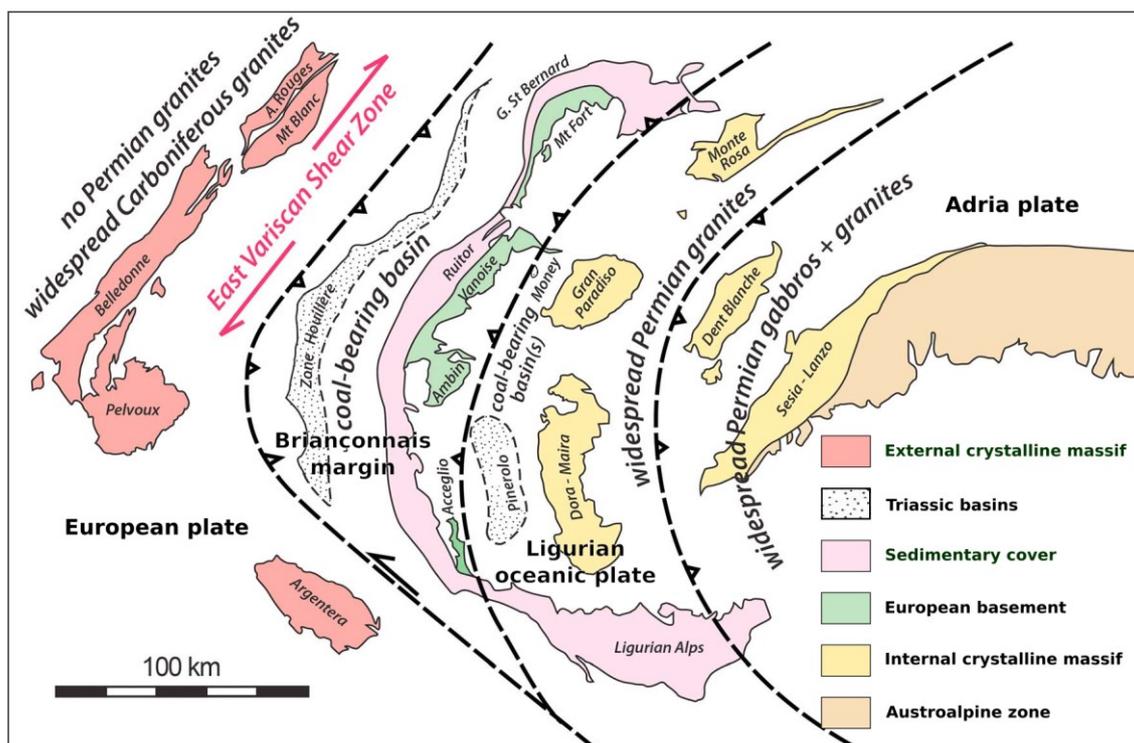


Figure 1-5 Carte schématique de la position relative des différents domaines Alpins anté-Trias avec les chevauchements principaux des Alpes en noir (d'après Ballèvre et al., 2018).

1.1.2 Les étapes de structuration de l'orogène Alpine

Les Alpes sont le résultat d'une succession de différentes phases de déformation. L'orientation et l'amplitude de chacune de ces étapes sont contrôlées par des processus à grande échelle comme la vitesse de convergence des plaques tectoniques (Zeck, 1999). L'accumulation locale de ces contraintes induit des déformations ductiles (zones de cisaillement) à cassantes (failles). Dans le cas de ces dernières, ces structures peuvent enregistrer plusieurs jeux en fonction des contraintes qui leur sont appliquées. C'est aussi valable pour des structures majeures comme le Front Pennique qui a joué dans un premier temps en faille inverse puis en faille normale (Sue and Tricart, 1999). Dans cette thèse, nous considérons que cette phase de transition entre deux états de contrainte est une « phase critique » du prisme alpin, correspondant probablement au franchissement d'un seuil dans l'évolution de la chaîne au regard de l'épaisseur crustale et la propagation des structures tectoniques. Apporter des âges absolus directs sur les différentes phases critiques qui ont structuré les Alpes est capital afin de reconstituer la chronologie des différentes étapes de cette orogénèse, et de mieux comprendre les processus structurant un orogène en collision. Il est aussi important de caractériser les structures préexistantes qui seraient susceptibles de se réactiver lors d'une réorientation des contraintes plutôt que d'en former de nouvelles.

Une étape formant une grande partie des structures dans le socle, est la phase de rifting de l'Océan Téthys qui a commencé au Jurassique inférieur jusqu'au Crétacé (Figure 1-6). Celle-ci induit une phase d'émersion du Briançonnais (basculement des blocs du rift) témoignant d'une marge passive (de Graciansky et al., 1989).

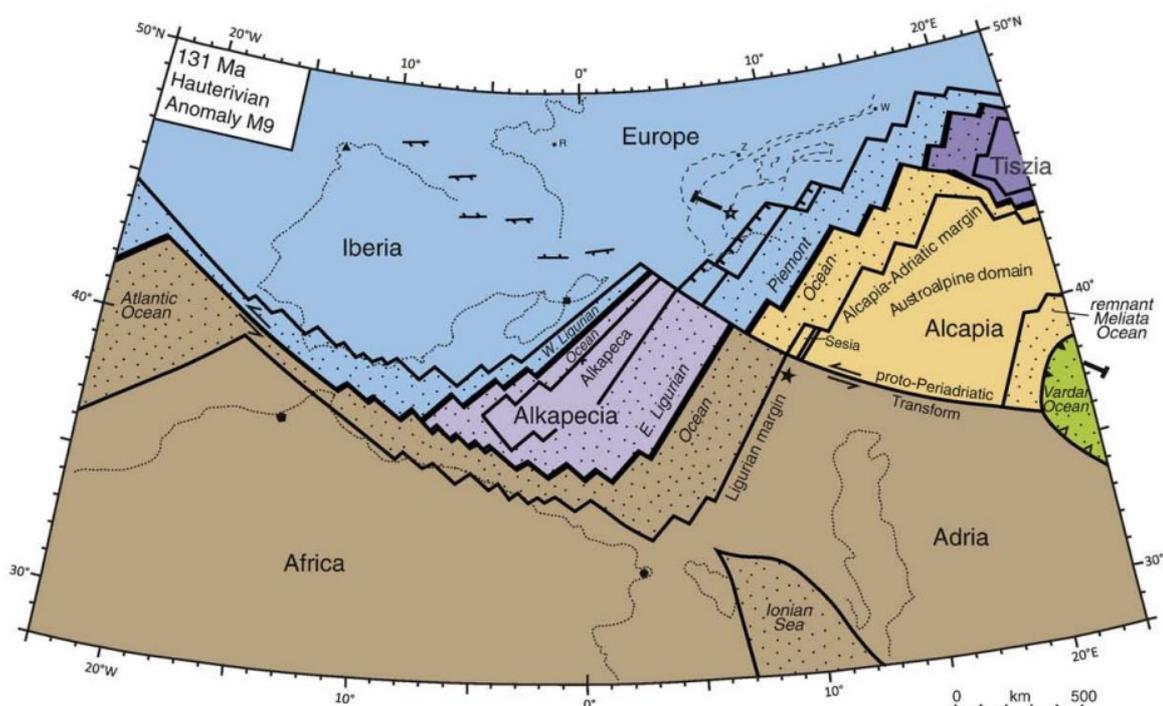


Figure 1-6 Reconstitution de la position des plaques tectoniques et de l'Océan Téthys lors du Crétacé inférieur (Handy et al., 2010).

L'océan Téthys est composé de l'océan Piémontais au nord et de l'océan Ligure au sud, lui-même rattaché à l'océan Atlantique (Handy et al., 2010).

La détermination des différentes phases de déformation alpine s'est construite sur la base de l'étude de l'orientation des schistosités, le recoupement des différentes structures ou encore la sédimentation dans les différents bassins de la chaîne.

1.1.2.1 La phase Pyrénéenne

L'ouverture de la partie nord de l'Océan Atlantique a brutalement changé la dynamique des continents et induit une remontée vers le nord du continent Africain qui entraînera la fermeture de l'océan Téthys (Figure 1-7).

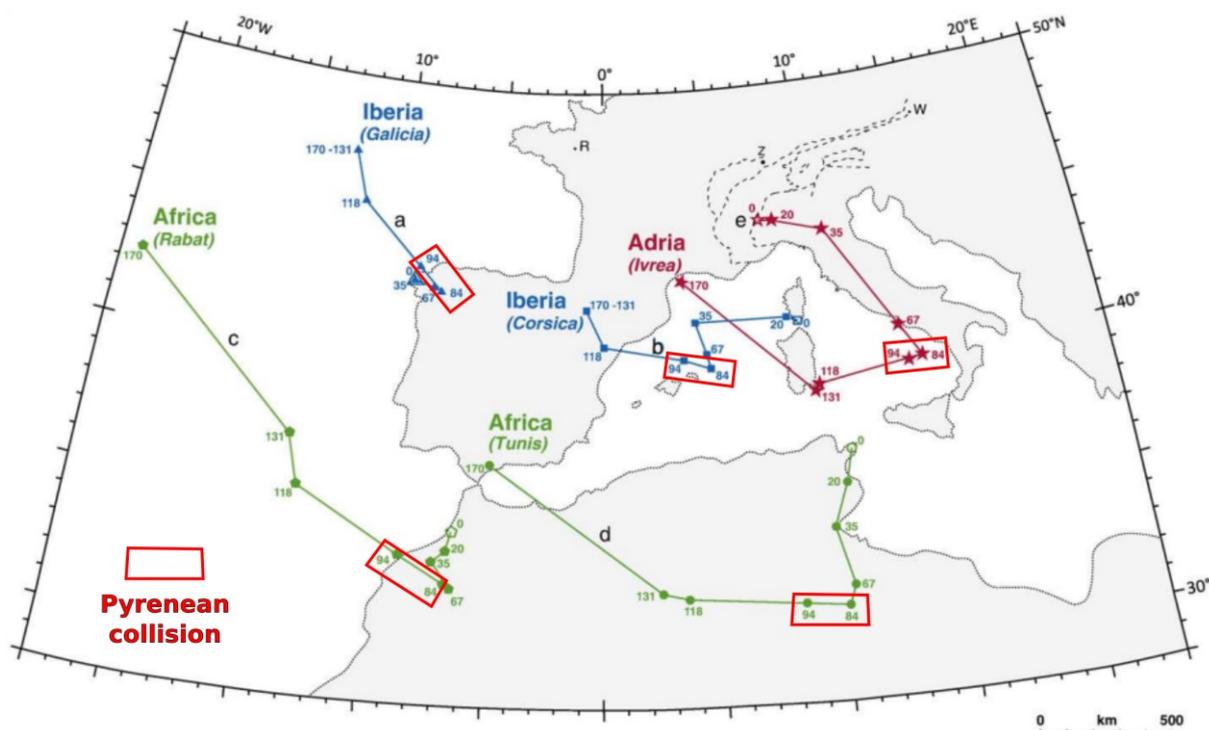


Figure 1-7 Reconstitution du mouvement des plaques tectoniques à partir des données de paléomagnétisme depuis le Jurassique Moyen jusqu'à l'actuel (d'après Handy et al., 2010).

Cette première phase de collision est appelée phase « Pyrénéenne » est le résultat d'une convergence N-S de la plaque Ibérique et Européenne à ~ 1 mm/a (Grool et al., 2018). Les structures E-O extensives issues du rifting vont être réactivées et ces déformations vont être conservées dans la partie Ouest de la zone Externe des Alpes (notamment dans une partie de la Provence). Cette collision va être accommodée dans les Alpes de l'Ouest par des structures décrochantes senestres tandis que dans les Alpes Centrales et de l'Est, elle sera accommodée par du raccourcissement (Schmid and Kissling, 2000). La marge Téthysienne est composée de nombreux domaines océaniques de faible étendue géographique (Delacou, 2004, Figure 1-8) qui vont dans un premier temps être déformés de façon diffuse puis partiellement fermés par subduction (fermeture partielle du Golfe de Gascogne) avant la localisation d'une zone de subduction principale de la plaque Ibérique (Parizot, 2021).

La fermeture de l'océan Téthys va être à l'origine de la structuration Est-Ouest (plis et chevauchements) de la chaîne pyrénéo-provençale, jusqu'au Dévoluy au front actuel des Alpes (de Graciansky et al., 1989). Un ralentissement important de la convergence des plaques (baisse $\leq 0,4$ mm/a) est observé au cours du Paleocène (Macchiavelli et al., 2017) et est associé à une période de « quiescence tectonique » interprétée comme le résultat de la collision des deux continents (Grool et al., 2018; Parizot, 2021). Par la suite une seconde phase de collision plus rapide (3,1 mm/a), principale phase de structuration de l'orogène pyrénéen se met en place au cours de l'Eocène (Macchiavelli et al., 2017; Grool et al., 2018).

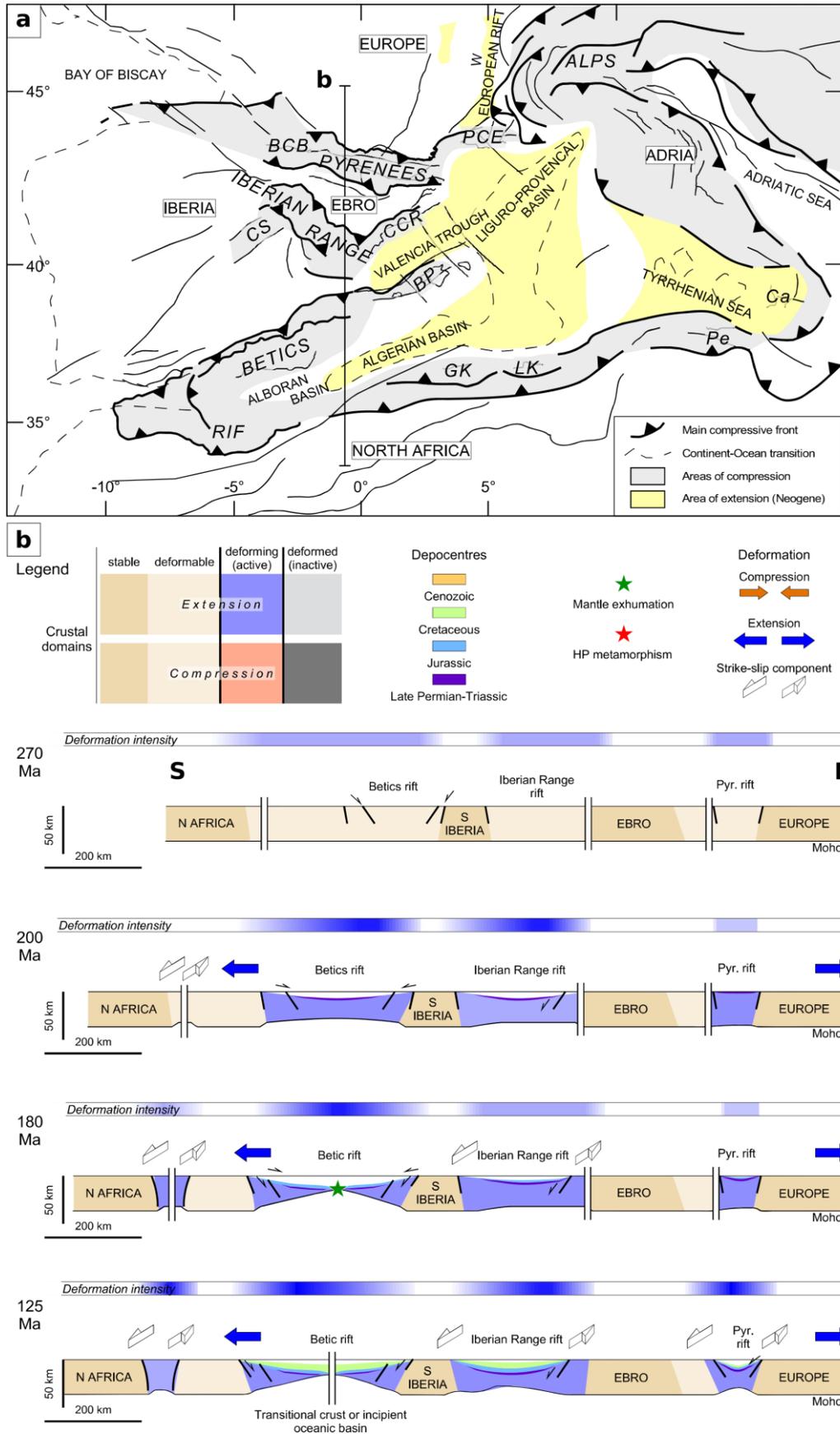


Figure 1-8 (a) Carte structurale montrant les zones principales accommodant la déformation en gris. (b) Coupe N-S évolutive dans la zone des Pyrénées présentant les différentes zones de rifting (Angrand and Mouthereau, 2021).

1.1.2.2 Collision alpine précoce

Après cette première phase pyrénéenne, la convergence Afrique Europe est ralentie et la plaque Apulienne, promontoire de la plaque Africaine, se déplace indépendamment de cette dernière s'échappant latéralement vers l'Ouest (Dumont et al., 2008). Dans un premier temps, la direction de la convergence est N-S à NNW-SSE à la fin de l'Eocène puis tourne vers l'Ouest au cours de l'Oligocène (Figure 1-9).

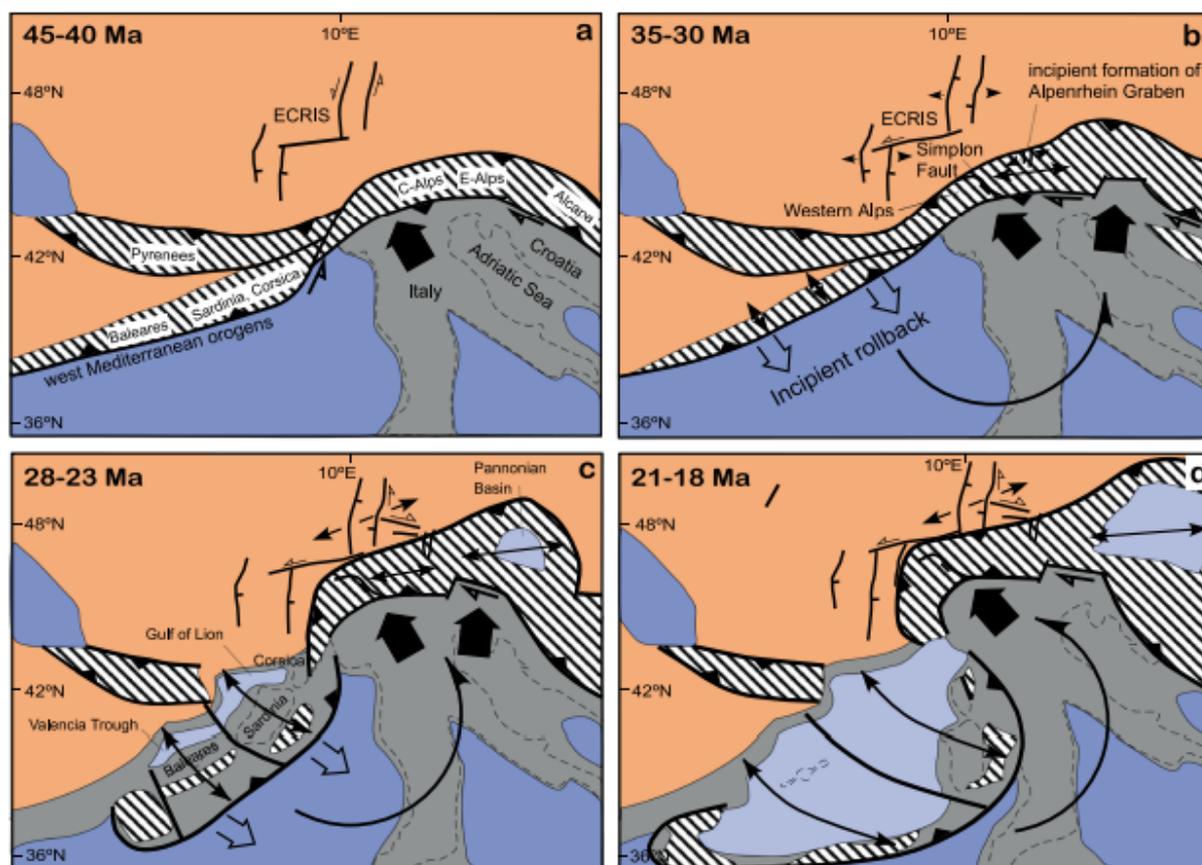


Figure 1-9 Schéma du modèle tectonique présentant les principales phases de structuration du prisme alpin (Ring and Gerdes, 2016).

La première phase vers le NO est marquée par la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye, les nappes du Chablais et les Prealpes (Dumont et al., 2008). La seconde phase E-O (Figure 1-10) réactive les structures N-S hercyniennes en association avec le jeu compressif du Front Pennique (Dumont et al., 2008), fonctionnement discuté dans la partie 1.1.3.3 L'apport de la thermochronologie et dans le Evolution tardive de l'orogène, extension en cœur de chaîne.

Dans les Alpes Centrales, l'ouverture du graben de Oberrhein dans un contexte de transtension relatif à la formation de la courbure de l'arc Alpin a été daté à ~25 Ma par U-Pb sur calcite (Ring and Gerdes, 2016).

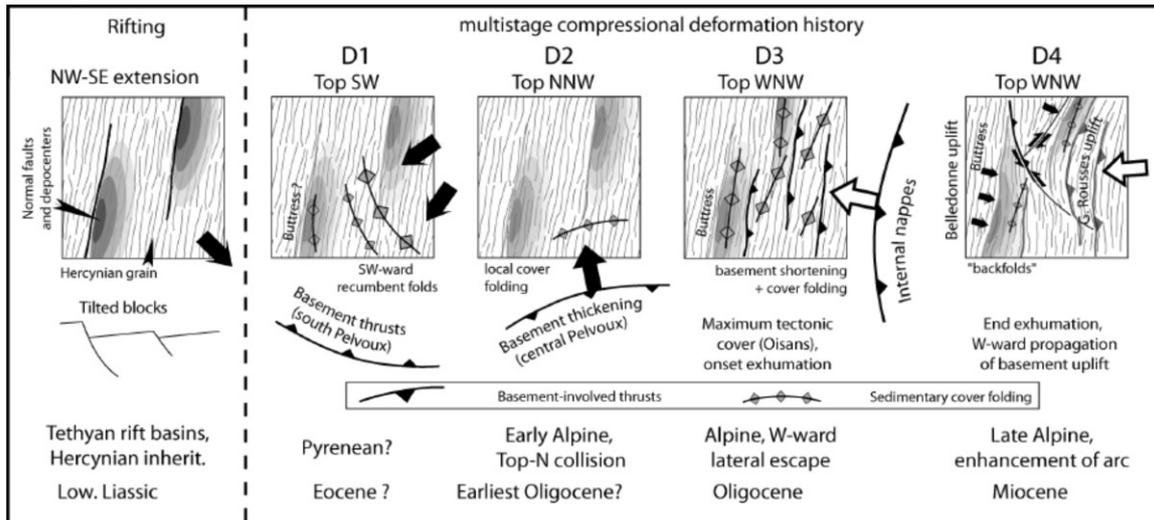


Figure 1-10 Schéma illustrant la succession et l'orientation des différentes phases compressives associées à l'orogénèse alpine (Dumont et al., 2008).

Par la suite, la déformation compressive se propage vers l'Ouest à l'avant-pays Alpin et s'exprime notamment via la mise en place de chevauchements à l'échelle crustale comme le chevauchement de Digne-les-Bains (Schwartz et al., 2017). L'utilisation des traces de fission et (U-Th)/He sur apatite permet d'estimer l'enfouissement du bassin flexural à une profondeur de 3,3-4 km (température de 110 ± 5 °C) interprété comme l'épaisseur de la nappe de Digne. En plus de l'enfouissement maximal, une histoire thermique a pu être modélisée, indiquant un âge d'enfouissement de 14-10 Ma et le début de l'exhumation à partir de 6 Ma (Figure 1-11).

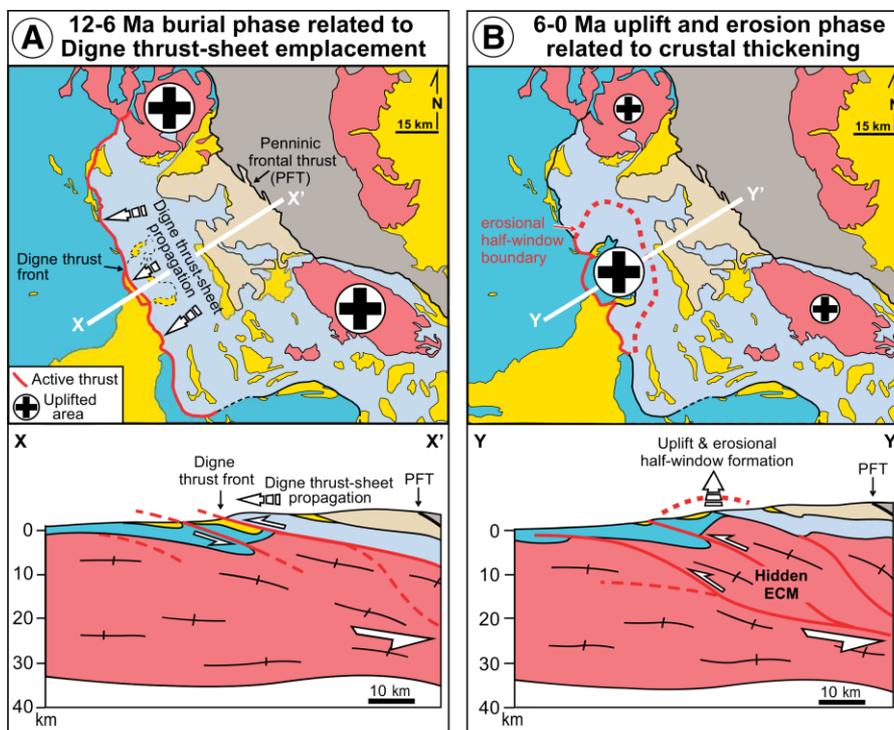


Figure 1-11 Schéma illustrant (a) la mise en place de la nappe de Digne sur l'avant-pays alpin à la fin du Miocène (b) l'exhumation du bassin d'avant-pays au cours du Pliocène à l'actuel. Chaque schéma est accompagné d'une coupe géologique schématisant les structures actives (Schwartz et al., 2017).

Concernant les déformations les plus récentes, au cœur de la chaîne alpine, dans les zones internes, un régime sismique décrochant à extensif est enregistré (Sue et al., 1999).

1.1.3 Structure à échelle crustale et déformation active

1.1.3.1 Imagerie sismique

La structure crustale est connue depuis le projet franco-italien ECORS-CROP qui a apporté des données de sismique réflexion (grand angle et verticale) sur un profil NO-SE de plus de 190 km de long situé le long d'un transect Mont Blanc – Grand Paradis (Nicolas et al., 1990; Thouvenot et al., 1990). Ces données ont conduit à de premières interprétations géologiques (Figure 1-12b, Tardy et al., 1990). L'imagerie progresse ensuite à l'aide du réseau Sismalp, basé sur 44 stations installées entre 1987 et 1994 depuis le lac Léman jusqu'en Corse. L'imagerie en profondeur amène des premières contraintes sur le rôle du manteau et des indenteurs dans la collision alpine (Schwartz 2001; Lardeaux et al., 2006). Ce réseau est dans un premier temps complété via le projet RESIF (REseau Sismologique et géodésique Français) à partir de 2010 (Stehly et al., 2021), puis des projets internationaux comme le projet CIFALPS (Chine, Italie, France), étudient un second profil au Sud du Pelvoux (Figure 1-12c, Zhao et al., 2016a; Zhao et al., 2016b; Zhao et al., 2020; Malusà et al., 2021).

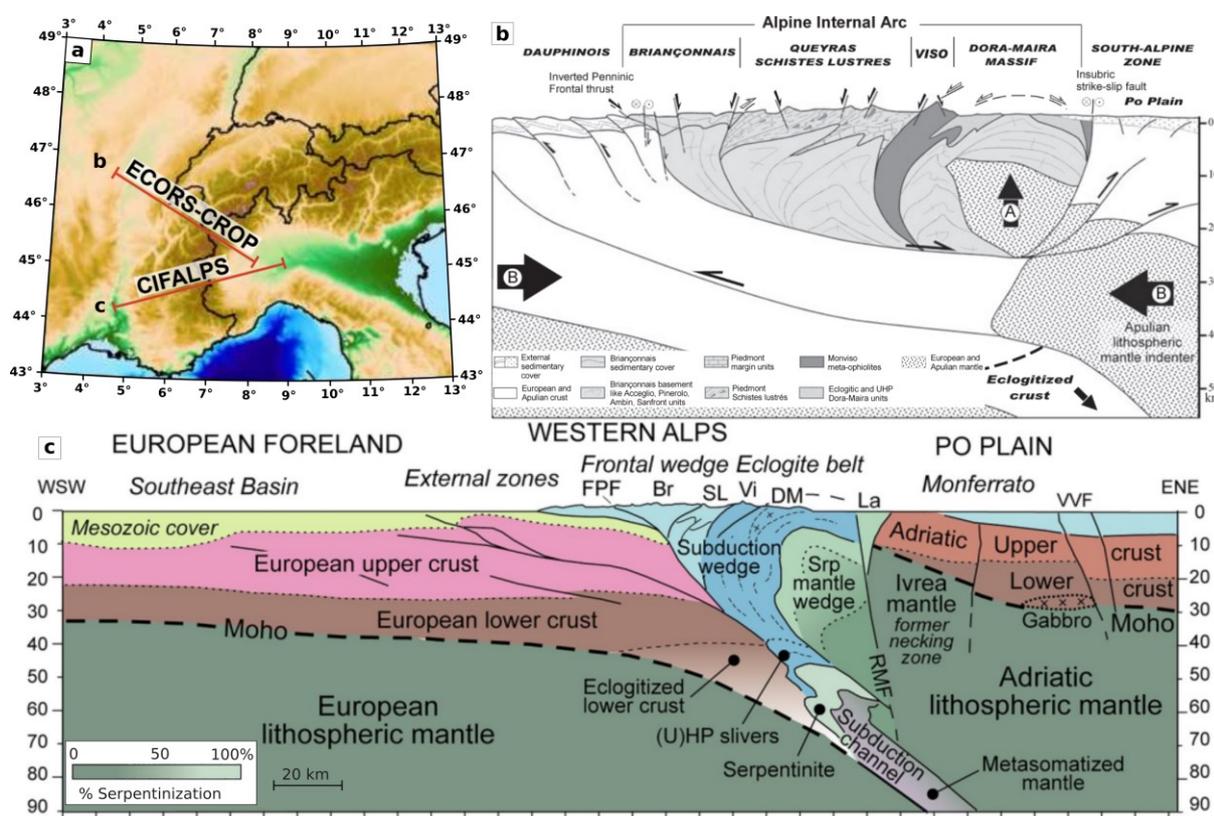


Figure 1-12 Coupe géologique des Alpes Occidentales interprétées à partir des données sismiques. (a) Carte topographique des Alpes Occidentales avec la localisation des deux profils sismiques (Nouibat et al., 2022). (b) Profil GeoFrance 3D, (Lardeaux et al., 2006). (c) Profil CIFALPS, (Malusà et al., 2021).

Un saut qualitatif concernant l'imagerie profonde, est réalisé avec la tomographie des ondes S basée sur le réseau européen AlpArray qui constitue un réseau dense (maillage de 50 km) installé entre 2015 et 2017 couvrant l'ensemble des Alpes (Figure 1-13, Petersen et al., 2019). Les structures majeures contrôlant l'orogénèse Alpine sont bien identifiées à l'échelle crustale (Figure 1-14). En revanche peu de contraintes temporelles sur le fonctionnement de ces structures sont disponibles.

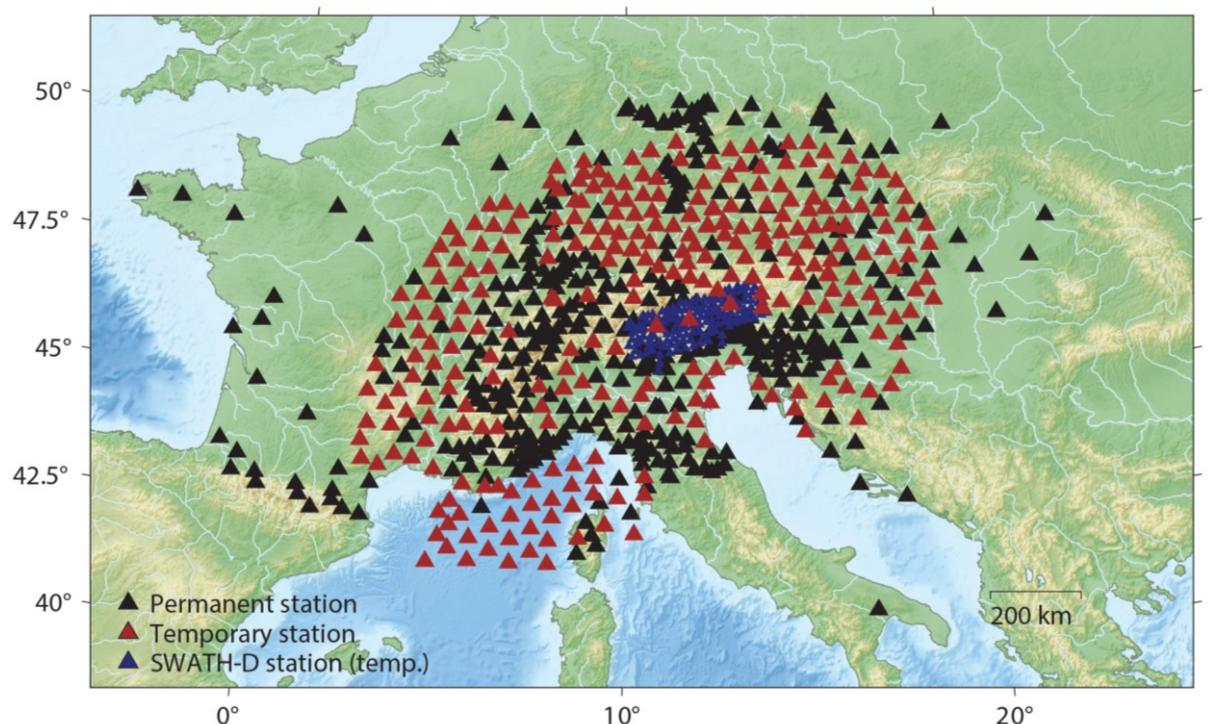


Figure 1-13 Position des stations sismiques du réseau AlpArray (Petersen et al., 2019).

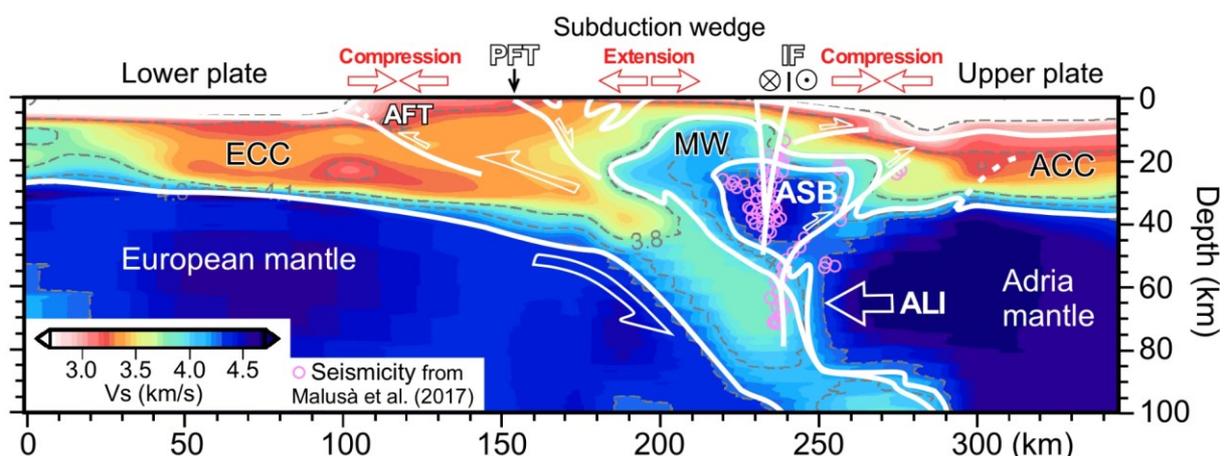


Figure 1-14 Profile tomographique de la structure lithosphérique des Alpes Occidentales le long du profil Cifalps (Nouibat et al., 2022).

La sismicité alpine est assez diffuse (Mathey et al., 2021), dans les Alpes Centrales, et est concentrée dans le hanging-wall du Front Pennique tandis que, dans les Alpes Occidentales, elle recoupe le Front Pennique avec les failles de la Haute-Durance (Jenatton et al., 2007).

En complément de cela, les mécanismes au foyer des différents séismes sont étudiés et comparés avec les données de terrain mesurées sur les failles affleurantes (Thouvenot and Fréchet, 2006; Sue et al., 2007; Bauve et al., 2014). Au cœur des Alpes internes, cette sismicité enregistre des déformations décrocho-extensives qui vont être confirmées par l'étude des déplacements de la surface par GNSS (Mathey et al., 2020).

1.1.3.2 GNSS

Le sigle GNSS (Global Navigation Satellite System) fait référence à un système de positionnement par satellite dont on fait communément l'abus sous le terme GPS (Global Positioning System). Les Alpes sont une des premières chaînes de montagnes à être instrumentées, géodésie spatiale et sismologie via notamment le réseau national GPS permanent (RENAG/RESIF) et quatre campagnes de mesures, 1996, 2006, 2011 et 2016 ainsi que 4 années d'acquisition par le satellite Sentinel-1 (Mathey et al., 2020). La précision grandissante permet de mettre en évidence un contexte extensif local le long de la zone de la haute Durance tandis que du raccourcissement horizontal (de faible amplitude) est mesuré en bordure de chaîne (Figure 1-15, Walpersdorf et al., 2018; Mathey et al., 2020).

Plusieurs modèles tentent d'expliquer la présence d'extension : slab break-off, rééquilibrage gravitaire, propagation de la déformation, poinçonnement vertical du manteau apulien (e.g., Rolland et al., 2000; Delacou, 2004; Schwartz et al., 2009).

La présence d'extension en cœur de chaîne et de compression en bordure, remet en question les processus d'effondrement gravitaire ou l'implication de la collision Afrique-Eurasie. Ces nouvelles données poussent à revoir les interprétations de l'évolution de la chaîne alpine (Sternai et al., 2019). Dans les Alpes de l'Ouest, le soulèvement enregistré actuellement serait dû au rebond post-glaciaire tandis que dans les Alpes Centrales et de l'Est, ce serait plutôt des processus mantelliques (cellules de convection et rupture de slab) qui en seraient à l'origine (Sternai et al., 2019).

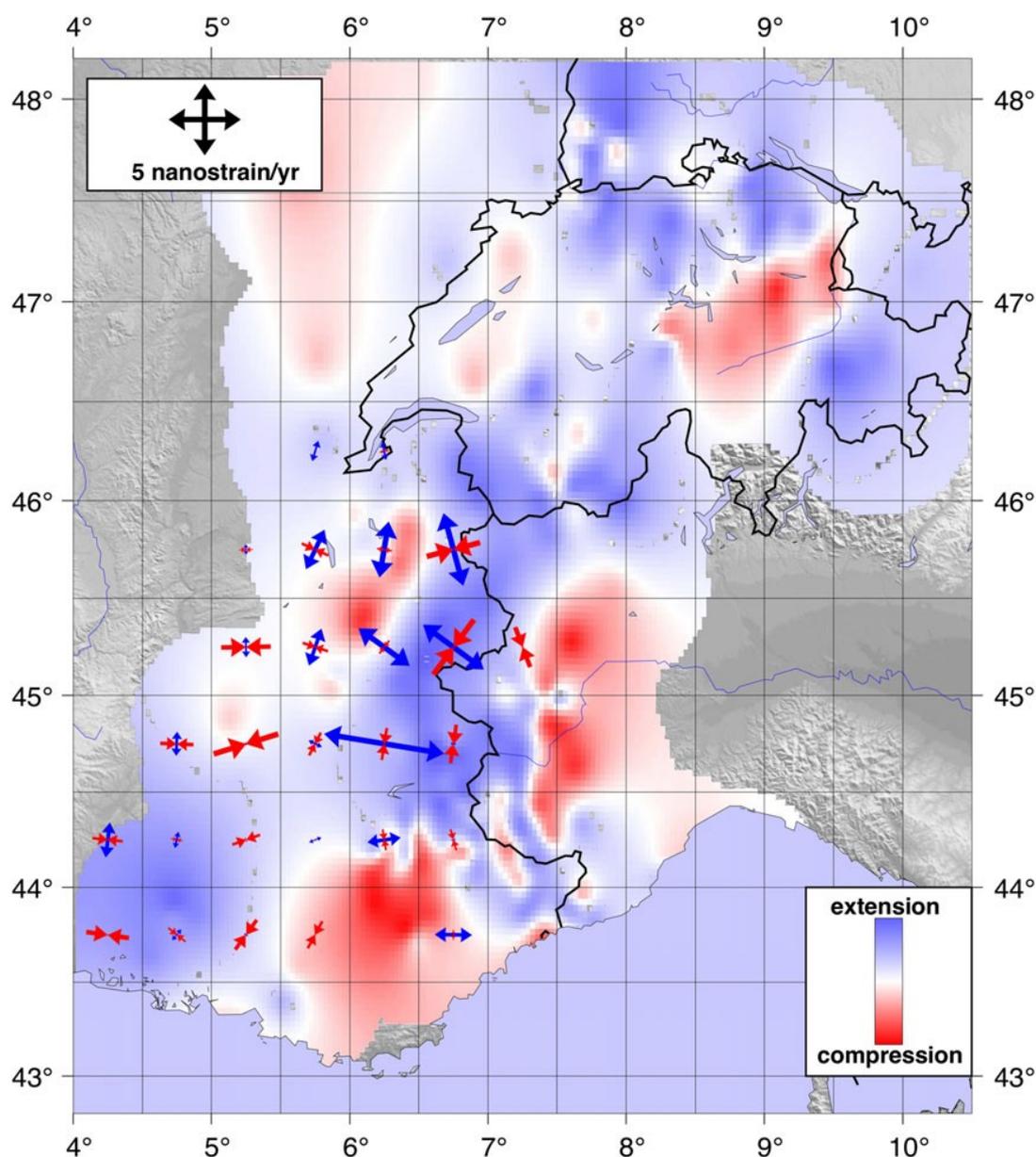


Figure 1-15 Carte des Alpes Occidentales de la déformation géodésique enregistrée par les systèmes GPS (flèches), 1 nanostrain équivaut à un déplacement de 0,1 mm pour une zone de 100 km sur 1 année. En fond coloré la déformation sismique calculée à partir des mécanismes au foyer des séismes (Delacou et al., 2004; Walpersdorf et al., 2018).

1.1.3.3 L'apport de la thermochronologie

Le terme « thermochronologie » fait référence à l'histoire thermique d'une roche ou d'un minéral. Ce terme englobe plusieurs « thermochronomètres » qui sont des systèmes comprenant des isotopes radiogéniques parents et leurs isotopes fils, des caractéristiques cristallographiques et le minéral qui les contient (Reiners et al., 2005). La fermeture de ce système est dépendante de la température à laquelle il est exposé et du temps dans une certaine mesure. La désintégration sépare un atome radioactif et produit deux particules éjectées avec une certaine énergie cinétique (voir partie 2.2.1.1 Le rayonnement alpha). Cette fission endommage la structure cristalline du minéral en laissant une trace qui peut être observée. Le comptage des traces permet

l'estimation de l'âge correspondant à un refroidissement sous une certaine température qui dépend du minéral considéré. Les thermochronomètres les plus répandus sont des minéraux riches en uranium comme l'apatite (AFT) ou le zircon (ZFT). Certains autres thermochronomètres mesurent directement les concentrations en éléments père (uranium, thorium et samarium) et fils (hélium). Ce sont les méthodes (U-Th)/He aussi applicables aux apatites et zircons (AHe et ZHe) ainsi qu'à d'autres minéraux comme l'hématite (voir partie 2.2 (U-Th)/He sur). Les derniers chronomètres utilisés sont ^{40}K - ^{40}Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar basés sur la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et pour le second le potassium est mesuré après transmutation en ^{39}Ar par bombardement de neutron (Kelley, 2002). De par leur dépendance à la température, avec l'exemple des traces de fission qui cicatrisent à haute température (Dodson, 1973), ces méthodes ont rapidement été utilisées afin de quantifier l'exhumation des roches (Wagner and Reimer, 1972) et par la suite quantifier un taux d'érosion et reconstituer l'évolution géodynamique de la zone (Green et al., 1989; Gallagher et al., 1998).

Ces méthodes peuvent aussi être appliquées aux produits de l'érosion des chaînes de montagnes, dans ce cadre, on parle alors de « thermochronologie détritique ». Ces produits s'accumulent dans les bassins d'avant-pays qui bordent les chaînes de montagnes exhumées. En s'intéressant au remplissage de ces bassins, Ford et al. (2006) mettent en évidence deux phases d'exhumation associées à la collision alpine (55-34 Ma) et ensuite post 34 Ma. Les données d'exhumation pour des temps de l'ordre du million d'années montrent une exhumation assez continue de 0,4-0,7 km/Ma pour les zones d'exhumation rapide et 0,2-0,3 km/Ma à l'échelle régionale (Bernet et al., 2009). Localement, des pics d'exhumation dans les Alpes internes jusqu'à 1,5-2 km/Ma sont enregistrés entre 28-30 Ma (Jourdan et al., 2013), ce qui coïncide avec la formation du relief (Fauquette et al., 2015). Le maintien de ce relief jusqu'à l'actuel est cohérent avec des taux d'exhumation un peu plus faibles, de l'ordre de 0,2-0,3 km/Ma (Fauquette et al., 2015).

La Figure 1-16 est une représentation cartographique des âges de traces de fissions. Dans les Alpes Occidentales, dans les zones internes, les âges de ZFT sont supérieurs à 50 Ma (potentiellement associés à des âges hérités) tandis que les AFT présentent des âges >20 Ma au Sud-Est du Pelvoux. Dans la zone externe, les âges ZFT sont un peu plus récents, <20 Ma dans la couverture et le massif de Belledonne et entre 35 Ma et 50 Ma au niveau du Pelvoux. En revanche, les AFT présentent des âges bien plus récents <12 Ma dans les massifs du Pelvoux et de Belledonne (Figure 1-16).

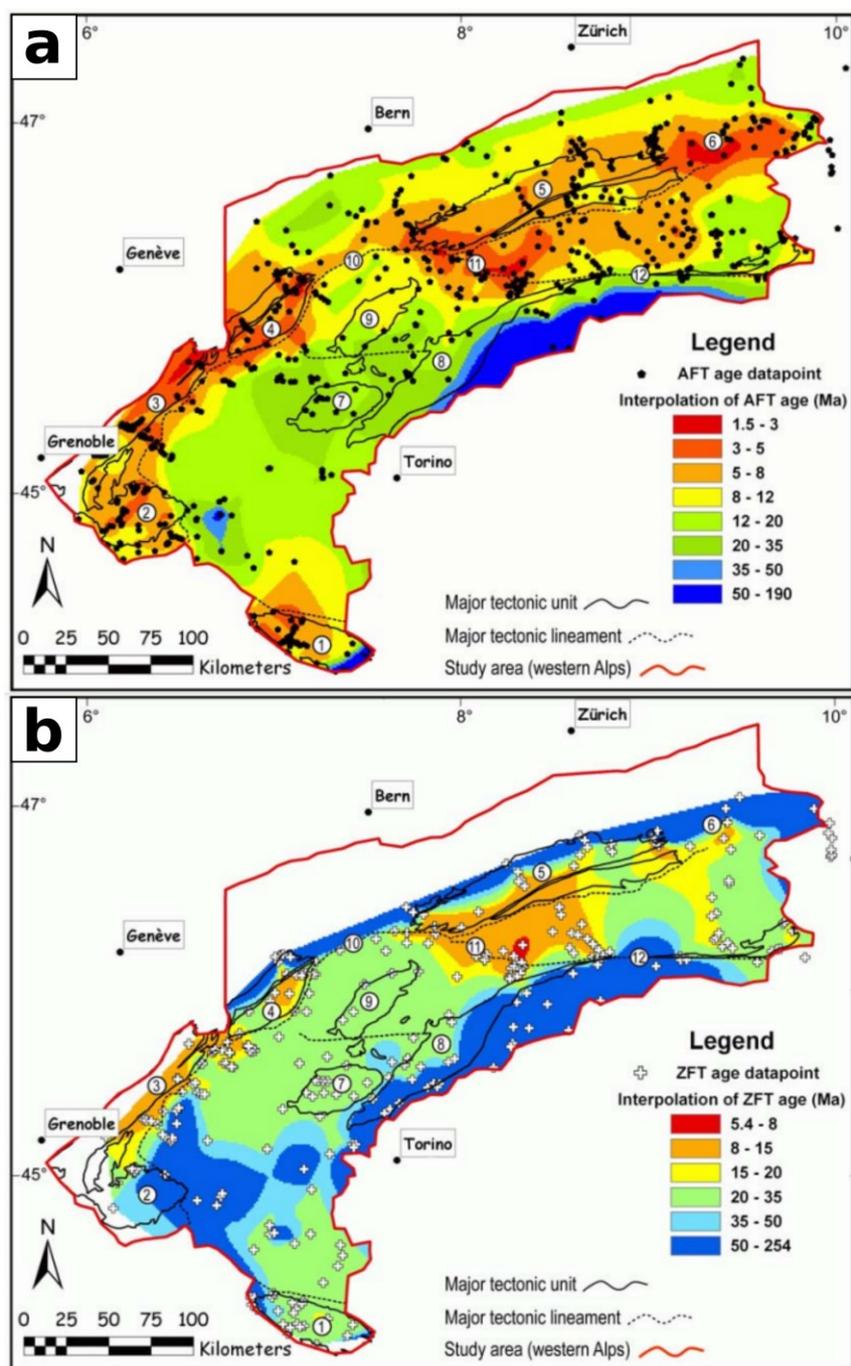


Figure 1-16 Modèle d'interpolation des données de traces de fissions (Vernon et al., 2008).
 (a) Traces de fissions sur apatite. (b) Traces de fissions sur zircon.

Concernant l'exhumation des massifs cristallins, une compilation des données thermochronologiques présentes dans la littérature ainsi que l'ajout de données nouvelles est présentée par Girault et al. (2022). L'ensemble de ces données a été inversé en utilisant le logiciel HeFTy afin de produire des histoires thermiques pour les massifs cristallins externes. L'exhumation de ces massifs s'initie autour de 18 Ma et de manière un peu plus précoce à 26 Ma pour le massif des Grandes Rousses (Figure 1-17). Une accélération de l'exhumation est enregistrée au niveau des Grandes Rousses et du Sud de Belledonne autour de 8-10 Ma (Figure 1-17).

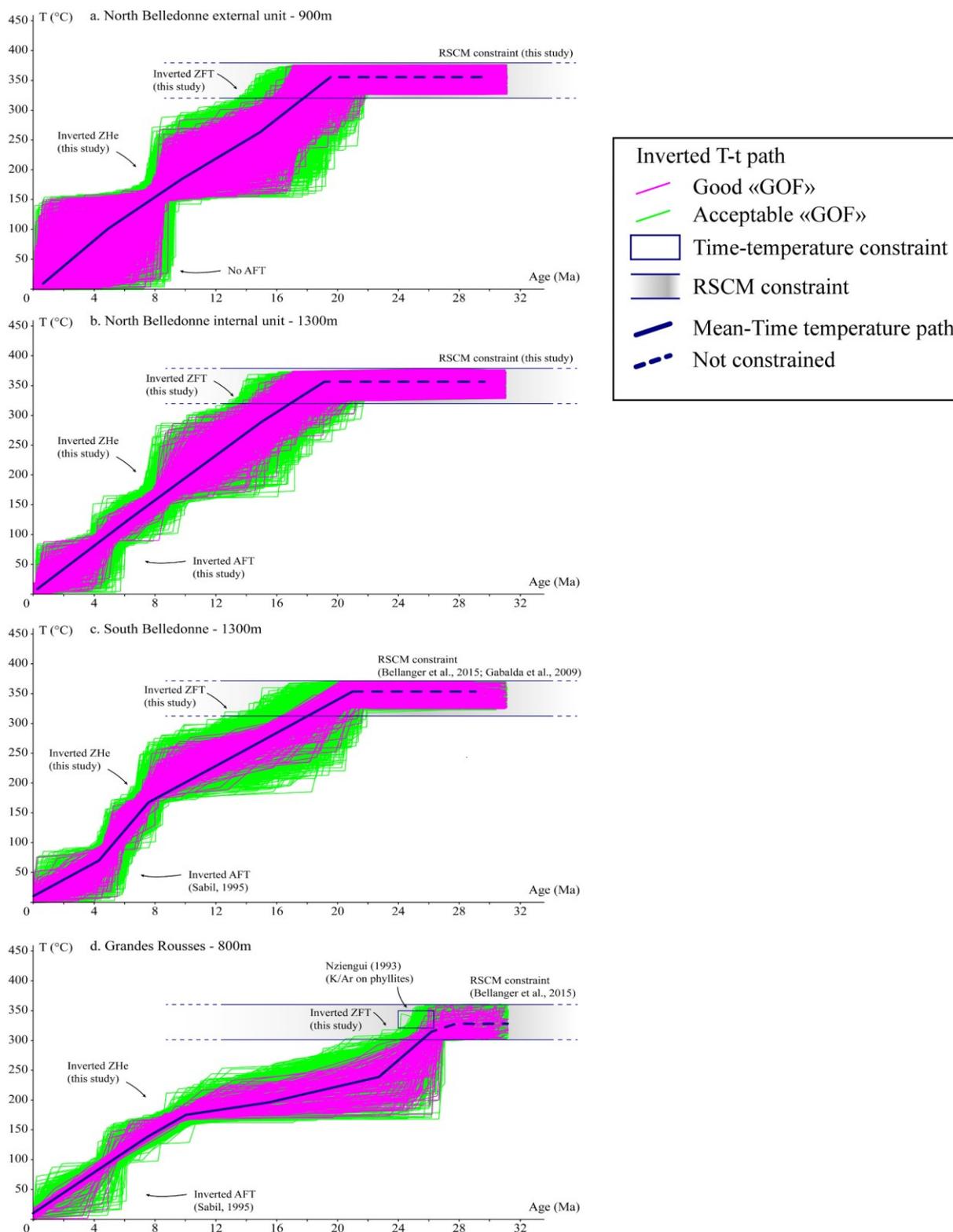


Figure 1-17 Trajet d'exhumation des différents massifs cristallins externes à partir des données thermochronologiques de ZFT, AFT, ZHe et AHe (Girault et al., 2022).

Que ce soit avec les AFT ou les ZFT, le diachronisme entre l'exhumation des zones internes et de la zone externe est marqué et peut être associé au fonctionnement du Front Pennique. Selon Tricart et al. (2001, 2007), les âges AFT des zones internes sont interprétés comme l'exhumation de la zone par le fonctionnement compressif du

Front Pennique tandis que les âges jeunes de la zone externe sont associés à son rejeu en extension (au travers des failles normales de la Haute-Durance et de la sismicité décrocho-extensive actuellement enregistrée). La transition entre les deux régimes de contrainte (compressif puis extensif) est appelée ici « phase critique » ; elle n'est pas bien contrainte temporellement. Des questions demeurent quant au mécanisme initiant cette transition (propagation de la déformation vers l'avant-pays, climat ou processus mantelliques...). Des informations sur l'âge et la durée de cette transition permettraient de favoriser un modèle par rapport à l'autre.

1.1.3.4 Dater la déformation : apport de la géochronologie sur minéraux syn-cinématiques

Une première approche consiste à utiliser les méthodes de thermochronologie à des minéraux qui cristallisent au sein des zones de cisaillements (structures ductiles/fragiles accommodant la déformation) pour dater leur activité. Par exemple, dans les Alpes, la méthode (U-Th)/He a été appliquée à des zircons situés dans une zone de faille du Front Pennique au Sud-Est du massif d'Argentera (Maino et al., 2015). Ces auteurs estiment que la température atteinte par la friction aurait été suffisante ($>220^{\circ}\text{C}$) pour remettre à zéro l'âge des zircons. Des âges de 33.8 ± 4.0 Ma à 28.8 ± 3.4 Ma ont été obtenus, cohérents avec la gamme d'âges obtenue par d'autres méthodes. Cette méthode de datation par thermochronologie a récemment été élargie aux oxydes avec la datation de plans striés à hématite (Ault et al., 2015), et sera développée plus amont dans cette thèse (voir partie 5.4 Introduction des données d'hématite). Cependant, le problème lié aux méthodes de thermochronologie dans les failles est que l'on ne date généralement pas l'activité de la faille mais plutôt celui d'un refroidissement, la gamme de température de fermeture de ces minéraux étant assez faible (150°C pour l'apatite). La remise à zéro au cours d'un épisode de fracturation est la plupart du temps incomplète, et peut être plutôt liée à des circulations hydrothermales postérieures au mouvement de la faille.

Une seconde approche consiste à dater des minéraux syn-cinématiques ayant cristallisé à une température inférieure à leur température de fermeture (par exemple, $<400^{\circ}\text{C}$ pour le mica blanc en K-Ar).

Le fonctionnement de plusieurs structures majeures (zones de cisaillement ductiles) a été daté par ces méthodes, mettant en évidence un jeu compressif précoce suivi d'un jeu décrochant dextre (Figure 1-18). Dans le massif des Aiguilles-Rouges, Pelvoux et Argentera, le jeu compressif des grandes structures est contraint à $\sim 35\text{-}25$ Ma par Ar/Ar sur phengite et U/Pb sur allanite (Simon-Labric et al., 2009; Sanchez et al., 2011; Cenki-Tok et al., 2014; Bellanger et al., 2015). A l'échelle régionale, ces âges sont associés au jeu chevauchant du Front Pennique.

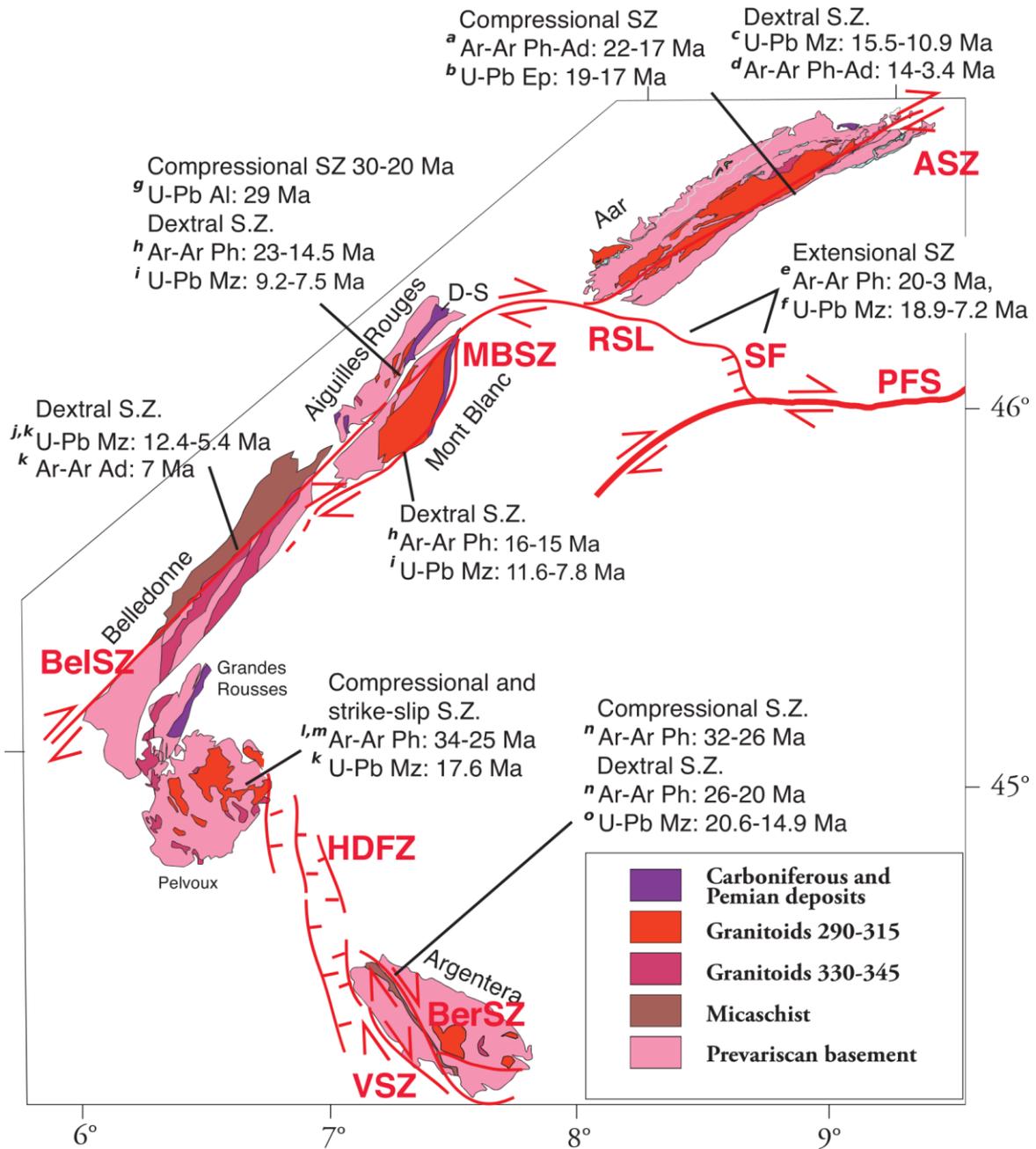


Figure 1-18 Compilation des âges Ar-Ar sur phengite et U-Pb sur allanite/épidote/monazite des différentes zones de cisaillement dans la zone Externe des Alpes Occidentales. ASZ : Aar Shear zone (jeu compressif, Ar-Ar sur phengite de (a) Challandes et al. (2008) et U-Pb sur épidote de (b) Peverelli et al. (2021) et jeu cisailant dextre, U-Pb sur monazite de (c) Ricchi et al. (2019) et Ar-Ar sur phengite de (d) Rolland et al. (2009)) ; PFS : Periadriatic Fault System, RSL : Rhone Simplon Line et SF : Simplon Fault (Ar-Ar sur phengite de (e) Campani et al. (2010) ; U-Pb sur monazite de (f) Gnos et al. (2021)) ; MBSZ : Mont Blanc Shear Zone (jeu compressif, U-Pb sur allanite de (g) Cenki-Tok et al. (2014), jeu cisailant dextre, Ar-Ar sur phengite de (h) Rolland et al. (2008)) et U-Pb sur monazite de (i) Bergemann et al. (2019)) ; BelSZ : Belledonne Shear Zone (U-Pb sur monazite de (j) Janots et al. (2019), (k) Gasquet et al. (2010) et Ar-Ar sur adularia de (k) Gasquet et al. (2010)) ; HDFZ : High Durance Fault Zone (Ar-Ar sur phengite de (l) Simon-Labric et al. (2009) et (m) Bellanger et al. (2015), U-Pb sur monazite de (k) Gasquet et al. (2010)) ; BerSZ : Bercesio Shear Zone (jeu compressif et cisailant dextre, Ar-Ar sur phengite de (n) Sanchez et al. (2011), jeu cisailant dextre, U-Pb sur monazite de (o) Ricchi et al. (2020)) ; VSZ : Valetta Shear Zone (références similaires à la BerSZ), Rolland et al., accepté (Annexe 2).

Les structures décrochantes dextres semblent systématiquement postérieures au jeu compressif avec des âges les plus vieux de 23 Ma au nord dans le massif des Aiguilles Rouges (Rolland et al., 2008) et de 26 Ma dans le massif d'Argentera (Sanchez et al., 2011). Dans la partie nord, dans le massif de l'Aar, les âges associés à la compression sont plus jeunes, de 22 Ma à 17 Ma (Challandes et al., 2008; Peverelli et al., 2021). Des âges plus jeunes ~15 Ma associés à du décrochement sont aussi enregistrés dans ce massif. Plus au Sud, la faille du Simplon présente des âges similaires à la compression, ~20 Ma (Campani et al., 2010) mais associés à un contexte extensif local toujours associé à du décrochement dextre.

L'ensemble de ces âges permet de contraindre l'activité de structures relativement profondes (en domaine ductile, >10 km). Les déformations fragiles plus récentes de basse température correspondant aux dernières phases d'exhumation demeurent peu contraintes pour le moment, sauf localement par la méthode K-Ar sur illite (e.g., Kralik et al., 1987).

1.2 Objectifs de la thèse

L'architecture et la géométrie des Alpes sont désormais bien contraintes, en liaison avec une imagerie géophysique de haute définition (Nouibat et al., 2022). Les avancées majeures dans la compréhension des processus tectoniques impliqués dans la formation de cette chaîne de montagne expliquent en grande partie les structures actuelles. En revanche, la chronologie de mise en place de ces processus et les transitions entre ces différentes étapes de déformations demeurent peu contraintes dans le temps, du fait du manque de données de datation directe de la déformation cassante. L'enjeu de cette thèse est donc d'apporter des contraintes temporelles absolues sur le fonctionnement de structures majeures des Alpes ayant joué un rôle important au cours des différentes étapes de déformation, notamment dans le domaine fragile (<10 km). En complément de cela, les fluides mobilisés par ces structures vont être caractérisés et leur origine va être discutée dans un contexte régional.

L'ensemble des travaux réalisés dans le cadre de la thèse a pour base une étude de terrain dans les principales zones de failles des Alpes occidentales. A l'échelle de l'affleurement, les mesures de ces différentes structures (stratification, schistosité, plan de faille, stries...) vont être mesurées et analysées en termes de phases de déformation relatives et de paléo-contraintes. La caractérisation de l'orientation des structures dans lesquelles l'échantillon a été prélevé est capitale afin de replacer l'âge obtenu dans un contexte de contraintes régionales. Cette étude de terrain va être complétée par une étude pétrographique fine en lames minces en utilisant le microscope optique et des images en cathodoluminescence afin d'identifier les potentielles différentes générations de calcite dans les échantillons. Dans le cas d'échantillons d'hématite, la structure de ces minéraux va être étudiée à la loupe binoculaire et au MEB (Microscope Electronique à Balayage).

La signature isotopique des calcites va ensuite être déterminée via l'étude des isotopes stables du carbone et de l'oxygène ainsi que des clumped isotopes afin de caractériser la source, la température de cristallisation et le degré d'interaction du fluide avec la roche encaissante.

Une fois ces caractérisations complètes et les échantillons bien identifiés structuralement, la finalité est de les dater avec la méthode U-Pb sur calcite directement sur les lames minces via LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) ou via la méthode (U-Th)/He des petits fragments d'hématite.

L'ensemble de ces informations va être comparé aux modèles existants de formation de ces structures et le cas échéant amener des nouvelles contraintes pour les actualiser.

Cette thèse s'articule autour de cinq parties. Dans la première partie, l'ensemble des méthodes utilisées va être présenté d'un point de vue théorique ainsi que les protocoles analytiques utilisés. Les trois parties suivantes seront chacune dédiée à une étape de structuration majeure des Alpes occidentales avec d'abord la phase précoce de collision N-S pyrénéo-provençale puis la phase compressive Alpine E-W avec la structuration des massifs Subalpins et enfin les déformations extensives les plus tardives au cœur des Alpes. La dernière partie sera une synthèse de l'ensemble de ces données avec une discussion sur leur implication pour le modèle géodynamique des Alpes.

Chapitre 2 Méthodes



Souvenir du LA-ICP-MS du CEREGE d'Aix-en-Provence et des semaines d'analyse passées avec Nicolas Godeau, Abel Guihou, Pierre Deschamps et Dorian Bienveignant.

2.1 U-Pb Calcite

Les premières datations absolues utilisant les chaînes de désintégration de l'uranium comme géochronomètre ont été faites sur des minéraux riches en uranium, d'abord des uraninites par Boltwood en 1907 puis des zircons et feldspaths par Holmes en 1911, (Holmes, 1911). La séparation et la mesure des concentrations en uranium et en plomb était effectuées via un protocole de chimie lourde (Strutt, 1906). En étudiant les isotopes du plomb dans les chondrites, Patterson et al. (1955) apporte un âge révolutionnaire de 4,5 Ga pour la formation de la Terre. Etant donné les faibles teneurs en uranium (de l'ordre de quelques dizaines de ppb au ppm) généralement observées dans les carbonates, l'utilisation de cette méthode à ces minéraux a été plus tardive et a constitué un véritable défi analytique. Historiquement, la datation U-Pb de carbonates repose sur la spectrométrie de masse par thermoionisation (TIMS) et l'utilisation de méthode dite de la dilution isotopique, nécessitant quelques grammes de calcite (Moorbath et al., 1987; Smith and Farquhar, 1989; Rasbury and Cole, 2009). Au cours des années qui ont suivi, le développement des spectromètres de masse à thermo-ionisation puis à sources plasma ont permis d'augmenter la sensibilité instrumentale mais aussi les avancées majeures sur le protocole de séparation/purification, permettant ainsi de diminuer considérablement la quantité d'échantillons nécessaire pour maintenant permettre des analyses sur quelques mg de carbonate par aliquote.

Plus récemment, le développement du couplage ICP-MS avec une source laser a permis d'augmenter la résolution de plusieurs ordres de grandeur et donc d'analyser des phases diagenétiques carbonatés qu'il aurait été impossible d'analyser par dilution isotopique (e.g., Roberts et al., 2020). Couplé à des techniques d'imagerie classiques (coloration, cathodoluminescence...), cette augmentation de la résolution permet d'avoir un contrôle plus fin sur les différentes phases de minéralisation et de déchiffrer des systèmes carbonatés complexes.

Dans le cadre de cette thèse, la datation U-Pb par ablation laser a été appliquée dans un contexte de structures tectoniques fragiles (e.g., Roberts and Holdsworth, 2022), permettant ainsi d'apporter des contraintes temporelles sur la mise en place et le timing de ces structures.

Dans cette étude nous allons nous intéresser à la chaîne de désintégration de l'U en Pb, et donc aux atomes suivants : Uranium 238, Uranium 235, Plomb 208, Plomb 207, Plomb 206 (Figure 2-1, Tableau 2-1, Tableau 2-2).

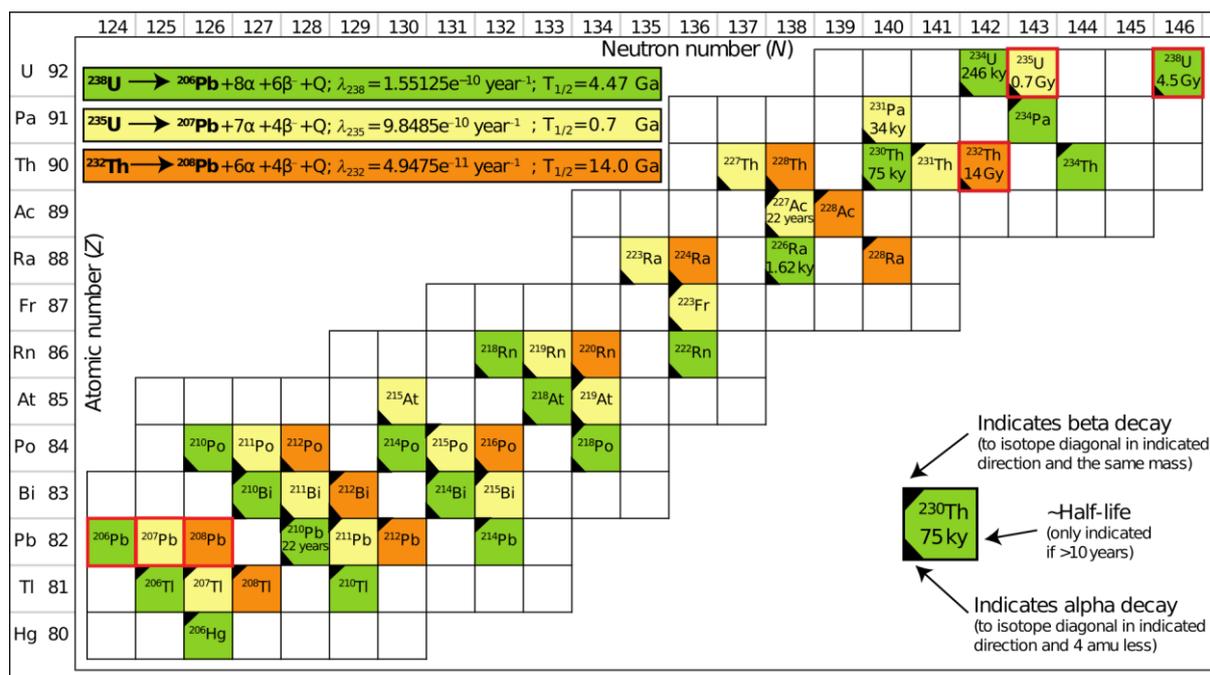


Figure 2-1 Chaîne de désintégration du ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th (Schoene, 2014).

Isotope	Abondance relative (%)	Demi-vie (année)
^{230}Th	2×10^{-4}	$7,54 \times 10^4$
^{232}Th	99,9998	$1,40 \times 10^{10}$
^{234}U	$5,5 \times 10^{-3}$	$2,455 \times 10^5$
^{235}U	0,72	$7,04 \times 10^8$
^{238}U	99,2745	$4,463 \times 10^9$

Tableau 2-1 Abondance à l'état naturel des isotopes de l'uranium et du thorium et demi-vie des isotopes radioactifs (Meija et al., 2016, Prohaska et al., 2022).

Isotope	Abondance relative (%)
^{204}Pb	1,4
^{206}Pb	24,1
^{207}Pb	22,1
^{208}Pb	52,4

Tableau 2-2 Abondance à l'état naturel des isotopes du plomb (Holden et al., 2018).

2.1.1 La Méthode LA-ICP-MS

Dans les années 1980, l'ICP-MS connaît un essor important, notamment pour la mesure d'éléments en trace dans des échantillons naturels et principalement pour détecter et quantifier les polluants (Houk, 1980). Jusqu'alors les analyses s'effectuaient sur des solutions mais Gray (1985) combine pour la première fois un ICP-MS avec un système de laser afin d'analyser des particules solides, une poudre dans ce premier essai. Bien qu'il souligne plusieurs problèmes en conclusion de son article, les incertitudes et limites de détections estimées sont très encourageantes (Gray, 1985). Des avancées majeures vont être effectuées dans les années suivantes (Brenner and Taylor, 1992), notamment au niveau du laser utilisé (Günther et al., 1997), l'ajout de caméra optique et le changement de l'atmosphère d'ablation aident à la compréhension des processus d'ablation (Eggins et al., 1998). Les améliorations techniques continuent (Linge and Jarvis, 2009; Woodhead et al., 2016), ainsi que le traitement et la correction des données (Paton et al., 2011; Lin et al., 2016; Vermeesch, 2018). Les facteurs limitants ne venaient plus de la machine mais de la calibration des standards utilisés. En effet, des comportements d'ablation différents entre le matériel analysé et le standard, souvent des verres NIST (Woodhead and Hergt, 2001) induisent des erreurs analytiques. Dans le cas de la calcite, il faut attendre le WC-1 de Roberts et al. (2017).

2.1.1.1 La méthode LA-ICP-MS utilisée

Les datations U-Pb ont été acquises au CEREGE (Aix-en-Provence) avec un Element XR couplé à un laser d'une longueur d'onde de 193 nm (ESI), en collaboration avec Nicolas Godeau, Abel Guihou et Pierre Deschamps.

Les échantillons peuvent être sous la forme d'une lame mince de roche polie ou sous forme de plot d'un pouce est insérée dans la cellule d'ablation. S'ensuit une purge de l'air présent dans la cellule qui est remplacé par de l'hélium. Ce gaz noble possède un potentiel d'ionisation élevée de 23.7 eV (Bruguier, 2009) ce qui permet de limiter la formation de plasma à la surface de l'échantillon lors de l'ablation laser et ainsi limiter le fractionnement.

Dans le cadre de cette thèse, le laser utilisé est un ESI Excimer (gaz ArF). Une faible longueur d'onde et une faible fluence (densité d'énergie sur une surface) ($\sim 1.1-1.15 \text{ J.cm}^{-2}$) sont préférées pour une meilleure absorption par les matrices carbonatées (Russo et al., 2000; Thomas, 2008). Ainsi les effets d'endommagement mécanique et thermique sont moindres et de plus petites particules ($\sim 100 \text{ nm}$) sont produites lors de l'ablation (Sylvester, 2005). Avec ces paramètres et pour une matrice carbonatée, la phase d'ablation induit un cratère de $\sim 20-25 \mu\text{m}$ ($\sim 1 \mu\text{m.s}^{-1}$).

Le matériel ablaté (analyte) est transporté par un flux d'hélium ($\sim 0.9-1.3 \text{ L.min}^{-1}$) et d'argon ($0.8-1 \text{ L.min}^{-1}$) jusqu'au système d'introduction de l'ICP-MS via des tubes capillaires. Les débits d'argon et d'hélium ainsi que le tuning de l'ICP-MS sont des paramètres optimisés afin de limiter le fractionnement inter-élémentaire ainsi que la formation d'oxydes ThO^+ et UO^+ , tout en garantissant une sensibilité convenable. L'analyte est ensuite ionisé dans un plasma d'argon. L'énergie de première ionisation de l'argon étant de 15,76 eV, cela permet l'ionisation de la plupart des éléments tout en restant en dessous de l'énergie de seconde ionisation de la plupart de ces éléments. Ensuite, l'analyte passe dans l'interface jouant le rôle de sas entre la pression

atmosphérique de la chambre d'ionisation et l'ultra-vide présent dans le tube. Cette interface est composée de 2 cônes (Figure 2-2) :

- Sampler cône (ou extraction cône) généralement fait de nickel ou de platine avec un orifice de 1 mm et une pression à la sortie de 2.5 torr (équivalent à 3.33 mbar). Avec la différence de pression, la taille de l'analyte peut légèrement varier, appelé « expansion supersonique » affectent principalement les ions légers induisant un fractionnement de masse.
- Skimmer cône (similaire au précédent) avec un orifice de 0.4-0.7 mm et une pression à la sortie de 10^{-5} torr (équivalent à 1.33×10^{-5} mbar).

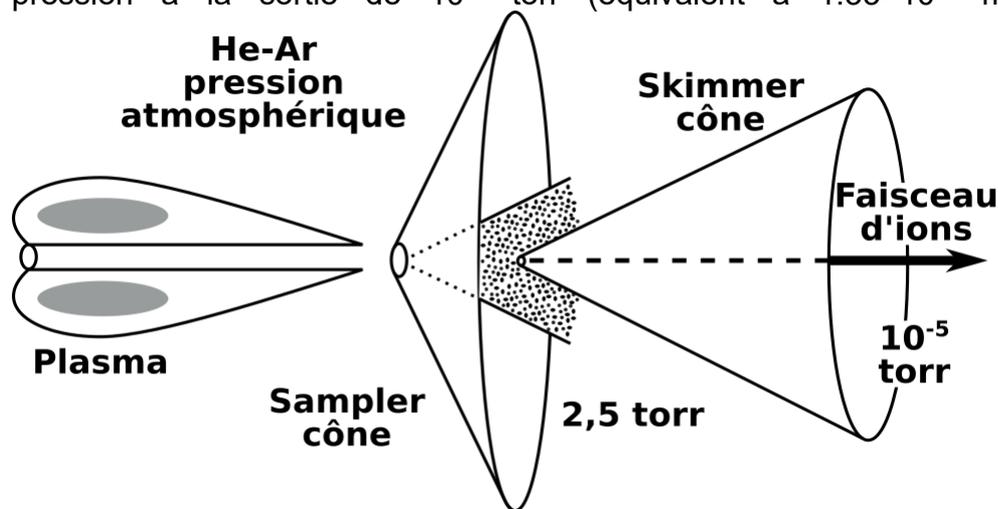


Figure 2-2 Schéma conceptuel des cônes (d'après Godeau, 2018).

Bien que le rendement d'ionisation soit important sur ce type de source, en comparaison des spectromètres de type « thermo ionisation », la transmission est quant à elle très limitée. De plus, il faut faire attention à la présence de calcium qui peut se déposer sous forme de particules solides aux extrémités des cônes et abaisser leur sensibilité.

Les éléments suivant les cônes permettent l'accélération et la focalisation du faisceau d'ions en direction du secteur magnétique. En effet une différence de potentiel entre la lentille d'extraction (-2 KV) et l'enceinte (-10 KV) permet l'accélération du faisceau et ainsi extraire les ions de cette zone d'interface. La présence de plusieurs lentilles épure le faisceau d'ions des atomes neutres et électrons qui n'ont pas une bonne trajectoire. L'optimisation et le tuning de l'instrument sont testés au démarrage afin de garantir une sensibilité suffisante tout en maîtrisant le fractionnement et un taux d'oxyde acceptable (rapport U/Th du NIST-612)

Une fois que le faisceau d'ions est concentré et épuré, il faut séparer les différents ions qui le composent, plusieurs méthodes de séparation catégorisent les ICP-MS. Le premier type de séparateur est le quadripôle, 4 tubes en métal parallèles au faisceau et à équidistance de celui-ci. Deux ont un potentiel positif et deux négatifs (positionnés en alternance). Cette configuration induit une oscillation en spirale dans la trajectoire de l'ion qui dépend de sa masse et de sa charge. Le potentiel des tubes est réglé pour que seuls les ions avec un certain rapport m/z puissent passer. Pour analyser les ions d'une gamme globale de 0-300 amu (Atomic Mass Unit) le potentiel des tubes est adapté pour chacun des ions d'intérêt. L'analyse d'une telle gamme est effectuée en 100 ms. La résolution du quadripôle est de 0.5-1 amu (Linge and Jarvis, 2009).

Le second type (utilisé dans le cadre de cette thèse) est le séparateur à secteur magnétique. Un champ magnétique est alors appliqué au faisceau d'ions de manière perpendiculaire à celui-ci et force les ions à avoir une trajectoire courbe. La courbure de cette trajectoire est dépendante de la masse et la charge de l'ion, ce qui permet de les séparer. L'ICP-MS à secteur magnétique possède l'avantage d'une très bonne sensibilité tout en ayant une bonne résolution. Les ions sont ensuite filtrés en énergie par le biais d'un secteur électrostatique (ESA) avant d'être collectés.

Une fois les ions correctement séparés, ils sont comptés dans la partie détection de l'instrument. Trois modes de comptage existent, le Secondary Electron Multiplier (SEM), le mode analogique et le comptage sur cage de Faraday, en pratique pour l'analyse des carbonates, le signal est faible (généralement inférieur à 4 Mcps) donc uniquement le mode SEM est utilisé. La limite de quantification est à calculer en fonction du blanc (Standard Deviation of Replicate Measurement of the Blank). La limite basse est fixée à 3 standards déviation du blanc (Linge and Jarvis, 2009). On enregistre une intensité de courant électrique (induit par les électrons) qui est ramenée à un nombre de coups sur la surface du détecteur, la donnée de sortie correspond à un nombre de coups pour un atome donné ramené à une seconde (Counted Per Second ou CPS).

En général dans une session il est possible d'analyser 5 lames minces et 1 ou 2 plots. Dans un premier temps, chacune des générations qui ont été identifiées par le travail préparatoire de pétrographie sont analysées en direct. Sur deux-trois zones associées à la même génération, 4-5 spots vont être analysés 5 secondes chacun afin de voir si les rapports du $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ sont assez élevés et varient assez pour obtenir un âge. Si c'est le cas, environ 40 spots de 150 μm de diamètres (quand c'est possible, sinon la taille du spot peut être réduite mais ça sera le cas pour l'ensemble des analyses de la session) sont placés dans ces calcites jugées synchrones et ce pour chacune des générations indépendamment les unes des autres. Une fois que l'ensemble des échantillons a été testé et que les spots sont placés dans les générations de calcite, un standard secondaire (brèche B6) est rajouté à la fin de la session. Ensuite, des spots dans les standards sont intercalés dans la séquence d'analyse, de sorte que tous les 20 spots d'échantillons inconnus, 2 spots de NIST614 et 2 spots de standards (WC-1) soient analysés. Une fois que cette séquence d'analyse est établie pour la session, les analyses sont lancées. Une analyse type pour un spot consiste en 4 secondes de pré-ablation, 20 secondes de blanc, 10 secondes de washout (gaz envoyé pour enlever les résidus de particules dans les fils capillaires), 20 secondes d'ablation/analyse et 20 secondes de washout. Les masses mesurées pour les datations U-Pb sont ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U .

LASER ablation system U-Pb dating	
Make, Model & Type	ESI, NWR193
Ablation cell & size	TV2 150mmx150mm
LASER wavelength (nm)	193
Pulse duration (ns)	4
Fluence ($\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$)	0.8 - 1.4
Repetition rate (Hz)	10
Spot size (μm)	90 - 150 (depending on sensitivity determined during screening)
Sampling	Spot

Carrier gas	100% He 5.0 ~0.9 l.min ⁻¹ , Ar make-up gas ~1 l.min ⁻¹ combined using a Y-piece ~50cm before the connection to the injector
Ablation duration (s)	4 s preablation - 20 s washout - 20 s ablation - 20 s washout
ICP-MS system U-Pb dating	
Make, Model & Type	Thermo Fisher Scientific, Element XR
RF Power (W)	1200 - 1300
Make-up gas flow (l.min ⁻¹)	~1
Detection System	SEM forced in counting mode
Masses measured	206Pb, 207Pb, 208Pb, 232Th, 238U
Integration time per peak (s)	0.04, 0.04, 0.02, 0.012, 0.012
Total integration time per cycle (s)	0.129 // Mass accuracy option
Sensitivity	~100 kcps for 823 ng/g U
IC dead time (s)	26
Data processing U-Pb dating	
Gas blank	10 second on-peak zero subtracted
Calibration	NIST-614 glass standard as primary reference material for drift and Pb isotopes; WC-1 carbonate reference material for matrix matching of 206Pb/238U; B6 as secondary material
Data processing	Raw intensities and baseline correction with lolite 3.x (Paton et al, 2011); instrumental drift, Pb isotopes composition, and ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U using an in-house Python code; exclusion of spots with mean ²⁰⁷ Pb intensities below 3 times the baseline intensity; IsoplotR (Vermeesch, 2018) for T-W isochrons (model-1), intercept ages and initial Pb compositions
Mass discrimination	1 set of standards every 20 spots
Common-Pb correction, composition and uncertainty	None applied. Ages calculated from regressions used in Tera Wasserburg plots
Uncertainty level & propagation	Ages are quoted at 2σ absolute, propagation is by quadratic addition. Excess variance of reference material propagated into sample data. Systematic uncertainties include age uncertainty of reference material
Quality control / Validation	B6 breccia (42.5±0.2 Ma)
LASER ablation system imaging	
Make, Model & Type	ESI, NWR193
Ablation cell & size	TV2 150mmx150mm
LASER wavelength (nm)	193
Pulse duration (ns)	4
Fluence (J.cm ⁻²)	1,7
Repetition rate (Hz)	10
Spot size (μm)	rasters 50μm width and 4 mm long and scan speed 40μm.s ⁻¹ // for U-Pb imaging: spots 30μm
Sampling	Rasters for chemical imaging // Spots for U-Pb imaging

Carrier gas	100% He 5.0 ~0.9 l.min ⁻¹ , Ar make-up gas ~1 l.min ⁻¹ combined using a Y-piece ~50cm before the connection to the injector
Ablation duration (s)	4 s preablation - 20 s washout - 20 s ablation - 20 s washout
ICP-MS system imaging	
Make, Model & Type	Thermo Fisher Scientific, Element XR
RF Power (W)	1200 - 1300
Make-up gas flow (l.min ⁻¹)	~1
Detection System	SEM
Masses measured	24Mg, 27Al, 51V, 57Fe, 55Mn, 88Sr, 206Pb, 208Pb, 238U for chemical imaging // 206Pb, 207Pb, 208Pb, 232Th, 238U for U-Pb imaging
Total integration time per cycle (s)	1.242 for chemical imaging // 0.129 for U-Pb imaging

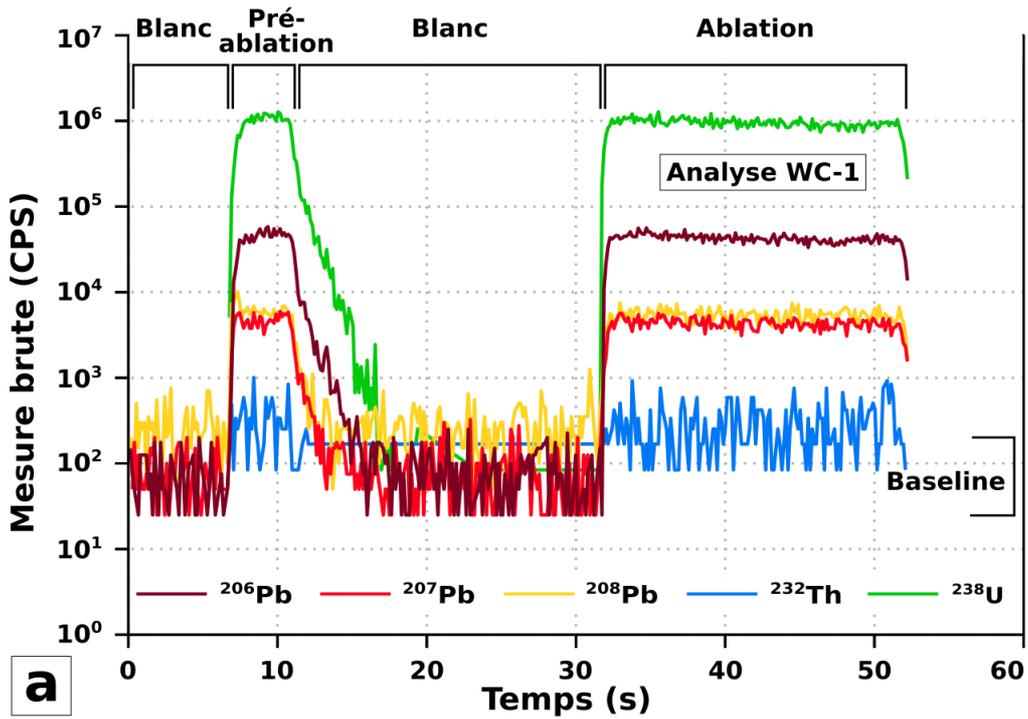
Tableau 2-3 Paramètres analytiques du LA-ICPMS.

2.1.1.2 Traitement des données

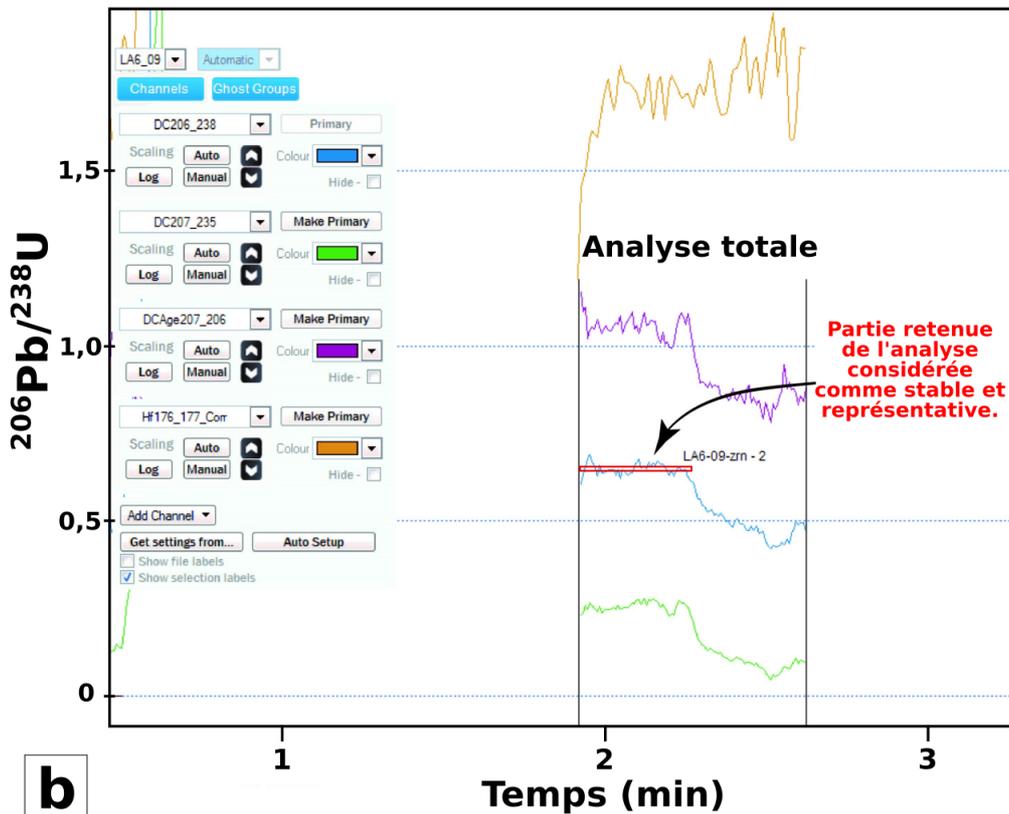
Une fois les données acquises, un premier traitement consiste à retirer le bruit de fond (baseline). Ce premier traitement du signal s'effectue à l'aide de l'outil lolite 3 (Paton et al., 2011) permettant à la fois de soustraire la ligne de base (exemple de l'analyse du standard WC-1, Figure 2-3 a), mais aussi de s'affranchir des éventuelles variations intra-analyse anormales. Ces variations peuvent survenir de façon ponctuelle lorsque le faisceau traverse la lame par exemple, ou lorsque qu'une particule de nature différente et/ou plus chargée est analysée (Figure 2-3 b).

Le signal jugé stable sur chaque isotope est ensuite intégré afin de calculer une valeur moyenne permettant de déterminer des rapports isotopiques. De ce fait, lorsque la période d'intégration du signal est réduite, pour les raisons évoquées ci-dessus, l'erreur augmente.

Les données brutes de l'²³⁸U, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb et ²⁰⁸Pb en CPS sont exportées de lolite et traitées avec un script maison. Au cours de la session, les paramètres de débit de gaz varient légèrement et peuvent influencer sur la sensibilité et le fractionnement inter-élémentaire. Etant donné que le NIST-614 n'est pas parfaitement homogène, il n'est pas possible de différencier le drift instrumental, des variations intrinsèques au NIST-614. Ces variations sont surveillées aux cours de la session.



a



b

Figure 2-3 (a) Données brutes des intensités mesurées sur le standard WC-1 au CEREGE le 29/10/2021. (b) Interface d'Iolite V3 et sélection de la partie significative du signal sur chacune des analyses, d'après le Data Repository (Vezinet et al., 2019).

En LA-ICP-MS des imprécisions demeurent sur les mesures isotopiques et la moyenne des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés au cours de la session est comparée à celle acceptée pour le standard (Équation 2-1 a). Par la suite une loi exponentielle permet de corriger le fractionnement de masse (Équation 2-1 b, Albarède et al., 2004).

$$\beta = \frac{\ln\left(\frac{R_{1,2}^{Vrai}}{R_{1,2}^{mesuré}}\right)}{\ln(\delta m_{1,2})} \quad (a)$$

$$R_{1,2}^{corrigé} = R_{1,2}^{mesuré} \times \left(\frac{m_2}{m_1}\right)^\beta \quad (b)$$

$$\text{avec } R_{1,2}^{Vrai} = \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}_{Vrai}} ; R_{1,2}^{mesuré} = \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}_{mesuré}}$$

Équation 2-1 Correction du fractionnement de masse, avec $\delta m_{1,2}$ différence de masse entre les deux isotopes (Albarède et al., 2004).

Le biais le plus important à corriger est le fractionnement inter-élémentaire. Etant donné que le standard WC-1 n'est pas parfaitement homogène en ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$, le parti-pris est de corriger des rapports isotopiques plutôt que des âges. La correction du fractionnement inter-élémentaire est uniquement possible si l'échantillon analysé et la matrice sont de même nature (la réponse des particules ablatées face à l'expansion supersonique est la même). Une isochrone « théorique » est tracée à partir des données publiées du WC-1 obtenues par dilution isotopique (Roberts et al., 2017). Ensuite les spots du WC-1 mesurés au cours de l'analyse (et déjà corrigé des biais précédents) sont projetés sur cet isochrone « théorique » en fixant leurs valeurs de ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$. On obtient donc une valeur de fractionnement pour chaque spot (Équation 2-2). Cette méthode permet d'intégrer une certaine variabilité mesurée par ablation laser.

$$f\left(\frac{U}{Pb}\right) = \frac{\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}_{mesuré}} - \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}_{WC1i}}\right)}{a} \times \frac{1}{\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{206}\text{Pb}_{mesuré}}}$$

Équation 2-2 Détermination du facteur de correction du fractionnement inter-élémentaire à partir des rapports mesurés pour chaque spot avec « a », coefficient directeur de la régression linéaire déterminé par isoplot à partir des données publiées pour le WC-1 (Roberts et al., 2017).

La valeur moyenne de $f(\text{U/Pb})$ calculée à partir de l'ensemble des spots du WC-1 est ensuite appliquée sur l'ensemble des inconnus et au WC-1 lui-même.

Au cours de l'analyse, la lame mince est creusée et donc le point de focus défini initialement à la surface de l'échantillon n'est plus bon. Le rapport du diamètre par la profondeur d'ablation est appelé « rapport d'aspect », de manière générale un rapport proche de 1 est bon (Eggins et al., 1998). Concernant les analyses sur carbonates, étant donné le diamètre important du spot, ce fractionnement est négligeable.

2.1.2 Le diagramme Tera-Wasserburg

2.1.2.1 Introduction

La faible abondance du ^{204}Pb naturel dans la calcite limite l'utilisation des diagrammes du type isochrone ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) pour les mesures en laser ablation. Par ailleurs l'interférence isobarique du ^{204}Hg sur le ^{204}Pb ne permet pas de le mesurer correctement et n'est donc jamais analysé par ablation laser sur les carbonates. Par ablation laser, le diagramme Tera-Wasserburg est le diagramme le plus adapté pour obtenir un âge U-Pb.

Celui-ci utilise les deux chaînes de désintégration de l'uranium, le $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ et $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ (Figure 2-4). La lecture de l'âge se fait entre l'intersection basse de l'isochrone avec la Concordia, qui correspond au pôle radiogénique pur. Etant donné que les carbonates incorporent du plomb commun, l'isochrone correspond donc à une droite de mélange entre le plomb commun et le pôle radiogénique pour un âge donnée.

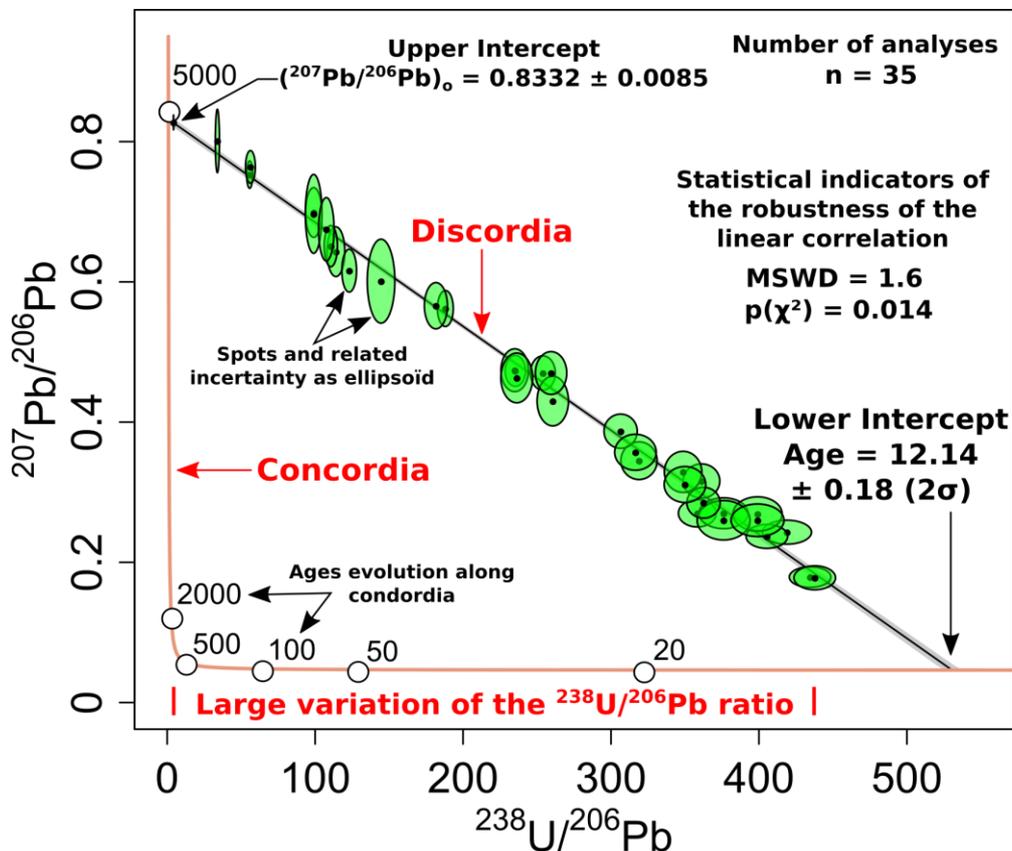


Figure 2-4 Diagramme Tera-Wasserburg mettant en évidence la concordia, discordia et les lower et upper intercepts.

Dans le cas des carbonates, le plomb peut facilement être intégré à la structure en proportion variable. L'étape de screening est donc primordiale, afin de maximiser les variations du rapport U-Pb mesurées dans l'échantillon, permettant ainsi de construire une droite de mélange (isochrone) fiable et diminuer l'erreur sur l'âge final. Il y a deux intercepts entre cette isochrone et la concordia, l'« upper intercept » et le « lower intercept ». L'upper intercept proche de l'axe des ordonnées correspond au pôle du plomb commun lors de la fermeture du système tandis que le lower intercept proche de l'axe des abscisses correspond au pôle radiogénique pur et donc l'âge du minéral.

Le diagramme Tera-Wasserburg utilise la variation du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ pour calculer un âge. Les sources d'incertitudes sont multiples, statistique de comptage des isotopes, correction de la ligne de base, ou encore du fractionnement inter-élémentaire. L'incertitude finale sur l'âge sera le résultat de l'ensemble de ces incertitudes sans oublier de propager l'erreur associée à la mesure de l'âge du standard utilisé. La propagation d'erreur associée au standard de référence sur l'âge final est une addition quadratique (racine carrée de la somme des erreurs au carré), de l'incertitude sur l'âge de l'échantillon mesuré et celle du standard (WC-1).

2.1.2.2 Que faut-il pour avoir un âge ?

Quatre points importants sont à prendre en compte avant d'interpréter un âge d'un point de vue géologique.

- Le premier concerne la variabilité du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ qui doit être suffisamment importante pour construire une droite dont l'incertitude sur sa pente est la plus faible possible (Figure 2-4). L'incorporation de l'uranium dans la calcite doit être variable afin d'avoir des mélanges entre le plomb commun et plomb radiogénique. Pour des gammes d'âges de l'ordre de la dizaine de millions d'années, un rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ supérieur à 50 est fixé de manière empirique.
- Le deuxième point est que l'échantillon doit contenir le moins possible de plomb commun afin de se rapprocher du pôle radiogénique pur correspondant à l'âge de fermeture du système. A noter qu'à l'inverse, pour un échantillon avec très peu de plomb (âge jeune par exemple), les analyses des isotopes du plomb et en particulier le ^{207}Pb peuvent être problématiques.
- Un système isotopiquement fermé. Il n'est pas rare de voir dans les carbonates des épisodes dissolution ou de recristallisation. Ces perturbations peuvent être à l'origine d'une réouverture du système U-Pb, et par là, de notre incapacité à obtenir un âge fiable dans la majorité des cas.
- Enfin, des standards de référence bien calibrés et représentatifs de la matrice carbonatée analysée.

D'un point de vue analytique, des valeurs de rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ supérieures à ~ 1 sont considérées comme aberrantes et les spots associés peuvent être considérés comme des outliers. Dans le cas de nos échantillons, ces rapports isotopiques aberrants peuvent être liés à des erreurs analytiques ou de traitement (mauvaise correction du blanc par exemple). L'observation de tels rapports reste très exceptionnelle. Chaque spot est pris en compte et son impact sur la droite est pondéré par son erreur. Des indicateurs statistiques comme le MSWD (Mean Square Weighted Deviation) décrivent la robustesse de la corrélation linéaire à partir des données. Idéalement on cherche un MSWD proche de 1, pour des MSWD supérieurs à 2,5 on qualifie l'isochrone associée « d'errorchrone » (Rasbury and Cole, 2009). A noter aussi que l'amélioration significative des méthodes de mesures (par exemple en dilution isotopique), qui diminuent fortement les incertitudes ($\sim\%$), a tendance naturellement à augmenter les MSWD. A l'inverse les analyses par ablation laser dont l'erreur analytique sur chaque spot est relativement élevée ($\sim\%$), le MSWD tend à diminuer.

2.2 (U-Th)/He sur hématite

2.2.1 Principes généraux

La méthode de datation (U-Th)/He se base sur la production et l'accumulation des atomes d' ^4He émis lors de la désintégration radioactive alpha des atomes d' ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm incorporés dans le réseau cristallin. L'He étant un gaz rare, les atomes peuvent diffuser hors du cristal en fonction de l'histoire thermique et du type de réseau cristallin. Ainsi l'accumulation des atomes d'He dans la structure du cristal ne sera pas forcément totale et la méthode peut être un géochronomètre si tout l'He produit est retenu dans le cristal ou un thermochronomètre si une partie de l'He est perdu. La gamme de température où l'He est retenu dans le cristal varie entre 30 et 250°C selon le minéral considéré (Figure 2-5). Cette méthode peut être appliquée à différents minéraux comme la titanite, l'hématite, le zircon, l'apatite et la goéthite (Ault et al., 2019a) et permet d'apporter des contraintes temporelles sur différents phénomènes géologiques, comme le refroidissement d'une roche (apatite, zircon, titanite) ou la cristallisation d'un minéral en sub-surface (e.g., hématite et goéthite) (Ault et al., 2019a).

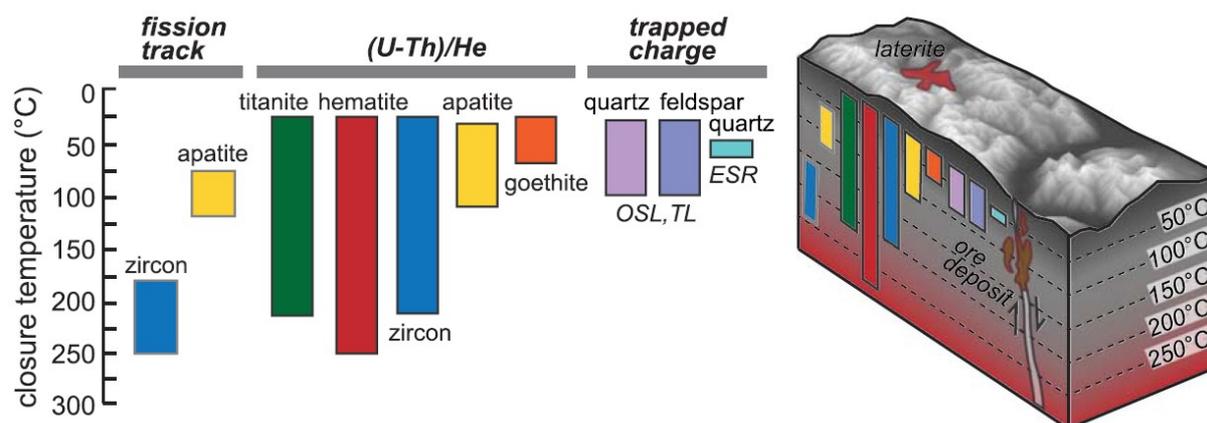


Figure 2-5 Gamme de températures dans lesquelles les différentes méthodes et systèmes de thermochronologie basse température sont utilisables (Ault et al., 2019a).

La possibilité de dater des événements par la méthode « U-He » a été mise en évidence en 1904 par Ernest Rutherford dans son livre « Radio-activity ». Ce potentiel a été confirmé par Strutt (1909), bien qu'il n'indique pas d'âge dans son article car encore dépendant des calculs indirects de Rutherford de l'hélium produit en fonction du temps. Vers les années 1980 l'intérêt pour la diffusion de l'hélium dans les minéraux renait au travers de nouveaux essais de datation (Boschmann et al., 1984; Baehr, 1987; Lippolt et al., 1982). Pour le cas particulier de l'(U-Th)/He sur hématite, celle-ci va être appliquée à des minéralisations massives et supposées assez anciennes pour avoir produit suffisamment d'hélium et permettre leur datation. C'est le cas des minéralisations d'hématite associées à des porphyres (Wernicke and Lippolt, 1993; Bähr et al., 1994; Lippolt et al., 1995). Les premières applications de cette méthode relancèrent l'engouement et les travaux de fond sur le comportement de l'hélium dans la structure de l'hématite (voir partie 2.2.2 Comportement de l'hélium).

Plus récemment, cette méthode de datation a fait l'objet de travaux théoriques et expérimentaux axés sur la diffusion de l'hélium dans la structure cristalline (Farley, 2000, 2002; Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Farley and Flowers, 2012;

Balout et al., 2017). Les âges (U-Th)/He sont obtenus sur des petites fractions d'échantillons dont la taille est variable en fonction des laboratoires et des applications, dans notre cas de 500x500 µm, appelés par la suite « aliquote ». Adams et al. (2013) appliquèrent pour la première fois cette méthode à des hématites en zone de faille suivi par la suite par de nombreuses études sur différents systèmes de failles (Calzolari et al., 2018; Evenson et al., 2014; Ault et al., 2015, 2016; McDermott et al., 2017; Moser et al., 2017; Garcia et al., 2018; A.K. Ault et al., 2019; Huff et al., 2020). Des hématites associées à des minéralisations hydrothermales ont aussi été datées (Farley and Flowers, 2012; Jensen et al., 2018) ou dans des 'Banded Iron Formation' (Farley and McKeon, 2015). Plus récemment la méthode (U-Th)/He sur hématite a été utilisée pour dater l'altération d'un profil latéritique (Monteiro et al., 2018; Heller et al., 2022).

2.2.1.1 Le rayonnement alpha

La désintégration des chaînes radioactives de l'uranium, du thorium, ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th et ^{147}Sm émettent différents atomes jusqu'aux atomes de plomb stable (206, 207 et 208) par rayonnement alpha et beta. Le rayonnement alpha produit des particules alpha (noyau d'He), qui lors de leur émission vont prendre des électrons aux atomes voisins pour former un atome de ^4He . La majorité de l'He est produit par l'U et le Th, et la contribution du Sm est souvent faible, ainsi historiquement la méthode fut appelée (U-Th)/He.

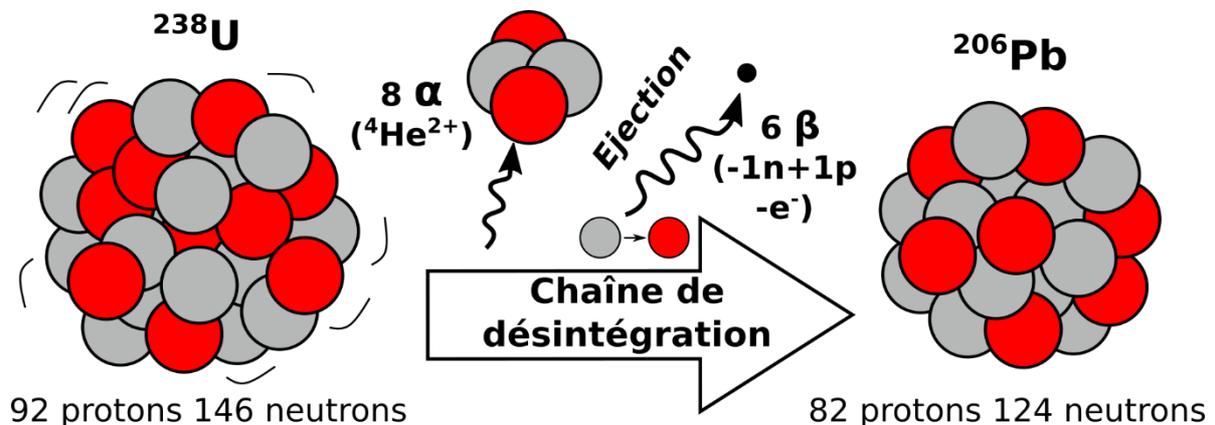


Figure 2-6 Schéma conceptuel d'un atome de ^{238}U avec les particules émises au cours de la désintégration en ^{206}Pb .

Dans le cas de l'uranium 238, au cours de la désintégration d'un seul atome, 8 atomes d'hélium (particule alpha) sont émis Figure 2-6. Pour l'uranium 235 c'est 7 atomes d'hélium, 6 pour le thorium 232 et 1 seul pour le samarium 147. On peut donc écrire l'Équation 2-3 de la production d'hélium en fonction du temps avec λ qui correspond aux constantes radioactives respectives.

$${}^4\text{He} = 8[{}^{238}\text{U}](e^{\lambda_{238} \times t} - 1) + 7\left(\frac{[{}^{238}\text{U}]}{137.88}\right)(e^{\lambda_{235} \times t} - 1) + 6[{}^{232}\text{Th}](e^{\lambda_{232} \times t} - 1) + [{}^{147}\text{Sm}](e^{\lambda_{147} \times t} - 1)$$

$$\text{Avec } \frac{[{}^{238}\text{U}]}{137.88} = [{}^{235}\text{U}]$$

Équation 2-3 Production d'hélium par les différents éléments radioactifs (d'après Wernicke and Lippolt, 1993).

Qui peut être ensuite réorganisée pour isoler la composante temporelle et donc s'écrire :

$$t = \frac{{}^4\text{He}}{8\lambda_{238}[{}^{238}\text{U}] + 7\lambda_{235}\left(\frac{[{}^{238}\text{U}]}{137.88}\right) + 6\lambda_{232}[{}^{232}\text{Th}] + \lambda_{147}[{}^{147}\text{Sm}]}$$

Équation 2-4 Calcul de l'âge de fermeture du système en fonction de la teneur en hélium (d'après Farley, 2002).

L'utilisation de cette Équation 2-4 décrit le calcul de l'âge (U-Th)/He.

2.2.1.2 La structure cristalline de l'hématite

L'hématite est un oxyde de fer de formule chimique Fe_2O_3 , composée de fer sous la valence (III). L'hématite peut précipiter directement lors du refroidissement de fluides oxydants à une température entre 100°C et 300°C (Ault, 2020). En plus de la cristallisation directe de fluide, l'hématite peut être observée à la suite de l'oxydation de la pyrite (FeS_2), magnétite (Fe_3O_4) et autres minéraux riches en fer (Ault, 2020). À la température de surface l'hématite peut se transformer par hydratation en goéthite ($\text{FeO}(\text{OH})$) et vice et versa. La morphologie des cristaux d'hématite sont variables, en plaquettes orientées (dans la même direction ou sous forme de rosace), non-orientées, botryoïdes (sous forme de boules) ou des spéularites. La taille des échantillons d'hématite peut être importante (centimétrique) mais est fait par l'accumulation des cristaux en aiguille et on dit que l'hématite est polycristalline. La taille des cristallites varie de quelques nanomètres à quelques micromètres (voir du centimètre). Lors de sa cristallisation, l'hématite incorpore des atomes d'uranium, de thorium et de samarium dépendent de son environnement de cristallisation avec l'hypothèse que la quantité d' ${}^4\text{He}$ est nulle lors de la cristallisation. En effet, l' ${}^4\text{He}$ est un élément incompatible et n'est pas incorporé dans le cristal (Gautheron and Zeitler, 2020).

L'hématite présente une structure cristalline rhomboédrique (Pauling and Hendricks, 1925; Rollmann et al., 2004) ou hexagonale. Les atomes d'oxygène s'organisent en hexagones empilés avec les $2/3$ des sites octaédriques occupés par un atome de fer (Figure 2-7). L'hélium se place dans les sites octaédriques non occupés par le fer (Balout et al., 2017).

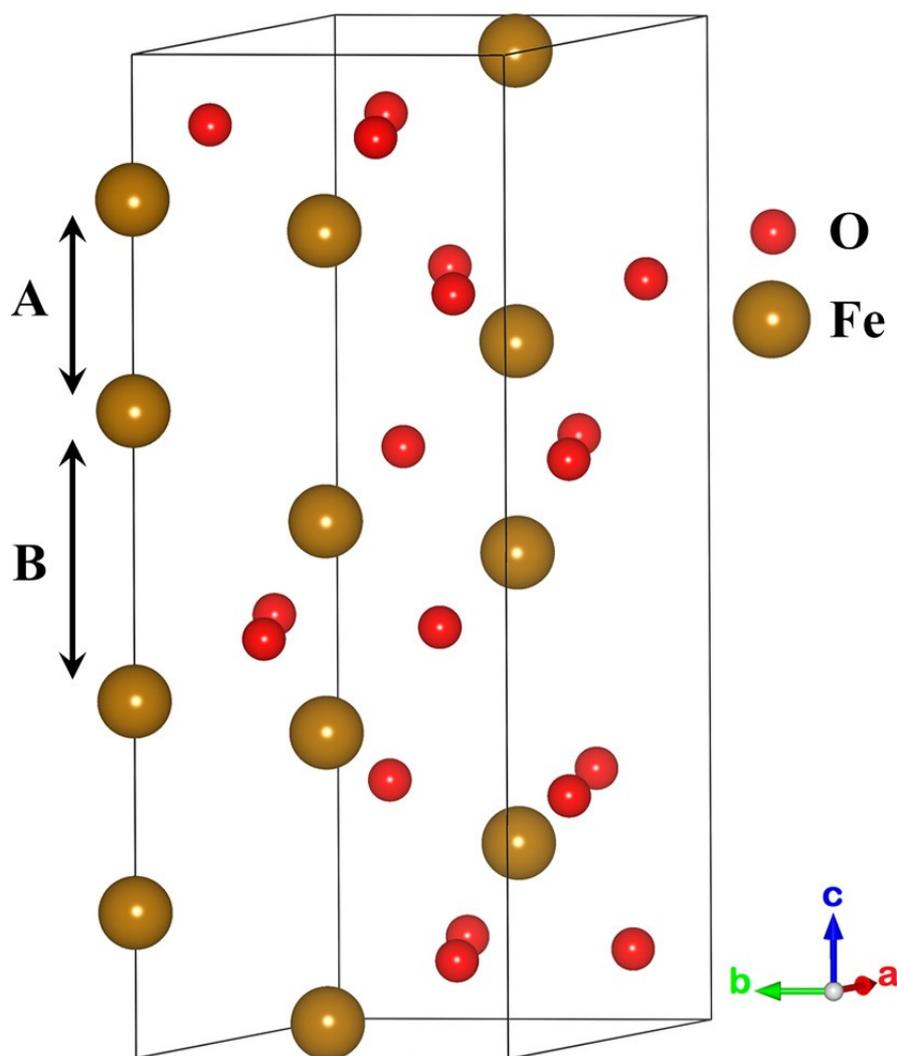


Figure 2-7 Maille cristalline de l'hématite (Balout et al., 2017).

2.2.2 Comportement de l'hélium

Les noyaux d'He produits possèdent une énergie cinétique importante de quelques MeV et sont éjectés hors du noyau père. Ainsi, la particule alpha (noyau d'He) traverse la matière et est ralenti par les chocs avec les atomes rencontrés. Le noyau attrape deux électrons aux atomes proches et la distance d'arrêt dépend de la densité et du type d'atomes présent dans la structure du cristal. La particule alpha déplace des noyaux du cristal en créant des défauts ponctuels. Le noyau père est également caractérisé par une énergie cinétique, moins importante, mais du fait de sa taille importante, il crée plus de défauts dans la structure cristalline, appelés défauts de recul.

2.2.2.1 Ejection de l'hélium

L'atome d'hélium est émis avec une certaine énergie cinétique et la distance d'arrêt moyenne varie de 4 à 16 μm dans la structure cristalline de l'hématite (Tableau 2-4, Ketcham et al., 2011).

Minéral	Formule Chimique	Densité (g.cm ⁻³)	Distance d'éjection moyenne (µm)			
			²³⁸ U	²³⁵ U	²³² Th	¹⁴⁷ Sm
Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	3,2	18,81	21,80	22,25	5,93
Zircon	ZrSiO ₄	4,65	15,55	18,05	18,43	4,76
Monazite	CePO ₄	5,26	16,18	18,74	19,11	4,98
Magnétite	Fe ₃ O ₄	5,18	13,97	16,16	16,49	4,51
Hématite	Fe₂O₃	5,26	13,59	15,72	16,04	4,39
Goethite	FeO(OH)	4,28	15,54	18,00	18,38	4,95

Tableau 2-4 Distance moyenne d'éjection en fonction du minéral et de l'isotope radioactif (Ketcham et al., 2011).

La direction dans laquelle cet atome va être projetée est aléatoire dans les 3 dimensions de l'espace et l'He émis se trouvera dans une sphère de rayon 16 µm.

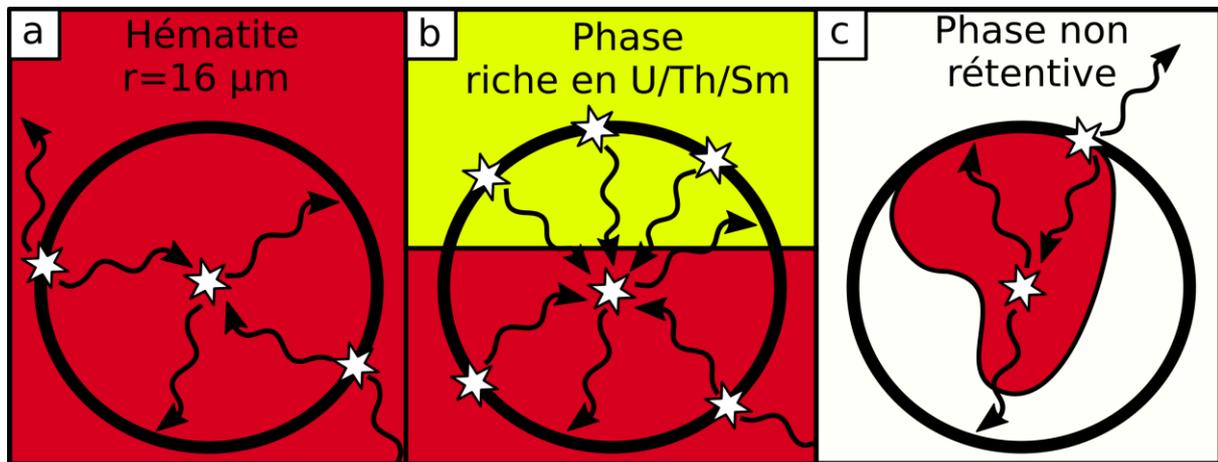


Figure 2-8 Schéma des différents cas de figures lors de l'éjection d'un atome d'hélium en fonction de l'homogénéité de l'échantillon.

Comme expliqué précédemment, les échantillons d'hématite sont polycristallins et formés par l'accumulation de milliards de cristallites de taille nanométrique à micrométrique. La taille d'une cristallite est alors inférieure à la distance moyenne d'éjection. Dans le cas où l'échantillon est de taille importante (> 200 microns), les atomes d'He éjectés à un endroit seront compensés par l'éjection d'un atome d'U, Th ou Sm voisin (Figure 2-8 a). Si l'échantillon est composé de différentes phases minérales ou des cristallites d'hématite n'ayant pas des concentrations homogènes en U, Th et Sm, un gradient d'He sera observé. De l'He peut être implanté des phases minérales voisines (Figure 2-8 b). Le fait que cette phase soit enrichie en éléments père augmente de manière artificielle la production d'hélium via l'implémentation avec une quantité d'hélium plus importante dans l'hématite que celle issue uniquement des éléments pères présents dans l'hématite. Il en résulte un âge artificiellement plus vieux (Evenson et al., 2014). Si l'échantillon n'est pas composé de 100% d'hématite et que l'aliquote est composé de zones éparses à hématites intercalées par d'autres phases minéralogiques qui ne retiennent pas l'hélium (Figure 2-8 c). Dans ce cas, l'hélium produit par la désintégration dans l'hématite sera éjecté dans une autre phase non

rétentive. L'hélium ainsi éjecté n'est pas conservé par l'aliquote (système « semi-ouvert »). Seul l'hélium éjecté dans l'hématite est conservé, il en résulte une perte partielle de l'hélium produit et donc in-fine un âge artificiellement plus jeune. Cette perte dépend de la répartition des amas d'hématites et de la proportion des autres phases non rétentives.

2.2.2.2 Diffusion de l'hélium

Le second phénomène qui peut induire une variation dans la quantité d'hélium présent dans l'aliquote est la diffusion. La diffusion est le déplacement des atomes en fonction de la température et du réseau cristallin. Décrit par la loi d'Arrhénius qui régit la cinétique des réactions chimiques (Équation 2-5).

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{\frac{-E_a}{RT}}$$

Équation 2-5 Loi d'Arrhénius (Evenson et al., 2014).

Avec :D=Diffusivité (m².s⁻¹) ; D₀=Diffusivité à température infini (m².s⁻¹) ; a=Domaine de diffusion (m) ; E_a=Energie d'activation (J.mol⁻¹) ; R=Constante des gaz parfait (J.mol⁻¹.K⁻¹) ;T=Température (K).

Au cours des années 90, les travaux de Lippolt et Wernick ont grandement contribué à la compréhension du comportement de l'hélium dans l'hématite. Bähr et al. (1994) ont émis l'hypothèse que le domaine de diffusion (a) serait lié à la taille du cristallite (plus petite fraction composant un cristal) d'hématite. Plus récemment, Farley and Flowers (2012) ont apporté la preuve expérimentale que le domaine de diffusion de l'hélium est principalement dépendant de la taille des cristallites. Farley and Flowers (2012) ont chauffé par palier de température des échantillons d'hématite polycristallins mettant en évidence plusieurs domaines de diffusion (Figure 2-9). De plus les pentes de ce diagramme (qui correspondent au terme E_a de l'équation d'Arrhenius) sont les mêmes quelle que soit la température. Avec l'hypothèse d'un D₀ constant et via les équations précédentes, les données de diffusion sont extrapolées et des hypothèses sur le nombre de domaines de diffusion sont faites afin de correspondre le plus aux données et déterminer une E_a de 157 kJ.mol⁻¹. Des observations au MEB semblent bien directement corrélées la taille des différents domaines de diffusion avec la taille des cristallites d'hématite. En relatif, dans le cas d'hématite dont la taille de la cristallite est importante (>1 μm), l'He sera très rétentif

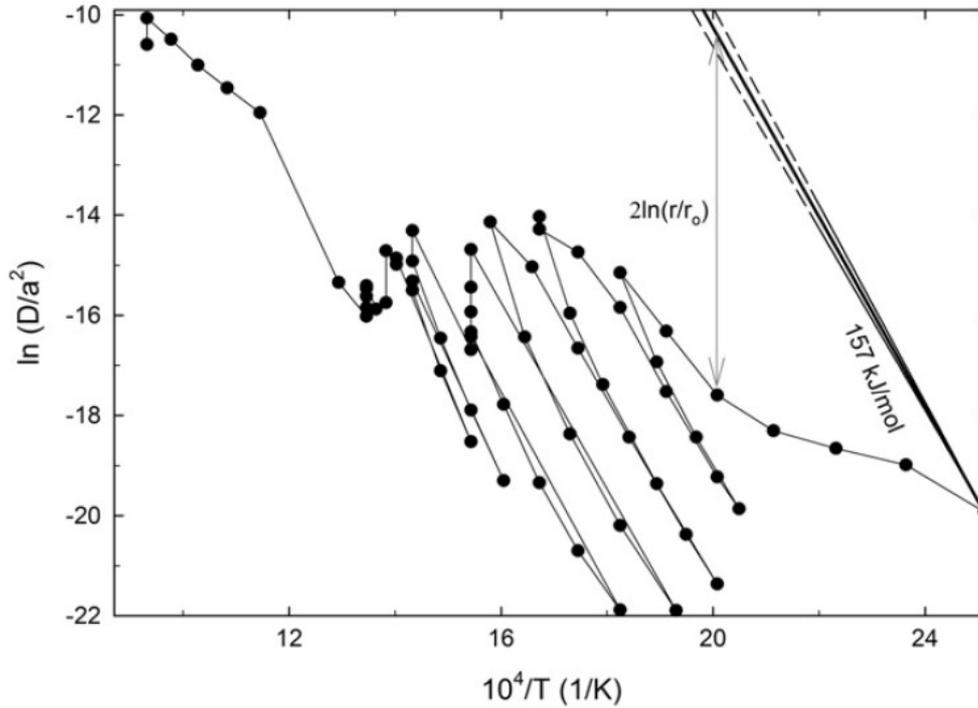


Figure 2-9 Détermination expérimentale du domaine de diffusion (Farley and Flowers, 2012).

L'ensemble de ces différents domaines de diffusion présentent des valeurs égales de E_a et D_0 (déterminé plus tard par (Evenson et al., 2014) à $2.2 \times 10^{-4} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Le rayon des cristallites serait directement égal au domaine de diffusion. Cela permet donc de substituer D_0/a^2 par D_0/r^2 dans l'équation d'Arrhenius pour obtenir l'Équation 2-6.

$$\ln\left(\frac{D}{a^2}\right) = \ln\left(\frac{1}{r^2}\right) + \ln(D_0) - \frac{E_a}{RT}$$

Équation 2-6 Réorganisation de la loi d'Arrhenius avec les hypothèses que D_0 et E_a sont constant pour toutes les hématites avec r correspondant au rayon des cristallites (μm) (Evenson et al., 2014).

Farley (2018) va même un peu plus loin en affichant le domaine de diffusion théorique des hématites en fonction de la température et de la diffusivité (Figure 2-10). Pour chacun des différents échantillons il est possible de lui attribuer une taille de cristallite (à confirmer par des observations au MEB).

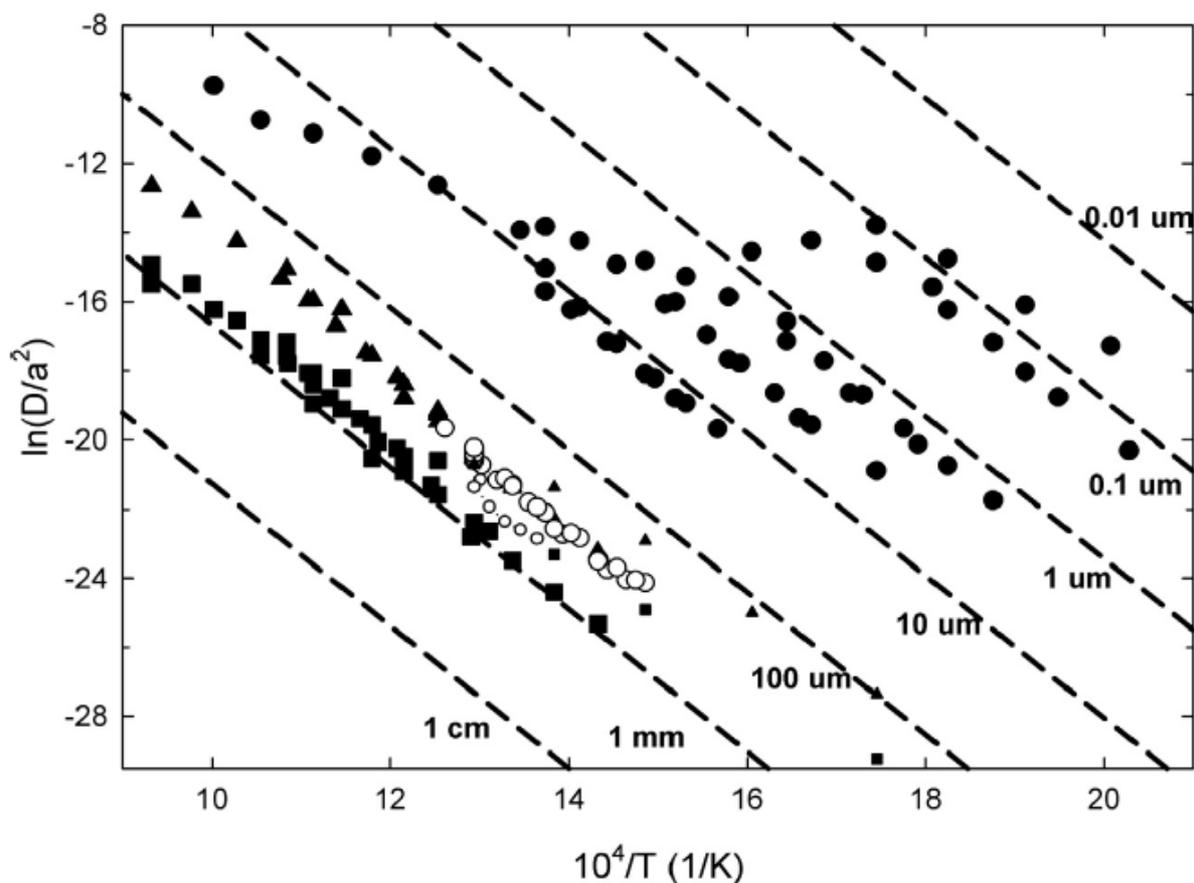


Figure 2-10 Diffusivité apparente des hématites en fonction de la température et du domaine de diffusion théorique (Farley, 2018).

La diffusion à l'échelle microscopique et atomistique peut être représentée comme un saut de l'atome d'He entre des sites d'insertions adjacents vacants (Balout et al., 2017).

2.2.2.3 Température de fermeture

Afin de comparer la rétention de l'He dans un cristal, la notion de température de rétention ou fermeture a été proposée par Dodson (1973) (Figure 2-11). La grandeur « Température de Fermeture » qui correspond à la température à partir de laquelle 50 % de l'He produit est conservé n'est donc pas des plus adapté. La notion de Helium Partial Retention Zone, HePRZ illustre mieux la réalité avec une gamme de température au-dessus de laquelle l'hélium diffuse totalement (système ouvert). Une gamme de température de transition, une partie de l'hélium est conservé dans la structure tandis qu'une autre est sortie (système semi-ouvert). Et au-dessous de cette gamme, la diffusion est trop faible avec quasiment l'intégralité de l'hélium qui bouge peu et donc reste dans la structure (système fermé). Attention, même si l'atome d'hélium « diffuse peu », la perte peut être importante sur de grandes échelles de temps.

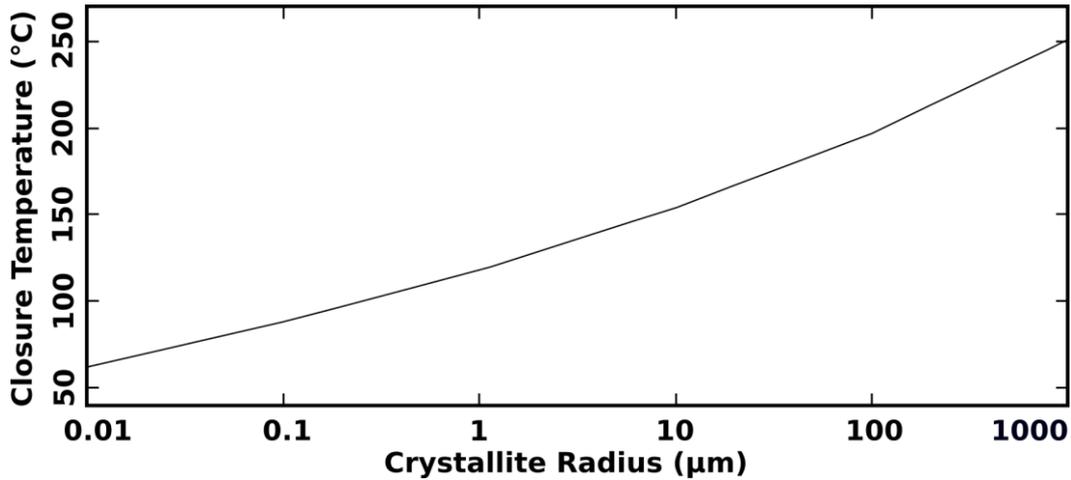


Figure 2-11 Température de fermeture en fonction du rayon des cristallites d'hématite (Farley, 2018).

Cependant la notion de température de fermeture reste utilisée et permet de comparer les systèmes thermochronologiques entre eux. L'âge obtenu dépend donc de la structure cristalline et de l'histoire thermique. La sensibilité du système hématite (U-Th)/He a été modélisé par Farley (2018) à partir des paramètres de D_0 et E_a définis précédemment. Cela modélise l'évolution de la fraction d'hélium retenu par une hématite dont le rayon de la cristallite est de 10nm en fonction du temps et de la température à laquelle l'échantillon est exposé. Pour une température de $<30^\circ\text{C}$ pendant 100 Ma, 99% de l'hélium est retenu par l'hématite en revanche pour 50°C pendant 10 Ma, seulement 90% de l'hélium est conservé. Un chiffre clef à retenir est la perte de 50% de l'hélium pour une température de 75°C pendant 1 Ma (Figure 2-12).

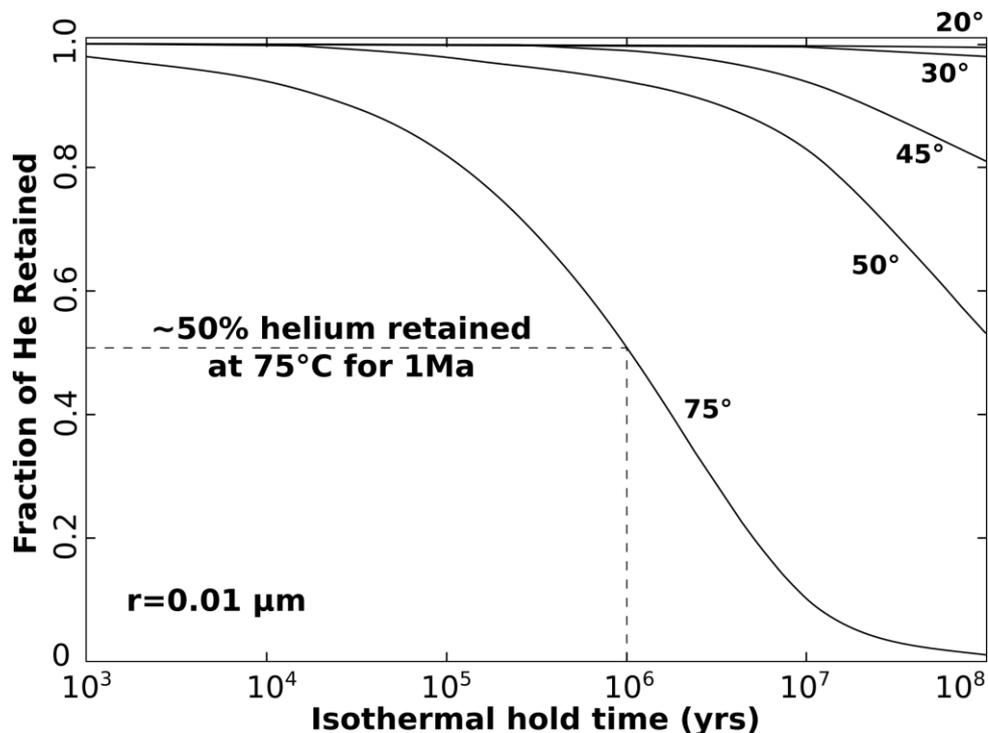


Figure 2-12 Modélisation de la proportion d'hélium retenu dans la structure d'une hématite avec des cristallites de rayon égal à 10 nm en fonction du temps d'exposition à une certaine température (Farley, 2018).

2.2.3 Le dégazage

2.2.3.1 Protocole de nettoyage et sélection

Les échantillons contenant des proportions d'hématite les plus importantes ont été sélectionnés afin d'être broyés délicatement pour obtenir des morceaux inframilimétrique. Les grains d'hématite ont été nettoyés avec de l'éthanol dans un bain à ultrasons pendant une dizaine de secondes, Les hématites sont séparées de toutes les phases argileuses associées composant la matrice. L'opération est répétée jusqu'à ce que l'éthanol reste translucide.

Les aliquotes d'hématite sont ensuite sélectionnées sous loupe binoculaire selon des critères de taille et d'homogénéité. Des grains de 200-300 µg sont sélectionnés et emballés sous forme d'enveloppe ou de tube dans des feuilles de niobium (épaisseur de 0,025 mm et pureté de 99.8 %). Des grains plus gros ont aussi été analysés afin de s'assurer qu'il n'y a pas de corrélation entre la taille des grains et l'âge mesuré. Des échantillons de standard (Durango Apatite) sont également préparés et emballé dans des tubes de platine.

2.2.3.2 Le ligne de dégazage et d'analyse de la concentration d'He

Les aliquotes emballés dans une feuille de Nb sont ensuite placés dans une ligne de dégazage couplée à un spectromètre de masse au laboratoire GEOPS, Paris Saclay. Les lignes couplés à un spectromètre de masse à secteur magnétique (VG5400) ou à un quadropôle Prisma ont été utilisé dans cette étude. Un ultra-vide de 3.10^{-8} mbar est assuré sur la ligne par une pompe turbomoléculaire et une pompe ionique pour atteindre l'ultra-vide (Figure 2-13).

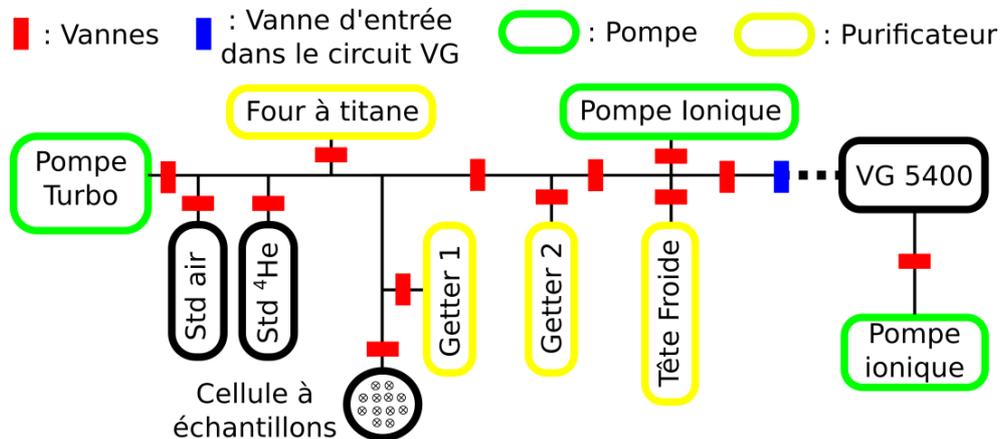


Figure 2-13 Schéma de la ligne de dégazage reliées au VG 5400 avec les différents éléments purificateurs en jaune et les pompes en vert.

L'aliquote est chauffé à une température $<1000^{\circ}\text{C}$ pendant 30 minutes et le gaz extrait est purifié par la ligne de purification. La température est sélectionnée afin de ne pas volatiliser les atomes d'uranium, thorium et samarium lors du dégazage. Une chauffe trop importante des échantillons résulte donc en des âges artificiellement plus vieux. Hofmann et al. (2020) vient préciser cette limite en indiquant une température de perte importante d'uranium autour de 980°C associée à la transformation de phase de l'hématite en magnétite via la réduction du fer.

En effet, le gaz extrait n'est pas composé uniquement d'⁴He mais d'un mélange d'Ar, CO₂, H₂O, N₂, O₂... Avec un système de vannes le gaz est purifié (isolation du ⁴He non réactif) par différents pièges. Les différents protocoles utilisés sont précisés dans Allard et al. (2018) et Gautheron et al. (2021). La concentration d'⁴He est analysé par le VG 5400 ou le quadrupôle Prisma.

2.2.4 La mesure de l'U, Th et Sm

L'aliquote est retirée de l'enveloppe de niobiome et placé dans un vial savilex en teflon avec 100 ml d'HNO₃. La solution est spikée avec 50 microl d'HNO₃ à 5N contenant des isotopes ²³⁵U et ²³⁰Th et ¹⁴⁹Sm de concentration connue. Ensuite 200 ml d'HCl à 30 % et quelques gouttes de HF à 38 % sont ajoutés. Le savilex est refermé et chauffé à 100°C pendant une nuit. Le lendemain, la solution est évaporée à 100°C puis 4,5 ml de HNO₃ à 1M sont ajoutés à l'échantillon et l'ensemble est chauffé à 100°C pendant 1h.

Finalement, 4 ml de solution sont prélevés et les concentrations ont été mesurées par ICP-MS Quadrupole (Element XR) au laboratoire GEOPS, Paris Saclay. Dans le cas de minéraux dont le domaine de diffusion est égal à la taille du cristallite, l'hypothèse d'une répartition homogène de l'U et du Th dans le minéral est faite.

2.2.5 La caractérisation des échantillons

Une caractérisation minéralogique fine de notre échantillon et de sa structure est la première étape capitale à l'obtention d'un âge (U-Th)/He sur hématite. La caractérisation de l'échantillon d'hématite se fait à plusieurs échelles. Cela nécessite de définir un vocabulaire associé à chacune de ces échelles. L'échelle la plus large est macroscopique. « L'échantillon » est l'objet récupéré directement sur le terrain. De taille variable, décimétrique pour des hématites hydrothermales (Farley and Flowers, 2012) à millimétrique pour des plans de faille (Ault, 2020). Pas nécessairement homogène, la composition précise des échantillons est déterminée par DRX (Diffraction des Rayons X). La seconde échelle à laquelle nous travaillons est celle de « l'aliquote ». C'est la fraction qui va être datée, une taille d'environ 500x500 µm est visée pour correspondre à un poids de 200-300 µg. L'aliquote doit être le plus homogène possible (avec uniquement de l'hématite). Malheureusement ce n'est pas toujours possible et cela peut être un problème (voir partie 2.2.2.1 Ejection). L'échelle intermédiaire est très variable en fonction des échantillons, c'est l'« amas d'hématite ». C'est la fraction pour laquelle uniquement des cristaux d'hématite sont observés. Elle est donc par définition pure et de taille égale à l'échantillon si celui-ci est composé uniquement d'hématite. L'amas est composé de « cristaux » d'hématite de taille variable en fonction de sa texture de déci-micrométrique à sub-micrométrique. La plus petite échelle est celle du « cristallite » qui est la plus petite fraction organisée d'hématite, en plaquettes ou en grains. Une caractérisation fine de sa taille est nécessaire puisque le rayon de cet élément correspond directement au domaine de diffusion de l'hélium (voir partie 2.2.2.2 Diffusion). Le rayon des cristallites peut être variable au sein d'un cristal d'hématite et encore plus entre des échantillons différents. Cela peut aller de quelques dizaines de µm à quelques nm.

2.2.5.1 Diffraction à Rayon X (DRX)

Environ 30 mg d'échantillon représentatifs de la phase que l'on veut étudier sont prélevés avec un stylet métallique ou fragmentés avec un marteau. Ces fragments sont ensuite réduits en poudre dans un mortier en agate et tamisés à $<1 \mu\text{m}$. L'échantillon est tassé, la surface est aplanie avec une lame de rasoir afin de ne pas avoir d'orientation préférentielle et ensuite chargé dans un Bruker diffractomètre (D8 advance V2). Des radiations $\text{CuK}(\alpha)$ avec une longueur d'onde de $1,56 \text{ \AA}$, 40 kV, 40 mA et un pas d'angle de $0,026^\circ$ sont utilisées depuis un angle de 5° jusqu'à 90° (2θ) avec 6 sec d'analyse pour chaque pas. Les données brutes obtenues sont des intensités en fonction de l'angle de diffraction et une analyse semi-quantitative des phases présentes est effectuée par la méthode du raffinement de Rietveld en utilisant le logiciel « Profex » (Doebelin and Kleeberg, 2015). Une fonction de résolution de l'instrument est déterminée au préalable. L'opérateur détermine la composition de l'échantillon en comparant par itération le spectre obtenu avec un spectre théorique calculé pour différentes phases avec différentes proportions issues de la base de données cristallographique du ICSD (Figure 2-14). Les proportions obtenues sont considérées comme significatives au % près.

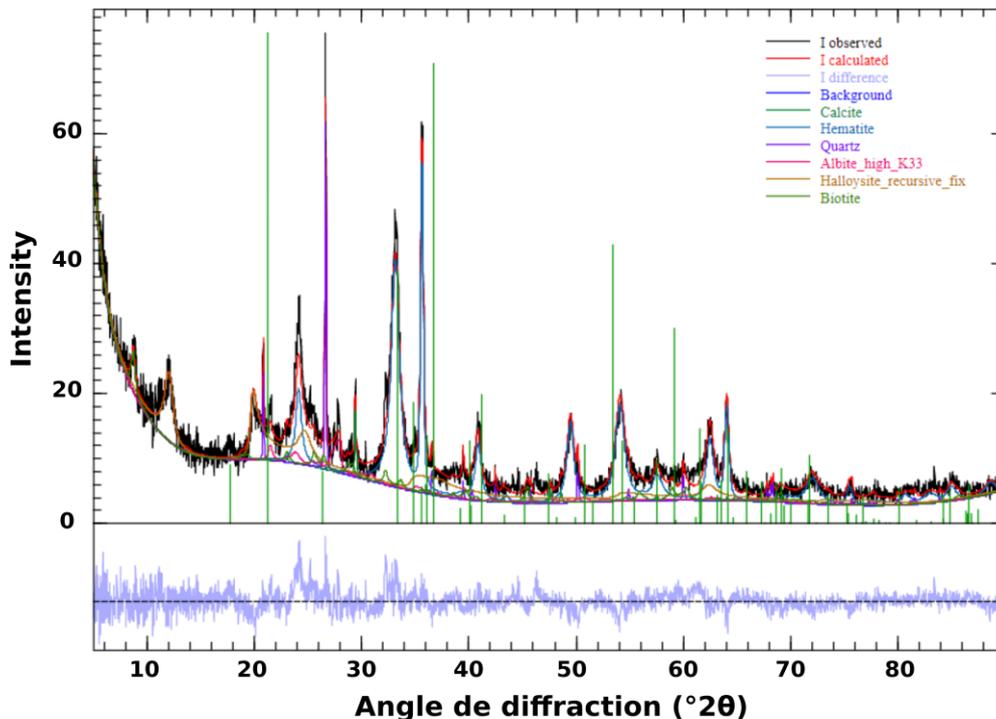


Figure 2-14 Spectre de DRX avec en noir la courbe observée pour l'échantillon et en couleur le modèle que l'on fait correspondre. La courbe bleu-ciel du bas correspond à l'erreur entre le modèle et les données. La totalité des spectres est présentée en annexe.

2.2.5.2 Microscopie Electronique à Balayage (MEB)

La caractérisation de nos échantillons a été effectuée avec le MEB Vega 3 Tescan d'ISTerre Grenoble. Des échantillons de taille variable (de poudres à quelques cm) sont chargés sur des plots et orientés afin d'observer la face CSV (Cross-sectional View) avec de la pâte carbone. Cette face CSV correspond au plan perpendiculaire au plan de faille et parallèle aux stries (Figure 2-15).

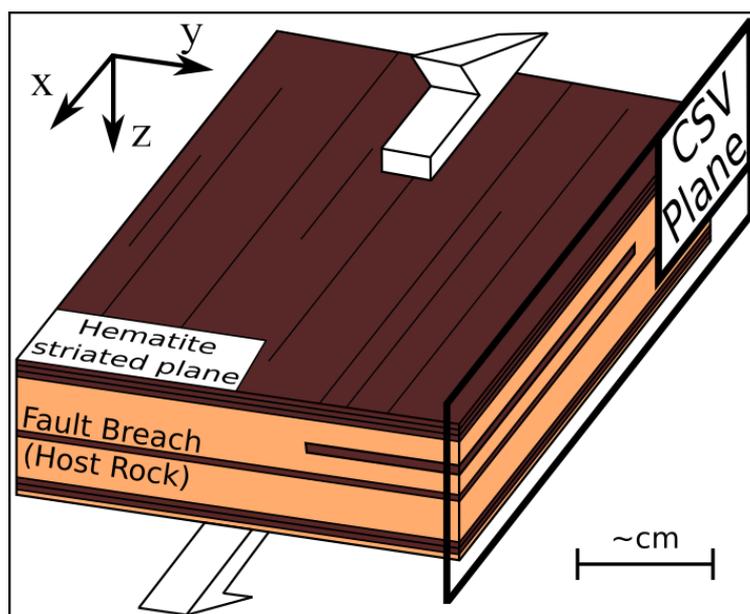


Figure 2-15 Vue schématique du plan CSV pour un échantillon d'hématite de plan de faille avec plusieurs couches d'hématite en brun et d'autres phases en beige (inspiré des observations de terrain dans cette thèse).

Les échantillons sont manipulés le moins possible et la face caractérisée doit rester propre pour faciliter la phase de nettoyage. De manière générale, la pâte carbone est utilisée en quantité le plus faible possible (juste ce qu'il faut pour que l'échantillon soit stable et en position CSV) afin de ne pas polluer l'échantillon. Les conditions analytiques sont HV (High Voltage) = 16 kV ; WD (Working Distance) = 10-15 mm et BI (Beam Intensity) = 10. Avec ces paramètres standards la résolution obtenue est une taille de spot de 80 nm, ce qui n'est pas suffisant. Le BI est associé à la taille du rayon d'électron envoyé sur l'échantillon ; plus le rayon est faible plus il correspond aux électrons au cœur du faisceau et donc à ceux qui sont le moins dispersés. Pour les images à grossissement important, la BI est diminuée à 5 afin d'obtenir une résolution avec une taille de spot à 18 nm. La caractérisation de notre échantillon est complétée par des analyses ponctuelles avec l'EDS qui permettent d'identifier les différentes phases minéralogiques associées à nos hématites. Plusieurs zones à hématite ont été identifiées puis prélevées à l'aide d'une lame de rasoir et d'un petit burin.

La texture des hématites renseigne dans une certaine mesure sur les conditions de cristallisation, Catling and Moore (2003) décrivent les différents modes de formation des hématites avec les habitus qui sont favorisés. A faible température, les petits cristaux sont favorisés donc une hématite cristallisant en surface ne peut pas avoir des cristaux plus grands que quelques μm (Catling and Moore, 2003). Les hématites à grains grossiers ou des specularites seraient quant à elles plutôt d'origine hydrothermale (Catling and Moore, 2003). La texture macroscopique et microscopique des hématites renseigne aussi sur les déformations postérieures subies par l'échantillon. L'hématite peut être observée sous plusieurs textures, des liens entre la texture et le mode de précipitation peuvent tout de même être soulignés à l'échelle macroscopique.

Dans les environnements hydrothermaux, les hématites sont présentes sous forme de veines ou granulaire (Farley and Flowers, 2012; Jensen et al., 2018).

Concernant le contexte de plan de faille, les hématisites sont principalement observées sous forme de plans striés ou sous la forme de botryoïdes/grains dans les zones d'ombre (Ault et al., 2015; Calzolari et al., 2018; Garcia et al., 2018; Ault, 2020).

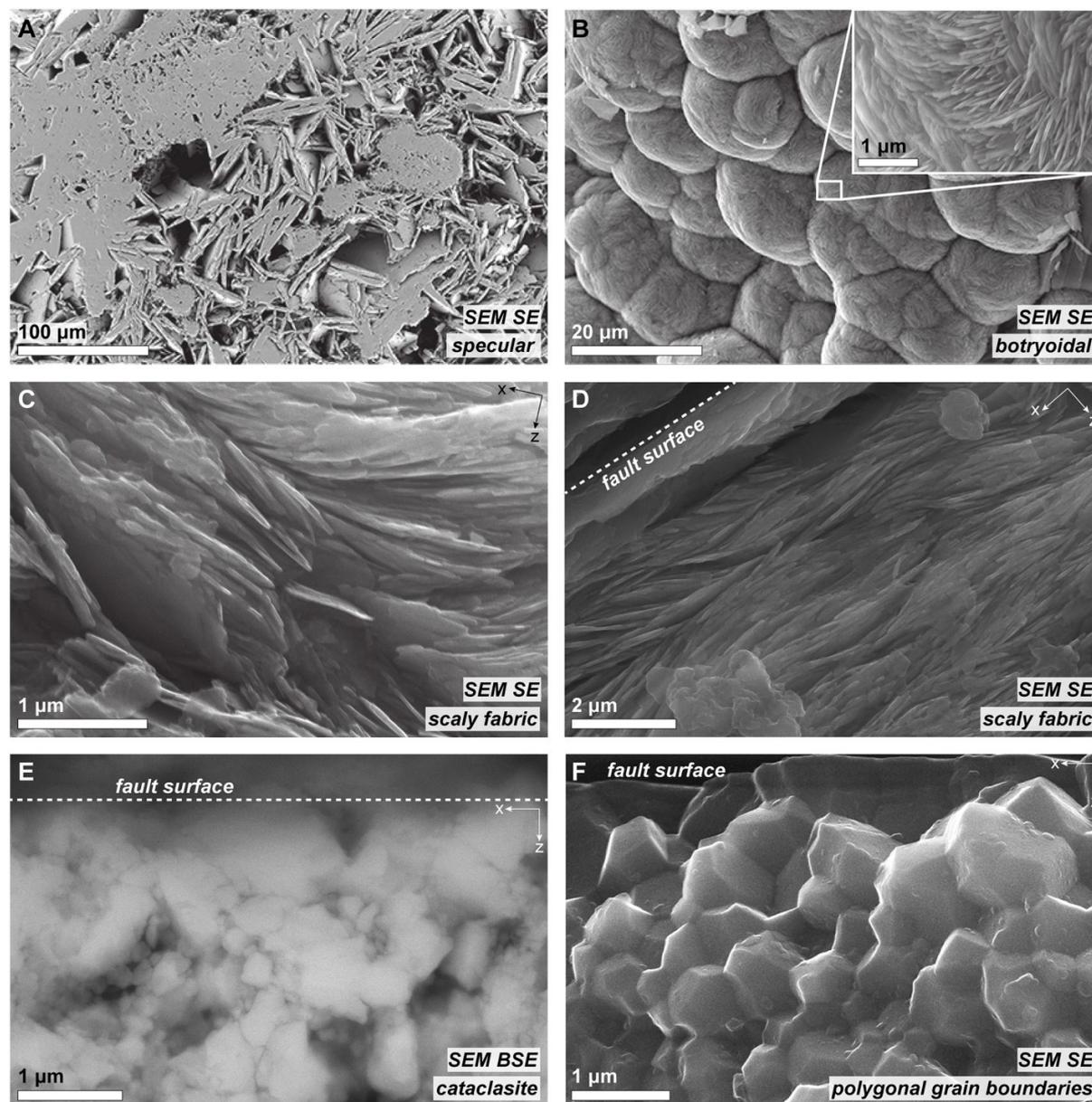


Figure 2-16 Types de texture d'hématisite images MEB (Ault, 2020).

A l'échelle d'une cristallite, des morphologies variables sont observées pour les échantillons de plan de faille. Des plaquettes orientées « scaly fabric » (Figure 2-16 c, d) interprétées comme une cristallisation syn-cinématique du mouvement de la faille (Evenson et al., 2014; Ault et al., 2019b) ou sans orientation préférentielle « specular fabric » (Figure 2-16 a) qui sont associés à une précipitation lors de la réorientation des contraintes (Ault et al., 2016). Des grains polygonaux plus ou moins arrondis (Figure 2-16 f) qui sont associés à de la recristallisation voire une réactivation du plan de faille si une diminution progressive de la taille des grains est observée en étant plus proche du plan de faille (McDermott et al., 2017; Ault et al., 2019b). Dans le même sens, des zones avec des faces polies et réfléchissantes « sintered particules »

(Figure 2-16 e) sont des marqueurs d'activité tardive du plan de faille associé à du AFH « Asperity Flash Heating » (Ault et al., 2019a; Ault et al., 2019b; Calzolari et al., 2020). Enfin les textures botryoïdales (Figure 2-16 b) sont quant à elles interprétées comme associées à une activité hydrothermale (Ault et al., 2016; Garcia et al., 2018).

2.2.6 L'interprétation de l'âge (U-Th)/He sur hématite

Dans le cas du système (U-Th)/He la diffusion de l'hélium se fait quel que soit la température (Farley, 2018). L'âge obtenu dépend donc du minéral et de son histoire thermique.

Dans le cas des hématites, l'obtention d'une histoire thermique nécessite de coupler les informations d'âges avec des méthodes indépendantes qui contraignent l'histoire thermique de la zone d'échantillonnage ou encore la circulation de fluides. Dans les cas présentés ci-dessous, les raisonnements prennent en compte un échantillon contenant uniquement de l'hématite afin de s'affranchir de problèmes liés à la coexistence de plusieurs phases minéralogiques et un aliquote d'hématite de taille bien supérieure à la distance moyenne d'éjection (i.e. >200 microns) pour s'affranchir des problèmes liés à l'éjection de l'He.

L'incertitude sur les âges (U-Th)/He analysés sont de l'ordre de 5 %. L'âge obtenu et la reproductibilité entre les aliquotes intègrent ainsi leurs histoires en terme d'histoire thermique ou de cristallisation, plus d'autres paramètres qui contrôlent la rétention de l'He (Ault et al., 2019a), on peut noter :

- Taille du domaine de diffusion ;
- Vitesse de refroidissement ;
- Présence de phases riches en U-Th ;
- Zonation U-Th.

Dans le cas d'un échantillon d'hématite qui cristallise à une température très inférieure à sa température de fermeture, l'intégralité de l'hélium produit lors de la désintégration radioactive des atomes d'U, Th et Sm depuis la cristallisation sera conservé. L'âge qui est mesuré correspond donc à l'âge de cristallisation de l'hématite (Figure 2-17). Les textures granulaires à gros grains (sans variation de la taille des cristallites) soutiennent cette interprétation. C'est comme ça que plusieurs auteurs interprètent les âges obtenus dans des contextes hydrothermaux (Bähr et al., 1994; Wernicke and Lippolt, 1994; Lippolt et al., 1995; Huff et al., 2020), sédimentaires (Danišík et al., 2013; Farley and McKeon, 2015; Wells et al., 2019) et associés à des failles (Moser et al., 2017; Garcia et al., 2018).

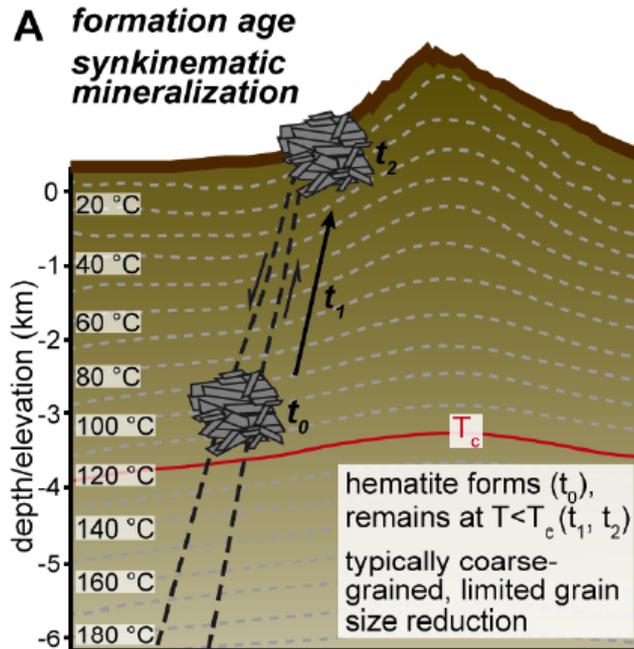


Figure 2-17 Schéma d'une configuration où l'interprétation de l'âge obtenu correspond à un âge de cristallisation (Ault, 2020).

Comme vu précédemment, la température de fermeture peut être assez faible pour des hématites qui ont un petit domaine de diffusion. Pour ces échantillons, la température environnante en profondeur peut suffire à induire la diffusion d'une partie ou de la totalité de l'hélium produit. Le système est donc complètement ouvert ou semi-ouvert. Au cours de son exhumation l'échantillon va refroidir jusqu'à une température à laquelle l'hélium est conservé (Figure 2-18). Le système se ferme à ce moment-là et le thermo-chronomètre enregistre donc le temps écoulé à partir du passage de cet isotherme. Ainsi, l'interprétation associée à cet âge est un âge d'exhumation. Les textures en plaquettes avec des marqueurs de réduction de taille de grains ou des plaquettes non orientées soutiennent cette interprétation. Dans le cas où plusieurs domaines de diffusion sont présents dans les échantillons, des âges variables en fonction de la taille des cristallites peuvent être un indicateur d'âges d'exhumation (Farley, 2002). C'est comme cela que plusieurs auteurs interprètent les âges obtenus dans des contextes hydrothermaux (Farley and Flowers, 2012) ou de faille (Calzolari et al., 2018).

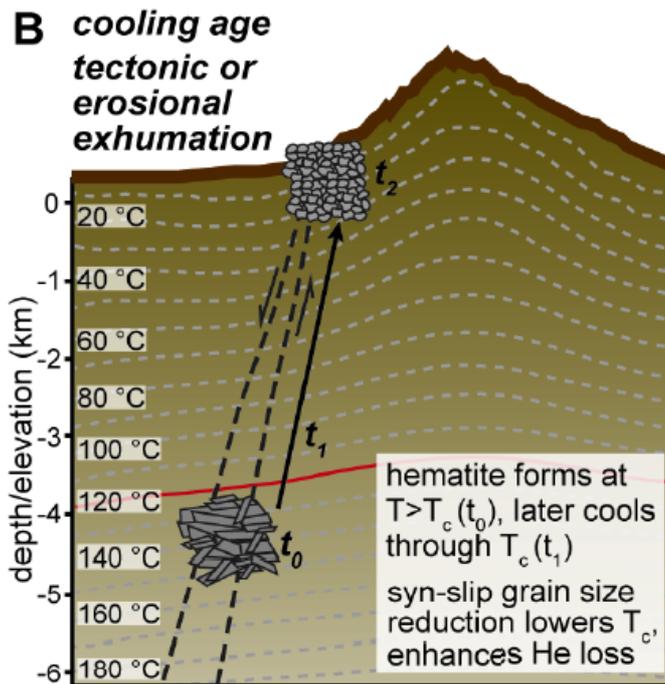


Figure 2-18 Schéma d'une configuration où l'interprétation de l'âge obtenu correspond à un âge d'exhumation (Ault, 2020).

Les échantillons sont sensibles à la température et surtout au temps pendant lequel ils y sont exposés. Plus la température est élevée plus le temps nécessaire à la diffusion de l'hélium est court (et la proportion d'hélium diffusé est importante). Des températures très importantes (suffisantes pour induire une diffusion partielle ou totale de l'hélium) peuvent ainsi être atteintes localement à cause de plusieurs évènements (Figure 2-19). Dans l'exemple d'hématite de plan de faille, des températures de l'ordre de plusieurs centaines de degrés peuvent être obtenues par friction. Des expériences de friction de deux plans à hématite ont été effectuées afin de quantifier la perte d'hélium associée au mode de déformation. Calzolari et al. (2020) montrent que des températures de 305°C +900°C sont atteintes pendant ~1 ms au niveau d'aspérités d'un diamètre de >200-300 µm, on parle alors d'AFH (Asperity Flash Heating) dont les sintered particules (particules brillantes) en sont le témoin. Bien que le temps d'exposition à ces températures puisse être court, elles sont suffisamment élevées pour induire une diffusion locale de l'hélium. Ault (2020) indique que du AFH (sur 20 µm de diamètre) peut induire une température >1200°C et donc une perte de 90-100% de l'hélium sur les 200 µm proches de la surface striée. La réactivation d'un plan de faille peut donc remettre à zéro des âges plus anciens. L'observation de textures en plaquettes avec des marqueurs de réduction de taille de grains en s'éloignant du plan de faille ou des « sintered particules » (frittage) soutiennent cette hypothèse. Si les âges varient indépendamment de la taille des grains cela peut être associé à une remise à zéro partielle (Farley, 2002). C'est comme cela que plusieurs auteurs interprètent les âges obtenus dans un contexte de failles (Evenson et al., 2014; Ault et al., 2015; McDermott et al., 2017; Ault et al., 2019b)

Un second type d'évènement peut induire un reset partiel ou total des âges : la circulation de fluides hydrothermaux chauds. Cela reste compliqué de déterminer avec précision la température et le temps d'exposition à des fluides qui circulent dans un système mais les clumped isotopes peuvent apporter des contraintes de température maximale. Les hématites botryoïdales sont plutôt associées à la circulation de fluides

hydrothermaux. Des phénomènes de recristallisation peuvent induire des variations dans les teneurs en U-Th et donc perturber le système (Reiners et al., 2014), notamment dans des contextes de faille (Ault et al., 2016).

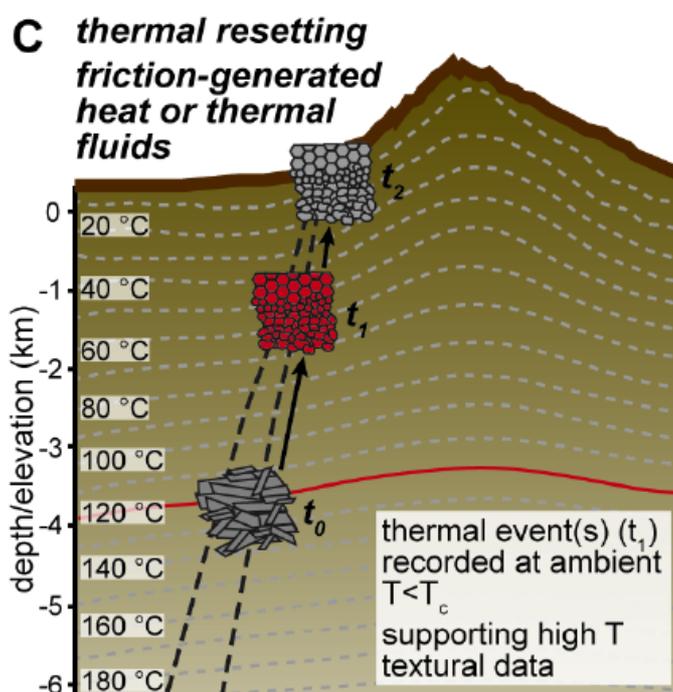


Figure 2-19 Schéma d'une configuration où l'interprétation de l'âge obtenu correspond à un âge d'exhumation (Ault, 2020).

Bien que les textures des hématites et autres observations des échantillons puissent être des indicateurs de ces processus, des contraintes extérieures sur l'histoire thermique de la zone sont nécessaires pour correctement interpréter les âges obtenus. De plus la forme du rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$ en fonction du ^3He cumulatif lors de l'extraction peut être un indicateur de re-ouverture. Un plateau serait associé à des âges de minéralisation ou reset thermique tandis qu'une courbe est plutôt associée à un âge d'exhumation (Ault, 2020).

2.3 Isotopes stables

2.3.1 Principes généraux

Chaque atome est défini par un nombre de protons et de neutrons. Par exemple un atome de carbone possède 6 protons tandis qu'un atome d'oxygène en possède 8, ce nombre de protons définit la nature de l'atome. C'est en 1913 que Frederick Soddy constate que c'est impossible de séparer certains atomes dont le comportement chimique est le même mais que ces atomes ont une masse différente (Soddy, 1913). Il introduit la notion « d'isotope ». Dans cette partie, uniquement les isotopes stables vont être étudiés. Des isotopes ont les mêmes caractéristiques chimiques en revanche avec un nombre de neutrons différent ils n'ont pas le même poids. Certains processus physico-chimiques dépendant de la masse de l'atome (comme l'évaporation ou le changement d'état de manière générale par exemple) ou des processus biologiques vont favoriser certains isotopes par rapport à d'autres (Ehleringer and Rundel, 1989;

Hoefs, 2021). L'étude des isotopes stables est un moyen de mettre en évidence l'action de phénomènes impliquant des processus physico-chimiques induisant un fractionnement élémentaire entre deux isotopes (un isotope sera favorisé par rapport à l'autre, en fonction de leur masse). Les fluides sont constamment exposés à ce genre de phénomènes qui peuvent changer leurs signatures isotopiques que ce soit lors de changement de phase ou lors de circulation dans un certain type de roche par exemple. Chaque fluide va subir un ensemble d'interactions et la somme de celles-ci va donner une certaine signature. Des fluides (ou des calcites qui précipitent à partir de ceux-ci) dont les signatures sont différentes ont des sources ou des expositions différentes à ces phénomènes de fractionnement. Attention tout de même, des signatures proches n'indiquent pas nécessairement que ces échantillons ont la même source ou la même histoire (Hoefs, 2018). De plus ces signatures peuvent aussi être utilisées afin de comparer différents réservoirs à l'origine de différents échantillons (Hoefs, 2021).

2.3.1.1 Abondance des isotopes

L'intérêt sera porté à l'étude des isotopes stables du carbone et de l'oxygène. Bien que la plupart des atomes possèdent des isotopes, leur nombre ainsi que leur proportion sont très variables allant jusqu'à quelques ppm pour certains (Tableau 2-5).

Isotope Stable	Abondance dans la nature (%)
Oxygène	
¹⁶ O	99,757
¹⁷ O	0,038
¹⁸ O	0,205
Carbone	
¹² C	98,93
¹³ C	1,07

Tableau 2-5 Abondance des atomes d'oxygène et de carbone dans la nature en % (Rosman and Taylor, 1998).

Sur Terre, l'écrasante majorité des atomes d'oxygène et de carbone sont respectivement ¹⁶O et ¹²C. Dans le cas de l'oxygène, l'intérêt s'est porté sur l'isotope ¹⁸O puisque présent en plus grande quantité et que l'écart de masse est le plus important. Concernant l'atome de carbone, il ne possède qu'un seul isotope stable qui est le ¹³C. Bien que les abondances relatives de ces deux isotopes soient très faibles, les techniques de mesures ont tout de même une résolution suffisante pour mesurer ces faibles concentrations.

2.3.1.2 Standard Mean Ocean Water et Pee Dee Belemnite

Mesurer des concentrations absolues dans des échantillons inconnus de manière précise peut être un challenge. En effet il faut faire avec des variabilités liées aux problèmes instrumentaux (dérive instrumentale ou variabilité intrinsèque sur différentes périodes). Pour pallier à cela, des échantillons de concentration connue et homogène appelés « standards » sont régulièrement analysés afin d'avoir une référence à laquelle comparer les résultats de nos échantillons inconnus en s'affranchissant de certains problèmes instrumentaux ou autres biais liés au protocole subi par les échantillons (Tableau 2-6). La qualité des résultats obtenus par certaines méthodes dépend directement de la qualité des standards utilisés.

Standard	Ratio étudié	Valeur acceptée ($\pm 2\sigma$)	Référence
SMOW	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	2005,20 \pm 0,43	(Baertschi, 1976)
	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	373 \pm 15	(Nier, 1950) by (Hayes, 1983)
PDB	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	11237,2 \pm 2,9	
	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	2067,1 \pm 2,1	(Craig, 1957)
	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	379 \pm 15	

Tableau 2-6 Standard de référence utilisé en fonction du système isotopique étudié (Hoefs, 2018).

Le SMOW, VSMOW ou « Standard Mean Ocean Water » est une eau distillée pure dont la composition en isotopes correspond à la composition moyenne de l'eau sur Terre prélevée dans plusieurs océans (Craig, 1961). Ce standard est uniquement utilisable pour les isotopes de l'oxygène. Ce standard a été validé par l'AIEA à Vienne en 1968. Le PDB, VPDB ou « Pee Dee Belemnite » correspond quant à lui est un standard correspondant à des coquilles de Belemnites du Crétacé supérieur présentes en quantités importantes dans la carrière de Pee Dee en Caroline du sud, Etats-Unis (Craig, 1957). Ce standard très enrichi en ^{13}C a été largement utilisé dans le monde et victime de son succès puisqu'actuellement le gisement est épuisé (Miller and Wheeler, 2012). En amont de cela, un laboratoire de Vienne a calibré un substitut correspondant à un calcaire massif (V-PDB) dont l'utilisation est maintenant répandue. Ce second standard peut être utilisé à la fois pour les isotopes de l'oxygène et du carbone. Des équations permettent de faire la conversion entre les deux standards des isotopes de l'oxygène (Coplen et al., 1983).

2.3.1.3 La notation δ

Pour pouvoir discuter de ces phénomènes de fractionnement il faut s'intéresser à plusieurs isotopes. C'est important de pouvoir comparer les proportions d'un isotope par rapport à l'autre afin d'évaluer l'impact de ce fractionnement. En pratique la notation « δ » est utilisée, c'est le rapport de la concentration en isotope lourd en

fonction de la concentration en isotope léger mesurée dans l'échantillon et c'est normalisé par le rapport mesuré dans un standard (Équation 2-7).

$$\delta^{13}C = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{ech}}{(^{13}C/^{12}C)_{stan}} - 1 \right] \times 1000$$

Équation 2-7 Calcul du $\delta^{13}C$ avec $^{13}C_{ech}$ et $^{12}C_{ech}$ correspondant à la concentration en isotopes mesurée dans l'échantillon et $^{13}C_{stan}$ et $^{12}C_{stan}$ correspondant à la concentration en isotopes mesurée dans le standard.

2.3.2 Isotope Ratio Mass Spectrometer vs Secondary Ion Mass Spectrometry

J'ai pu effectuer une partie des analyses présentes dans ce manuscrit au laboratoire GEOPS (GEOsciences Paris Sud) à Orsay avec l'aide de Benjamin Brigaud et Aurélie Noret en suivant le protocole de Andrieu et al. (2015). La seconde majeure partie des échantillons a été analysée au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) avec un protocole similaire. La dernière partie des analyses a été obtenue avec la sonde ionique du CRPG (Centre de Recherches Pétrographique et Géochimiques) de Nancy par Dorian Bienveignant et moi-même avec l'aide de Johan Villeneuve et Laurette Piani.

2.3.2.1 Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS)

La méthode IRMS a été développée en 1947 par Nier (1947) et améliorée par McKinney et al. (1950), pour plus de détails le lecteur est renvoyé vers Ehleringer and Rundel (1989). Pour ce protocole, une quantité de quelques mg de calcite est nécessaire. Un prélèvement à la Dremel 4000 (tête de 3,2 mm de long) est effectué sur une zone d'environ 0,5 cm³. Une attention particulière est dédiée à l'échantillonnage d'une seule et unique génération de calcite identifiée au préalable sur l'échantillon macroscopique ou en lame mince. Les prélèvements sont préférés sur les sucres des lames minces afin d'avoir une corrélation directe entre les résultats d'isotopie stable et les âges de calcites obtenus sur lames minces. L'échantillon est placé dans un tube à échantillon avec de l'acide orthophosphorique pure (séparément). Ces tubes sont connectés à une ligne d'extraction, le vide est effectué et les tubes sont scellés. Ensuite les échantillons sont placés dans un bain marie à 25°C puis une fois à température (environ 15 minutes), l'acide est versé sur l'échantillon. Les tubes sont laissés 24h dans ces conditions afin que la réaction soit complète et qu'il n'y ait pas de fractionnement isotopique accidentel. Le nouvel objectif est maintenant d'extraire uniquement le CO₂ issus de la dissolution. Les tubes sont connectés à la ligne d'extraction coupée. Un piège en U avec de l'azote liquide (-180°C) est utilisé. Le CO₂, dont la température de condensation solide est légèrement inférieure à -90°C, va être piégé tandis que l'ensemble des gaz incondensables à cette température (argon, azote...) va être pompés. Le CO₂ est ensuite analysé par un spectromètre de masse IRMS, Sira VG 10 dual inlet. Sous un vide poussé (10⁻¹⁰ mbar) les atomes de CO₂ sont ionisés et le faisceau d'ions est concentré puis analysé. La dérive instrumentale est contrôlée par l'analyse régulière de standards internes

(SNAF19) et corrigée à postériori. La validité des analyses est assurée par les valeurs de standards internationaux (C0-1, NBS18 et NBS19). L'erreur finale sur les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ est de l'ordre de 0,1‰.

2.3.2.2 Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS)

Contrairement aux analyses en IRMS, les analyses au SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) sont faites directement sur des lames minces. Ces analyses doivent être précédées du travail de caractérisation des échantillons. Il est plus pertinent de faire ces analyses une fois que les datations U-Pb ont été obtenues afin de se concentrer sur les échantillons et générations qui ont été datés et éviter de métalliser les lames avant l'analyse au LA-ICP-MS. Ces analyses ont été effectuées en utilisant une sonde ionique Cameca IMS 1270, au CRPG de Nancy avec Johan Villeneuve en suivant le protocole de Rollion-Bard et al. (2007) qui est résumé ici.

La première étape est de cerner à l'aide d'un feutre les zones à analyser afin de pouvoir mieux se repérer une fois les lames chargées dans le SIMS. En sachant que les analyses au SIMS sont basées sur l'émission d'un faisceau d'ions, la surface des lames minces doit être conductive. Une fine couche de quelques nm d'or va être déposée sur la lame mince, on parle de métallisation (il est possible de le faire avec du carbone mais pas dans le cas présent puisque c'est précisément l'élément que l'on veut analyser). Les lames sont ensuite chargées avec précaution dans le SIMS. Un faisceau d'ions (dit « primaires ») est produit par l'excitation d'un gaz (ici du césium) avec une énergie de ~20keV et une intensité de ~2 nA. De plus, un canon à électrons compense les charges afin d'éviter des effets de cumul de charges. Le bruit de fond enregistré par la cage de Faraday est mesuré pendant 2 minutes. Le faisceau d'environ 10-20 μm est focalisé, une phase de pré-ablation retire la métallisation et la zone d'analyse est balayée sur un rectangle de 33x28 μm^2 ($\delta^{18}\text{O}$) et 24x28 μm^2 ($\delta^{13}\text{C}$) pour une profondeur de 1 μm (Figure 2-20).

Ce bombardement va induire l'ionisation de l'échantillon et l'émission d'ions dit « secondaires ». Une partie de ces ions passent dans la colonne secondaire afin d'être séparés dans un premier temps en fonction de leurs énergies par un Analyseur Electro-Statique (ESA) avec un filtre de 30 eV. Dans un second temps, les ions vont être séparés en fonction de leurs masses, charges et vitesses par un secteur magnétique. En bout de course, un analyseur compte les ions avec un multi-collecteur avec des cages de Faraday. Pour des signaux faibles (<200000 cps) le comptage est effectué par un Multiplicateur d'Electron (EM). L'analyse correspond à 30 cycles de mesures de 5 secondes. Les mesures des isotopes du carbone et de l'oxygène sont faites au cours de 2 sessions distinctes séparées par une demi-journée de calibration avec plusieurs standards. Au cours des sessions d'analyses, les standards « Dolomite » (dolomie) et « CCigA » (calcite) sont analysés régulièrement (5 spots sur les standards tous les ~15 inconnus). Des corrections de rendement (EM) et corrections du bruit de fond (Faraday) sont appliquées aux données brutes. De plus le fractionnement instrumental (ionisation de l'échantillon n'est pas de 100%) et les effets de matrice sont corrigés en comparant la valeur mesurée du standard à sa valeur vraie.

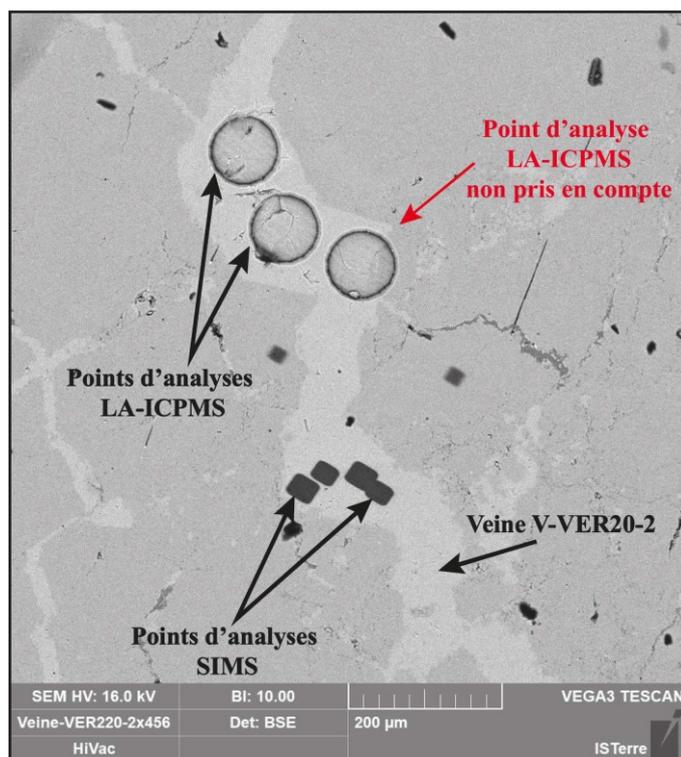


Figure 2-20 Image MEB (BSE) des zones d'analyses LA-ICP-MS et SIMS, Dorian Bienveignant (mémoire de master, 2020).

2.3.2.3 Les avantages

Ces deux méthodes sont complémentaires et chacune d'elles présente un certain nombre d'avantages. Pour l'IRMS, c'est une méthode commune dont le protocole est maîtrisé par de nombreux laboratoires. Une quantité importante d'échantillon est analysée ce qui moyenne les hétérogénéités très localisées de la calcite et donc une reproductibilité des résultats très importante. Le protocole d'analyse est relativement abordable en termes de temps et de coût et donc permet l'analyse d'un nombre important d'échantillons. L'incertitude associée à cette analyse est très faible (inférieur à 0,1‰). Concernant le SIMS, l'avantage majeur de cette méthode est une résolution spatiale extrêmement élevée, $\sim 780 \mu\text{m}^3$ pour les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ et un rectangle de $24 \times 28 \mu\text{m}^2$ pour les analyses de $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 2-20). Les analyses sont effectuées sur lame mince, ce qui permet d'avoir une corrélation directe avec les datations U-Pb.

Pour conclure, ces deux méthodes sont très complémentaires, la majorité des échantillons peut être analysée à l'IRMS en faisant attention lors de l'échantillonnage à bien isoler les différentes générations de calcite. Concernant des échantillons où une résolution plus importante est nécessaire (certaines petites veines de quelques mm), le protocole du SIMS est plus approprié. Le SIMS est plus sensible aux hétérogénéités locales (variabilité plus importante) bien que l'erreur soit un peu plus importante ($\sim 0,2\%$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $\sim 0,5\%$ pour le $\delta^{13}\text{C}$). Cette variabilité peut être minimisée en plaçant plusieurs spots (minimum 5) par génération à caractériser.

2.4 Les « clumped isotopes » ou Δ_{47}

2.4.1 Principes généraux

Les « clumped isotopes » ou Δ_{47} sont l'étude de la composition et de l'assemblage des molécules de CO_2 issues de la dissolution de la calcite. L'intérêt est porté aux isotopologues (molécules présentant une ou plusieurs substitutions d'atome par un isotope) du CO_2 dont le total de nucléons est de 47 ce qui équivaut à la substitution d'un atome de carbone et d'oxygène par un ^{13}C et un ^{18}O , donc deux substitutions (Figure 2-21).

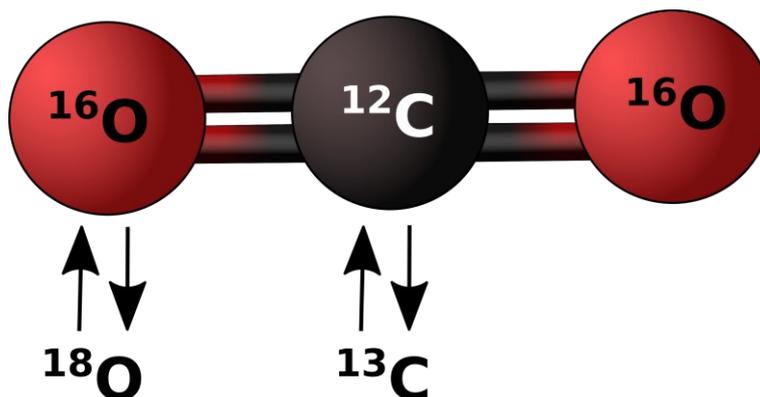


Figure 2-21 Schéma d'une molécule de CO_2 avec les deux substitutions pour en faire un "clumped isotope".

Dans la nature ces molécules sont peu abondantes (Tableau 2-7). L'isotopologue le plus abondant avec 2 substitutions est celui de configuration suivante $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$. A la vue des proportions d'abondance, par simplification ce sera à cette unique configuration que l'on fera référence sous le terme de « clumped isotopes »

Masse	Isotopologue	Nombre de Substitution	Abondance relative
44	$^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$	0	98,40 %
45	$^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$	1	1,11 %
	$^{12}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}$	1	748 ppm (0,075%)
46	$^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$	1	400 ppm (0,04%)
	$^{13}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}$	2	8,4 ppm
	$^{12}\text{C}^{17}\text{O}_2$	2	0,142 ppm
47	$^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$	2	44,4 ppm
	$^{12}\text{C}^{17}\text{O}^{18}\text{O}$	2	1,50 ppm
	$^{13}\text{C}^{17}\text{O}_2$	3	1,60 ppb

48	$^{12}\text{C}^{18}\text{O}_2$	2	3,96 ppm
	$^{13}\text{C}^{17}\text{O}^{18}\text{O}$	3	16,8 ppb
49	$^{13}\text{C}^{18}\text{O}_2$	3	44,5 ppb

Tableau 2-7 Abondance des différentes compositions en isotopes des molécules de CO_2 dans la nature (Eiler, 2007; Hoefs, 2018).

Une molécule cherche toujours à avoir le niveau d'énergie le plus bas. En prenant l'exemple des isotopes de l'hydrogène, les liaisons entre deux isotopes lourds (ici le deutérium) possèdent une énergie plus faible (Eiler, 2007, Figure 2-22). Les liaisons lourd-lourd sont favorisées par rapport aux liaisons léger-lourd qui elles-mêmes sont favorisées en comparaison des liaisons léger-léger.

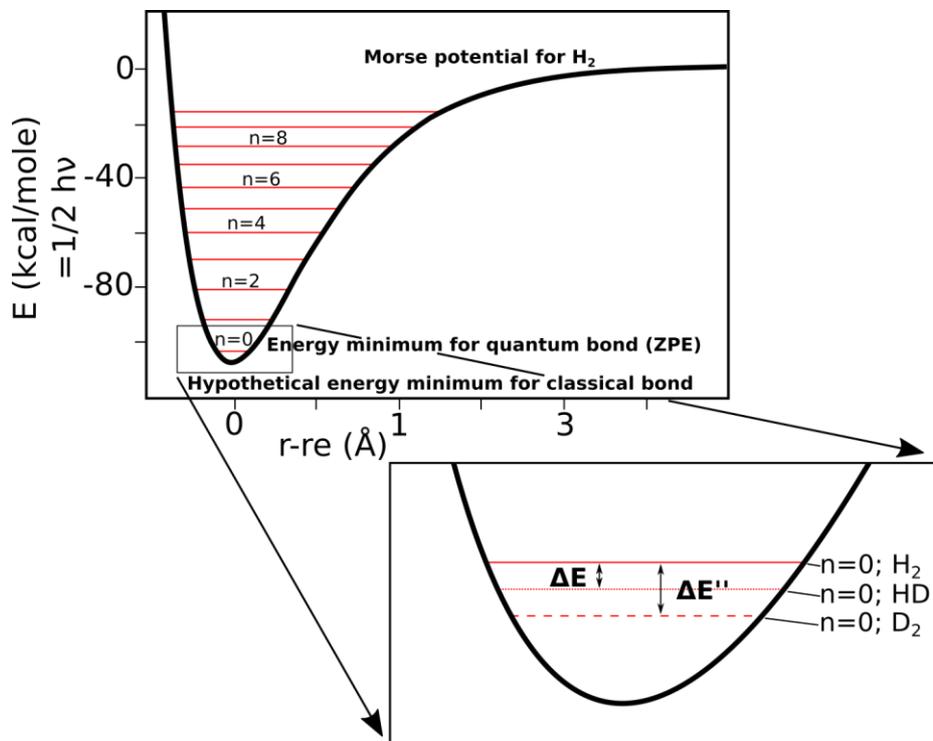


Figure 2-22 Energie de liaison en fonction de la distance entre deux atomes pour les isotopes de l'hydrogène (Eiler, 2007).

Le fait que les liaisons lourd-lourd soient favorisées lors de la cristallisation de la calcite peut être modélisé par l'Équation 2-8.



Équation 2-8 Substitution des isotopes lourds du carbone et de l'oxygène et formation d'une molécule « clumped isotope » (Mangenot, 2017).

Sachant que les liaisons lourd-lourd présentent une énergie plus faible, elles sont favorisées et donc l'équation possède une constante d'équilibre K_{eq} légèrement supérieur à 1 qui tire l'équation vers la formation d'une molécule « clumped ». La

Figure 2-23 représente l'évolution de ce K_{eq} en fonction de la température pour l'exemple du dihydrogène et de l'eau. L'équilibre stochastique correspond au résultat attendu de l'assemblage des molécules s'il était fait par le hasard. Plus la température est élevée, plus le K_{eq} se rapproche du K_{eq} stochastique. A très haute température, la proportion de clumped molecules est équivalente à un assemblage fait par le hasard. En revanche à basse température, le K_{eq} augmente et donc l'équilibre de la réaction favorise la création de molécules clumped.

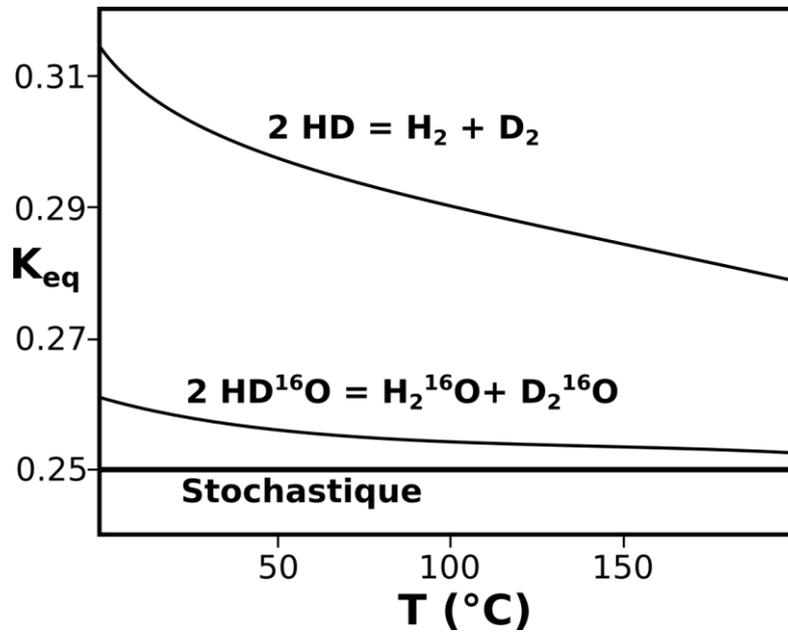


Figure 2-23 Variation de la constante d'équilibre en fonction de la température, exemple du di-hydrogène et de l'eau (Eiler, 2007).

Cette réaction va être dépendante de la température et donc en mesurant cette quantité de molécule à deux substitutions, il est possible de calculer une température de fermeture du système.

2.4.2 Calcul de la valeur Δ_{47}

Les rapports d'abondance des isotopologues 45, 46 et 47 présents dans notre échantillon par rapport à l'isotopologue le plus abondant de masse 44 ont été mesurés. Cette valeur est normalisée par une valeur théorique calculée de la composition de l'échantillon à l'équilibre stochastique (Équation 2-9). Dans la nature, les proportions en isotopes lourds peuvent être variables, avec un enrichissement ou un appauvrissement via des phénomènes physico-chimiques. En exemple, un fluide dont les teneurs en isotopes lourds sont « standards » mais qui conduit à la cristallisation d'une calcite à faible température (donc 'clumped molecules' favorisées) peut avoir la même concentration en 'clumped molecules' qu'un fluide qui a été enrichi en isotopes lourds mais qui cristallise à plus haute température (donc un avec peu moins de 'clumped molecules'). Juste en regardant la concentration en 'clumped molecules' il n'est pas possible de favoriser une hypothèse par rapport à l'autre et donc impossible d'envisager une conclusion sur la température de fermeture du système. Pour pallier à cela, la concentration mesurée dans les différents isotopologues va être normalisée

par une valeur théorique calculée de la composition qu'aurait l'échantillon à l'équilibre stochastique. En normalisant les concentrations des isotopologues mesurés dans l'échantillon à une valeur théorique à l'équilibre stochastique de ce même échantillon, on s'affranchit ainsi des teneurs absolues en isotopes.

$$\Delta_{47} = \left[\left(\frac{R_{Sample}^{47}}{R_{Stochastic}^{47}} - 1 \right) - \left(\frac{R_{Sample}^{46}}{R_{Stochastic}^{46}} - 1 \right) - \left(\frac{R_{Sample}^{45}}{R_{Stochastic}^{45}} - 1 \right) \right] \times 1000$$

$$R_{Stochastic}^{45} = R_{Sample}^{13} + 2 \times R_{Sample}^{17}$$

$$R_{Stochastic}^{46} = 2 \times R_{Sample}^{18} + 2 \times R_{Sample}^{13} \times R_{Sample}^{17} + (R_{Sample}^{17})^2$$

$$R_{Stochastic}^{47} = 2 \times R_{Sample}^{13} \times R_{Sample}^{18} + 2 \times R_{Sample}^{17} \times R_{Sample}^{18} + R_{Sample}^{13} \times (R_{Sample}^{17})^2$$

$$R_{Sample}^{13} = \frac{sample^{13}C}{sample^{12}C} \quad R_{Sample}^{18} = \frac{sample^{18}O}{sample^{16}O} \quad R_{Sample}^{17} = \frac{sample^{17}O}{sample^{16}O}$$

Équation 2-9 Calcul du Δ_{47} prenant en compte les ratios ($R^{x_{sample}}$) des différents isotopologues mesurés dans l'échantillon et normalisés par rapport à l'isotopologue le plus abondant de masse 44. Les $R^{x_{stochastique}}$ sont des valeurs théoriques calculées à partir des ratios des concentrations des différents isotopes mesurés dans l'échantillon par rapport à l'isotope le plus abondant.

Le point important est que cette valeur de Δ_{47} est indépendante de la teneur en isotopes lourds de notre fluide puisqu'elle est comparée à la composition que notre échantillon aurait s'il était à l'équilibre stochastique.

2.4.3 Impact de la dissolution sur le Δ_{47}

A ce jour, il n'existe pas de méthode pour mesurer l'abondance des liaisons ^{13}C - ^{18}O directement dans la calcite. De plus les faibles concentrations à mesurer limitent les méthodes utilisables à celles ayant une précision sur les rapports isotopiques élevés (minimum 10^{-5}) et qui conservent les liaisons initiales de CO_2 présentes dans la calcite. Le protocole de spectrométrie de masse à source gazeuse répond à l'ensemble de ces critères. Une question demeure : est-ce que le Δ_{47} composition du CO_2 issu de la dissolution est bien représentatif du Δ_{47} de la calcite ? Les travaux de Guo et al. (2009) apportent une réponse : des échantillons de standards de calcite (NBS19, MZ, Sigma-carb) sont chauffés à $1550^\circ C$ à 2 GPa et $1650^\circ C$ à 3 GPa pendant 24h afin d'atteindre l'équilibre stochastique (et donc une valeur de $\Delta_{47}=0$). Le refroidissement est brusque avec la coupure du four sans palier. Les échantillons atteignent $200^\circ C$ en moins de 20 s et une température ambiante en 1 minute. Les échantillons sont dissous avec de l'acide phosphorique anhydre à $25^\circ C$ pendant 18-24h. Le CO_2 produit est analysé et l'impact de la dissolution à $25^\circ C$ sur le Δ_{47} est estimée à $+0,232 \pm 0,03\%$ (Guo et al., 2009).

2.4.4 La « Carbon Dioxide Equilibrium Scale » (CDES)

Maintenant que l'on sait calculer cette valeur de Δ_{47} et que l'on connaît les corrections pour que cette valeur soit bien représentative de la calcite, il reste à établir le lien avec la température de fermeture du système. Dans un premier temps la plupart des laboratoires se sont accordés sur un protocole similaire (Eiler and Schauble, 2004; Dennis et al., 2011). Des standards sont analysés au cours de la session (du CO_2 équilibré avec une solution aqueuse à 25°C et du CO_2 à l'équilibre stochastique chauffé à 1000°C). Pour chaque session il est donc possible d'établir une Fonction Empirique de Transfert (ETF) afin de calibrer cela entre les différents laboratoires. Dennis et al. (2011) soulignent l'importance d'une seconde courbe de référence CDES (Carbon Dioxide Equilibrium Scale) à cette échelle à partir de l'analyse de standards de calcite produits à différentes températures (pour des laboratoires travaillant sur les carbonates plutôt que le CO_2 atmosphérique). Une courbe de calibration pour plusieurs carbonates (Ca, Mg et Fe) est proposée par Bonifacie et al. (2017), (Figure 2-24). Le chiffre de 90 fait référence à la température à laquelle la digestion à l'acide a été effectuée.

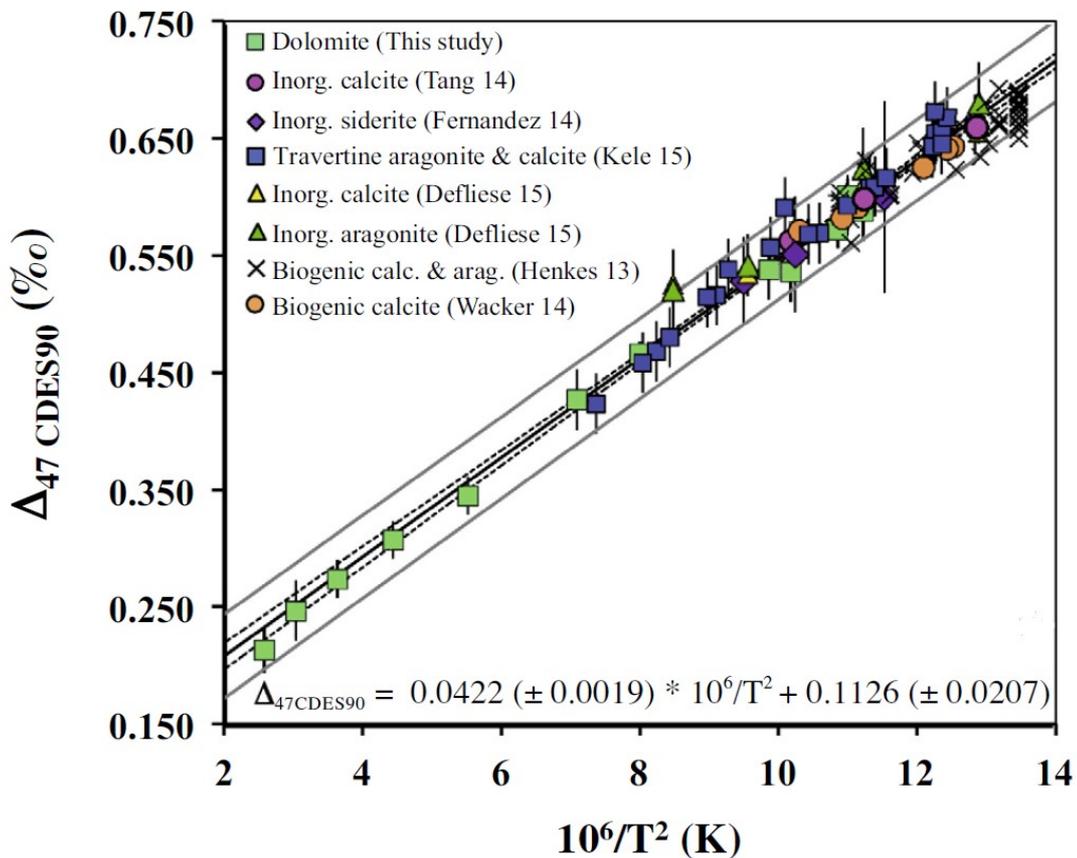


Figure 2-24 Courbe de calibration du Δ_{47} en fonction de la température pour différents carbonates organiques et inorganiques (Bonifacie et al., 2017).

Les travaux plus récents vont dans le sens d'une unique calibration pour l'ensemble des carbonates (Anderson et al., 2021) et vers une calibration à l'échelle des différents laboratoires dont les protocoles tendent à s'homogénéiser (Bernasconi et al., 2021).

2.4.5 Le protocole en pratique

Les analyses ont été effectuées par Xavier Mangenot au laboratoire Caltech, Californie, USA. Comme pour les analyses des isotopes stables par IRMS, cela commence par échantillonner à la Dremel, de préférence sur les sucres (ce qui peut s'avérer compliqué en termes de volumes). En effet, la quantité nécessaire est beaucoup plus importante (30 mg de poudre) ce qui correspond à une ablation d'environ 5-10 cm³ sur l'échantillon. Chaque analyse de Δ_{47} est répliquée 2 fois au minimum (dans l'idéal). 8 mg de calcite sont placés dans une capsule en argent et mise à réaction sous vide statique dans un bain d'acide phosphorique à 103% pendant 20 minutes à 90°C. Le CO₂ produit est collecté via un piège en U à une température de -196°C. Le CO₂ est ensuite transporté avec un flux d'hélium dans une colonne de séparation à maille Porapak Q 120/80 à -20°C. Après purification, les masses 44-49 du CO₂ sont mesurées avec un Spectromètre de masse Thermo Scientific MAT 253. Le $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont aussi mesurés et exprimés en PDB via l'analyse de standards gazeux. Au cours de la session, des standards chauffés à 1000°C et équilibrés à 25°C sont analysés régulièrement (6-8 par jour) ainsi que des standards issus de calcite (TVO4 et Cararra) analysés tous les 5 échantillons inconnus. Les données brutes sont corrigées du fractionnement par la dissolution à l'acide à 90°C avec un facteur de fractionnement de 1,00811 (Swart et al., 1991) ainsi que de la dérive instrumentale corrigée à partir des standards gazeux, l'ensemble des résultats sont exprimés dans le cadre du référentiel inter-laboratoire (Dennis et al., 2011). Pour terminer, les mesures de Δ_{47} corrigées sont converties en température via l'équation de Bonifacie et al. (2017).

2.4.6 Calcul du $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluide}}$

Les analyses de Δ_{47} permettent de calculer une température de fermeture du système, dans l'hypothèse où cette fermeture est associée à la température de cristallisation (voir partie 2.4.7 Les limites) les équations de fractionnement calcite-fluide permettent de calculer la signature en $\delta^{18}\text{O}$ du fluide. O'Neil et al. (1969) s'intéressent au fractionnement de fluides lors de la cristallisation de différents carbonates (calcite, strontianite, witherite) principalement à haute température (~500°C) avec quelques analyses à basse température (~0-25°C). C'est la première équation de fractionnement entre un fluide et la calcite pour une gamme de températures aussi large (Équation 2-10).

$$\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}, 1000 \times \ln(\alpha) = 2,78 \times \left(\frac{10^6}{T^2}\right) - 3,39$$

$$1000 \times \ln(\alpha) = D \times (10^6 \times T^{-2}) + E \times \left(\frac{10^3}{T}\right) + F$$

Équation 2-10 Fractionnement fluide – calcite en fonction de la température. Avec α , facteur de fractionnement et T , température du fluide en kelvin (O'Neil et al., 1969).

Dans les années suivantes, la production de nouvelles données à des températures différentes viennent compléter cette étude et légèrement réviser les paramètres de cette équation (Tableau 2-8).

	D	E	F
(O'Neil et al., 1969)	2,78	0	-3,39
(Kim and O'Neil, 1997)	0	18,03	-32,42
(Zheng, 1999)	4,01	-4,66	1,71
(Watkins et al., 2013)	0	17,747	-29,777

Tableau 2-8 Paramètres de l'équation de fractionnement fluide – calcite. Avec D, E, F, qui sont des paramètres d'équation déterminés pour correspondre à la courbe expérimentale.

Il est important de préciser le modèle utilisé puisque des variations de 1-2 ‰ sont observées entre les différents modèles. Dans la suite de ce manuscrit, les signatures de fluides seront calculées en utilisant le modèle de Kim and O'Neil (1997).

2.4.7 Les limites

La méthode des 'clumped isotopes' permet d'obtenir une température de fermeture du système de manière indépendante et couplée avec l'étude des isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans la calcite, cela permet de recalculer la température du fluide minéralisateur. Mais le système calcite reste-t'il fermé, et jusqu'à quelle température ? Stolper and Eiler (2015) apportent un élément de réponse en modélisant la température calculée à partir des mesures du Δ_{47} en fonction du temps d'exposition à une certaine température pour une calcite ayant cristallisée à 25°C (Figure 2-25). Cela revient à quantifier la diffusion à l'état solide (réorganisation des clumped molécules).

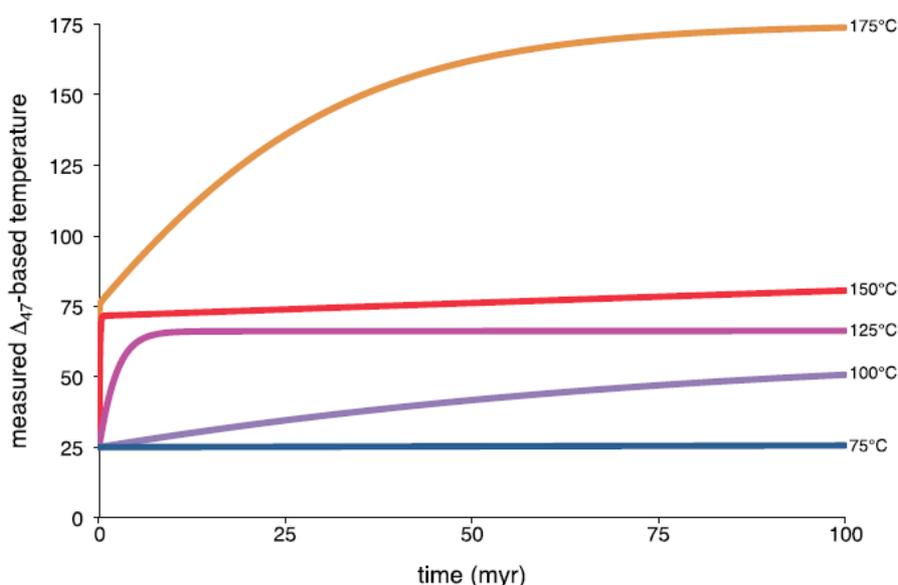


Figure 2-25 Evolution de la température calculée à partir du Δ_{47} en fonction du temps d'exposition à une certaine température pour une calcite ayant cristallisée à 25°C (Stolper and Eiler, 2015).

Pour une température de 75°C, quel que soit le temps d'exposition (<100 Ma), la température obtenue correspond à la température de cristallisation (idem pour des températures plus faibles). Donc pour des faibles enfouissements (<75°C ou environ 3 km) la température calculée à partir du Δ_{47} correspond bien à la température de cristallisation et donc le calcul de la signature du fluide à partir des équations de fractionnement est significatif. Pour une température environnante de 100°C, au bout de 100 Ma, la température calculée à partir du Δ_{47} est passée à 50°C. Cela ne correspond plus à la température de cristallisation de la calcite originellement de 25°C. Ce n'est donc pas significatif de recalculer la signature du fluide à partir de cette température. En revanche pour seulement quelques Ma (<10 Ma), la température obtenue est relativement proche de celle de cristallisation (~2°C) donc en prenant en compte cette incertitude, le calcul de la signature du fluide peut contraindre la source du fluide. Pour des températures plus élevées, même pour quelques Ma (voir en moins de temps pour des températures de +150°C) la température obtenue est significativement différente.

Par la suite les travaux de Lloyd et al. (2017) mettent en évidence une température de blocage entre 150°C et 200°C. Quelle que soit la température (supérieure à 200°C et le temps d'exposition à celle-ci), la température obtenue à partir du Δ_{47} ne dépassera pas les 200°C. Cette température peut donc être interprétée comme une température minimale d'exposition avec un certain temps d'exposition (ou une température de cristallisation si d'autres indicateurs permettent de contraindre la température).

Des travaux récents combinent l'étude du Δ_{48} à celle du Δ_{47} . Cette approche pourrait permettre de résoudre les problèmes de diffusion. En effet en étudiant la différence de diffusion entre ces deux systèmes, il serait possible de corriger les analyses de Δ_{47} de la diffusion afin d'obtenir des températures de cristallisation même pour des échantillons qui ont été exposés à des températures élevées (Lucarelli et al., 2021).

Chapitre 3 Structuration précoce de l'avant-pays



Souvenir du terrain en Provence avec Yann Rolland et Thierry Dumont au sommet des dentelles de Sarrasines.

3.1 Contexte et âge de l'exhumation de la Provence

Les récentes avancées analytiques en LA-ICPMS permettent l'application de la méthode U-Pb sur des systèmes minéralogiques à faible concentration en U comme la calcite. Compte tenu de l'ubiquité de cette espèce minérale, le champ d'application U-Pb sur calcite est très large (e.g., Roberts et al., 2020) : enregistrement de l'évolution du climat ou des migrations humaines par les spéléothèmes, migration d'hydrocarbures, minéralisations de gisements, hydrothermalisme, formation des sols, altération de la croûte océanique, sédimentation, histoire diagenétique et plus particulièrement la datation de la déformation fragile, (e.g., Roberts and Holdsworth 2022)... Les applications de la méthode de datation U-Pb sur calcite montrent que ce système est robuste et que le lien entre minéralisation et âge de la déformation peut être fait lors de l'observation de certaines textures (Roberts and Holdsworth, 2022).

L'orogénèse alpine est polyphasée. La dernière phase de structuration est E-W durant le Paléogène, depuis environ 35 Ma (Dumont et al., 2012), mais une première phase précoce de raccourcissement N-S a préstructuré l'avant-pays alpin. Cette phase précoce, appelée « phase Pyrénéenne » et dont l'âge est discuté, déforme la région Pyrénéo-Provençale (SE de la France, Figure 3-1). De nombreuses structures chevauchantes en direction du Nord qui pre-structurent l'avant-pays alpin sont datées par l'observation de sédiments syn-cinématiques à la fin du Santonien, mais cette phase est suivie par une quiescence tectonique, de l'extension, puis une reprise de la compression de la fin du Crétacé jusqu'à la fin de l'Eocène (Balansa et al., 2022). L'ensemble de ces structures sont recoupées par les déformations E-W alpines dans leur partie Est (notamment le chevauchement de Digne-les-Bains).

Le contexte de l'exhumation de la plateforme carbonatée du Crétacé de la région Pyrénéo-Provençale à l'origine de la formation des bauxites de Provence est contraint par des datations de zircons détritiques qui apportent un âge minimal de $115,3 \pm 3,8$ Ma (Marchand et al., 2021). Des analyses U-Pb sur calcite datant de la cimentation de la micro-porosité de la plateforme carbonatée à $96,7 \pm 4,9$ Ma et $90,5 \pm 1,6$ Ma viennent compléter ces âges de remplissage des karsts et sont aussi interprétés comme résultant de l'exhumation de la plateforme carbonatée (Godeau et al., 2018). Certains auteurs l'attribuent à un contexte de rifting (Balansa et al., 2022) tandis que d'autres l'attribuaient auparavant à la formation des plis E-W associés à un contexte compressif (Caby, 1973; Guieu and Roussel, 1990).

Dans l'étude développée ci-dessous, des structures chevauchantes à vergence nord localisées en bordure Est (Authon) et Ouest (Baumes-de-Venise) de la plateforme provençale ont été étudiées. Des calcites de brèches à la base des chevauchements et de veines associées à la formation d'anticlinaux de rampes ont été échantillonnées. Deux âges, $95,2 \pm 3,1$ Ma et $90,9 \pm 6,5$ Ma ont été obtenus.

L'âge obtenu à l'Est sur un chevauchement à vergence nord lui-même transporté par l'écaille de Valavoire est compatible avec une histoire de raccourcissement N-S précoce et montre que la datation U-Pb sur calcite dans un contexte de déformation polyphasée est efficace pour dater l'étape de déformation la plus précoce. Ces nouveaux âges attribués au fonctionnement des structures chevauchantes vers le nord argumentent en faveur d'une phase précoce de la collision en lien avec la dynamique Pyrénéenne pendant le Cénomani. Nous proposons également que ces contraintes furent accommodées par de la déformation intra-plaque avant de se localiser dans un domaine plus étroit lors de la mise en place de la zone de subduction.

De plus, l'âge de fonctionnement de ces structures compressives est concordant avec l'âge d'exhumation de l'isthme durancien ce qui argumente en faveur d'un contexte compressif pour la formation des bauxites de Provence.

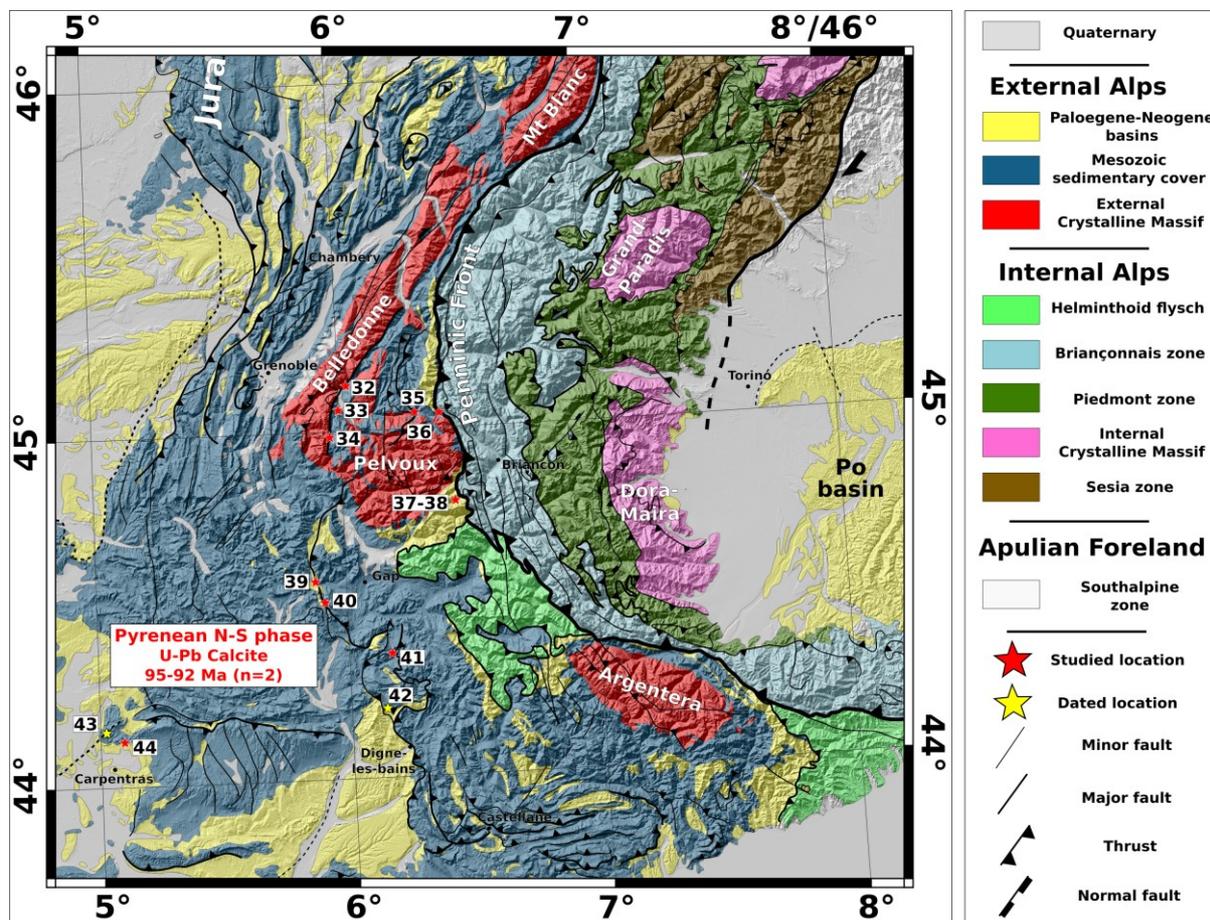


Figure 3-1 Carte géologique des Alpes Occidentales illustrant les sites étudiés dans la partie externe avec en jaune les sites datés. Les numéros font référence au tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse, Annexe 3.

3.2 Early onset of Pyrenean collision evidenced by U/Pb dating on calcite of thrust-related objects (Provence, SE France)

Abstract

Early Late Cretaceous uplift of Provence gave rise to the Durance Isthmus. In the present study, U-Pb dating on calcite of well-defined compressional structures related to Pyrenean foreland compressional deformation shows that the Isthmus emersion resulted from N-S compression, with the development of combined top-to-the-North thrusts and transpressional folds between 97 and 90 Ma. This large-scale event, recorded from the Pyrenees to the Middle-East regions is interpreted as a far-field internal plate precursor of the Africa-Europe plates reorganization. Furthermore, the change in tectonic style and amount of shortening between Provence and Pyrenees was accommodated by the sinistral NE-SW Cevennes and Nimes faults, which were reactivated as transform boundaries in this emerging collisional context.

1. Introduction

In recent years, this method has been increasingly used to constrain time scales associated with the dynamics of fault development (Parizot et al., 2021; Roberts and Holdsworth, 2022). Such an approach provides key temporal insights in complement to the traditional approach of brittle systems, in which timing of deformation stages is only bracketed by relative cross-cutting relationships and thus generally suffers from large uncertainties. In this paper, we focus on the Provence region (SE France), where unraveling the successive deformation stages remains challenging due to the superimposition of several deformation stages, and reactivation of fault systems, during the Pyrenean and Alpine orogenic events. This region suffered widespread, low amplitude, large-scale deformations during Cenomanian-Turonian times and these were combined to the so-called 'Durance uplift', which caused the Cretaceous carbonate platform to be exposed to aerial erosion and bauxite formation (e.g., Combes, 1990; Guyonnet-Benaize et al., 2010). However, the tectonic context in which the Durance uplift occurred is still puzzling as most authors link this uplift to thermal doming during the development of rifting, like in the Pyrenean domain (e.g., Chorowicz and Mekarnia, 1992; Balansa et al., 2022), while this event is also recognized as a compressional phase featured by the development of east-west folds throughout the Provence region (e.g., Caby, 1973; Guieu and Roussel, 1990). Later on, the region underwent repeated deformation events during further compressional phases of the Pyrenean and Alpine orogens, which complicated its structural pattern. In this paper, we focus on two areas of Provence to show that the application the U-Pb dating method on calcite can be used to provide robust information on the early stages of a complex deformation history. These data are further used to discuss the tectonic context that gave rise to the Durance uplift.

2. Geological setting

The Provence fold-and-thrust belt is considered as the eastern limit of the Pyrenean orogenic system in southeastern France, between the Alps to the northeast, and the Ligurian Basin passive margin to the south (Figure 3-2; Dielforder et al., 2019). Classically, the main phase of shortening in the Provence domain is named the Pyrenean-Provence compression and is attributed to the Campanian-Eocene period in relation to collisional and subduction processes occurring along the Sardinia-Corsica boundary of Eurasia (Figure 3-2; e.g., Lacombe and Jolivet, 2005; Balansa et al., 2022). However, the understanding of the successive deformation phases that occurred in the Provence domain is difficult due to superposition with the same submeridian orientation of the Pyrenean and the Alpine phase from the Turonian to early Oligocene and reactivations during Miocene (Ford and Stahel, 1995; Champion et al., 2000). N-S compression gave rise to E-W folds developed in SE France (Lemoine, 1972; Caby, 1973), and the distribution, age, and origin of these folds are poorly understood. In some areas, such as Baronnies-Diois, these folds record significant shortening (>15 km, Gratier et al., 1989; Ford and Stahel, 1995).

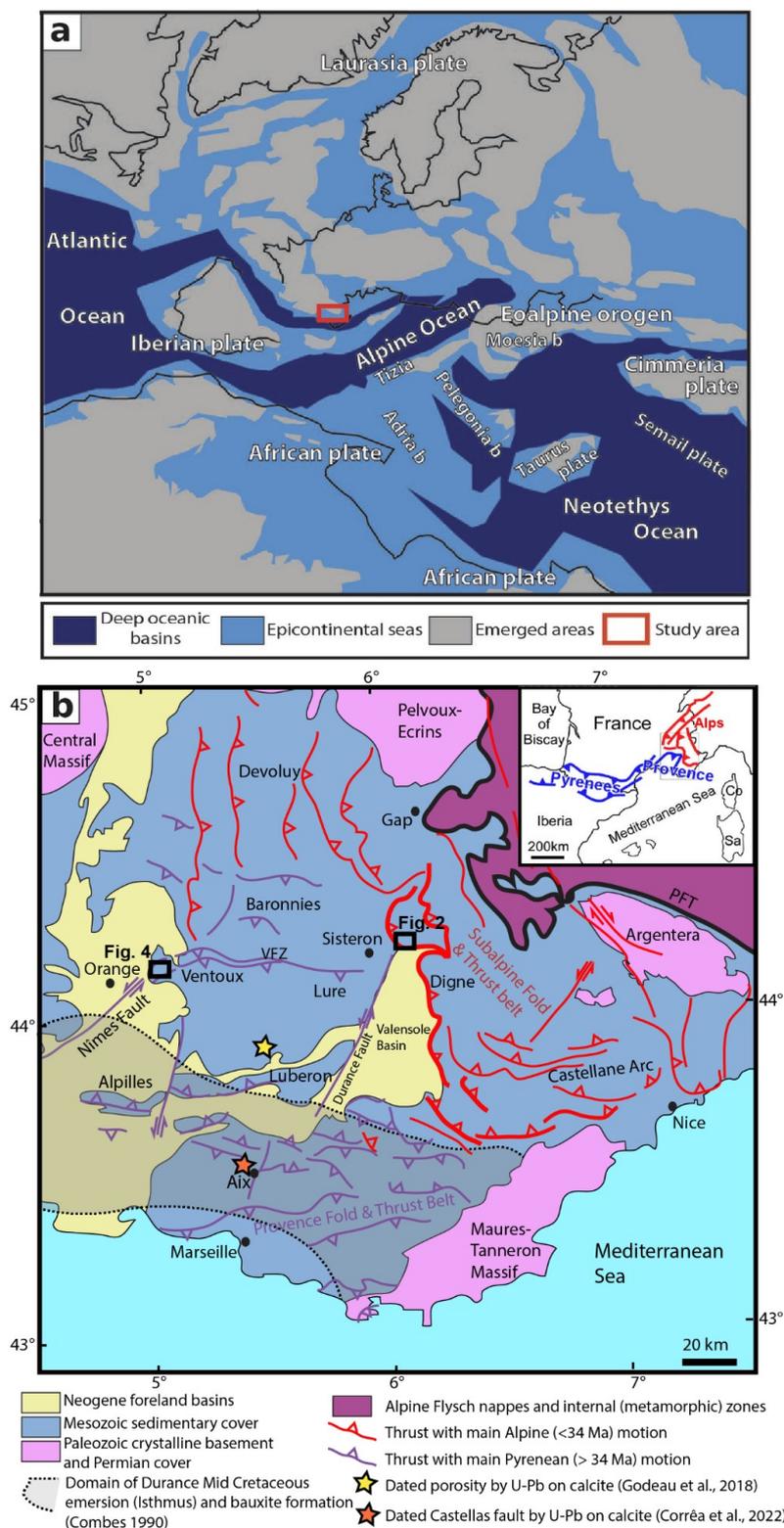


Figure 3-2 (a) Paleogeographic map during the Albian-Cenomanian transition (100 Ma) (simplified from map by R. Blakey at <http://cpgeosystems.com>). The location of the study area is highlighted by the red box. (b) Sketch geological map of SE France showing the repartition of Pyrenean and Alpine thrusts in the Provence – SW Alps domain and the Cretaceous Durancian Isthmus (uplift), adapted from Balansa et al. (2022). Boxed areas correspond to Figures 2 and 4. PFT: Penninic Frontal Thrust; VFZ: Ventoux-Lure Fault. The Star indicates where U-Pb on calcite dating was applied to limestone porosity by Godeau et al. (2018).

Some E-W folds can be dated stratigraphically. Based on stratigraphic constraints, two folding phases have been recognized in SE France: (1) The Pre-Senonian (Turonian) fold phase (also known as the Eoalpine) is best defined in the Dévoluy region (Flandrin, 1966; Michard et al., 2010). (2) The second phase, known as the Pyrenean-Provençal phase, has been given a variable time span but is usually accepted as having occurred between the Late Cretaceous and early late Eocene (i.e. pre-Priabonian: e.g., Caby, 1973; Debrand-Passard et al., 1984; Siddans, 1979; Ford, 1996; Balansa et al., 2022). However, the tectonic context of the Pyrenees and of the Provence domains are distinct, and do not show any direct continuity as:

- In the Pyrenees, ongoing extension led to high-temperature metamorphism related to mantle exhumation between ~110 and 90 Ma (Clerc et al., 2015). Shortening started in Late Cretaceous and remained until Miocene times as a result of the collision between Eurasia and Iberia (e.g., Desegaulx et al., 1990).

- In Provence, extension was more limited, and did not lead to mantle exhumation. However, rifting is bracketed in a similar Albian-Aptian time interval (Montenat et al., 2004). Onset of shortening is suggested since the Turonian (94-90 Ma, e.g., Masse and Philip, 1976) but is more widely evidenced since the Campanian (80 Ma, e.g., Balansa et al., 2022). N-S Pyrenean compression remained until the Late Eocene. Afterwards, the opening of the West European rift followed by the NE trending back-arc rifting of the Ligurian basin occurred during the Oligocene-Miocene period (e.g., Romagny et al., 2020), which led to superposed N-S and E-W cross-cutting extensional faults partly reactivated in compression during the Alpine orogeny since about 20 Ma (Balansa et al., 2022).

The Eurasia-Adria collision and growth of the Alps were responsible for renewed Neogene to present-day shortening and deformation mainly in western (Champion et al., 2000) and eastern (Jourdon et al., 2014) Provence and was amplified in salt basins (e.g., Espurt et al., 2019). The superimposition of these later tectonic phases strongly modified the overall geometry of the Provence Chain and makes it difficult to unravel its complete geological history (Balansa et al., 2022). This study is focused in two areas of Western (Dentelles) and Eastern (Authon) Provence domain (Figure 3-2), in which compressional deformation is classically interpreted as mostly Cenozoic in age. We propose to use the U-Pb method on calcite to provide absolute time constraints on this deformation.

3. Results

3.1 “Authon” study site

The studied thrust lies on the hanging-wall of the Valavoire thrust-sheet in the footwall of the main Digne thrust in Eastern Provence (Gidon, 1997; Figure 3-2, Figure 3-3).

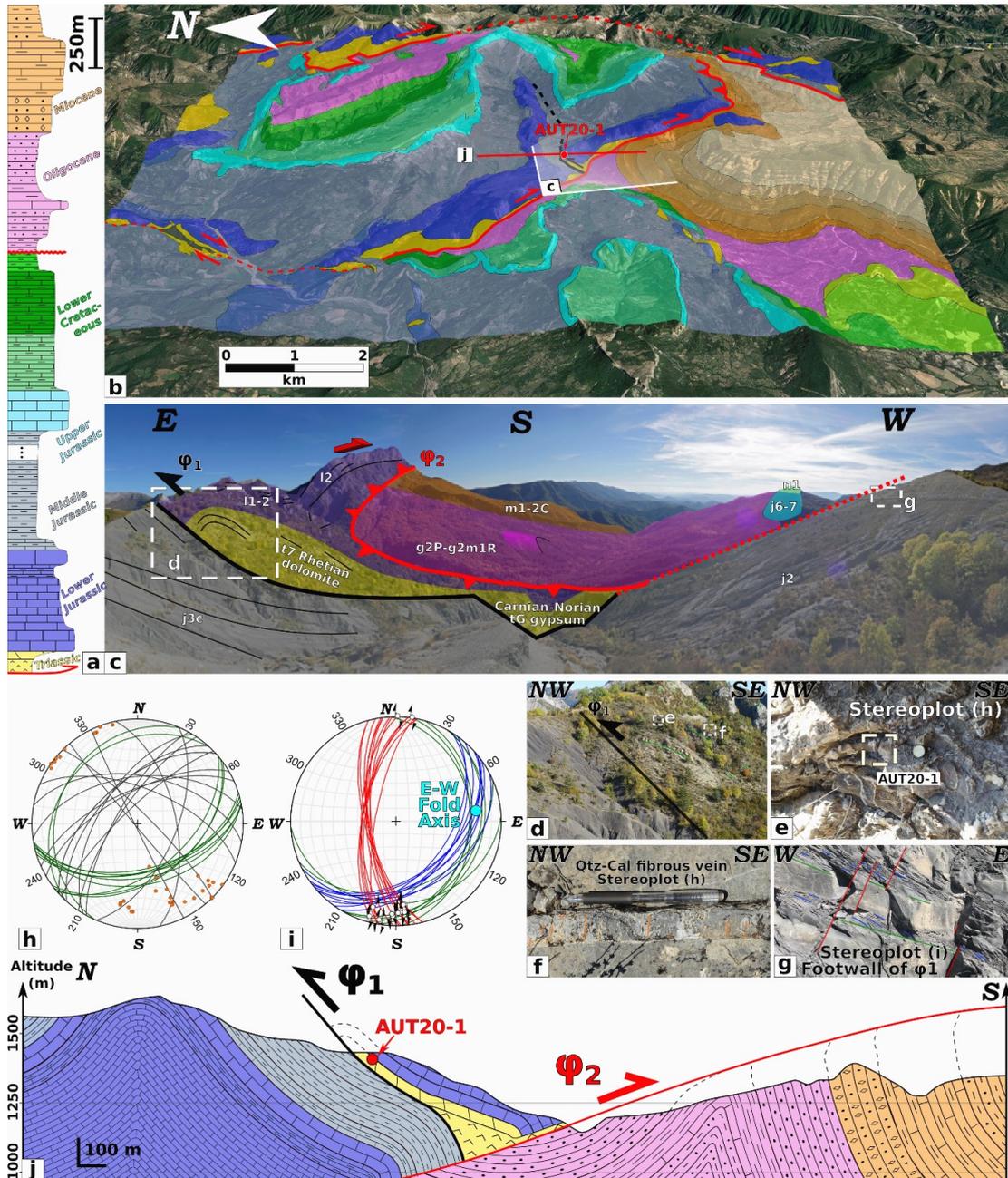


Figure 3-3 Geological context of the Authon sample (Eastern Provence). (a) Stratigraphic log of Authon area, ϕ refers to main thrusts. (b) Geological sketch map draped on a DEM and GoogleEarth image of the Authon area (location on Figure 1). Top-to-the-North (Pyrenean) thrust ϕ_1 is shown in black while top-to-the-South Valavoire thrust ϕ_2 is shown in red. (c) Field panorama with the structural relationships of the two thrusts. (d) Close view on ϕ_1 thrust. Green lines underline stratification beds. (e) Close view on ϕ_1 hanging-wall unit and the sampled AUT20-1 dolostone calcite filling. (f) Quartz-calcite centimetre-scale fibrous vein with measured orientation in h. (g) ϕ_1 associated footwall cleavage in Jurassic marl-limestones, consistent with a top-to-the-North motion of ϕ_1 . Red, blue and green lines highlight joints, schistosity and bedding, respectively. (h) Schmidt stereogram (lower hemisphere) of Triassic dolostone bedding (green), quartz-calcite veins (grey) and fibres (orange). (i) Schmidt stereogram (lower hemisphere) footwall deformation associated with ϕ_1 ; colours refer to structures shown in (g). (j) Geological cross-section showing the relationships between the two main thrusts: top-to-the-North ϕ_1 thrust rooted in Triassic evaporites (gypsum); top-to-the-South ϕ_2 (Valavoire) thrust truncating the ϕ_1 structure and transporting Mesozoic series over the autochthonous Cenozoic series (Miocene molasse).

Field relationships highlight a south-dipping ($\sim 40^\circ$) top-to-the-North $\phi 1$ thrust that has been crosscut by the $\phi 2$ Valavoire thrust. The $\phi 1$ thrust footwall is affected by a S-dipping schistosity consistent with a top-to-the-North kinematics (Figure 3-3 g, i). The thrust contact is featured by a cataclasite exhibiting mm-to m-scale blocks in a calcite matrix (Figure 3-3 e). Thin-section features and ages are shown in Figure 3-4, details on the U-Pb calcite method are in 2.1.1 La Méthode LA-ICP-MS. Cataclasite calcite filling is composed of centimetre size “dusty” calcite with highly marked twins (Figure 3-4 a). In cathodoluminescence, this calcite is fairly luminescent and homogeneous. The U-Pb spots were placed on two zones of the same calcite crystal. U-Pb dates on calcite from the fault gouge gave an age of 95.2 ± 3.1 Ma (MSWD: 6.4). The high MSWD value is discussed in Annexe 4.

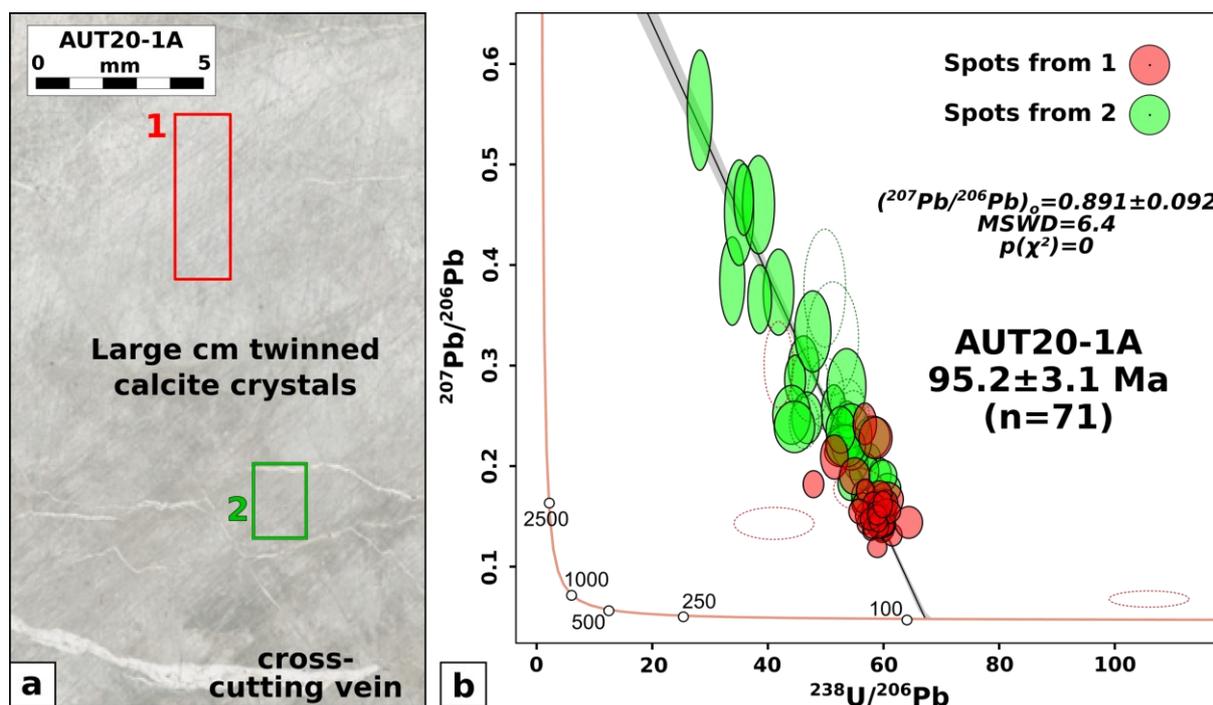


Figure 3-4 Petrological, geochemical and age relationships in the dated Authon (Eastern Provence) sample. (a) Thin-section picture of sample AUT20-1A with the analysed zones. (b) Tera-Wasserburg plot, spots in red are from zone 1 and green spots are from zone 2. On all the analyses a cut-off is applied on the ^{207}Pb content. The points whose measured ^{207}Pb content is lower than 3 times the baseline are eliminated (dotted circles).

3.2 “Dentelles” study site

The “Dentelles” site belongs to a fold belt located on the western end of Provence region, close to the junction between the Nimes Fault and the Ventoux-Lure range (Figure 3-2 and Figure 3-5).

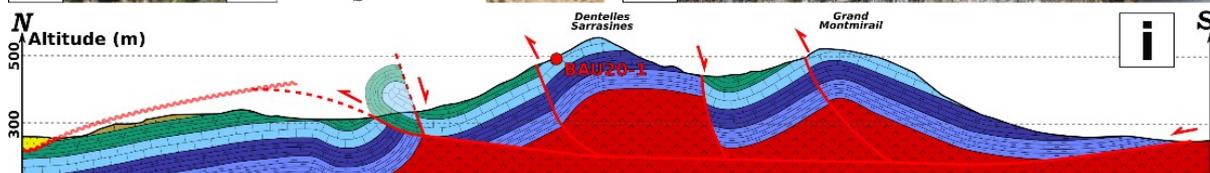
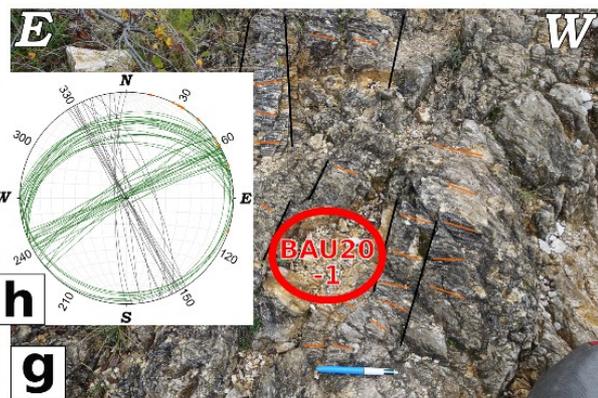
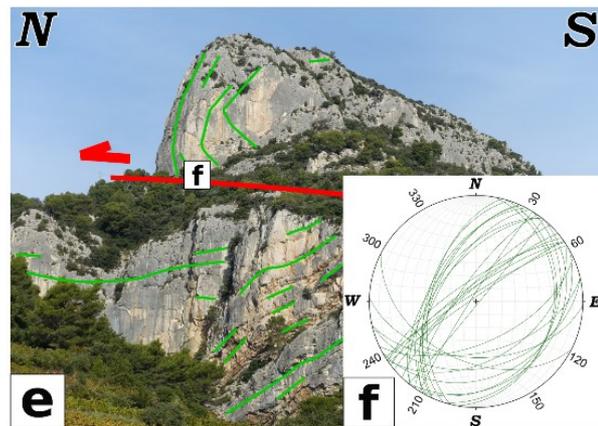
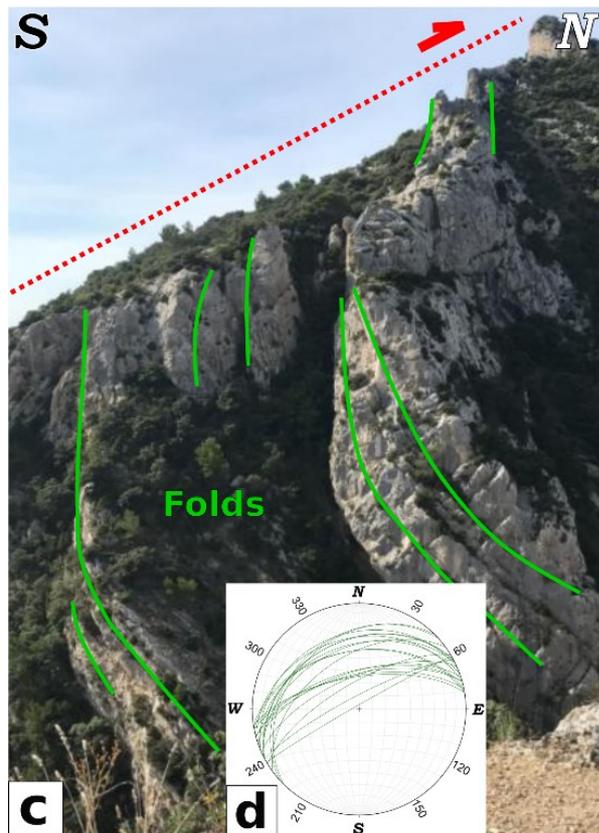
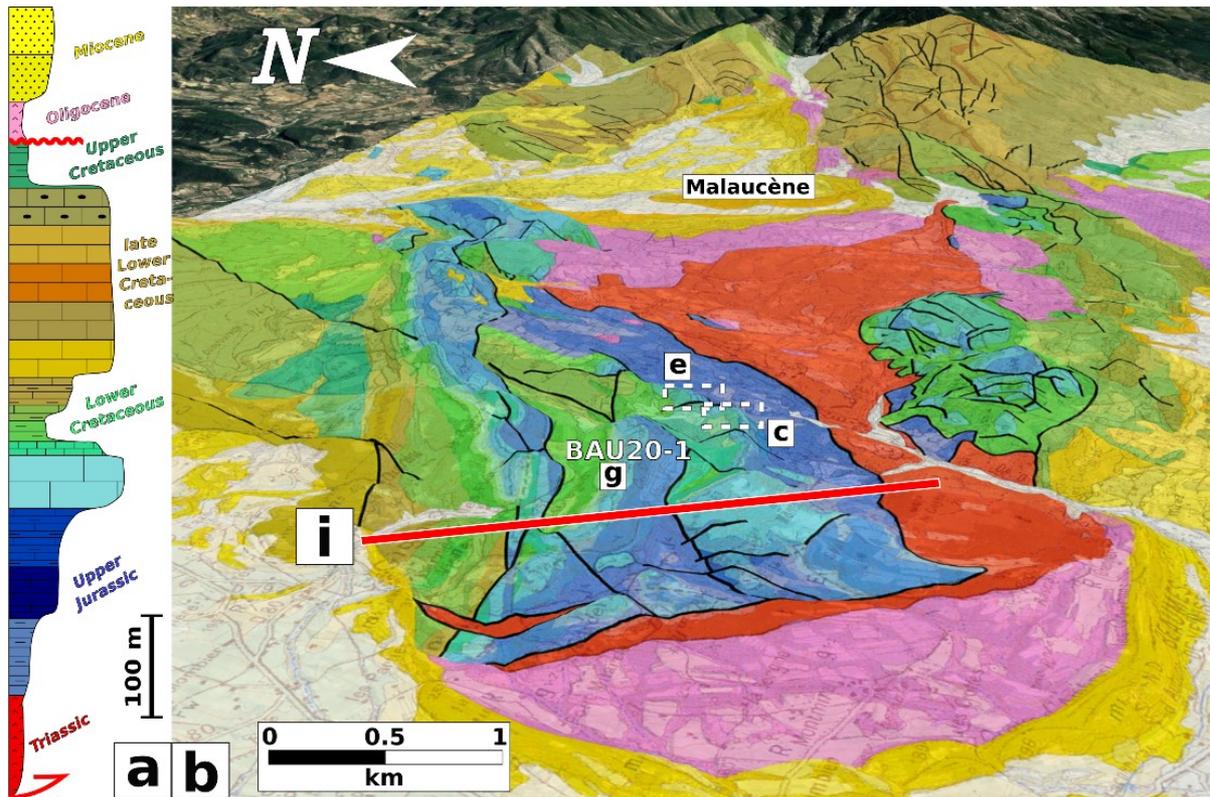


Figure 3-5 Geological context of dated Dentelles (Western Provence) sample. (a) Stratigraphic log of the area. (b) Geological sketch map draped on a DEM and GoogleEarth image of the Dentelles area (see location on Figure 3-2; perspective view towards ENE). (c) Westward view of the “southern Dentelle” showing large-scale disharmonic folding in the footwall of a top-to-the north thrust. Green lines underline bedding and red dotted ones highlight the former location of the (now eroded) thrust. (d) Schmidt stereogram (lower hemisphere) with Jurassic bedding in green. (e) Eastward view of Tithonian limestones in the hangingwall of the top-to-the-north thrust (same as c), with a possible ramp anticline structure in red. Green lines underline bedding. (f) Schmidt stereogram (lower hemisphere) with Jurassic bedding in green, C and S structures (respectively in red and purple) overprinting the thrust structure, and indicating an extensional reactivation. Slickensides and fold axis are represented as red and green dots, respectively (g) Close view of the vein sample BAU20-1. The veins cross-cut the E-W antiform fold structure. (h) Schmidt stereogram (lower hemisphere) with Jurassic bedding (green), calcite veins (grey) and fibres (orange). Note that the veins are sub-vertical and correspond to a main NW-SE (N155°E) compression. (i) Interpretative cross-section showing the different faults and the main basal decollement on Triassic evaporites units. Normal faults crosscut and thus postpone folded structures. Note that the Mesozoic series are locally verticalized by the main top-to-the North thrust, which is rooted on the Triassic evaporites. Structural data from the rest of the massif are displayed in Annexe 5.

The sub-horizontal E-W folds are cross-cut by metre-large NW-SE vertical veins filled with coarse cm-large calcite fibres (Figure 3-5 e). Their orientations are consistent with a transpressional context with N-S to NW-SE shortening, and with the development of the N60°E fold and vertical veins in relationship with the Nimes strike-slip fault (Figure 3-2 b). U-Pb dating undertaken on calcite from the N-S vertical veins cross-cutting the E-W folds returns an age of 90.6 ± 6.5 Ma (MSWD: 2.0, Figure 3-6). This age is interpreted as the age of calcite crystallization in relationship to vein opening, and is considered as a minimum age for the E-W folding.

In summary, we obtained U-Pb dates on calcite veins and cataclasite cement associated to tectonic structures related to the earliest Pyrenean shortening stage along two major fault trends on both sides of the Provence region. A top-to-the-North thrust preserved in the hanging-wall of the Valavoire thrust-sheet yields an age of 95.2 ± 3.1 Ma, while N-S vertical veins associated with E-W folds along the Nimes Fault yields an age of 90.6 ± 6.5 Ma. In both areas, the geological cross-sections suggest that the corresponding flat thrusts related to the E-W folds are rooted on Triassic evaporites and are both developed in a top-to-the-North kinematic context.

Time constraints for Early Pyrenean compression in relation to Africa-Europe convergence initiation

Plate convergence between Africa, Iberia, and Europe began in the Late Cretaceous during the Santonian period (86-84 Ma; Figure 3-7; e.g., Macchiavelli et al., 2017; Rosenbaum et al., 2002), with a convergence motion of 6 cm.yr^{-1} throughout the Late Cretaceous period.

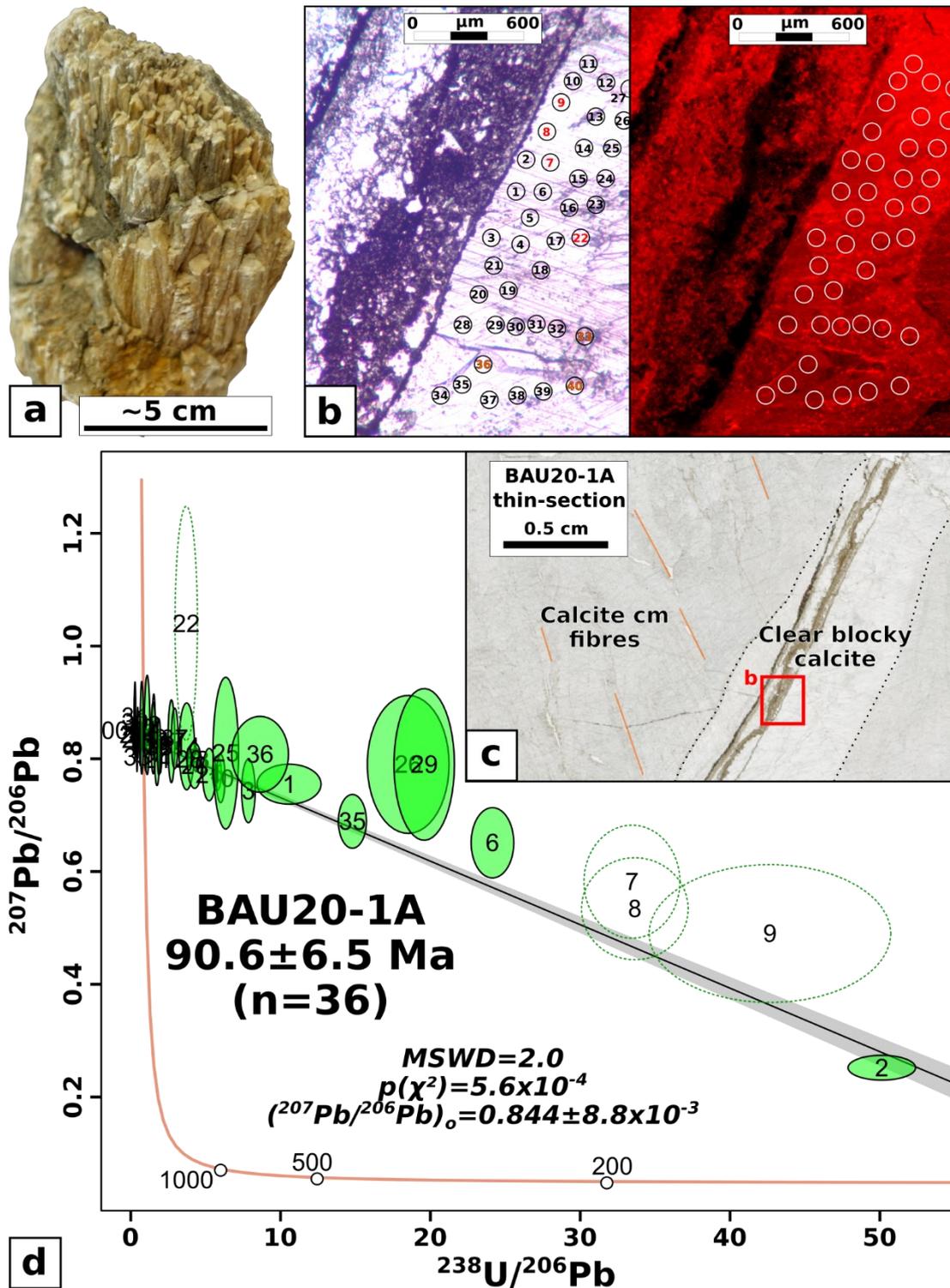


Figure 3-6 Petrological, geochemical and age relationships in the dated Dentelles (Western Provence) sample BAU20-1. (a) Sample BAU20-1 exhibiting centimetre-scale calcite fibres. (b) Zoom on the dated zone, LPNA and cathodoluminescence images, with LA-ICP-MS spots and corresponding analyses numbers. (c) Thin-section with calcite fibres underlined in orange and dated domain (b). (d) Tera-Wasserburg plot.

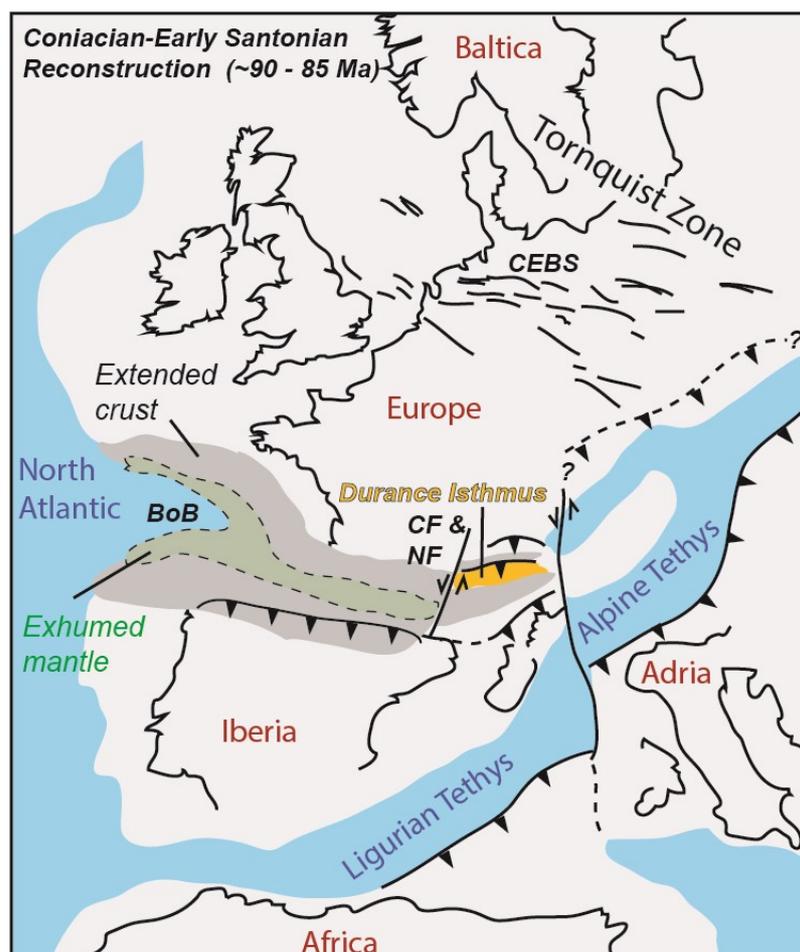


Figure 3-7 Coniacian-Early Santonian (~90-85 Ma) general geodynamic sketch of Western Europe and Mediterranean domain put up to discuss the context of the Early Pyrenean compression phase that occurred in the Provence domain leading to a generalized internal plate compressional context, and to the uplift and emersion of the Durance Isthmus. The difference in tectonic style between the Provence and Pyrenean domains is explained by differential accommodation of internal plate shortening along the Cevennes and Nimes sinistral faults (CF and NF). Position of continents and structural domains are after Dielforder et al. (2019), modified. CEBS: Central European Basin System (black lines are major faults). Green and dark gray areas indicate zones of exhumed mantle rocks and extended continental crust, respectively, in the Pyrenean realm and Bay of Biscay (BoB). Light gray and blue areas indicate continental and oceanic domains, respectively. In northern Iberia, along the southern rim of the Pyrenean Rift, long wavelength folding occurred during the Coniacian (~90 Ma, Andrieu et al., 2021). In northern Europe, the Tornquist zone is part of the Paleozoic suture between Baltica and Europe. The Tornquist zone and CEBS have subsequently been intensely reactivated during the Early Pyrenean compressional phase at ~81–69 Ma (e.g., Fischer et al., 2012).

In the Pyrenean domain, the geological evidence of Africa-Iberia-Europe convergence onset is determined by major changes in all sedimentary basins during the Santonian (Martín-Chivelet et al., 2019; Andrieu et al., 2021). Similarly, rift inversion in northern Europe (Figure 3-7), witnesses a main phase of inversion occurring during Late Santonian to Campanian (e.g., Dielforder et al., 2019). This timing also agrees with the establishment of subduction along Neotethys Ocean boundaries. Early stages of subduction of Neotethys Ocean are constrained by eclogite facies metamorphism in the Sesia-Lanzo zone dated at ca. 85-65 Ma (e.g., Inger et al., 1996; Rubatto et al.,

1999; Cenki-Tok et al., 2011), thus initiation of subduction occurred at a time slightly older than 85 Ma. Consequently, the tectonic event recorded by the activation of N-directed thrusts and transpressional deformation at 98-84 Ma in two emblematic geological domains of Provence region thus stand slightly older than the deformations previously attributed to Africa-Eurasia convergence. However, revised stratigraphy of Iberia highlights a similar compressional phase, featured by long wavelength folds during the Coniacian (~90 Ma, Andrieu et al., 2021) in a similar time as major Middle East obductions (e.g., Rioux et al., 2016; Rolland et al., 2020). This early Pyrenean phase could thus be regarded as a precursor phase of internal plate deformation, which occurred before the initiation of a well-defined subduction zone at the plate's interface.

4. Early Pyrenean compression and Durance uplift

This early Pyrenean phase is also emphasized by marine regression highlighted by the development of bauxites formed in emerged portions of the Durance uplift (or Durance Isthmus, e.g., Guendon et al., 1983; Figure 3-2). The emersion phase is constrained by relative stratigraphic relationships between the eroded Barremian sedimentary series preserved below the bauxites, which constitute a maximum age (125.0-129.4 Ma), and the Cenomanian transgression (100.5-93.9 Ma). Previously obtained U-Pb ages of calcite cements within the Urgonian platform limestones of the same region (Figure 3-2) range between 96.7 ± 4.9 Ma and 90.5 ± 1.6 Ma (Godeau et al., 2018). These ages correspond to the major phase of calcite cementation in the porosity, suggested by the latter authors to occur at the regional scale following an extensive subaerial exposure. This uplift and emersion have been attributed to the initiation of E-W folds since a long time (e.g., Masse and Philip, 1976), but are more generally considered to be related to rifting in recent works and syntheses (e.g., Balansa et al., 2022 and references therein). Thus, their relationship with Pyrenean shortening is questioned, according to the description of extensive tectonics dated to the Santonian preceding the beginning of the main Pyrenean compression phase (e.g., Guyonnet-Benaize et al., 2010). However, U-Pb dating of calcite in this paper shows a good coincidence of emersion and shortening. Our study and that of Godeau et al. (2018) concur to propose that emersion combined to N-S shortening occurred mostly between 97 and 90 Ma. Thus, even if more dating has to be done to more precisely constrain the onset of the early Pyrenean compressional deformation, we propose that the timing of this deformation phase leading to emersion and Bauxite formation is shorter (97-90 Ma) than the stratigraphic constraints suggest (Barremian-Cenomanian, i.e. 130-94 Ma), as already pointed by previous authors (e.g., Combes, 1990). And, more importantly, we suggest that the Durance uplift resulted mainly from a compressional, and not a rifting, context. We propose that marine regression is a consequence of shortening highlighted by north-directed faulting and E-W folding, and was combined to sinistral strike-slip deformation along the Nîmes Fault as suggested by (Figure 3-6, Ford and Stahel, 1995). The continuous activity of this fault system, partly associated with the Cévennes Fault, is highlighted by numerous U-Pb dates on calcite, which indicate activity from the Upper Cretaceous to the Upper Eocene (Parizot et al., 2022). As shown by the style of deformation, thickening occurred in relationship to basement-cover decoupling, and to the propagation of thrusts in distal internal plate positions like the Devoluy Range in northern Provence (Flandrin, 1966). The ending of this shortening phase is highlighted by cross-cutting normal faults in the Santonian (Guyonnet-Benaize et al., 2010). We suggest that these extensional faults resulted (1)

from a rapid ending of compression in Provence once subduction had been initiated along plate boundaries and (2) from a steady and slow diapiric amplification of folds following the shortening phase, which lasted until the Oligocene (e.g., Espurt et al., 2019).

5. Conclusion

This study shows that the application of the U-Pb dating system on calcite allows deciphering complex tectonic histories in which fault systems were affected by multiple phases of reactivations, burial etc. From the above example, we show that the calcite U-Pb system has kept the memory of an early Late Cretaceous (97-90 Ma) compressional event, which explains the formation of the Durance high or Isthmus. Interestingly, this shortening event coincided with the time of Eurasia-Africa convergence initiation and ophiolite obduction in the Middle East, and shortly predated the onset of subduction in the western Mediterranean domain. It is thus suggested that this distributed internal plate deformation event corresponded to a rearrangement of stress during plate kinematics inversion, before a subduction zone was activated along the southern Neotethys region. This shortening episode occurred in the Provence region while the Pyrenean domain was still undergoing a rifting phase followed by moderate compression. Therefore, we propose that between 97 and 90 Ma the Cevennes and Nimes faults acted as a major transform boundary between the Pyrenean and Provence domains. Part of the disagreement between the tenants of extension (rifting) and compression (folding) in the formation of the Durance Isthmus could be due to post-compressional gravitational extension due to halokinesis, and/or a transition towards a transitory extensional context after ~90 Ma during the Late Turonian to Coniacian, which likely obscured the tectonic context.

Chapitre 4 Propagation du fold-and-thrust-belt alpin



Souvenir de terrain dans le massif des Bauges.

4.1 La structuration des massifs subalpins

Les massifs subalpins forment les principaux reliefs affectant la couverture sédimentaire de l'avant-pays alpin (Figure 4-1). Ces massifs sont structurés par de nombreux chevauchements et plis impliquant la couverture sédimentaire du Jurassique/Crétacé. L'architecture de ces chevauchements est relativement bien caractérisée. Les études de terrain (e.g., Gidon, 1990) et des études sismiques (Profil ECROS, e.g., Mugnier et al., 1987) ont permis l'élaboration de coupes géologiques équilibrées. Ces chevauchements s'enracinent sur un niveau de décollement composé des évaporites du Trias à l'interface entre le socle cristallin et sa couverture sédimentaire (e.g., Butler, 1992; Deville, 2021). A la base de ces chevauchements, des bassins détritiques d'avant-pays reçoivent les produits de l'érosion de la chaîne alpine en cours de surrection au cours du tertiaire (Kalifi et al., 2021).

Bien que les caractéristiques géométriques et tectoniques ainsi que la nature lithologique des terrains formant ce « fold-and-thrust-belt » soient bien décrits, le timing de mise en place des chevauchements est uniquement contraint par des critères de recoupement. Récemment, des datations à l'aide du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les bioclastes présents dans les bassins molassiques, apportent des âges plus précis sur la sédimentation. Ces âges sont interprétés par les auteurs comme reliés à la mise en place de ces chevauchements, mais reposent sur l'hypothèse d'un équilibre isotopique du Sr entre le bassin d'avant-chaîne et l'océan mondial, et celle d'une connexion directe entre incursion marine et subsidence tectonique locale (Kalifi et al., 2021).

Dans cette étude, des calcites prélevées sur des plans de faille, des conglomérats fracturés et cimentés ainsi que d'autres structures relatives à différents chevauchements ont été datées par la méthode U-Pb. Les paléo-contraintes associées à ces structures ont été calculées et mettent en évidence des orientations N-S et NW-SE associées à la mise en place de ces chevauchements et des décrochements. L'étude des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) de la calcite semble indiquer que la plupart des calcites qui ont été datées présentent des signatures isotopiques différentes de leur encaissant, en faveur de circulations en système ouvert. L'étude du rapport isotopique $\Delta 47$ (ou 'clumped isotopes') met en évidence des fluides d'origine météorique ayant cristallisé à $\sim 50^\circ\text{C}$ pour le chevauchement central du Vercors tandis que pour le chevauchement le plus à l'Est du Vercors, une température de $\sim 150^\circ\text{C}$ a été obtenue. Cette température peut être associée à de la diffusion à l'état solide mais est tout de même témoin d'une profondeur importante à laquelle l'échantillon a été enfoui. Ces températures sont cohérentes avec celles déjà obtenues par d'autres méthodes et sont interprétées en termes de profondeur d'enfouissement indiquant une épaisseur de nappe sédimentaire plus importante ($\sim 4\text{-}6\text{ km}$) à l'Est qu'à l'Ouest ($\sim 2\text{ km}$).

Concernant les datations U-Pb sur calcite, l'âge le plus vieux enregistré est de $\sim 15\text{ Ma}$ pour le chevauchement le plus à l'Est du Vercors. Cet âge de 15 Ma a été obtenu sur 3 galets différents de la même localisation et donc semble bien robuste et significatif. Pour les deux chevauchements suivants en direction de l'Ouest qui se rejoignent en profondeur, des âges similaires autour de 12 Ma sont obtenus. Enfin, des âges significativement plus jeunes à l'Ouest entre $8\text{-}10\text{ Ma}$ sont enregistrés. L'ensemble de ces âges est interprété comme la mise en place en séquence d'Est en Ouest des différents chevauchements entre 15 Ma et 8 Ma . Sur plusieurs localisations, des âges jeunes ($10\text{-}1\text{ Ma}$) ont été obtenus et sont interprétés comme des réactivations hors-

séquence des chevauchements lors de la propagation de la déformation vers l'Ouest en lien avec l'activation de nouveaux chevauchements et surtout l'apparition d'une déformation à tendance décrochante.

La déformation dans la couverture sédimentaire et l'enracinement de ces chevauchements sont cohérents avec l'âge d'initiation de l'exhumation des massifs cristallins externes daté à environ 18 Ma par thermochronologie (Girault et al., 2022), ce qui suggère donc que ces différents chevauchements s'enracinent en-dessous du massif cristallin de Belledonne.

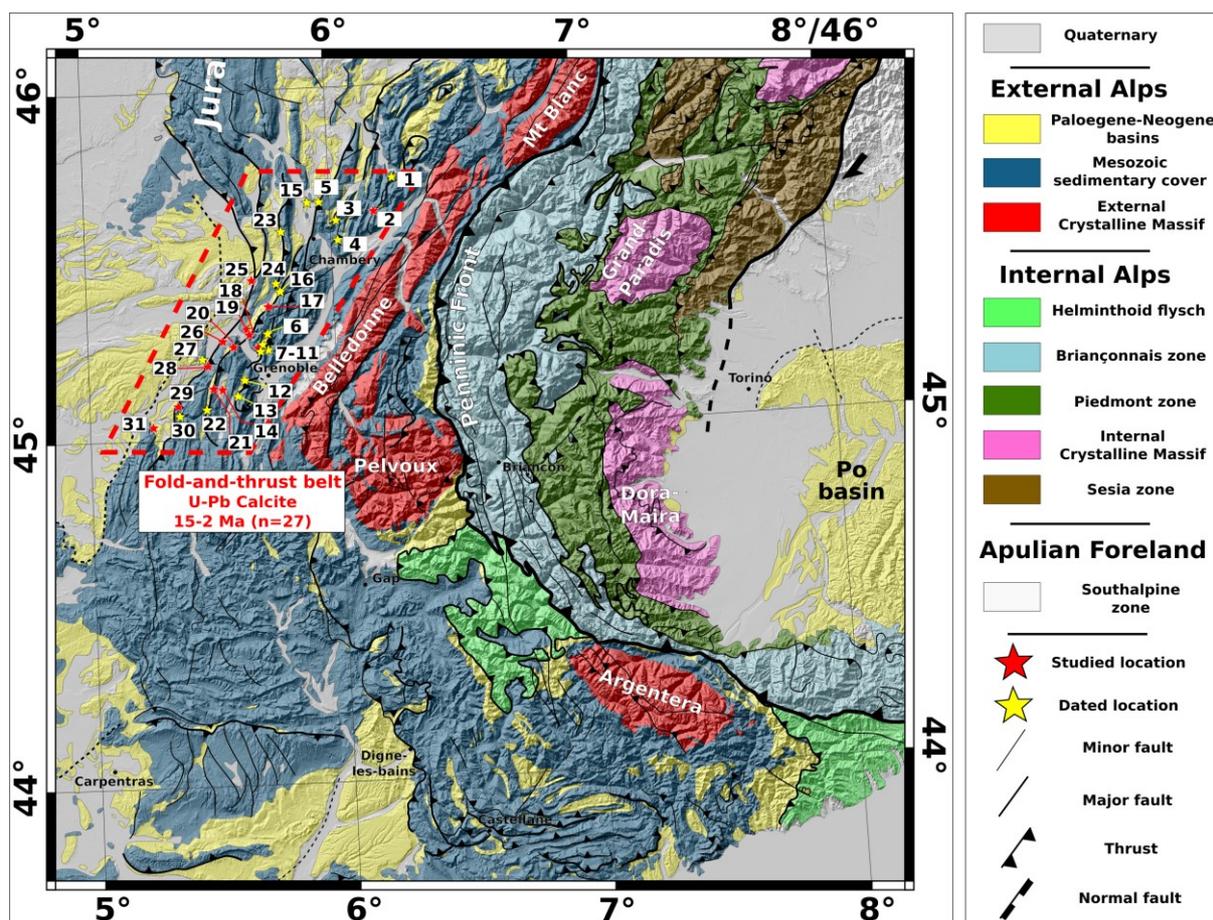


Figure 4-1 Carte géologique des Alpes Occidentales illustrant les sites étudiés dans la partie des massifs subalpins avec en jaune les sites datés. Les numéros font référence au tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse, Annexe 3.

4.2 Fold-and-thrust belt propagation and fluid history constrained by U-Pb dating, stable isotopes and $\Delta 47$ on fracture filling calcite, insights from Subalpine Massifs (W Alps).

Bilau et al., 2022 (*Earth-Science Reviews*)

Abstract:

The age of brittle deformation in the superficial part of orogens is generally constrained by relative, cross-cutting structural relationships. However, it becomes possible to decipher the timing of fault activity by a combination of methods based on U-Pb dating and stable isotopic composition of calcite-filled fault and veins. This study focuses on the Tertiary development of the subalpine fold and thrust belt (composed by Bauges, Chartreuse, Vercors massifs). The architecture of the massifs is well constrained, but the chronology and the nature of involved fluids is unknown. Clumped isotope Δ_{47} analysis shows a significant variation of fluid temperature from 54°C to the west up to 149°C for the internal Vercors thrust to the east. These temperature estimates highlight a deep underthrusting with a significant exhumation of the eastern Vercors (4-6 km), while a shallow underthrusting at a depth of around 2 km is estimated for the central Vercors. Carbon and oxygen stable isotope analyses, reveal three fluid signatures corresponding to heated fluids from meteoric or basin-derived origin, which interacted at various extents with the host-rock. These data are in agreement with a low altitude frontal belt, and with a progressive reequilibration of downwards infiltrating fluids with the composition of the host-rocks. The successfully dated calcites are those exhibiting the highest fluid-rock ratios, which allowed U enrichment in a mainly uranium-poor rock environment. On the edge of Western Alps, the Mesozoic sedimentary cover and the Tertiary foreland basin underwent thin-skin tectonics associated to the development of folds and thrusts while thick-skin tectonics led to the exhumation of External Crystalline Massifs. In-situ U-Pb calcite dating was performed on fault mirrors of main thrusts and on fractured pebbles of the underthrust molasses of eight major thrusts. Preserved Oligocene ages of extensional veins related to pre-Alpine rifting demonstrate that U-Pb calcite is a robust method to characterize multiple superimposed events of a whole mountain building history. Thrust related U-Pb on calcite ages on an E-W section between the Vercors and Chartreuse massifs record a major Miocene shortening phase, and of the timing of strain propagation towards the foreland. The oldest thrust dated at 15 Ma, corresponds to the activation of the most internal preserved thrust mobilizing 149°C fluids. In the central subalpine massifs, ages range from 14 Ma (Chartreuse) to 12 Ma (Vercors) mobilizing 54°C fluids. On the western part, the initiation of the most external thrust has been dated between 10 Ma and 7 Ma. These geochronological constraints are consistent with an 'in-sequence' westward propagation of the deformation between 15 Ma and 7 Ma and contemporaneous with the exhumation of the Belledonne External Crystalline Massif and the development of flexural basin sedimentation. Paleostress calculations indicate a three-stage evolution of the subalpine nappe stack. An early NW-SE compression since ≥ 17 Ma was followed by a main E-W compressive stress re-orientation after 13 Ma, which led to the final development of the thrust stack. Reverse and strike-slip deformations are interpreted as a diffuse tectonic reactivation in an 'hors-sequence' mode from 10 Ma to present in a broadly similar stress field.

1. Introduction

Absolute dating of brittle deformation has become possible thanks to recent developments of the U-Pb dating method on calcite (e.g., Roberts et al., 2020). This method has been applied to the reconstruction of superficial mountain belts tectonic history (e.g., (Smeraglia et al., 2019; Carminati et al., 2020; Cruset et al., 2020; Curzi et al., 2021; Looser et al., 2021; Parizot et al., 2021)). However, its applicability may still suffer from a lack of understanding of calcite recrystallization processes in the case

of multiple stages of deformation and complex fluid history (Roberts et al., 2021). Several problems have hindered the development of this method, especially detection limits of U and Pb in calcite, which remain a major obstacle (Lanzirotti and Hanson, 1995; Chew et al., 2014). For this reason, this method was initially limited in the 1990's to calcites with high uranium contents (1-9 ppm), (e.g., Rasbury et al., 1997, 1998, 2000). A major issue has been to disentangle crystallization histories within a heterogeneous mineral at the micron scale, as the method was formerly undertaken by acid digestion and isotopic dilution (e.g., Smith and Farquhar, 1989). With the development of in-situ Laser-Ablation ICP-MS techniques (Li et al., 2014), allowing micron scale elemental mapping (Drost et al., 2018), it became possible to overcome this problem. Nowadays, the low detection limit of U and Pb (~ 0.1 ppm) combined to a high spatial resolution (50-150 μ m spot diameter) make LA-ICP-MS dating on calcite a widely and useful method from various contexts (e.g., Roberts et al., 2021), in particular for the development and chronology of the fault network (Roberts and Walker, 2016; Ring and Gerdes, 2016; Beaudoin et al., 2018; Hansman et al., 2018; Pagel et al., 2018; Parrish et al., 2018; Hoareau et al., 2021; Parizot et al., 2021; Roberts et al., 2021; Smeraglia et al., 2021; Roberts and Holdsworth, 2022). Direct calcite dating applied to main faults along transects allows to analyse the along-belt variations of deformation ages, like the propagation of fold and thrust belts (Looser et al., 2021) and the polyphased evolution of major faults (Bilau et al., 2021; Parizot et al., 2022). The use of methods performed on calcite can bring up information on the physical and chemical parameters associated to the fluid circulation during the deformation responsible for the calcite crystallization (Goodfellow et al., 2017; Bilau et al., 2021; Hoareau et al., 2021; Looser et al., 2021) but can also be used for structural and micro-tectonic analysis to characterize the paleo-stresses recorded during the development of brittle deformation (Nuriel et al., 2017; Beaudoin et al., 2018; Miranda et al., 2020; Mottram et al., 2020; Parizot et al., 2021). Still, only few studies combine all these techniques (Curzi et al., 2021). Further, it remains challenging to link these deformations and those rooted within the underlying crystalline basement which can be highlighted by thermochronological data (e.g., Girault et al., 2022).

In this paper, we focus on the Western part of the Alps, where a good geological knowledge exists for the development of the Subalpine fold and thrust belt, by paleontological dating of foreland sediments. Therefore, this is a suitable area for testing the U-Pb method on calcite to establish an absolute chronology and infer the duration of deformation on major thrusts. Although the sedimentary sequence is well characterized by Kalifi et al., (2021), but direct correlation between sedimentation age and local faults activity by the hypothesis of a tectonically driven subsidence (instead of regional subsidence driven by European plate flexure at a larger scale) is subject to debate. Further, the possibility of testing the U-Pb on calcite method on various objects such as veins and fault planes related to main thrusts activity and on deformed pebbles of the underthrust conglomeratic molasse allows to test the suitability of this method. The combined geochronological (U-Pb calcite) and geochemical study (fluid proxies, $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ stable isotopes, $\Delta 47$ clumped isotopes) of Tertiary thrusts and molasses in the subalpine massifs, may bring absolute ages on the brittle deformation and on the conditions of calcite crystallization associated to the main tectonic events. These data are further used to reconstruct the kinematics of the Western Alps fold-and-thrust belt propagation through the (re)activation of major thrusts in the Bauges, Chartreuse and Vercors subalpine massifs, and link them to the exhumation of the External Crystalline basements.

2. Geological Context

2.1. Overall structure of the Subalpine massifs

The Subalpine massifs (Bauges, Chartreuse and Vercors massifs) are part of the Alpine foreland, which correspond to the deformed Mesozoic and Tertiary sedimentary cover of the European margin in front of the exhumed External Crystalline Massifs (ECMs: Mont Blanc, Belledonne and Pelvoux). This external domain is bounded to the east by the Penninic Front, which marks the limit with metamorphic Internal Alps, representing remnants of the subducted Alpine Ocean and related extended continental margin (Figure 4-2).

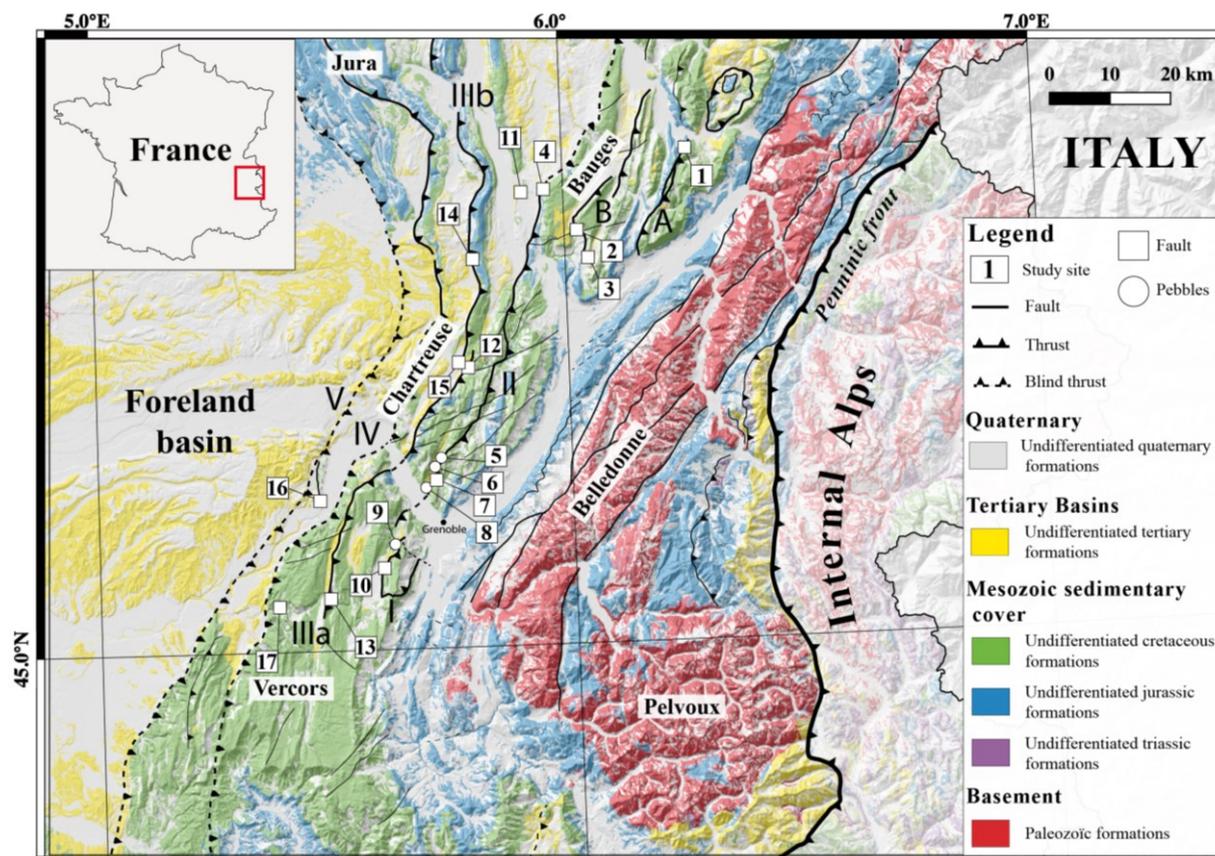


Figure 4-2 Geological map of Western Alps, with the location of the Subalpine fold and thrust belt massifs (Vercors, Chartreuse and Bauges) and the External crystalline massifs (Pelvoux and Belledonne). Numbers correspond to sampled locations detailed in Annexe 6, roman numbers and capital letters correspond to major subalpine faults and thrusts. A: Eastern Bauges fault; B: Central Bauge Thrust. I Eastern Vercors thrust; II: Eastern Chartreuse thrust; IIIa: Central Vercors thrust; IIIb: Central Chartreuse thrust; IV: West Vercors thrust; V: Western Subalpine thrust. To construct this map, the ALOS World 3D-30m DEM (AW3D30) from the Japan Aerospace Exploration Agency (©JAXA) was used. In addition, the geo-referenced database of BRGM's 1:50,000 vectorised and harmonised geological maps (Bd Charm-50) was also used. The faults are drawn from the Bd Charm-50 database and from Kalifi et al. (2021).

The foreland basin (Figure 4-2) is located in front of Subalpine massifs, and consist of Tertiary sedimentary deposits over a large area. This domain shows minor deformations, such as large wave-length folds and strata tilting. By contrast, the Subalpine massifs represent a classical fold and thrust belt, which accommodated the

Tertiary alpine shortening. In this context, the Tertiary sedimentary basins were locally underthrust below the main thrusts of the Subalpine Massifs (e.g., Deville, 2021). Additionally to this thrust-controlled deformation, a mainly NE-SW dextral strike-slip fault system is present at the scale of the Chartreuse massif (Figure 4-2), and appears to crosscut the main thrusts (Gidon, 1981, 1990). Despite this cross-cutting relationship, it is generally admitted that both structures were developed almost contemporaneously (Gidon, 1990). The deformation corresponds to the propagation of flat decoupling layers, mainly along the Triassic evaporites above the Paleozoic crystalline basement, resulting in a thin-skin tectonic style (e.g., Mugnier et al., 1987; Butler, 1992; Philippe et al., 1998; Bellahsen et al., 2014; Deville, 2021). To the east, the flat basal décollement roots within the basement at the western boundary of ECMs (e.g., Barfety and Gidon, 1996; Nouibat et al., 2022). In this context, the exhumation of ECMs is in part controlled by the activity of these basement thrusts combined with erosion (Bellahsen et al., 2014; Schwartz et al., 2017; Girault et al., 2022). However, the timing and geometrical relationships between exhumation of ECMs and the propagation of the frontal fold and thrust belt still suffer from a lack of direct dating constraints. The position of some of these structures seems to be highly controlled by inherited N-S extensional faults related to the Oligocene Bresse-Rhône or Jurassic Tethyan (Butler, 1992).

2.2. Timing of deformation

In the Western Alps, direct constraints of the timing of deformation are mostly gathered using syn-kinematic minerals within ductile shear zones in the basement (e.g., Rolland et al., 2008; Rosenberg et al., 2021). Timing of deformation within the sedimentary cover is constrained by cross-cutting relationships of the brittle structures (thrust and fault) and stratigraphic constraints on detrital material deposited within flexural basins (e.g., Kalifi et al., 2021a). Underthrusting of ECMs below the Penninic Front is constrained by Ar-Ar on phengite and U-Pb on allanite in shear zones that developed within the basement between 29 and 34 Ma (Simon-Labric et al., 2009; Cenko-Tok et al., 2014; Bellanger et al., 2015). However, the timing of deformation of the Subalpine massifs, and the propagation of the frontal fold-and-thrust belt remain unconstrained by absolute dating. The relative timing of the deformation sequence is based on the deposition ages of the Neogene molasse sediments obtained by Sr isotopic ratios on bioclasts compared to the global seawater curve (Kalifi et al., 2021). These ages range between ~21.3 and 12.7 Ma (Kalifi et al., 2021) and show a westward migration of the depocenters interpreted to result from footwall tectonic subsidence in response to the activation of major thrusts (e.g., Philippe et al., 1998). However, the interpretations of the Sr isotopic ratios remain difficult to decipher between local subsidence related to thrust activity and a more regional tectonic subsidence, or even some eustatic variations. Further, due to the narrow size of intra-continental marine basins, isotopic influence of the continental source may play a significant role of the resulting sediment Sr isotopic ratios and thus resulting on significant errors on the estimated ages, which must be considered with caution. Further north, the timing of deformations in the Jura fold-and-thrust belt has been studied by in-situ U-Pb calcite dating (Looser et al., 2021; Smeraglia et al., 2021). Looser et al. (2021) constrained two successive stages in the development of the Jura between 14.3 and 4.5 Ma: (1) deformation on the basal cover-basement décollement at 14.3 ± 0.5 Ma, (2) a second phase 11.3 and 4.5 Ma, which they related to the propagation of the northern part of the Jura fold and thrust belt. Smeraglia et al. (2021) obtained similar ages within this second phase in central and

southern Jura, with ages from thrusts (11.4 ± 1.1 Ma to 7.5 ± 1.1 Ma) and from tear fault and thrust reactivations (10.5 ± 0.4 Ma to 3.9 ± 2.9 Ma).

3. Sampling strategy

Different tectonic structures related to the structuration of the subalpine foreland were targeted for this study (Figure 4-3). These structures correspond to fault planes and calcite-filled fractures associated with the activation of main thrusts in the Mesozoic cover and Tertiary molasses (Figure 4-3). This fracturing is recorded by centimetre scale calcite filled-veins within pebbles from the Neogene conglomeratic molasses. The post-deposition nature of the deformation is certified by an observable offset between each side of the fracture calcite filling-vein, see section 4.2. Each sample location has been numbered in the Figure 4-2. GPS data, names and other information are included in the Annexe 6.

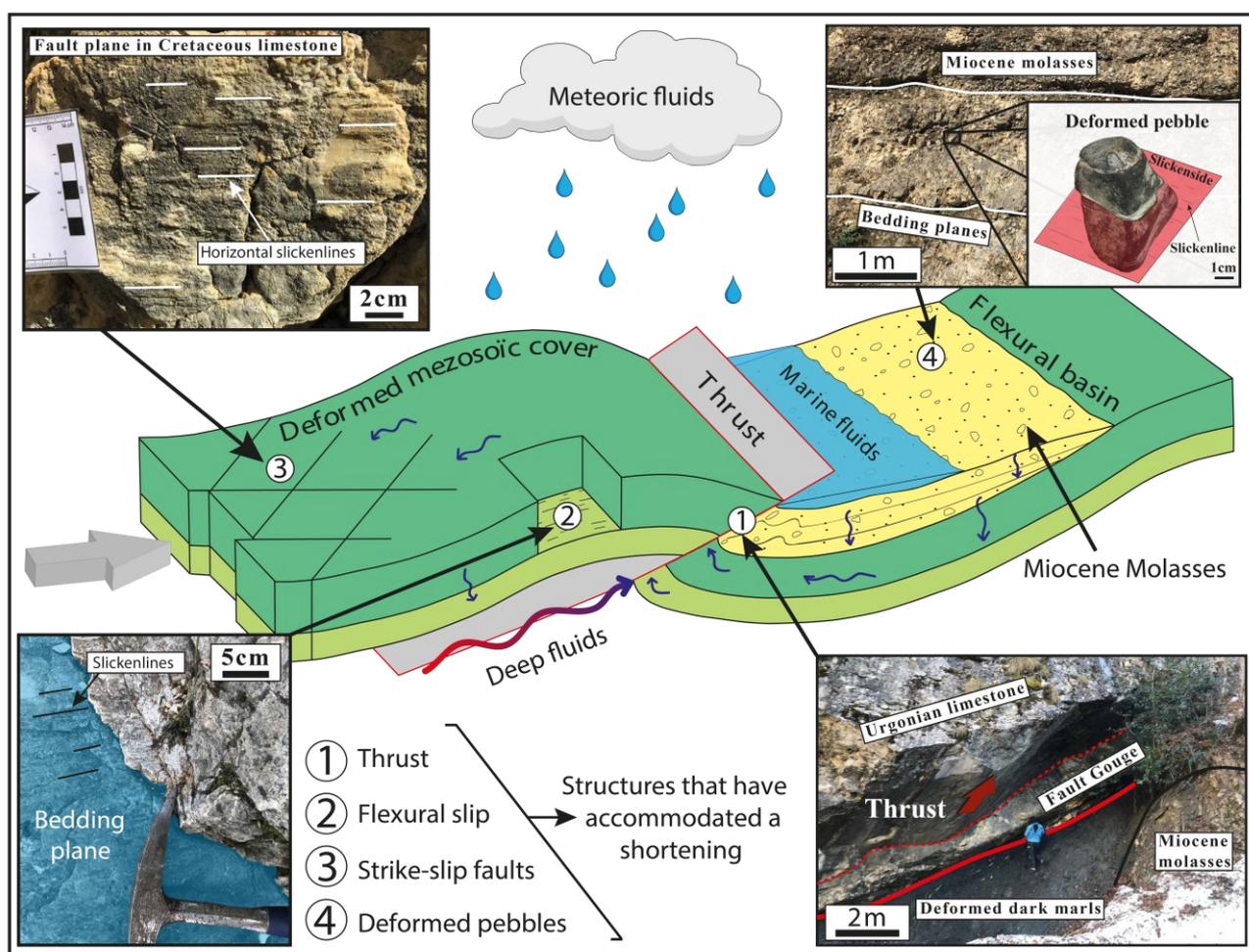


Figure 4-3 Sketch illustrating the different types of studied structures and their relative position to the thrust. Four types of structures have been studied and sampled: (1) main thrusts in the Mesozoic sedimentary cover, (2) Strike-slip faults and (3) flexural slip fault in the hanging wall of the thrust, associated to the ramp anticline development, (4) fractured pebbles with calcite filling in the molasses.

3.1 Striated fault planes and veins

We sampled slickenfibres and calcite filled-veins kinematically linked to major thrust and strike-slip faults. Field structural analyses have been performed on 16 locations from the three Subalpine massifs (Figure 4-2). In the Vercors massif central part, at Rencurel (location 13 in Figure 4-2), the so-called “Urgonian” (i.e., Aptian-Barremian) limestone is thrust toward the NW above unknown age dark marls and Miocene molasses (Figure 4-4). The fault zone is marked by a meter-scale fault gouge. The hanging wall of the thrust is marked by a main striated plane oriented $\sim N10^\circ E$. The dark marls are highly deformed with C-S fabric that locally encloses fragment of calcite vein (Figure 4-4). These veins are related to early deformation stage of central Vercors thrust (Roberts, 1994). The fault gouge (sample B, Figure 4-4 a), a fragment of calcite filled-vein in C-S fabric in the dark marls (sample A) and an undeformed sample taken as reference of the Urgonian hanging wall were sampled.

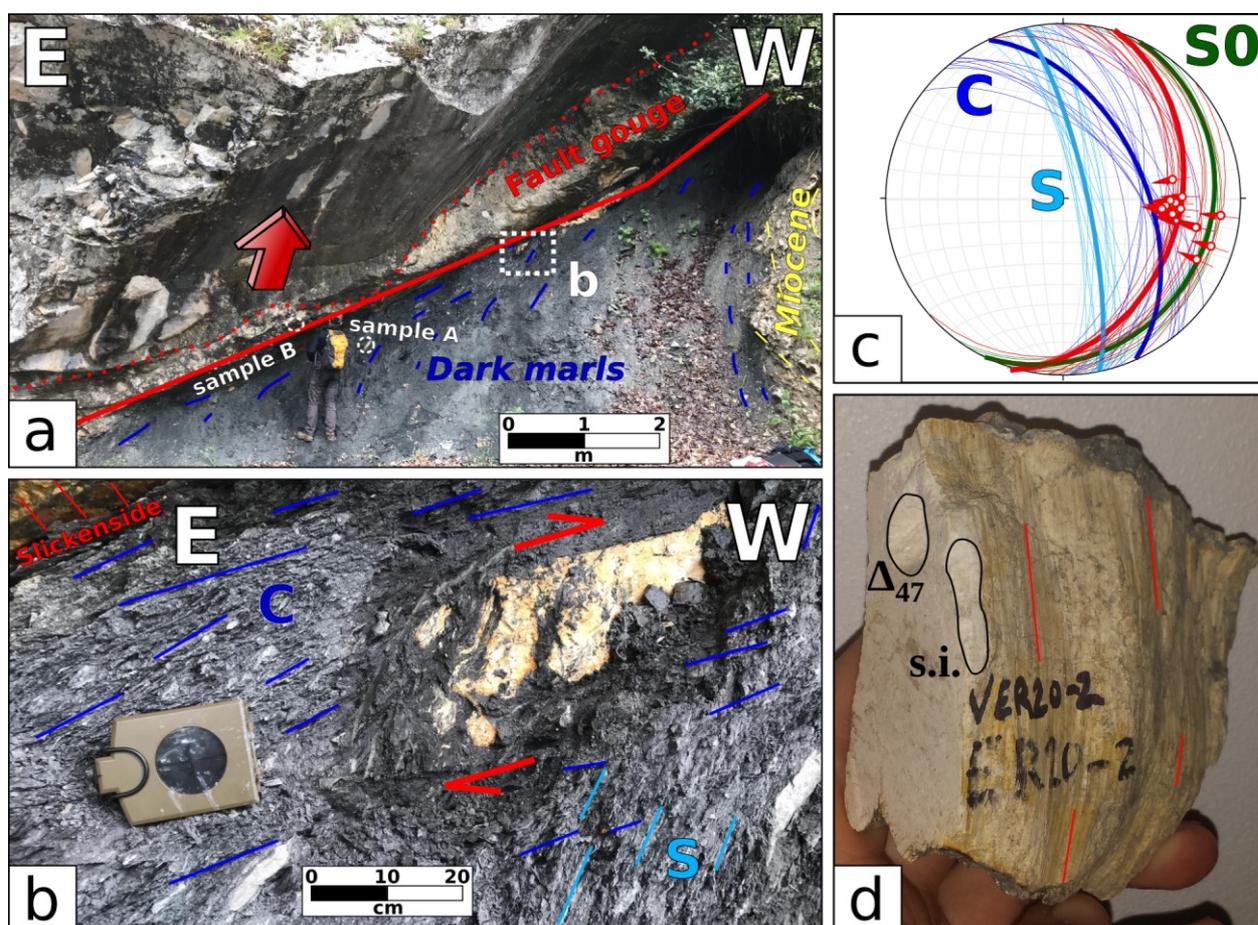


Figure 4-4 (a) Field photographs of central Vercors thrust (Rencurel, location 13 in Figure 4-2) with Urgonian, main fault plane in red and related cleavage in slates of the high-strain zone in blue. (b) Zoom on a calcite sigmoid close to the fault plane and C-S structures. (c) Stereogram of the fault planes, Urgonian bedding and dark marls cleavage, colours refer to (a). (d) Photography of calcite fault gouge sample B with sampling spots of $\Delta 47$ and stable isotopes (s.i.) with slickensides underlined in red.

In the Bauges massif (location 1, Thrust A), fault gouge was collected in a reverse fault $N146^\circ E$ crosscutting Urgonian limestones. No clear tectoglyphs indicate whether normal or reverse movement occur but in spite of the low inclination ($\sim 20^\circ NE$) it has

been considered as a reverse fault. At location 2 thrust B (Figure 4-2) a sample was collected in Upper Valanginian carbonates on a metre-scale top-to-the-west reverse fault plane (oriented N145°E). In the continuation of the fault from location 2, at location 3, the sample was collected in Urgonian limestones on a sinistral strike-slip fault (oriented N64°E). The sample from location 4 corresponds to a fault gouge developed in Urgonian limestones with sigmoidal structure exhibiting reverse top-to-the-west kinematics related to thrust II (oriented N132°E). At location 11, the sample was collected on a N19°E dextral strike slip fault plane also in Urgonian limestones.

In the Chartreuse massif the sample from location 12 was collected in Valanginian carbonates along a reverse fault plane (N11°E) related to thrust IIIa. At location 14 the sample was collected (location 14 in Figure 4-2) in massive Portlandian carbonates, along reverse top-to-the-west fault plane (N170°E) associated to a pop-up structure combined to ramp anticline of thrust IIIb. Further south, on the same thrust, at location 15, decametre fold in Urgonian have been observed and a decimetre reverse fault plane (N43°E) have been sampled. In the south-eastern part of the Chartreuse massif, at location 7, the sample was collected in lower Valanginian carbonates along N111°E sinistral strike-slip faults.

In the NE of the Vercors massifs, at location 10, the sample was collected on a N85°E dextral strike-slip fault plane in limestone from the hanging-wall of the top-to-the west eastern Vercors thrust I. At the western most location 16 in Urgonian limestones, sample A on normal fault plane (N16°E) and sample B from a fault gouge (N37°E) resulting from flexural slip were selected. These structures are interpreted as related to a top-to-the-west thrust fault V and related to the ramp anticline development during the NW-SE compression. The last location (17) with Upper Valanginian limestones shows three types of structures, (1) vertical large extensional decimetre-scale calcite veins (N28°E); (2) strike-slip oblique fault planes (N104°E); (3) reverse fault plane (N169°E). Type (1) and (2) were sampled, but only (1) was dated. In this outcrop, the cross-cutting relationships is evidenced by reverse fault planes displacing the vertical veins, which are clearly older (see Annexe 7).

3.2 Fractured pebbles

The conglomeratic Miocene molasses are located on the footwall of several thrusts. In footwall basins bedding can be tilted due to the flexuration relative to the above thrust, see local geologic cross-section in Annexe 8. The polygenic pebbles of the molasse include a variety of limestones and ophiolite blocks (meta-basalt, gabbro, serpentinite) from a more internal origin. Highly deformed pebbles were observed, especially in the eastern side of the Vercors-Chartreuse massifs (Figure 4-5). The tectonic structures include calcite filled-fractures with clear offsets, highly elongated pebble with a thin cleavage and dissolving cups exhibiting pressure-dissolution processes (Figure 4-5 c). The limited number of locations where the tectonic analysis is possible is due to (1) sandstone dominance versus conglomeratic lithology in the molasses and (2) an overall low density of fracturing within the pebbles, mainly concentrated at the proximity of faults.

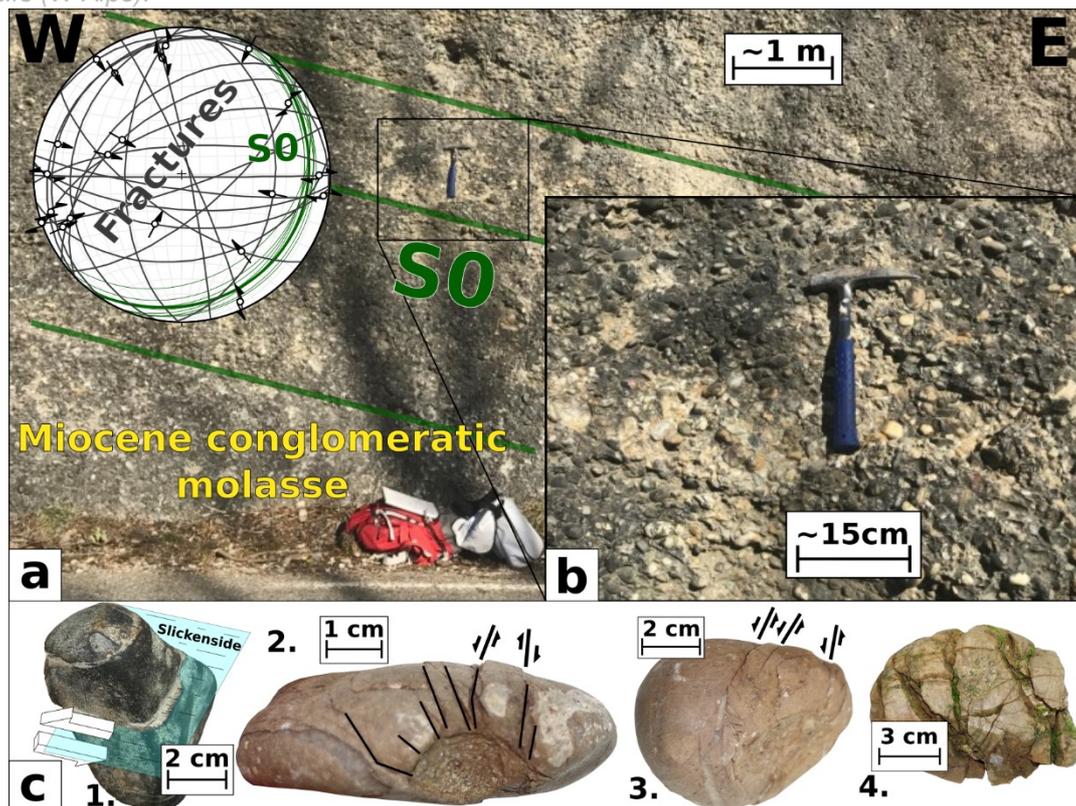


Figure 4-5 (a) East Vercors location 9 Miocene conglomeratic molasse with (b) zoom and corresponding stereonet of fractures (in black) and bedding (in green, 'S0'). (c) Examples of strained pebbles figures exhibiting brittle-ductile deformation: 1, Visible fracture with mm displacement highlighted by slickensides; 2, Dissolution cups with linked radial fracturing and offset; 3, Small calcite filled-veins with observable offsets; 4, Widespread fracturation and fibrous crystallization without any visible offset.

Fractured pebbles were sampled at location 9 associated to the Thrust I and at three locations in south-eastern Chartreuse associated to Thrust II (locations 5, 6 and 8). At location 8, bedding is sub-horizontal and three distinct fractured pebbles were dated. At location 6, close to the thrust, pebbles are less deformed than at location 9, but the molassic bedding is vertical. Location 5 also exhibits highly deformed molassic pebbles.

4. Methods

4.1 Stable isotopes analyses

In this study, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios were acquired using two methods: (1) by isotope ratio mass spectrometer (IRMS) on calcite powders sampled with a dental micro-drill with a diameter of 1 mm (host-rock and calcite cement independently) and (2) by secondary ion mass spectrometry (SIMS) on polished thin-sections using the Ion Mass Spectrometer (IMS) 1280 (CAMECA) at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géo-chimiques (CRPG) in Nancy, France. Four types of calcites have been sampled: calcite filled-fractures within pebbles (fractured pebbles from location 6, 8 and 9), fault gouge calcite filling of thrust and calcite filled-veins cross-cutting the fault gouge (from location 1, 13, 14, 15) and mineralized fault plane (location 3, 7, 10, 12). For the IRMS, 11 carbonate powders were analysed using a dual-inlet Isoprime 100 spectrometer (Elementar) coupled to a multiCarb system to determine O and C isotope compositions

of calcite at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (Université Paris-Saclay). Data were standardized to Pee Dee Belemnite (PDB) based on repeated measurements of international reference materials NBS19 and NBS18, with respective values of -2.20‰ and -23.01‰ in PDB for $\delta^{18}\text{O}$ and 1.95‰ and -5.01‰ in PDB for $\delta^{13}\text{C}$. The reported uncertainties are based on the external reproducibility of an in-laboratory carbonate standard (MARGO) with 1SD of 0.05‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.03‰ for $\delta^{13}\text{C}$. For the SIMS analysis, 5 thin sections were analysed for a total of 17 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios on calcite and dolomite according to the methodology described by Andrieu et al. (2018) and Peyrotty et al. (2020). Thin sections were cut in order to match the 30x23 mm sample-holder and were coated with gold before the analysis. The sample is exposed to a primary beam of Cs^+ ions under a vacuum down to few mbar. The primary ion beam diameter varied from 20 μm for oxygen isotope measurements to 10 μm for $\delta^{13}\text{C}$ carbon isotope measurements, and the depth of the resulting crater was $<1 \mu\text{m}$. The 2σ error range varies from 0.15‰ to 0.35‰ for oxygen isotopes, and from 0.2‰ to 1.3‰ for carbon isotopes. The calibration standard used was a calcite crystal (CCigA) with a $\delta^{18}\text{O}$ value of 18.94‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water) and a value of 1.04‰ PDB for $\delta^{13}\text{C}$ and a dolomite crystal with a $\delta^{18}\text{O}$ value of 20.04‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water) and a value of 3.56‰ PDB for $\delta^{13}\text{C}$. For a complete description of the materials and protocol, refer to Rollion-Bard et al. (2007). All results are presented in per mil (‰) deviation from the PDB standard (‰ PDB).

4.2 Clumped isotope analyses

Clumped isotope Δ_{47} analyses were performed to infer temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of the fluid during calcite crystallization (Ghosh et al., 2006; Eiler, 2007; Huntington et al., 2009; Pagel et al., 2018; Mangenot et al., 2019; Brigaud et al., 2020). Thirty mg of calcite was sampled using a dental micro-drill with a diameter of 1 mm. Clumped isotope Δ_{47} measurements were performed at the California Institute of Technology (Caltech, USA) with an automated acid digestion and gas purification device coupled to a dual inlet Thermo MAT253, as described in Passey et al. (2010). Samples were weighed into silver capsules ($\sim 8 \text{ mg}$) and reacted in a common phosphoric acid bath ($\sim 103 \%$) for 20 minutes at 90 °C under static vacuum. The resulting CO_2 was passed through an ethanol/dry ice U-trap ($\sim -80 \text{ }^\circ\text{C}$) before being collected on a liquid nitrogen temperature ($-196 \text{ }^\circ\text{C}$) U-trap. Following the 20 minutes reaction period, the collected CO_2 was thawed, entrained in helium, and carried through a Porapak Q 120/80 mesh gas column held at $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ using He as the carrier gas. The purified CO_2 was analysed using a Thermo Scientific MAT 253 Mass Spectrometer set to collect masses 44-49. Mass 48 was only monitored to detect any hydrocarbon contaminant. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data was also acquired as part of each Δ_{47} analysis and calculated using the parameters reported relative to the PDB reference frame based on the calibrated composition of the laboratory working gas and the correction scheme and constants from Brand et al. (2010). In order to account for the temperature dependence of oxygen isotope fractionation between CO_2 gas and carbonate resulting from the reaction with phosphoric acid at 90 °C, a fractionation factor of 1.00811 was used for calcite following Swart et al. (1991). The raw Δ_{47} data was corrected for instrument non-linearity and scale compression (Dennis et al., 2011) using several heated (at 1000°) and equilibrated gases (at 25°C) of various bulk isotopic compositions that were run during each session. These gases were used to convert measurements into the inter-laboratory absolute reference frame (Dennis et al., 2011). To guarantee accuracy of the Δ_{47} data, we routinely analysed two carbonate reference materials (Carrara marble

and TV04). One of these two carbonate standards was analysed once for every five analyses of the unknown samples in order to check for procedural analytical stability and accuracy, and to determine the long-term external reproducibility of our measurements. The Δ_{47} values obtained for these carbonates over the course of this study (April to July 2021) are: $\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.409 \pm 0.016\text{‰}$ (1σ , $n = 10$) for Carrara; $\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.666 \pm 0.011\text{‰}$ (1σ , $n = 8$) for TV04, i.e., within accepted Δ_{47} values for TV04 ($\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.655\text{‰}$) and Carrara ($\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.405\text{‰}$). Finally, the corrected Δ_{47} values were converted into temperatures using the composite $\Delta_{47\text{-T}}$ calibration of Bonifacie et al. (2017), which has been shown to be appropriate for calcite and dolomite between 0 and 300 °C, and which has been shown to be consistent with measurements made at Caltech. The oxygen isotopic compositions of the water ($\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$) from which the carbonates precipitated were calculated for each estimated $T\Delta_{47}$ using the bulk $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values and the calcite-water fractionation equation from Kim and O'Neil (1997).

4.3 Paleotensors

Three types of calcite-filled fractures have been characterized in the field: (1) striated fault plane, (2) fault gouge cement with sigmoidal shear structures, (3) calcite filled-veins of fractured pebbles from Neogene conglomeratic molasses. Standard azimuth and plunge measurements have been performed on fault planes of structures (1) and (2). For the structures (3) measurements were done on endured fractured pebble with observable offset along the fractures. In rare cases, slickensides are observed so, standard measurements were made. Otherwise, slickenside direction is regarded as equivalent as the maximal displacement line between the two sides of the pebble and perpendicular to the pebble surface. The sense of the movement is indicated by the relative displacement between the two sides. Structural data are sorted in population based on field identified generation and conjugated families (Pascal, 2021). Inversions have been done with TectonicsFP (Ortner et al., 2002) using NDA method (Numerical method for Dynamic Analysis described in Spang, 1972). The NDA results are plotted as right dihedral diagrams (Angelier and Mechler, 1977) with a compressive (black) and extensive (white) quadrant containing respectively σ_3 and σ_1 principal stress axis. The P-B-T kinematic axis calculation (Turner, 1953; Marrett and Allmendinger, 1990) allows to obtain the principal stress axis orientation (Ortner et al., 2002). The P-B-T axis of each fault plane are plotted in a lower hemisphere with an equal-area stereographic projection. For each location, inversion have been done with a 30° frictional internal angle "theta" (mean value for undifferentiated type of rocks) and then with the best-fit calculated angle. TectonicsFP also calculate fluctuation histograms of the differential angles between the direction of the measured striae and the direction of the calculated shear stress related to the data inversion. The larger the part of the dataset close to 0 is, with a rapid decrease, the better it is, but no secondary maximum should be recorded. In the following results, based on Mohr circle visualization, the result with the most important mechanical consistency is selected. This verification step is required in order to eliminate physically aberrant cases possibly deduced from the calculated best-fit of frictional internal angle.

4.4 U-Pb calcite dating

In-situ U-Pb calcite analyses were carried out at the CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement), Aix-en-Provence, France. On each thin-section, petrography using microscope, cathodoluminescence and SEM were done in order to identify multiple calcite generations. In some samples, variations of calcite texture have been recorded (coexistence of fibrous and blocky calcite filled-veins, Figure 4-11). Analyses were carried out using the parameters given in Tableau 2-3 (adapted from Ganade et al., 2022). For data processing, raw intensities and baseline correction were made with lolite 3 (Paton et al., 2011). Instrumental drift based on NIST614 analyses (Woodhead and Hergt, 2001), Pb isotopes composition and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ are calculated using an in-house Python code. Spots with mean ^{207}Pb intensities below 3 times the baseline intensity were excluded. Tera-Wasserburg plots were made using IsoplotR (model-1), intercept ages and initial Pb composition (Vermeesch, 2018). Ages are quoted at 2σ absolute with propagation of WC1 2.51% age error by quadratic addition (Roberts et al., 2017). Excess variance of reference material is propagated into sample data. Systematic uncertainties include age uncertainty of reference material.

5. Results

5.1 Stable Isotopes

46 samples have been analysed (32 in dissolution and 14 in SIMS). Corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ results are displayed in Annexe 9 and have been plotted in Figure 4-6. No evident relationship is observed between the geographic location, the main thrust and the isotopic signatures.

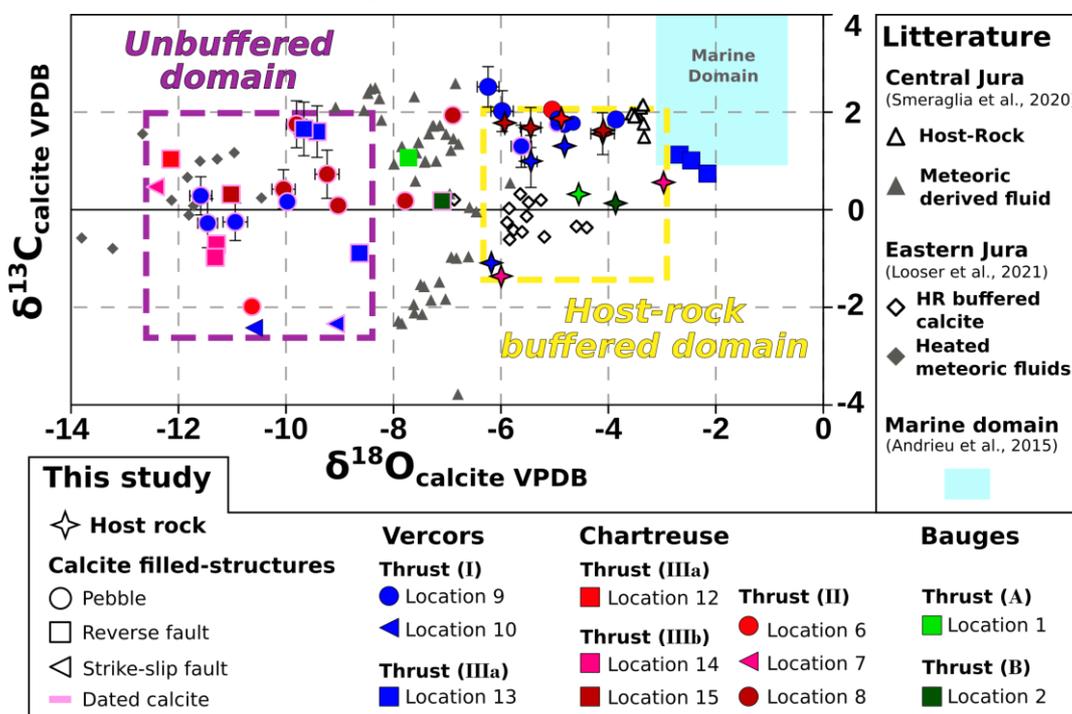


Figure 4-6 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ (VPDB) versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ (VPDB) plot. Dotted frames are identified domains based on our data. Error bars (at 2σ) for conventional isotopic analysis are smaller than symbols and those for SIMS analysis appear to be much larger. Letters and roman numbers correspond to main thrust (Figure 4-2).

5.1.1 Host-rock compositions

A total of eleven analyses has been made on pebbles and on carbonate host-rocks. From the Bauges massif, host-rocks from Urgonian (location 1) and Valanginian (location 3) units show values of -4.6‰ and -3.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and values of 0.3‰ and 0.1‰ for $\delta^{13}\text{C}$.

In the south eastern Chartreuse massifs, in the footwall of Thrust II, limestone pebbles from location 6 shows $\delta^{18}\text{O}$ value of -4.9‰ and $\delta^{13}\text{C}$ value of 1.9‰. Pebbles from location 8 present similar $\delta^{18}\text{O}$ ratios of -5.5‰, -4.1‰ (SIMS analyse of sample B) and -5.9‰ (conventional analyse on sample C) and $\delta^{13}\text{C}$ ratios of 1.7‰, 1.6‰ and 1.8‰, respectively. In the hanging-wall of the same thrust, within the Valanginian limestone, $\delta^{18}\text{O}$ ratio is -3.0‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio is 0.6‰ are obtained.

In the Vercors massif at the eastern most location (9), the host-rock within a fractured pebble shows an isotopic signature with $\delta^{18}\text{O}$ of -4.8‰ and $\delta^{13}\text{C}$ of 1.3‰. In central Vercors at location 13, the undeformed Urgonian host-rock from the hanging-wall of the thrust II shows a $\delta^{18}\text{O}$ of -6.2‰ and $\delta^{13}\text{C}$ of -1.1‰ by conventional analysis. Host-rock clast present in the fault gouge, analysed by SIMS, presents a relatively well-preserved signature similar to the host-rock with a $\delta^{18}\text{O}$ of -5.4‰ and $\delta^{13}\text{C}$ of 1.0‰.

In conclusion, all these host-rock compositions at the scale of subalpine massifs are within a relatively narrow range from -6.3‰ to -3‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -1.5‰ to 2‰ for $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 4-6).

5.1.2. Host-rock buffered veins

A minority of calcite vein samples from our dataset (8/35 values) show a composition close to the host-rock isotopic signature. At location 6, an undated vein from a fractured pebble shows a $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -6.2‰ and $\delta^{13}\text{C}$ of -1.1‰. At location 9, seven analyses were made on different veins and results show samples with $\delta^{18}\text{O}$ values from -6.0 to -3.9‰ and $\delta^{13}\text{C}$ values from 1.3 to 2.0‰. This 'host-rock buffered' domain comprises different types of calcite veins, large calcite filled-veins (few cm in width) with ~100µm blocky calcite, medium-size calcite veins (mm in width) with fibrous calcite and small size calcite filled-veins (100-1000 µm width) with either fibres or elongated to blocky calcite. Some calcites, at location 8 in the Chartreuse massif, plot at the boundary of the host-rock buffered domain with the C dated vein sample showing a slight $\delta^{18}\text{O}$ depletion of -6.9‰ while bearing a $\delta^{13}\text{C}$ signature similar to the host-rock (-1.9‰). Similarly, at location 9, a calcite vein from a fractured pebble presents a $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -6.2‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of 2.5‰, slightly distinct from its host-rock.

5.1.2 Unbuffered calcites

A majority of calcite vein samples from our dataset (23/35 values) show a composition distinct to the host-rock isotopic signature. These veins show $\delta^{18}\text{O}$ ratios that are significantly lower (-12.5 to -8.6 ‰) and $\delta^{13}\text{C}$ ratios slightly lower (up to -2.5‰) than their host-rocks.

In the Bauges massif, samples from location 1 and 3 plot at the boundary of the 'unbuffered domain' and exhibit depleted $\delta^{18}\text{O}$ values (-7.7‰ and -7.1‰, respectively) and similar $\delta^{13}\text{C}$ values (1.1‰ and 0.2‰) compared to their host-rocks.

In the Chartreuse massif, in the footwall of Thrust II, at the location 8, several calcite veins from fractured pebbles have been analysed and led to $\delta^{18}\text{O}$ ratio from -10.1 to -6.9‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio from 0.1 to 1.9‰, see Annexe 9 for further details. Also in the footwall, at location 6, the dated calcite present $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -10.6‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -2.0‰. In the hanging-wall of the same thrust, at location 7, a strike-slip fault shows $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -12.4‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -0.5‰. Further west, at location 12, on the Thrust IIIa, dated reverse fault plane shows a $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -12.1‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -1.0‰. From the Thrust IIIb, samples from location 14 and 15 present similar $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -11.3‰, -11.3‰ and -11.0‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -0.7‰, -1.0‰ and 0.3‰ (for location 14 thin-section A and B and location 15, respectively).

In the Vercors massif, in the Thrust I footwall, the dated vein from the sample B shows $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -10.0‰ and -11.5‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of 0.2‰ and -0.3‰ (conventional and SIMS analyses respectively). Sample C rims SIMS analyses show similar values ($\delta^{18}\text{O}$ ratios of -10.9‰, -11.6‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratios of -0.3‰, 0.3‰). In the hanging-wall of the same thrust, at location 10, a small-scale strike-slip fault shows $\delta^{18}\text{O}$ ratios of -10.6‰, -9.1‰ and $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -2.4‰, -2.3‰ (for a non-dated sample and a dated sample, respectively). At location 13, outcrop of thrust IIIa, 3 analyses on cataclasites and an elongated sigma-clast a higher $\delta^{18}\text{O}$ ratio (-2.7‰ and -2.5‰ for cataclasite from the fault plane and -2.2‰ from the sigma-clast in the footwall) with similar $\delta^{13}\text{C}$ ratio values compared to the host-rock. This signature is in the field of marine carbonates (Andrieu et al., 2015). Also at the location 13, two SIMS analyses undertaken on dated fault gouge cross-cutting veins show highly depleted $\delta^{18}\text{O}$ ratios of -9.4‰ and -9.7‰ and a similar $\delta^{13}\text{C}$ ratios of 1.6‰ and 1.7‰, as compared to host-rock. In the footwall, the dated veins from sigmoidal structures present a $\delta^{18}\text{O}$ ratio of -8.6‰ and a $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -0.9‰.

Nearly all the calcites present in this domain (18/19) have shown a suitable uranium lead contents for U-Pb dating (see discussion 6.1).

5.2. Δ_{47} Analysis

Two Δ_{47} analyses were made in Vercors massif, east Vercors (9) and central Vercors (13). The associated error of 0.0135 is the 1σ analytical error obtained on the standard replicates (n=18). At location 9, a $\Delta_{47\text{CDES90}}$ value of 0.363 ± 0.0135 has been obtained for a large fibrous calcite filled-vein from a pebble sample D corresponding to a temperature of 149 ± 12 °C. At Rencurel location (13), a $\Delta_{47\text{CDES90}}$ value of 0.521 ± 0.0135 has been obtained for the fault gouge cement sample B corresponding to a 54 ± 6 °C crystallization temperature, Table 1. Combining calcite $\delta^{18}\text{O}$ signature and crystallization temperature allows the calculation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ signature using Kim and O'Neil (1997) fractionation equation. Other thermodynamic models based on calcite precipitation experiments in laboratory at different temperature propose revised thermodynamic equations valid at different temperature ranges. At location 9 this calculation returns a value of 15.9‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (SMOW) ratio, while at Rencurel location (13) a value of 5.0‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (SMOW) have been obtained.

Location	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ cite (VPDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ cite (VPDB)	Δ^{47} CDES9 0	1σ	Δ^{47} min	Δ^{47} max	Temperature (°C)	1σ	T° C min	T° C max	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (SMOW)
Location 9, D	-4.4	2.0	0.36 28	0.01 35	0.34 93	0.37 63	149	1 2	13 7	16 1	15.9
Location 13, B	-2.7	1.0	0.52 14	0.01 35	0.50 79	0.53 49	54	6	48	60	5.0

Tableau 4-1 Clumped isotopes results. $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ are calculated with Kim and O'Neil (1997) equation. For further details on calculation, see 2.4 Les « clumped isotopes » ou $\Delta 47$.

5.3. Paleo-stress tensors

Fault data inversion results are shown on Figure 4-7. Over the whole study area, reverse and strike-slip faults have been measured in the vicinity of the main thrusts of the subalpine massifs (Bauges, Chartreuse, and Vercors). In the field, the relative chronology established between these two movements shows the anteriority of the reverse movements compared to the strike-slip movements (see Annexe 7 relating to the description of location 17 where a relative chronology is established). In total, the fault data inversions yielded 18 reduced stress tensors and their respective histograms (Figure 4-7).

5.3.1 Fractured pebbles in the molasse sediments

In the conglomeratic molasse formations, three reduced tensors were obtained at locations 6, 8, and 9. The orientations of the measured faults are inhomogeneous (in orientation and movement). This can be seen in the Angelier plots, in the weak groupings of the P-B-T axes, and in the histograms obtained (several maxima are observed in the histograms, and errors greater than 45° are visible). In these molasses, inverse regimes with E-W to NW-SE compressional axes (P-axes varying approximately between N87°E and N120°E) were found. The internal friction angles used are between 24 and 38°. The dip of the S0 planes measured at these locations varies between 19 and 82° and no data tilting was performed.

5.3.2 Striated fault planes in thrusts crosscutting the Mesozoic sediment cover

Seven tensors with compressive regimes were obtained (vertical σ_3 axis; see locations 2, 12, 13, 14, 15, 16 and 17). E-W compressional axes were obtained for almost all results (orientation of the P-axes oscillating globally between N89°E and N105°E). Only locations 14 and 15 show an NW-SE compressional axis (P-axis orientation ~N130°E). The inversions were conducted with internal friction angles varying between 22° and 40°. Only location 17 has a low friction angle equal to 14°. The P-B-T axes have low dispersion and the histograms obtained also show errors less than 30°. As for the strike-slip tensors (see section 5.3.4 below), low inhomogeneity of the data sets is visible in the histograms of locations 14 and 17. It is worth noting that at locations 3, 4, 12, 13, 14, 15, and 17 described above, a monotonic attitude of the fault planes is

observed in the Angelier plots. On the contrary, the results of the inversions carried out on locations 1, 2, 7, 10, 16, and 17 are constrained by the presence of conjugate faults or by distinct fault orientations.

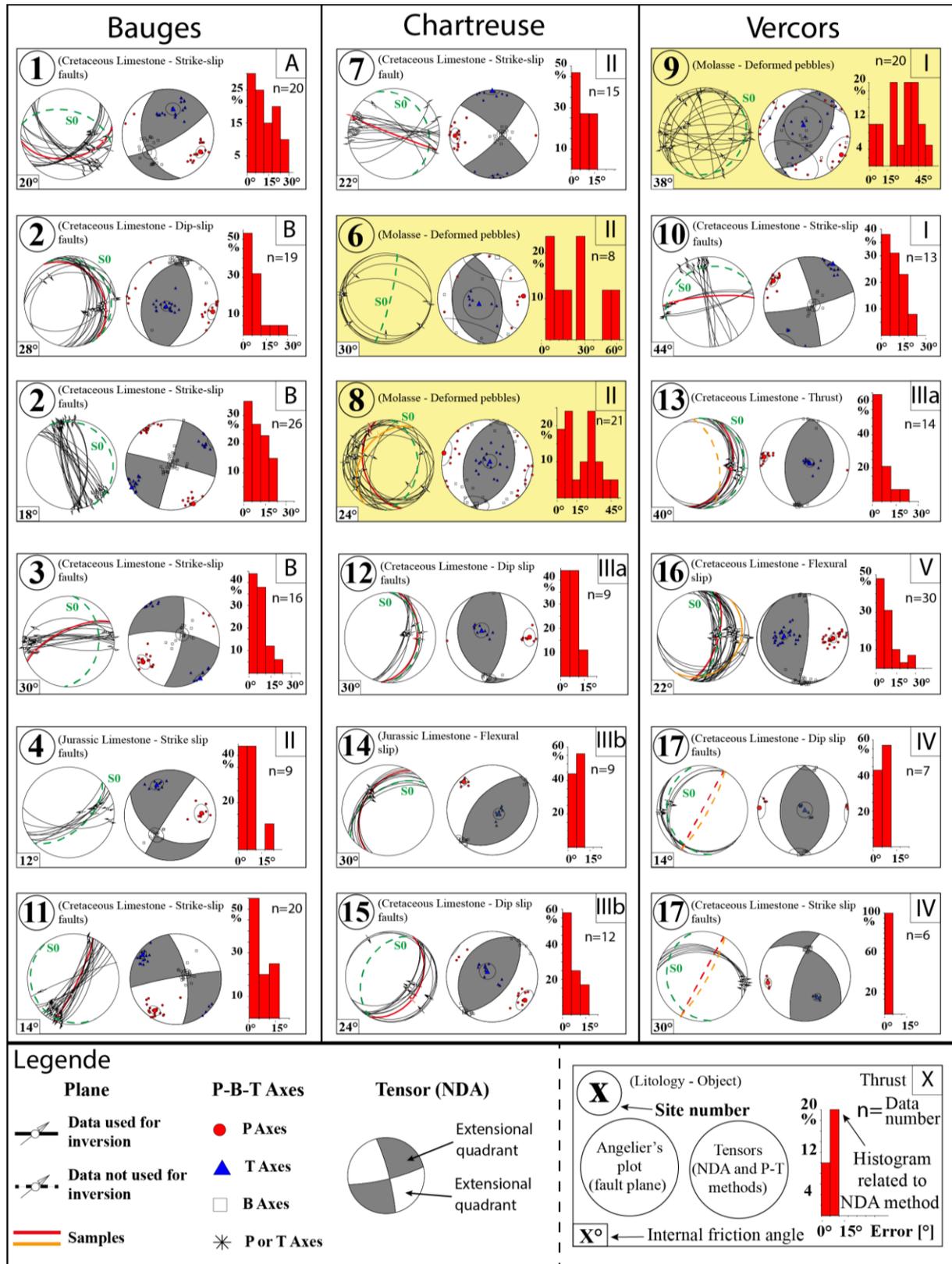
5.3.3 Flexural slip

Flexural slip structures associated with folds in the Mesozoic cover were measured at locations 14 and 16. Based on the hypothesis of the existence of Andersonian stresses that allowed the formation of the faults measured at each location, it is expected that principal stress is vertical for each location (Hippolyte et al., 2012). However, this is not the case for tensors at locations 1, 4, 14 and 17'. Most tensors agree with little tilting after motion on the faults, because the stress directions are close to horizontal (σ_1) or vertical (σ_3), which is expected in cases of flexural folding above major thrusts. Only location 14 has been debased to recover the correct stress orientations, as this zone was measured on the top of a ramp antiform.

5.3.4 Strike-slip faults

The faults measured in Jurassic and Cretaceous limestones in the study area yielded eight tensors with strike-slip regimes (horizontal σ_1 and σ_3 axes; see locations 1, 2', 3, 4, 7, 10, 11 and 17). In the case of strike-slip faults, E-W to NW-SE compressional axes (P-axis oriented N88°E to N148°E) are observed at locations 1, 2', 7, and 10. The tensors at locations 3, 4, 11 and 17' are consistent with a NE-SW compressional axis (~N36°E to ~N80°E). For all of these strike-slip locations, the inversions were carried out with internal friction angles fluctuating between 12° and 44°, and low dispersion of the kinematic axes is observed. The various histograms show errors of less than 30° that testify of the reliability of the results. However, it should be noted that small inhomogeneities of the data are observed in the histograms of locations 1, 4, and 11. At location 17, vertical extensional veins were sampled and the structural measurements of these veins are not taken into account in the data inversion, so no tensor can be related to the dated sample. At the latter location, only a relative chronology shows that the extensional veins predate the reverse movements, which also predate the identified strike-slip movements. Furthermore, the two inversions at location 17 are constrained by a small number of data (less than 8 data) whereas at the other study locations, between 8 and 30 data per location could be used for the inversions.

Figure 4-7 Calculated tensors based on fault orientations, displacement and striae data. Black and white quadrants correspond to compression and extension quadrant, respectively. The P, B and T axes are represented by red circles, white squares and blue triangles respectively. Numbers correspond to the location of measurements (Figure 4-8). For each study location, the orientation of the fault planes and their striations as well as the stratification planes (S0) are given in the Angelier plots. In addition, the orientation and name of the samples taken for U-Pb dating are also shown in the latter (coloured in red and orange for samples A and B). The dotted planes are not included in the data inversions (such as the S0 planes and the samples from location 17 which correspond to extensional vein orientations). For each location, the results of the inversions are displayed as right dihedral diagrams (NDA method) and P-B-T axes (P-T method). In addition, histograms related to the NDA method are given.



5.4. U-Pb dating

In this study, we present 27 in-situ U-Pb ages on calcite from 17 different locations spread in Bauges, Chartreuse and Vercors massifs, ordered from east to west (Figure 4-8). In Miocene pebbles, a total of 10 ages were obtained from 4 locations while for fault plane a total of 17 ages have been obtained from 13 locations (Figure 4-8).

For each of the three sample types (mineralized striated fault plane, fault gouge cement and filling-veins) success rate was about 60% (27 ages out of ~45 screened thin-section) with the highest rate for in filling veins of fractured pebbles (65% with 9 samples over 14 gave at least 1 age).

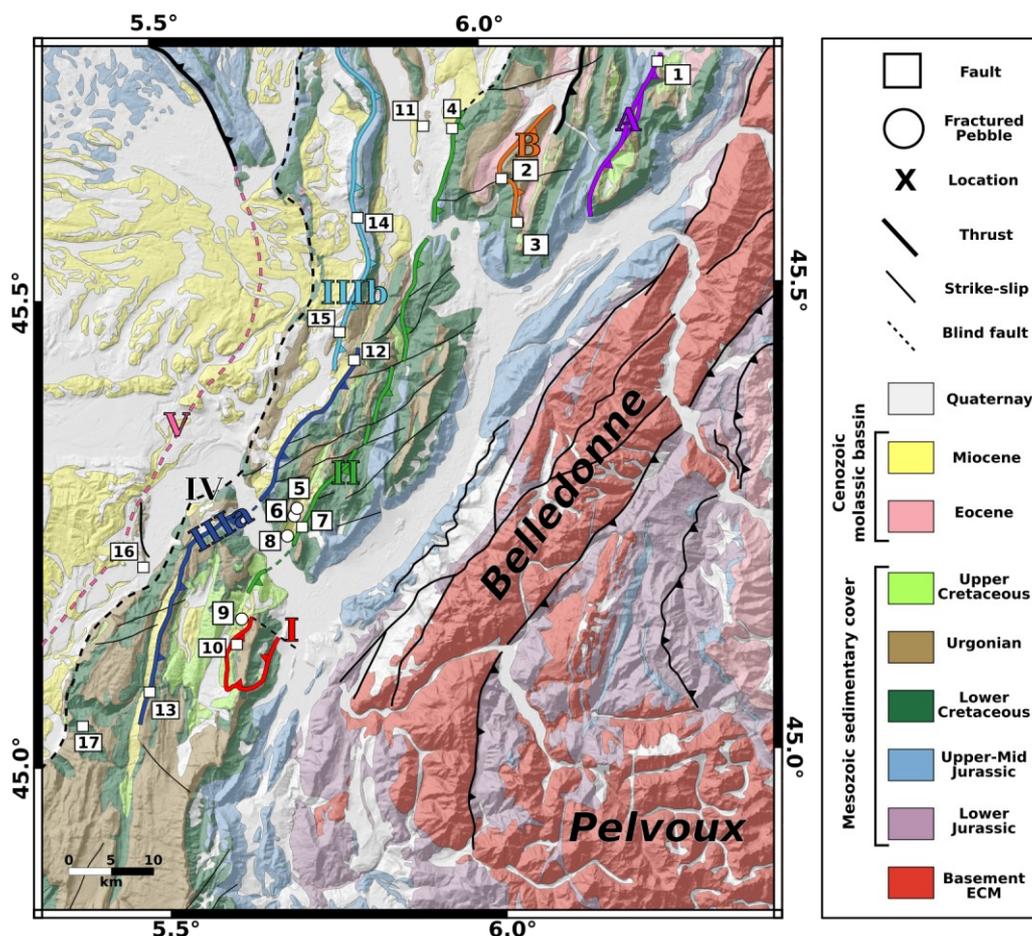


Figure 4-8 Simplified map with main thrusts and minor faults and sampled location, see Figure 4-2 caption.

The following ages are presented with a 2σ error bar (including error propagation of WC-1 uncertainties). All the obtained ages presented below have satisfactory MSWD values mostly around 1, with several ages showing a slightly higher value (up to 4.5).

5.4.1. Dating the extension

In south-western Vercors massif, at location 17, large (decimetre scale) N-S vertical veins related to an E-W extensional stress field, gave a maximum age of 32.3 ± 0.8 (MSWD=1.3), significantly older than for the rest of the fault planes. However, dispersion of the U-Pb results is interpreted as resulting from variable U and Pb

mobilization - open-system behaviour - suggesting calcite recrystallization (Roberts et al., 2021). It is noted that a second group of U-Pb results intercept the concordia at 23.8 Ma. This sample suggests extension during the Oligocene.

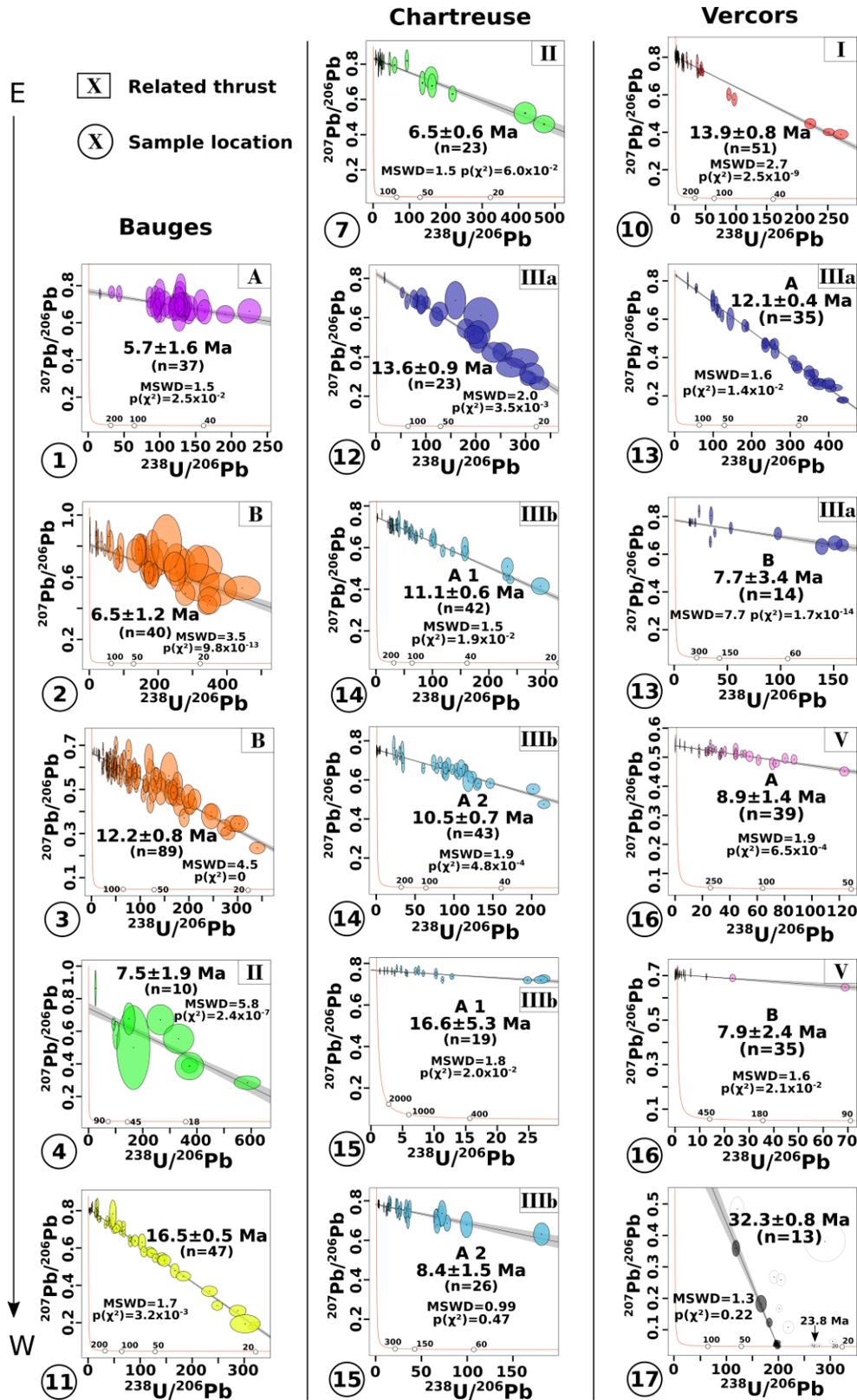


Figure 4-9 Compilation of Tera-Wasserburg plot from fault planes. Numbers correspond to sample locations and colours refer to the sampled thrusts (Figure 4-8).

5.4.2. Miocene compression

5.4.2.1. Bauges massif

East of the Bauges massif, at location 1 (Thrust A), a calcite-filled fracture within the largest reverse fault has been dated at 5.7 ± 1.6 Ma (MSWD = 1.5). The next thrust (B) to the west has been dated in locations 2 and 3 (Figure 4-9). At location 2, a reverse fault plane returned an age of 6.5 ± 1.2 Ma (MSWD = 3.5). The relatively large error obtained on the age and on individual spots is due to their low Pb contents. Although the MSWD is relatively high, the robustness of this isochrone is provided by an important spread in $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio over 0 to 450. At location 3, the collected sample corresponds to strike-slip fault plane along the same Thrust B structure. It has been dated by at 12.2 ± 0.8 Ma (MSWD = 4.5). This relatively high MSWD is due to a significant variability of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios for a given range of $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios, but can be also explained by the high number of spots ($n=89$), thus the reliability of this age remains high. The robustness of this isochrone is provided by the spread in $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio over 0 to 350. To the north of Chambéry, in the central part of the Bauges massif (location 4, Thrust II), an age of 7.5 ± 1.9 Ma (MSWD=5.8) has been obtained on a gouge calcite cement within a reverse fault zone. A lot of spots were discarded after ^{207}Pb cut-off leaving only 10 spots and a relatively important error bar. Although, the remaining spots shown a sufficient spread in $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios from 100 to 600, this age is thus taken as indicative (Figure 4-9). At the eastern extremity of the Bauges massif, at location 11, an age of 16.5 ± 0.5 Ma (MSWD=1.7) has been obtained from a $\text{N}34^\circ$ vertical (dextral) strike-slip fault plane. This fault plane does not seem to be related to any major thrust (Figure 4-8).

5.4.2.1. Chartreuse massif

To the south-east of the Chartreuse massif, three locations associated to Thrust II have been dated (Figure 4-8, Figure 4-10). A consistent age has been measured at locations 5 and 6, of 12.7 ± 0.8 Ma (MSWD = 1.8) and 13.9 ± 2.1 Ma (MSWD = 2.3), respectively. At location 8, three fractured pebbles gave ages: (A) of 4.7 ± 1.0 Ma, (B) of 3.4 ± 0.8 Ma and (C) of 2.1 ± 1.8 Ma (with MSDWs of 2.0, 1.8 and 1.5, respectively). Since uncertainties on the age overlap these events likely occurred in a single tectonic phase around 3 Ma (Figure 4-10).

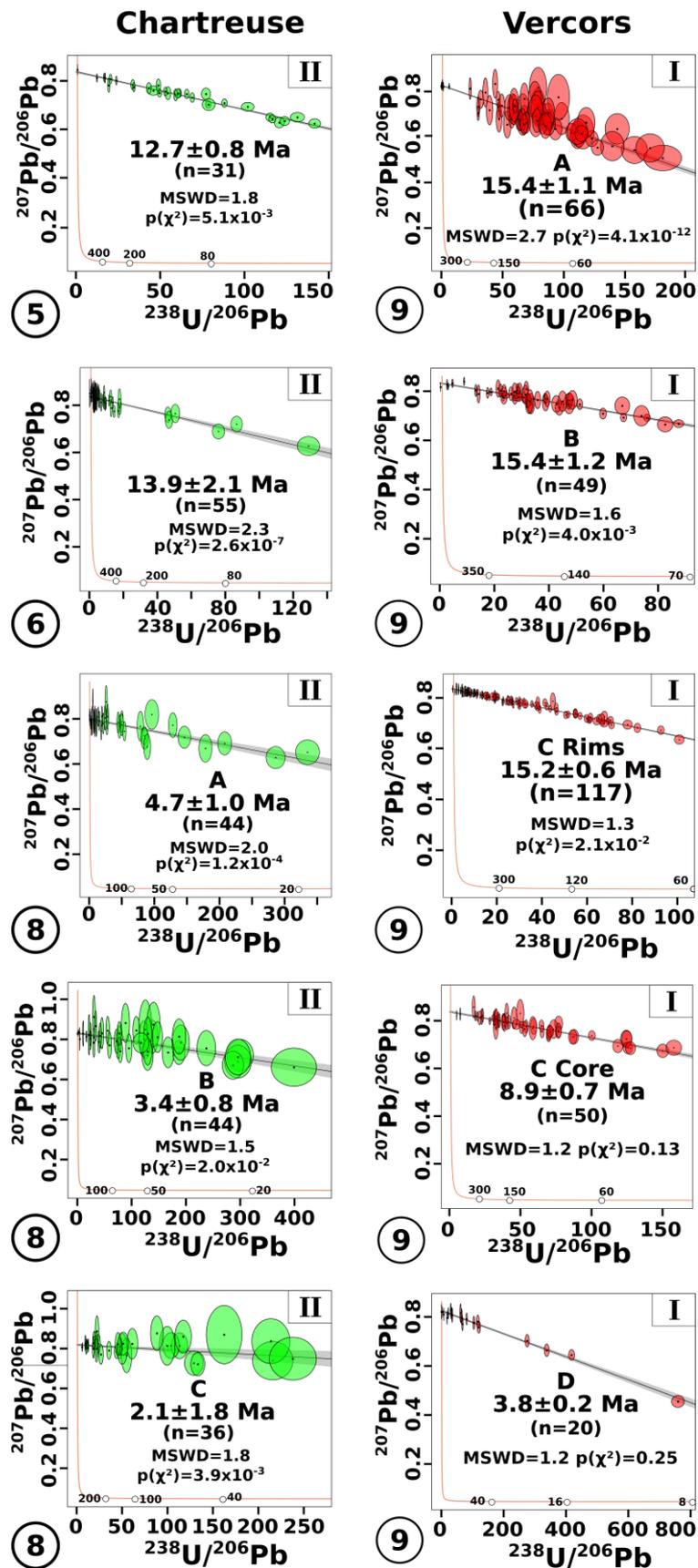


Figure 4-10 Compilation of Tera-Wasserburg plots from fractured pebbles. Numbers correspond to sample locations, roman numbers and colours refer to the sampled thrusts (Figure 4-8).

To the south-east of the Chartreuse massif, a strike-slip fault plane from location 7 has been dated at 6.5 ± 0.6 Ma with a MSWD = 1.5 (Figure 4-9). To the north of the Chartreuse massif, at location 12, a sample of the main reverse thrust, corresponding to the central Vercors thrust IIIa, has been dated to 13.6 ± 0.9 Ma with a MSWD = 2.0 (Figure 4-9). To the north-western part of the Chartreuse massif, at location 14, related to thrust IIIb, a hundred-metre-long major thrust vein from a reverse fault plane has been sampled and dated at 11.1 ± 0.6 Ma (A1) and 10.5 ± 0.7 Ma (A2) with MSWD values of 1.5 and 1.9, respectively. The overlapping error bars of these two ages likely suggest a single fracturation event, but because they are from two different thin-sections, spots are not mutualized. To the south in the same major thrust, a reverse fault plane has been dated at location 15. Two ages have been obtained on this fault plane from the same thin-section: (A1) 16.6 ± 5.3 Ma (MSWD = 1.8) and (A2) 8.4 ± 1.5 Ma (MSWD = 0.99). Even though MSWD of A1 is acceptable, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio only varies up to 25, which is reflected by the error bar but this age is taken as indicative. The “A2” age shows an up to 150 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio with a younger age that is still coherent with other location 14 ages (Figure 4-9).

5.4.2.1. Vercors massif

To the NE of the Vercors massif, in the footwall of the eastern Vercors thrust I (location 9, Figure 4-8), five ages were obtained out of four strained pebbles thin-sections (Figure 4-10). The oldest vein generation (Figure 4-8) is highlighted by 3 similar ages obtained in 3 different samples A (15.4 ± 1.1 Ma), B (15.4 ± 1.2 Ma) and ‘C Rims’ (15.2 ± 0.6 Ma) with good MSWDs (2.7, 1.6 and 1.3, respectively).

In sample C, a LA-ICPMS age map was undertaken in one of the largest calcite filled-vein of blocky-calcite. This map exhibits two stages of opening (C ‘Rims’: age of 15.2 ± 0.6 Ma and ‘Core’: age of 8.9 ± 0.7 Ma with a MSWD of 1.3 and 1.2, respectively). Finally, in the same location 9, another younger age (3.8 ± 0.2 Ma, MSWD=1.2) was obtained from another sample (D). Five km to the south, in the hanging-wall of eastern Vercors thrust I, at location 10, a strike-slip fault has been dated at 13.9 ± 0.8 Ma with a MSWD = 2.7 (Figure 4-9). The MSWD value is highly improved (from 2.7 to 1.9) by removing the two spots close to 100 value of $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio, while the age and associated uncertainty only vary slightly (by -0.3 Ma and -0.1 Ma, respectively). In the southern part of the Vercors massif, at Rencurel location (13), the major thrust IIIa was sampled (Figure 4-4). The thrust gouge cement (sample B) and sigmoidal structures in the footwall (sample A, 20 cm close to the fault plane) have been dated. The fault plane veins (sample B) returned an age of 7.7 ± 3.4 Ma and sigmoid veins (sample A) of 12.1 ± 0.4 Ma with a MSWD of 7.7 and 1.6, respectively. For the first age, the low number of spots (14) and the high MSWD are explained by the small size of dated calcite filled-veins (even with the reduced spot size) and the observation of clast contamination for some spots. This age is thus taken as an indicative estimate of the younger calcite generation. In contrast, sample A returned a well-constrained age with a good spread of $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios over 0 to 400 (Figure 4-9). At the western rim of the Vercors massif, in the Bas-Dauphiné basin, at location 16, a fault plane related to Thrust V flexural slip (Figure 4-8) gave two ages on different samples of (A) 8.9 ± 1.4 Ma and (B) 7.9 ± 2.4 Ma with MSWDs of 1.9 and 1.6, respectively. Sample A shows a robust isochrone while sample B plot has to be taken with caution because the correlation relies mainly on 2 points with relatively low $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios (25 and 70). The overlapping error bars of the two ages suggest a single fracturation event or tectonic phase.

One step further, the calcite filled-vein 2 of the sample C thin section from location 9 (Figure 4-11) present two generations (15 Ma hundreds μm blocky calcite at the rims and 9 Ma $<10 \mu\text{m}$ blocky calcite at the core).

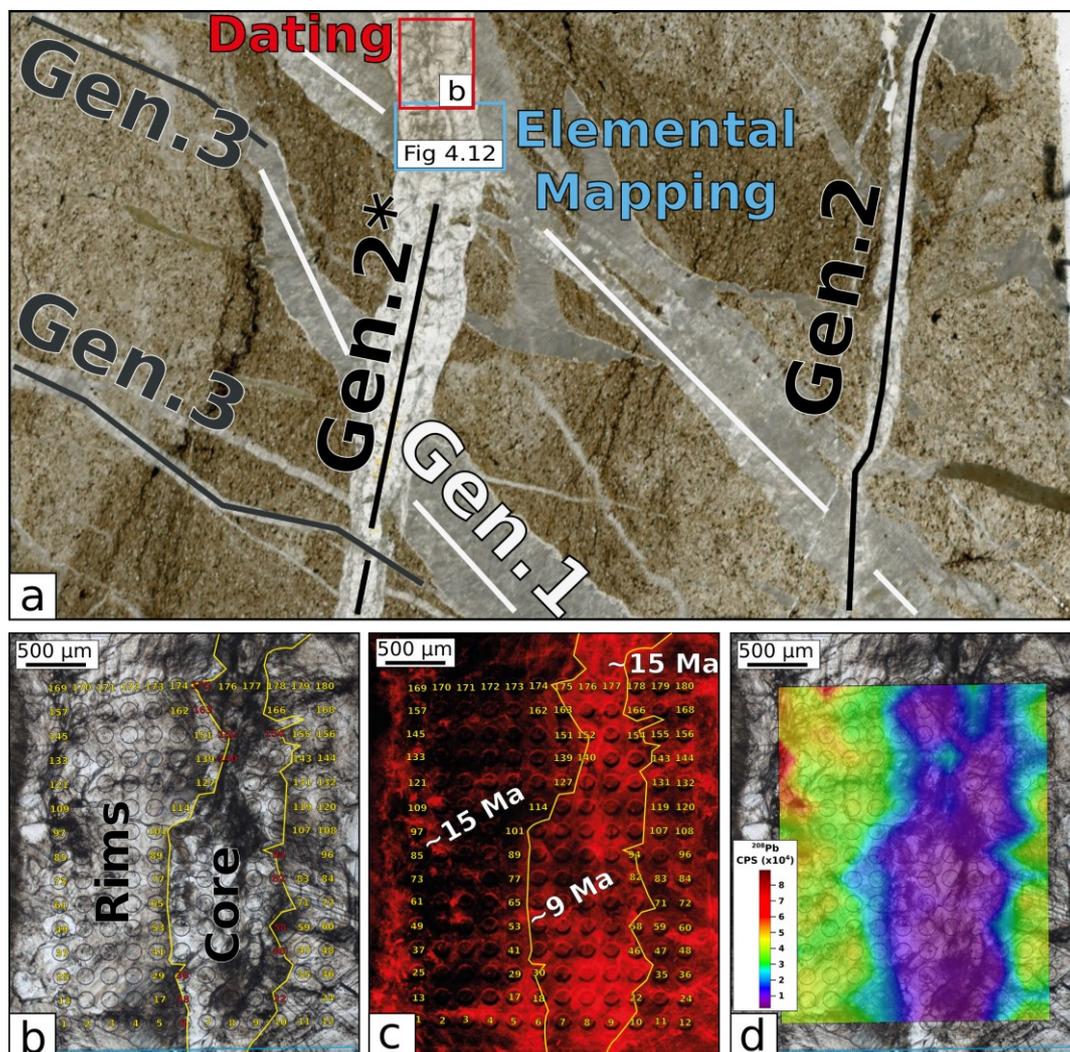


Figure 4-11 (a) Thin-section of fractured pebble C from location 9 with cross relationships of calcite filled-veins. (b) Zoom on age cartography made on generation 2 filled veins, each spot corresponds to a U-Pb analysis. Red numbers correspond to straddles ousted spots. (c) Cathodoluminescence photograph evidencing the dark borders of the generation 2 filled-veins dated at $\sim 15 \text{ Ma}$ and the lighter core dated at $\sim 9 \text{ Ma}$ (samples C in Figure 4-10). (d) ^{208}Pb interpolation from age spots highlighting the 2 different generations inside the generation 2 filled veins.

On Figure 4-11 b, each spot of the age map has been numbered, boundaries have been traced based on LPNA, cathodoluminescence image (Figure 4-11 c). Thereafter, a ^{208}Pb cartography built by the interpolation of each analysed spot allows to perfect this boundary (Figure 4-11 d). While the edge presents dark shades in cathodoluminescence and high ^{208}Pb contents, the central part presents bright cathodoluminescence shades and low corresponding ^{208}Pb contents. Straddle points were not taken into consideration for either generation.

Just below the dated area, an elemental cartography has been made (Figure 4-12 a). For ^{208}Pb and ^{57}Fe the sharp limit of the two generations calcite filled-vein is visible

between the borders and the core. Whether it is for ^{208}Pb or for ^{57}Fe , the younger core generation is depleted ($0\text{-}5 \times 10^3$ and $1\text{-}2 \times 10^6$ CPS respectively) compared to the older rims' generation ($10\text{-}20 \times 10^3$ and $2\text{-}3 \times 10^6$ CPS respectively).

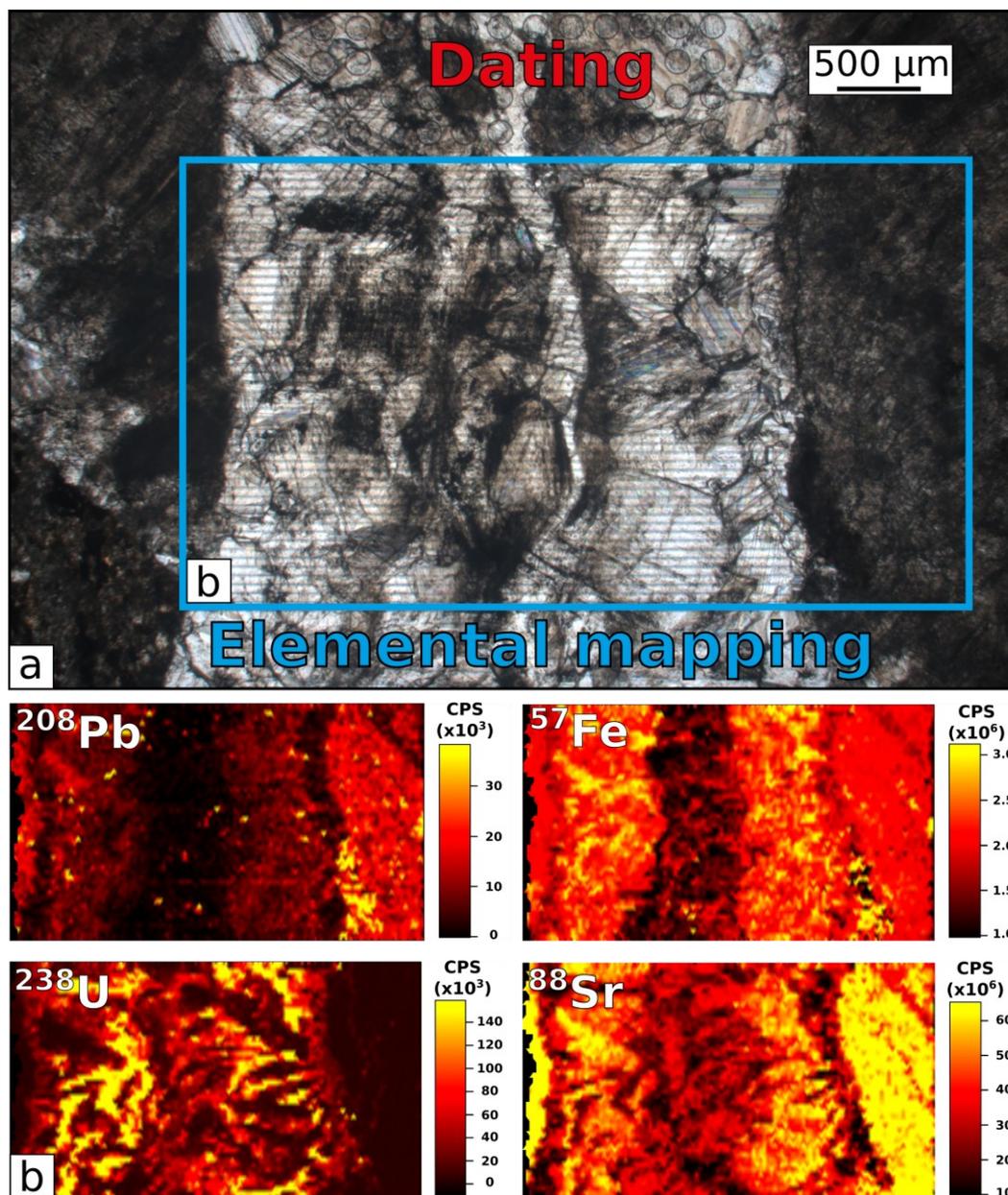


Figure 4-12 (a) Zoom on elemental map zone. (b) Elemental mapping of the generation 2 calcite filled veins evidencing differences in various elemental contents in count per second Pb^{208} , Fe^{57} , U^{238} and Sr^{88} .

Concerning ^{238}U and ^{88}Sr , the distribution in these elements is a little bit more chaotic but in general, the core is depleted ($0\text{-}80 \times 10^3$ and $10\text{-}40 \times 10^6$ CPS respectively) compared to the borders ($0\text{-}160 \times 10^3$ and $10\text{-}40 \times 10^6$ CPS respectively) (Figure 4-12 b). Although this distribution appears to be chaotic, the composition in ^{238}U and ^{88}Sr shows anticorrelated patterns, ^{238}U depleted zones showing significantly higher ^{88}Sr contents. The identification of the behaviour of each of these elements is a further step towards understanding the incorporation of uranium in order to establish indicators of the dating feasibility of calcite.

6. Discussion

6.1. Limits for the application of U-Pb on calcite method, and sample selection

Calcite U-Pb geochronology is limited by its overall low U and Pb content ($\sim <10 \mu\text{g/g}$). Recent technical advances of LASER ablation coupled with mass spectrometers with improved sensitivity have allowed U-Pb dating of $<1\text{cm}$ calcite veins and to identify multiple generations (Roberts et al., 2021). Carbonate rocks usually show low uranium contents, typically 10 ppb to 10 ppm (e.g., Roberts et al., 2020). Calcites with an isotopic signature ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) close to their host-rock are thus interpreted as resulting from crystallization in a fluid at chemical equilibrium with the host-rock in a relatively closed system (small scale fluid flow) and thus generally resulting in a uranium-poor calcite (Figure 4-6). It follows that, in our sample dataset, the majority of calcites falling within the “host-rock buffered” stable isotopic compositional domain (Figure 4-6) does not have a sufficient uranium content to be datable. Conversely, the successfully dated calcites present a $\delta^{18}\text{O}$ signature different from their host-rock ($\pm 4\%$ and more) with similar $\delta^{13}\text{C}$ signature. The origin of the uranium is thus supposed to result from the interaction of fluids with the underlying crystalline rocks, clay formations or minerals present in terrigenous formations like sandstones (e.g., Tartese et al., 2013). Thus, the supply of uranium to the calcite system is often facilitated by a relatively large-scale fluid flow with significant interactions with various kinds of host-rocks (Bilau et al., 2021). Uranium incorporation in calcite is not only related to parental fluid uranium contents but also relies on calcite crystallization rates, which are a function of the opening fracture mode (Gabitov et al., 2014; Prajapati et al., 2018). Calcite texture can provide important information to discriminate between the several opening fracture modes (Bons et al., 2012; Prajapati et al., 2018). Fibrous or elongated calcite crystals are observed in a continuous slow vein opening mode, whereas blocky calcite is related to a more spontaneous opening mode with a more significant crystallization space. This consideration directly impacts the feasibility of U-Pb dating. Some progress on calcite U incorporation knowledge has been made by the study of natural samples and synthesized calcite (Weremeichik et al., 2017). For a slow crystallization speed rate of $0.001 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-1}$ the sharing ratio of U between fluid and calcite (K^{U}) is around 0.02 (no entrapment) whereas, for a rapid crystallization speed of $1 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-1}$ the K^{U} is 0.06 (100% entrapment) (Gabitov et al., 2014; Weremeichik et al., 2017). It follows that blocky calcite could entrap more U than fibrous calcite making it more suitable for dating. Fibrous calcite crystallization related to syn-kinematic continuous slow opening process and usually related to the beginning of the fracturation (Prajapati et al., 2018) seems to incorporate less U. In our study, we confirm that, in terms of their stable isotopic composition, fibrous calcite stands close to their host-rock signature. Although almost all the calcites (6/8) in the host-rock domain were unsuccessful candidates for U-Pb dating, one of these was dated (SIMS analyse from sample D at location 9, with 1.3% $\delta^{13}\text{C}$ and -5.6% $\delta^{18}\text{O}$, Figure 4-6). It follows that nearly all of the low $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ ratio ($<-6\%$) calcites (18/19) appear to be suitable for U-Pb dating. Furthermore, oxidation state of uranium is also important, oxidised uranium is mobile in fluid while reduced uranium is easily incorporated in calcite structure (Gabitov et al., 2021). The following process can be imagined, oxidating meteoric fluid deeply percolating, interacting with crystalline rocks and becomes enriched in $\delta^{18}\text{O}$ and U then is mobilized by fault networks and become reduced and crystallize calcite at the same time.

In conclusion, in a carbonate context similar to the subalpine massifs, a blocky calcite with a stable isotope signature different from the host-rock seems to be more suitable

candidate for U-Pb calcite dating than those that equilibrated with the host-rock, and especially the fibrous calcite. This indication should thus be taken in consideration for future sample selection.

6.2. Significance of U-Pb calcite ages

The main question that we address here, following recent works on this theme (e.g., Roberts et al., 2021), is how can we interpret the obtained U-Pb calcite ages?

Based on either experimental or natural examples, it is shown that calcite crystallization is a rapid process. Natural example of fault-related veins dated by U-Th of calcite suggests a crystallization speed rate of ~ 0.03 to 0.80 mm.ka⁻¹ (Uysal et al., 2007, 2011; Williams et al., 2019). The calcite crystallization process can thus be considered as instantaneous in sight of the geological age and precision we are looking for to reconstruct the deformation sequence of a fold and thrust belt on millions of years' scale. In addition to the opening rate, the calcite texture is also a function of the fluid source and rugosity of the pore's wall (Nollet et al., 2009). Fibrous calcite is more likely to develop in a local pore-fluid derived fluid with a slow opening rate whereas elongated blocky calcite is more likely to grow with smooth vein walls, an external fluid source and a related higher opening rate as in a single fracturation event (Nollet et al., 2009). At location 9, the age of 15 Ma is observed on three different pebbles from Miocene conglomerate, which seems to indicate that the porosity was filled within a period of time shorter than the uncertainty on the ages ($\sim <0.5$ to 1 Ma). With the assumption that the porosity is not left empty, the age of crystallization can be considered as equivalent to the age of fracturing. Furthermore, pebble elongation and calcite cemented offset are tectonic markers indicating a post-depositional deformation linked to thrust activity. An important part of the field and petrographic analysis is thus to characterize each cogenetic calcite generation in order to sample and date them independently. Within a single generation, even if a calcite shows a growth zoning, the age between the edge and the core of a calcite grain (considered as part of the same crystallization event) is the same at the sight of our 0.1 Ma analytical precision (e.g., Bilau et al., 2021). In addition, it is not uncommon to observe calcite filled-veins with residual porosity (partially-open, Prajapati et al., 2018) in the form of a void and the measured age is the same independently of the proximity to the residual porosity.

Now that the calcite crystallization is considered as a fracturation age, is this age robust or may it be reset by any further deformation or fluid flow events? The common idea we have about calcite is that it is not a very resistant mineral, and that it is highly sensitive to fluid circulation (Lamy-Chappuis et al., 2016). As opposed to the (U-Th)/He method, uranium replaces calcium in the calcite structure (Gabitov et al., 2021) and in the absence of any recrystallization evidence, that could be observed in thin section, it has a stable lattice position in natural calcite, in uranyl form, U(VI), (Reeder et al., 2000; Kelly et al., 2003; Ortega et al., 2005) but Gabitov et al. (2021) shows that tetravalent U(IV) uptakes by calcite is four orders of magnitude higher than oxidised U(VI), (Rasbury and Cole, 2009; Gabitov et al., 2021). In the absence of any dissolution or recrystallization features, the U-Pb system in calcite seem to remain in a closed system. In calcite, chemical zoning profiles alike zircon has not been observed. At the corresponding temperature range to calcite growth, solid diffusion seems too slow and should be considered null. Therefore, a reset of calcite age in response to diffusion is unlikely. However, the circulation of aggressive fluids will lead to a complete dissolution of calcite and possible reprecipitation, anyway such features can be observed in

cathodoluminescence and are not present in our samples. Moreover, given this solid behaviour of U-Pb system in calcite once, in order to obtain a robust isochrone from a Tera-Wasserburg plot, one has to recognize and date a single synchronous generation. Otherwise, it is not possible to undertake any linear regression with all the dataset, as the dated spots will result in a significant scattering. The assumption underlying the use of this diagram is the presence of a cogenetic generation (e.g., Roberts and Holdsworth, 2022). In Figure 4-11, the age map highlights that a single age, reflected by a homogeneous composition for the whole calcite generation, is obtained. The demarcation between the two age domains is sharp without any apparent mixing of ages at the $<10 \mu\text{m}$ scale. Furthermore, the older 15 Ma calcite is well preserved, even if the vein was re-opened under the same stress system (similar vein orientation). The fact that a 15 Ma age is also obtained in two other pebbles confirms that the reopening of the vein did not alter it. It is thus likely that a new porosity was created and was rapidly sealed by fluids and calcite precipitation while the older calcite remained intact.

6.3 The nature of fluids during deformation, and insights for fluid-rock interaction and burial

Host-rock $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signature leads to define a domain so-called «host-rock buffered domain» to the analysed veins. Calcites from this domain are interpreted as resulting from the crystallization of a fluid with a low fluid/rock ratio in equilibrium with the host-rock. Calcites with a lower $\delta^{18}\text{O}$ value are suggested to fall in an 'unbuffered domain' relative to the host-rock composition. All together, these analyses define the "unbuffered domain" of our vein dataset. Calcites from this domain are interpreted as resulting from the crystallization of a fluid with a high fluid/rock ratio, which did not allow it to fully equilibrate with the vein host-rock. Clumped isotopes may retain the nature of percolating fluids and paleo-temperatures, which can be used to constrain burial dynamics (Curzi et al., 2021; Looser et al., 2021; Smeraglia et al., 2021). Moss (1992) was the first to bring some burial temperature constrains using vitrinite reflectance (R_o) in Subalpine massifs. Cretaceous units have low R_o ($<0.5\%$), which gave a burial temperature of $40-90^\circ\text{C}$ (Figure 4-13), according to Basin% R_o and Easy% R_o (vitrinite to $^\circ\text{C}$ conversion model, Nielsen et al. 2017).

However, these estimates can be affected by the exposure time at a given temperature, so deduced temperatures from Moss (1992) may be indicative. Jurassic units have higher R_o from 0.8% to 1.25% , corresponding to significantly higher temperatures ($\sim 135^\circ\text{C}$ to $\sim 180^\circ\text{C}$). Furthermore, for the same geologic units, higher R_o values have been observed for the north Chartreuse than for the south Vercors and also inside each subalpine massif, with increasing values towards the east. The N-S gradient has been interpreted as related to an earlier and more significant burial in the north, while W-E gradient is related to a thicker tectonic load at the front of the ECM (e.g., Bellahsen et al., 2014). Moss (1992) suggested that the Vercors and Chartreuse subalpine massifs underwent a rather limited burial ($40-80^\circ\text{C}$ for Hauterivian units and $100-160^\circ\text{C}$ for Upper to Middle Jurassic units) for a short duration (<10 Ma).

These rather high temperatures obtained for the eastern part of Vercors compare well to Raman Spectrometry of Carbonaceous Material (RSCM) conducted on ECM Mesozoic cover by Bellanger et al. (2015) who obtained a uniform maximum temperature of $\sim 330^\circ\text{C}$ decreasing to $<200^\circ\text{C}$ in neighbouring east Vercors Jurassic limestones.

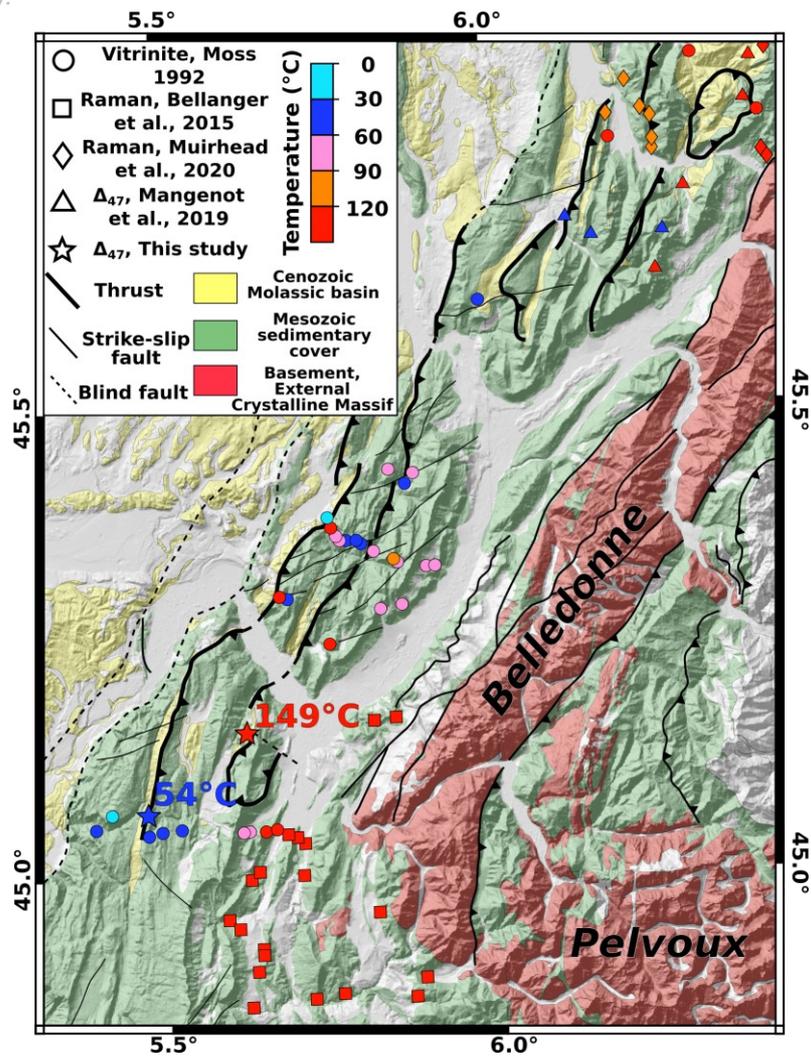


Figure 4-13 Simplified map of the studied zone with temperature constrains (Vitrinite, Raman and Δ_{47}) from literature and Δ_{47} from this study.

These recorded T_{\max} at the base of the ECM Mesozoic sedimentary cover are consistent with a thickness of 8-11 km of tectonic nappes above ECMs (Philippe et al., 1998; Bellanger et al., 2015). Δ_{47} temperatures related to syn-fracturation calcite obtained in this paper complement this rather significant increase in burial temperatures from west to east. Δ_{47} temperatures increase from 54°C in the central Vercors thrust (location 13) to 149°C in eastern Vercors thrust footwall (location 9, Figure 4-14). The determination of the calcite crystallization temperature by an independent method combined to calcite $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ signature allows the calculation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ signature with Kim and O'Neil (1997) equation (Tableau 4-1, Figure 4-14). These two signatures are significantly different:

Fluid composition in central Vercors corresponds to a colder fluid with a $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ composition of 5‰ SMOW compatible with a hydrothermal brine which slightly interacted with carbonate rocks (Hoefs, 2021).

Fluid composition and paleotemperature in eastern Vercors are indicative of hydrothermal fluids which interacted with crystalline rocks and/or metamorphic fluids (e.g., Brigaud et al., 2020).

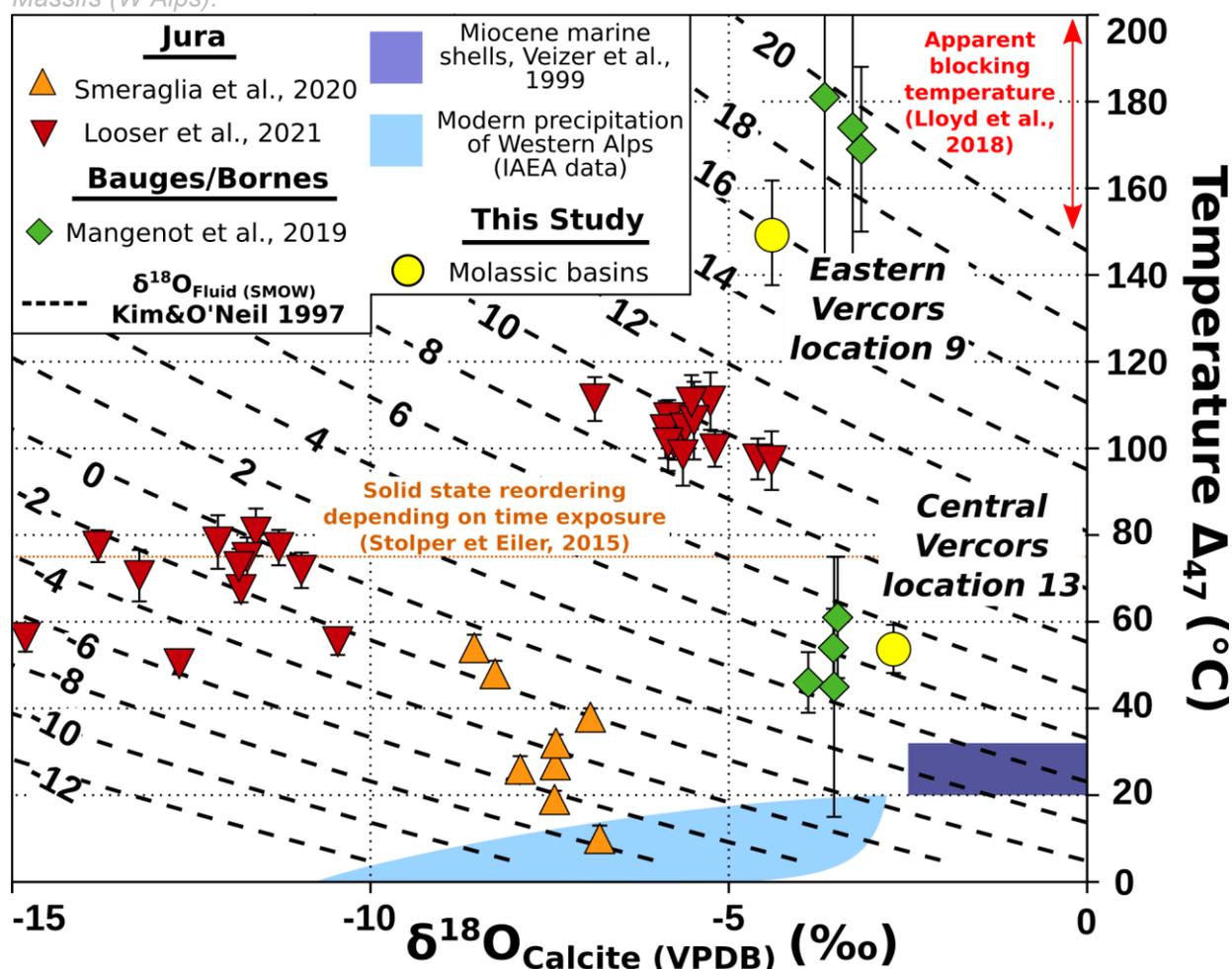


Figure 4-14 Recalculated subalpine and Jura $\Delta 47$ temperature versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcite (VPDB)}}$ and calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluid (SMOW)}}$ in dashed lines (Kim and O'Neil, 1997). Fields are based on literature: molluscs shells compiled in (Veizer et al., 1999) are supposed in equilibrium with marine water temperatures, following Mangenot et al. (2019); precipitation field relies on IAEA data of Wiser program, <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>, $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid (SMOW)}}$ and Air temperatures from Malaussene, Carpentras, Draix and Thonon-les-Bains. Saint-Nizier lies in Eastern Vercors (location 9, Figure 4-5), and Rencurel in central Vercors (location 13, Figure 4-4).

At Central Vercors Rencurel site (location 13), the sealing calcite $\delta^{18}\text{O}$ signature plots within the host-rock domain (Figure 4-6) with a crystallization temperature of 54°C, the resulting parent fluid is about 5‰ SMOW. This positive value could result from an interaction (dissolution) with the Urgonian host rock. The fault gouge cross-cutting veins have a low $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ value (-9‰), highly depleted compared to the host-rock signature, which is interpreted to result from a cold (<60°C) meteoric fluid.

Based on these arguments, the recorded crystallization temperature of 54°C (Tableau 4-1, Figure 4-14) is interpreted as resulting from a surface or basin-derived fluid that equilibrated with surrounding rocks at shallow ~1-2km depth. This shallow burial depth can be explained by a moderate underthrusting of the molasse. In eastern Vercors, the estimated temperature is of 149°C. This elevated temperature is coherent with the deformation style (brittle-ductile features) and with independent maximum (vitrinite reflectance and RSCM) burial temperature estimates (Figure 4-13). Because the fracturation and the vein opening is supposed to occur at the burial peak, this high recorded temperature is interpreted as a crystallization temperature with little influence

of solid-state reordering (Henkes et al., 2014; Stolper and Eiler, 2015; Mangenot et al., 2019). This temperature is close to the blocking temperature of the system (150°-200°C, Lloyd et al., 2018) so the calcite could have been exposed to higher temperatures (deeper burial) without being recorded. Consequently, the derived fluid signature can be interpreted as a maximum value of $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$. The recalculation of the fluid signature at equilibrium at the Δ_{47} temperature of 149°C leads to a minimum ratio of 15.9 ‰. This surprisingly high value, which can only be associated with highly enriched fluids, may also be the result of diffusion in the solid state and would therefore be a maximum value. Based on similar estimates on vitrinite reflectance and RSCM, the ~150°C temperature can be related to a maximum burial depth of 4-6km (depending on the applied geotherm, of 25 to 35°C/km, respectively). Based on all these independent methods, the significant difference in temperature (~100°C) recorded between eastern and central Vercors highlights a marked increase of the tectonic thrust stack in front of the ECM. Toward the north, the Bauges and Bornes massifs show a similar increase in maximum recorded temperatures estimated from RSCM data (Muirhead et al., 2020), Δ_{47} on host-rock, and illite crystallinity (Mangenot et al., 2019). These data show a significant variation of maximum burial temperature (from <70 °C in the west to 300°C in the east of these massifs). The difference in maximum temperature between the Bauges-Bornes and Vercors massifs, and from west to east within these massifs, is related to a variation in the structural stack thickness.

6.4. Relationship of the thrust propagation sequence with molassic basins emplacement

Sedimentation in the molassic basins in this zone is bracketed in the range ~20-15 Ma (Kalifi et al., 2021). These authors suggested that subsidence occurred in relation to the activation of the thrust sequence (i.e., 'tectonic subsidence'). Along our dated transect within the subalpine massifs, the age of sedimentation suggested by Sr isotopic ratios clusters mostly between 18 and 16 Ma (Figure 4-15; Kalifi et al., 2021). The comparison of thrust U-Pb calcite ages shows a good fit with the basin sediment ages, and suggests that thrust activation shortly followed the end of sedimentation in each sector. However, The U-Pb calcite ages obtained in this study are mostly younger than the molasse sedimentation ages in the subalpine massifs, which suggests that the timing of fault development is decoupled from that of sedimentation. It follows that the mechanism of frontal basin opening is dominated either by a more eastern fault (located to the east of the Belledonne ECM), or by eustatic variation and/or regional subsidence instead of local parameters like in-sequence thrust propagation within the subalpine domain. In contrast, at around 12 Ma, it seems that there is a link between the activation of the central Vercors thrust and eastern Chartreuse thrust and molasses deposited in the front of the subalpine massifs in the Bressan basin, where sedimentation is restricted to 12 to ~ 8.2 Ma (Kalifi et al., 2021). The perfect match of activity of the Bressan foreland basin with the central Vercors thrust is suggestive of a tectonic control of this phase of basin subsidence.

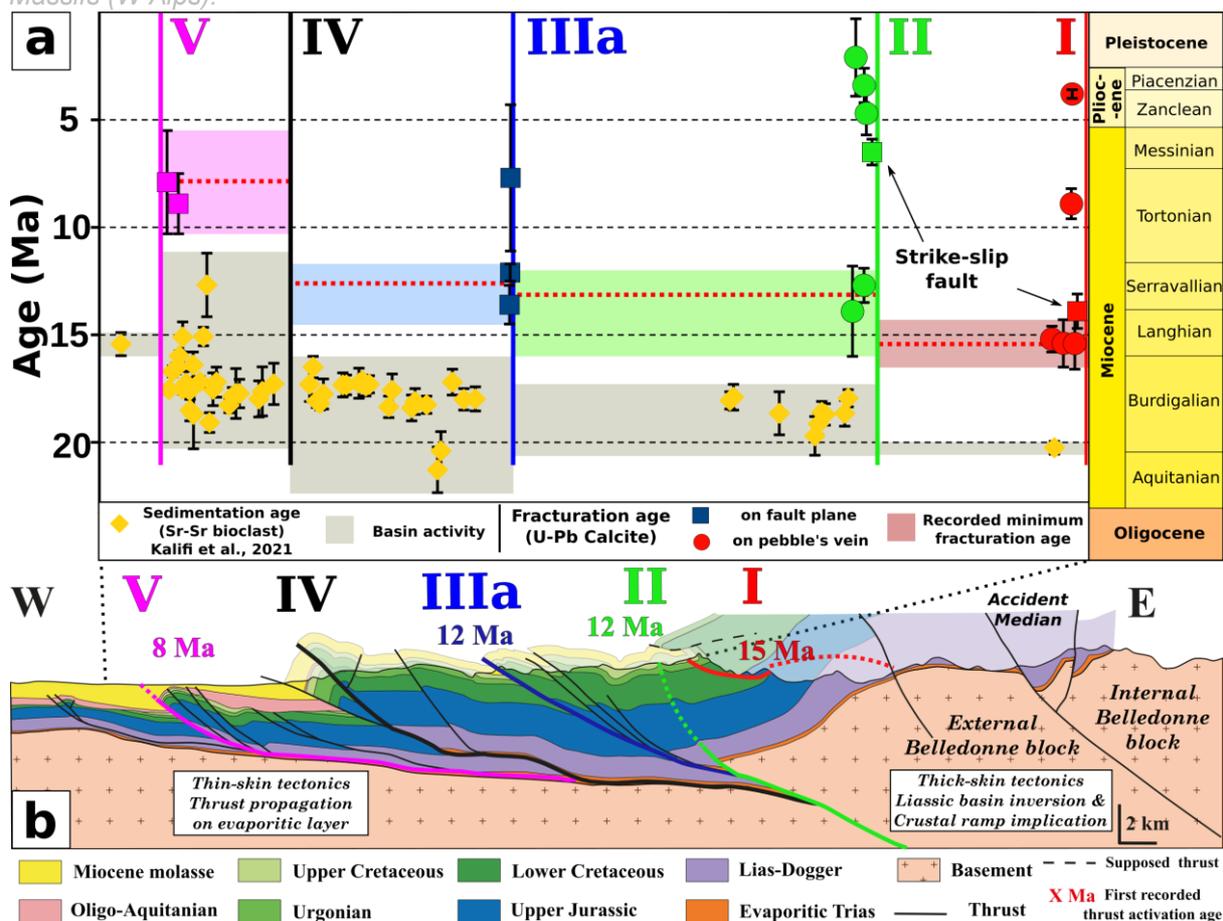


Figure 4-15 (a) Timeline of the development of the thrust sequence on a NW-SE profile and comparison with the sedimentation ages of molassic basins. (b) W-E Cross-section, modified from Kalifi et al., (2021) with major thrust activation. Fault names related to roman numerals are described in Figure 4-2 caption. See Annexe 8 for a zoomed cross-section of the eastern Vercors side.

6.5 Evolution of the stress field and proposed tectonic model

The combination of paleo-stress reconstructions and U-Pb dating undertaken on the same calcite sample allows to decipher the evolution of stress through time in a given geological area. All the dated tensors that were obtained in section 5.3 (i.e., all locations except 17) are shown in Figure 4-15 with the corresponding U-Pb ages on calcite. The fault data inversions carried out in this study show a good consistency of results at the regional scale. Two main trends are observed for the compressional axes: E-W to NW-SE and NW-SE. In the limestone formations (locations 1, 2, 3, 4, 7, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 and 17) homogeneous datasets, low dispersion of the P-B-T axes and internal friction angles close to the average value accepted in the rocks ($\sim 30^\circ$; except for locations 2', 4, 11 and 17 where internal friction angles lower than 20° are obtained) testify to certain reliability of the results, even in case of a small number of data (<8 data, location 17). However, results from locations 3, 4, 12, 13, 14, and 15 are less well constrained due to the absence of distinct fault orientations. These results appear to be consistent with the geometry of the main tectonic faults that were studied. On Figure 4-15, paleostress results displayed for the oldest recorded calcite U-Pb calcite ages, can be depicted in three stages corresponding to three distinct states of stress:

During stage 1, ranging between 17-14 Ma the stress regimes of Bauges and Vercors massifs were different. In the Bauges massif, a NE-SW compressive axis is recorded and interpreted as resulting from a transpressional side effect of deformation during early stages of deformation of the Bornes-Bauges and Jura massifs, in response to exhumation of Aiguilles Rouges and Mont blanc ECMs (e.g., Boutoux et al., 2016; Rolland and Rossi, 2016), while ECM exhumation remained low at ~17 Ma in the Belledonne massif (Girault et al., 2022). In the meantime, NW-SE compression is recorded in the Vercors-Chartreuse massif and is attributed to the first signs of Alpine compressional tectonic activity in these subalpine massifs.

During stage 2, from 14 Ma to 10 Ma, Bauges and northern Chartreuse show NE-SW and NW-SE compressional axes, respectively. The influence of more significant displacements in the Jura massif could still explain the local strike-slip regime observed in southern Bauges. In contrast, the northern Chartreuse massif underwent a more E-W compression in relation to the thrust geometry, and the absence of evaporites inducing less basal decoupling. At the same time, a similar pure E-W orientation is observed in Vercors and southern Chartreuse massifs. We propose that the rapid activation of numerous frontal thrusts in a short time period (~1 Ma) at ~12 Ma is related to a more rapid exhumation of the Belledonne MCE indicated by ZHe ages (Girault et al., 2022). We propose that the rapid propagation of the deformation in the Subalpine Massifs is controlled by the activation of a blind crustal-scale ramp located at the front of Belledonne MCE (Figure 4-15). This change in stress direction could result from the structural anisotropy of the region, and is especially ascribed to the reactivation of N-S inherited crustal structures. The N-S sub-vertical anisotropy corresponds to the East Variscan shear zone (e.g., Corsini and Rolland, 2009; Simonetti et al., 2020) in the basement along the MCE, the Jurassic extensional faults (e.g., Lemoine et al., 1986) and the Oligocene extensional faults like the one dated at 32 and 24 Ma (location 17, Figure 4-9). These inherited faults have clearly controlled the localization of major thrust as highlighted by the eastern Vercors structure (e.g., Figure 4-15 b, Schori et al., 2021).

Since 10 Ma, ECMs have been uplifted at a somehow constant rate, as suggested by a similar magnitude of exhumation rates (about 1 mm.yr⁻¹) deduced from thermochronology (Girault et al., 2022) and vertical motions recorded by GPS data (Sternai et al., 2019). A fairly uniform E-W stress field is recorded from Bauges to south Vercors with the activation of the Western Subalpine thrust and multiple “hors-sequence” reactivation of the thrusts until present.

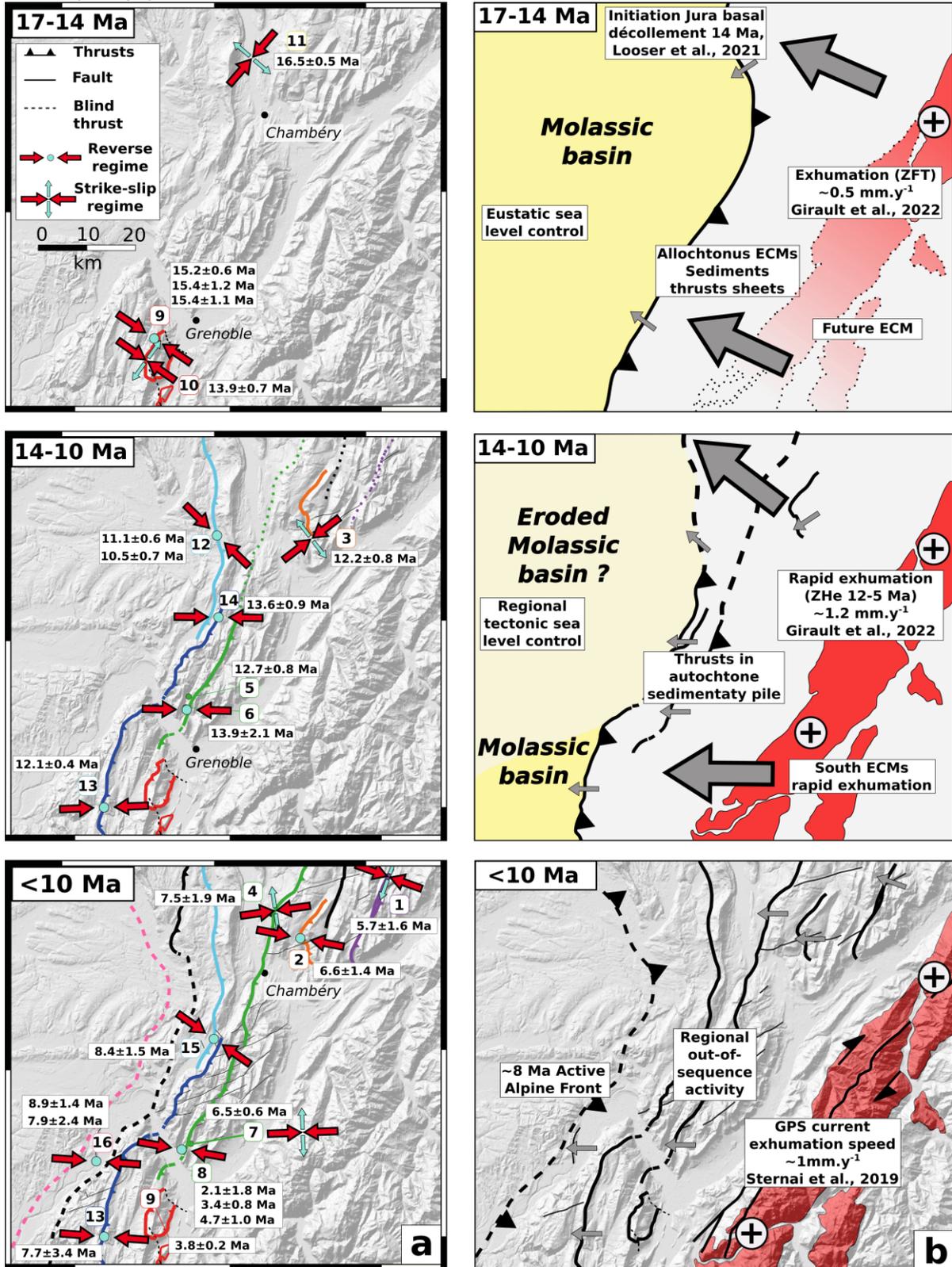


Figure 4-16 Sketch depicting the evolution of strain context through time, the involved faults and related ECM exhumation. Activation of the different thrusts is inferred by the first age recorded for each fault. Small grey arrows are local data derived stress orientation while big grey arrows are regional interpreted stress orientation. Black cross in a grey circle are exhuming zones.

6.6. Timing of fold-and-thrust belt propagation

The new U-Pb calcite ages obtained in this study allow to constrain the timing of the thrust propagation sequence in the Subalpine massifs. Based on the distribution of the different ages obtained from the different thrusts (Figure 4-15), and the structural relationships (based on Deville, 2021; Kalifi et al., 2021 and references therein), it appears that four major thrusts have been activated from east to west:

The most eastern thrust in the Vercors massif was activated around 15 Ma in a NW-SE compressional context.

To the west, in-sequence thrust activation propagation occurred with the activation of the central Vercors thrust and E-W shortening around 12 Ma. It appears from structural relationships that this fault system is in continuity with the eastern Chartreuse thrust, and that its southward propagation in Vercors is split into two main different faults (the II and IIIa thrusts, as shown on Figure 4-15). At this stage, it seems that the deformation is mostly in a thick-skin mode as the deformation front is not significantly transferred into the evaporitic layer at the base of the sediment cover. In contrast, this phase correlates with an acceleration of the Belledonne ECM, through the activation of a crustal ramp, rooted directly west of the ECM.

A transfer of this motion occurred around 10 Ma on the western Vercors-Chartreuse thrusts (e.g., west Vercors thrust, Figure 4-16). This rapid propagation of thrusts is supposed to be related to the transmission of stress by the Triassic decoupling evaporitic layer which marks a transition from thick-skin tectonics to a more thin-skin tectonic mode. However, based on structural relationships it seems that the flat decoupling layer always branch on the same transcrustal fault at the base of Belledonne ECM.

A final in-sequence activation of the mostly blind Western Subalpine thrust is constrained at 7-9 Ma, still in agreement with a propagation of the decoupling layer on basal evaporites. However, at massif scale, it appears that this front progressed more to the west of Vercors than of Chartreuse, probably due to the lack of evaporites below this later massif and a location of the basal décollement in Lias-Dogger marly shales (Deville, 2021). As a result, we interpret the development of NE-SW dextral faults of southern Chartreuse as a result of this differential propagation of the active front between the two massifs. Indeed, the dextral lineaments clearly offset the 10-12 Ma thrusts, and thus could be correlated with this ~7-9 Ma final propagation event. The propagation of the deformations towards the foreland is likely to have induced an uplift of the most internal subalpine massif and could therefore explain a more significant erosion and exhumation (about 4-6 km) of these domains.

After this fold-and-thrust propagation that occurred between 15 and 7 Ma, widespread and diffuse “out-of-sequence” reactivation occurred in the whole subalpine massifs. Widespread reactivations of internal thrusts may result from the locking of thrust propagation to the west. This phase is highlighted by the re-opening of veins in the eastern Vercors thrust around 9 Ma (Figure 4-10). Younger deformation (e.g., 6.5 ± 0.6 Ma at location 7) is recorded by a widespread strike-slip activity always in an E-W (σ_1) compressional context which indicates a permutation of σ_2 and σ_3 stress axes. Since ~6 Ma, this evolution towards a more strike-slip dominated regime in a similar context as nowadays may be caused by a modification of the regional strain-field that could be ascribed to the Apulian late rotation (e.g., Collombet et al., 2002; Rolland et al., 2012; Walpersdorf et al., 2018).

7. Conclusion

Through the example of the subalpine fold-and-thrust belt, this study establishes a multi-technique methodology based on fault data inversion, conventional and clumped isotopes and U-Pb calcite dating in order to provide a detailed comprehension of the Tertiary tectonic structuration of the frontal part of the Western Subalpine foreland. These combined approaches on calcite have allowed to constrain the timing of the fold and thrust belt propagation, which occurred in an 'in-sequence' mode between 15 Ma and 7 Ma. This propagation is dominated by a phase of thick-skin tectonics, highlighted by the activation of central Vercors and eastern Chartreuse thrusts at 12 Ma. This activation is correlated to the acceleration of Belledonne ECM exhumation, and it follows, based on structural relationships, that the foreland thrusts were rooted in a crustal-scale ramp below the ECM. The reorientation of the stress field from NW-SE to E-W compression since 12 Ma is ascribed to the N-S orientation of the crustal anisotropies, which originate from the Variscan, Tethyan, and early Alpine tectonic stages. In this work, the U-Pb dating of preserved Oligocene calcites at 32 Ma and ~24 Ma and balanced geological cross-sections agree with the reactivation of N-S faults within the Subalpine massifs. After 10 Ma, and until 7 Ma, the most frontal (western) thrusts have been activated due to the propagation of a décollement on the evaporites of the basement – cover interface. This phase induced a differential motion of the Vercors with respect to the (evaporites-poor) Chartreuse massifs, which explains the development of cross-cutting dextral strike-slip faults in the latter massif. Finally, a further out-of-sequence reactivation is recorded from 6 Ma to 2 Ma, and is still ongoing from the seismic records, that is related to a more regional transition probably related to Apulian rotation. In this well-constrained tectonic context, stable isotope analysis brings some complementary information about the origin of fluids and the fluid-rock interaction history, providing independent constraints on the depth and connectivity of the fault systems. Most of the successfully dated calcites show a depleted $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ signature compared to their host-rock, which indicates an external fluid source, explaining a slight enrichment in U. This fluid source, recalculated with clumped isotopes, is similar to surface low-elevation meteoric fluids that interacted with the host-rock during deformation. It is also observed that most successful dates are obtained in a blocky calcite, which results from higher fluid/rock ratios, while the fibrous calcite exhibits lower U contents and is isotopically close to the host-rock. Clumped isotope analysis highlights a strong temperature gradient from west (~50°C) to east ($\geq 150^\circ\text{C}$), in agreement with vitrinite and RSCM data, coherent with an increase of burial from 2 to 4-6 km. This burial is related to an increase in underthrusting below the Alpine frontal thrusts.

Chapitre 5 Evolution tardive de l'orogène, extension en cœur de chaîne



Souvenir de la faille de la Clarée avec Yann Rolland, Stéphane Schwartz et Dorian Bienveignant.

5.1 Contraintes chronologiques sur la transition d'un système compressif à extensif : exemple du Front Pennique

La chaîne alpine résulte de plusieurs phases de déformation consécutives à la cinématique globale des plaques qui impose une convergence entre la plaque européenne au N-O et la plaque africaine et son promontoire Adria au S-E. La direction de convergence initialement N-S pendant le début du Crétacé supérieur (voir

Structuration précoce de l'avant-pays) se réoriente en suivant une direction E-O au cours de l'Oligocène-Miocène permettant la déformation de l'avant-pays (voir Propagation du fold-and-thrust-belt alpin) qui s'exprime par le développement de grands chevauchements. Dans les zones internes, le jeu compressif du Front Pennique, structure chevauchante majeure des Alpes, est relativement bien contraint. Le pic d'enfouissement enregistré par le massif cristallin externe du Pelvoux localisé sous le Front Pennique (footwall) est daté à 34-29 Ma par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phengites syn-cinématiques (Simon-Labric et al., 2009). Dans la partie sud du Front Pennique, des âges similaires de 33.8 ± 4.0 Ma à 28.8 ± 3.4 Ma ont été obtenus sur des zircons remis à zéro par l'activité de cette faille (Maino et al., 2015). Ces datations sont associées à des déformations profondes proches des conditions à la transition ductile/fragile ($>350^\circ\text{C}$).

La déformation active est caractérisée par une sismicité décrocho-extensive localisée au-dessus du Front Pennique dans son hanging-wall (Sue and Tricart, 1999). Cette déformation extensive s'organise le long d'un arc sismique dont l'expression en surface correspond au faisceau de failles de la Haute-Durance (Mathey et al., 2020). Sur le terrain, de nombreuses failles normales ont été caractérisées et interprétées comme l'expression en surface de l'inversion du Front Pennique associée à l'exhumation de la zone externe (Tricart and Sue, 1999), mais l'extension est aussi diversement interprétée comme le résultat de l'effondrement de la chaîne (Larroque et al., 2009) ou le résultat du rebond isostatique en lien avec l'érosion (Vernant et al., 2013; Sternai et al., 2019).

Il n'existe, pour autant, aucune contrainte d'âge direct montrant de façon absolue le basculement de l'un à l'autre régime tectonique. Les âges obtenus avec la méthode des traces de fissions sur apatite ont permis de contraindre l'exhumation des zones internes à ~ 25 Ma, qui peut être reliée à l'activité compressive du Front Pennique (Tricart et al., 2001, 2007). Dans la zone externe (footwall du Front Pennique) la datation par la méthode des traces de fission sur apatites indique un âge minimal plus jeune de 12,7 Ma (Tricart et al., 2007). Si l'on interprète cet âge comme étant associé au jeu en extension du Front Pennique (mais l'exhumation est également le résultat du soulèvement au front des massifs cristallins combiné à l'érosion), le début de cette inversion tectonique serait alors entre ces deux âges (25-12 Ma).

Afin de déterminer l'âge de cette phase critique, je propose d'appliquer la méthode de datation U-Pb sur calcite à des brèches tectoniques prélevées sur les failles normales de la Haute-Durance. Deux âges distincts sont obtenus sur deux failles conjuguées à la falaise de Tournoux, ~ 3.5 Ma et ~ 2.5 Ma. Ces âges sont interprétés comme la dernière étape de déformation enregistrée par la calcite à une profondeur de ~ 2 km (cohérente avec les taux d'exhumation actuellement enregistrés dans la zone). Ce sont des âges minima d'inversion du Front Pennique résultants de la propagation de la déformation vers l'avant-pays alpin. Ces âges seront également complétés par d'autres âges U-Pb sur calcite et (U-Th)/He sur hématite obtenus plus à l'Est permettant une vision plus générale de l'évolution tectonique du système.

En complément, une étude des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) de la calcite va permettre de caractériser les conditions physiques des fluides minéralisateurs et ainsi de mettre en évidence la présence de fluides profonds plutôt que de fluides de surface. La mobilisation de ces fluides profonds est interprétée comme associée au branchement en profondeur des failles normales de la Haute-Durance sur le Front Pennique

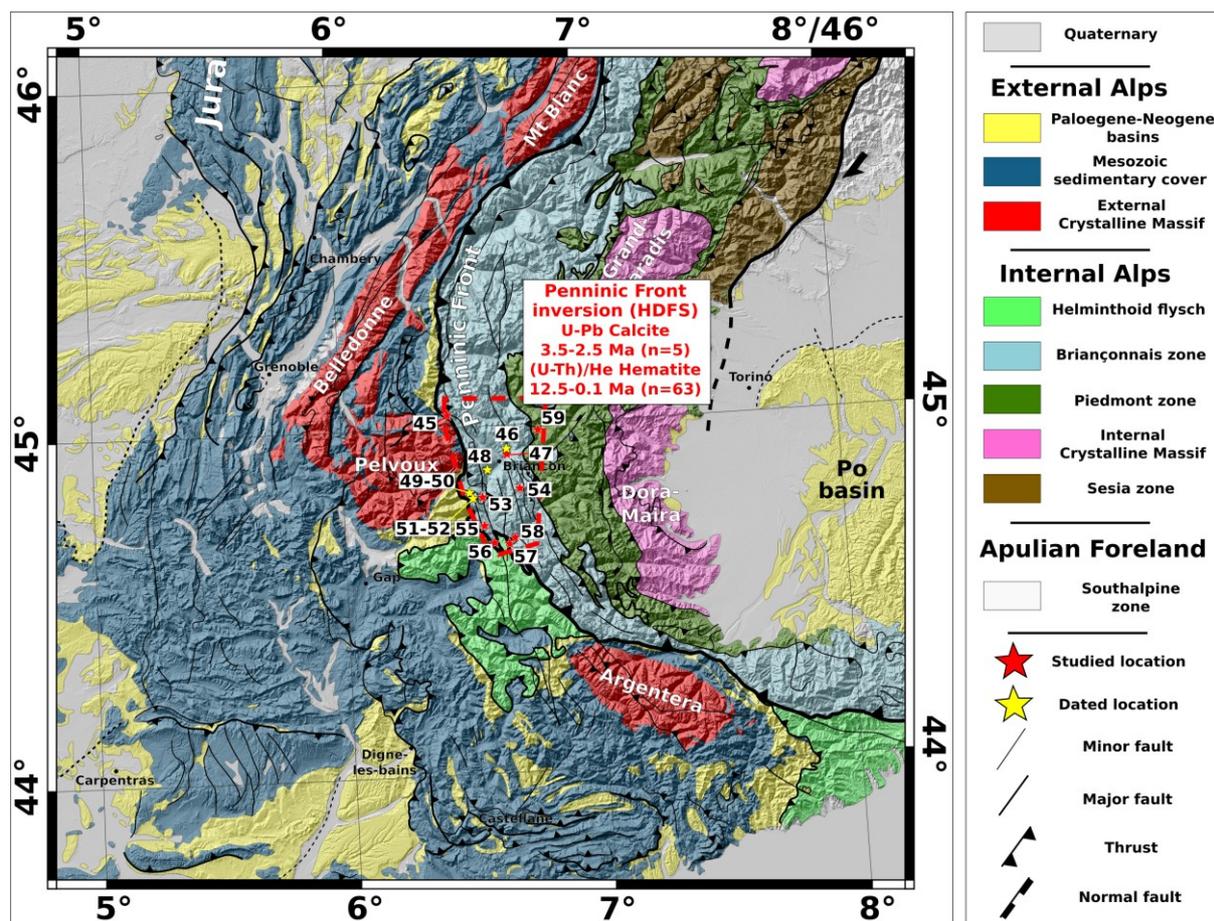


Figure 5-1 Carte géologique des Alpes Occidentales illustrant les sites étudiés dans les parties internes avec en jaune les sites datés. Les numéros font référence au tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse, Annexe 3.

5.2 Extensional reactivation of the Penninic Frontal Thrust 3 Ma ago as evidenced by U-Pb dating on calcite in fault zone cataclasite.

In Solid Earth, 12(1), 237-251.

Abstract

In the Western Alps, the Penninic Frontal Thrust (PFT) is the main crustal-scale tectonic structure of the belt. This thrust transported the high-pressure metamorphosed internal units over the un-metamorphosed European margin during the Oligocene (34-29 Ma). Following the propagation of the compression toward the European foreland, the PFT was later reactivated as an extensional detachment associated with the development of the High-Durance extensional fault system (HDFS). This inversion of tectonic displacement along a major tectonic structure has been widely emphasized as an example of extensional collapse of a thickened collisional orogen. However, the inception age of the extensional inversion remains unconstrained. Here, for the first time, we provide chronological constraints on the extensional motion of an exhumed zone of the PFT by applying U-Pb dating on secondary calcites from a fault zone cataclasite. The calcite cement/veins of the cataclasite, formed after the main fault slip event, at 3.6 ± 0.4 - 3.4 ± 0.6 Ma. Cross-cutting calcite veins featuring the last fault activity are dated at 2.6 ± 0.3 - 2.3 ± 0.3 Ma. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ fluid signatures derived from these secondary calcites suggest fluid percolation from deep-seated reservoir at the scale of the Western Alps. Our data evidence that the PFT extensional reactivation initiated at least ~ 3.5 Ma ago with a reactivation phase at ~ 2.5 Ma. This reactivation may result from the westward propagation of the compressional deformation toward the External Alps, combined to the exhumation of External Crystalline Massifs. In this context, the exhumation of the dated normal faults is linked to the eastward translation of the HDFS seismogenic zone in agreement with the present-day seismic activity.

1. Introduction

Dating of major tectonic inversions in orogens is generally achieved by indirect and relative dating, but rarely by the direct dating of fault-related minerals using absolute geochronometers. For instance, tectonic cycles are defined worldwide by the sediment unconformities or by exhumation ages through thermochronological investigation. However, the recent progress in U-Pb dating of carbonate using high-resolution Laser Ablation analyses (Roberts et al., 2020) allows us to directly date minerals formed during fault activity and thus to establish the age of tectonic phases by absolute radiometric dates (Ring and Gerdes, 2016; Goodfellow et al., 2017; Beaudoin et al., 2018). This method is especially well suited to disentangle the successive tectonic motions along a given tectonic structure. U-Pb dating can be coupled to stable isotopic analysis to infer the nature of fluids through time, which may give insights of the scale of fluid circulations and thus the scale of the active tectonic structure and changes in the stress regime (e.g., Beaudoin et al., 2015; Rossi and Rolland, 2014). In the Western Alps, the Penninic Frontal Thrust or PFT represents a major thrust structure at lithospheric scale (e.g., Tardy et al., 1990; Mugnier et al., 1993; Zhao et al., 2015) that accommodated the main collisional phase during the Paleogene-Neogene (e.g., Ceriani et al., 2001; 2004). Later on, this thrust was reactivated as a normal fault, and

the extensional deformation is still ongoing (Sue and Tricart, 1999; Tricart et al., 2006; Sue et al., 2007). This transition from compression to extension in a collisional chain has been diversely interpreted to reflect slab breakoff, crustal overcompensation or post-glacial and erosion-induced isostatic rebound (e.g., Champagnac et al., 2007; Sternai et al., 2019). However, until now, no direct dating of the tectonic shift from compression to extension on the PFT has been obtained, which leads to many possible geodynamic scenari. At the present day, a large range of ages for this transition has been hypothesized from ~12 to 5 Ma (Tricart et al., 2006), to only few ten's ka (Larroque et al., 2009) which shows the lack of direct dating of brittle deformation (Bertrand and Sue, 2017). In this study, we applied the Laser Ablation U-Pb dating method on secondary calcites from a cataclasite fault zone that testify of the extensional deformation of an exhumed paleo-normal fault during the PFT inversion.

The purpose of this study is (1) to provide absolute chronological constraints on the structural inversion of the PFT, and (2) give insights into the scale and nature of fluid circulations along this major fault using stable isotope analysis of carbon and oxygen.

2. Geological setting

The western Alpine collisional belt results from the convergence and collision of the European and Apulian plates, which culminated with top-to-the west displacement on the PFT acting as the major Alpine tectonic structure in the Late Eocene to Oligocene times (e.g., Dumont et al., 2012; Bellahsen et al., 2014). This lithospheric-scale structure accommodated westward thrusting of highly metamorphosed "Internal zone" units over slightly metamorphosed "External zone" units (Figure 5-2, Schmid and Kissling, 2000; Lardeaux et al., 2006; Simon-Labric et al., 2009; Malusà et al., 2017). The External zone is composed of the European non-metamorphosed Mesozoic and Paleozoic sedimentary cover and its Paleozoic basement corresponding to the External Crystalline Massifs.

The Internal zone corresponds to a high-pressure metamorphic wedge formed by the stacking of the paleo-distal European margin of the Briançonnais zone, comprising the Internal Crystalline Massifs and their sedimentary cover, with the oceanic-derived units of the Piedmont zone. These units were incorporated and juxtaposed in the subduction accretionary prism since the Early Late Cretaceous until the Late Eocene (e.g., Agard et al., 2002; Schwartz et al., 2007). The timing of subduction and collision is well constrained by numerous dates on metamorphic minerals (e.g., Duchêne et al., 1997; Rubatto and Hermann, 2003; Lanari et al., 2012, 2014). Eclogite facies recrystallization records subduction of the distal European margin at 32.8 ± 1.2 Ma in the Dora Maira massif, which was later transported as a tectonic nappe during the collision (Duchêne et al., 1997). PFT activation and underthrusting of External Crystalline Massifs are indicators of the transition from subduction to continental collision in the Internal zones, between 44 and 36 Ma (e.g., Beltrando et al., 2009). This transition is marked by shear zone development at greenschist facies conditions and recrystallization during burial of the Alpine External zone in the PFT footwall compartment (Rossi et al., 2005; Sanchez et al., 2011; Bellahsen et al., 2014).

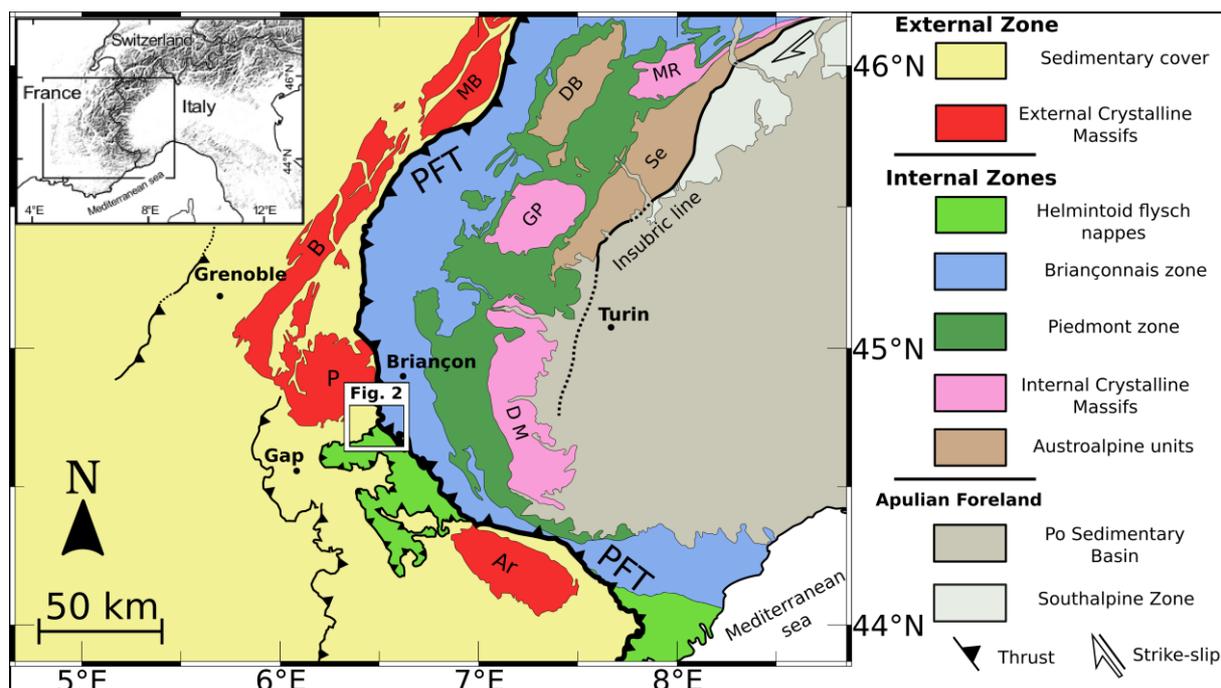


Figure 5-2 Geological map of Western Alps showing the location of the study area. External Crystalline Massifs: Ar, Argentera; B, Belledonne; MB, Mont Blanc; P, Pelvoux. Internal Crystalline Massifs: DM, Dora-Maira; GP, Grand Paradis; MR, Mont Rose. PFT: Penninic Frontal Thrust. Insert modified from Schwartz et al. (2017).

The early ductile PFT activity is dated at 34-29 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic phengite from shear zones in the Pelvoux and Mont Blanc External Crystalline Massifs (Seward and Mancktelow, 1994; Rolland et al., 2008; Simon-Labric et al., 2009; Bellanger et al., 2014; Bertrand and Sue, 2017) and by U-Pb on allanite (Cenki-Tok et al., 2014). The age of the PFT hanging wall tectonic motion and joint erosion is highlighted by the exhumation of the Briançonnais units constrained by apatite fission tracks (AFT) at 26-24 Ma (Tricart, 1984; Tricart et al., 2007, 2001; Ceriani and Schmid, 2004). However, the PFT reactivation as a normal fault remains unconstrained. The onset of PFT extensional activity has been proposed to the Late Miocene (~12 to 5 Ma), based on indirect AFT ages in the Pelvoux External Crystalline Massif (Tricart et al., 2001, 2007), that record a cooling episode related to relief creation and erosion. The current seismicity (e.g., Rothe, 1942; Sue et al., 1999, 2007) and observed GPS motions (Walpersdorf et al., 2018; Mathey et al., 2020), all along the so-called High-Durance Fault System (HDFS) highlight the fact that extensional and minor strike-slip deformations along the PFT are still ongoing. This seismicity mostly occurs at shallow depths, less than 10 km, and mainly at 3 to 8 km, where the HDFS is structurally connected to the PFT (Sue and Tricart, 2003; Thouvenot and Fréchet, 2006; Sue et al., 2007).

The study area is focused on a portion of the PFT located in the southeast of the Pelvoux External Crystalline Massif in the Western Alps (France) (Figure 5-2, Figure 5-3). Here, the PFT rests on Late Eocene (Priabonian) autochthonous nummulitic flysch so-called the “Champsaur sandstone” (Figure 5-3), which lies unconformably on the Pelvoux crystalline basement. In the southern part, the PFT lies on the Cretaceous Helmintoid flysch nappes, Figure 5-3. These two flysch units are intensely deformed by top-to-the-west PFT compressional deformation.

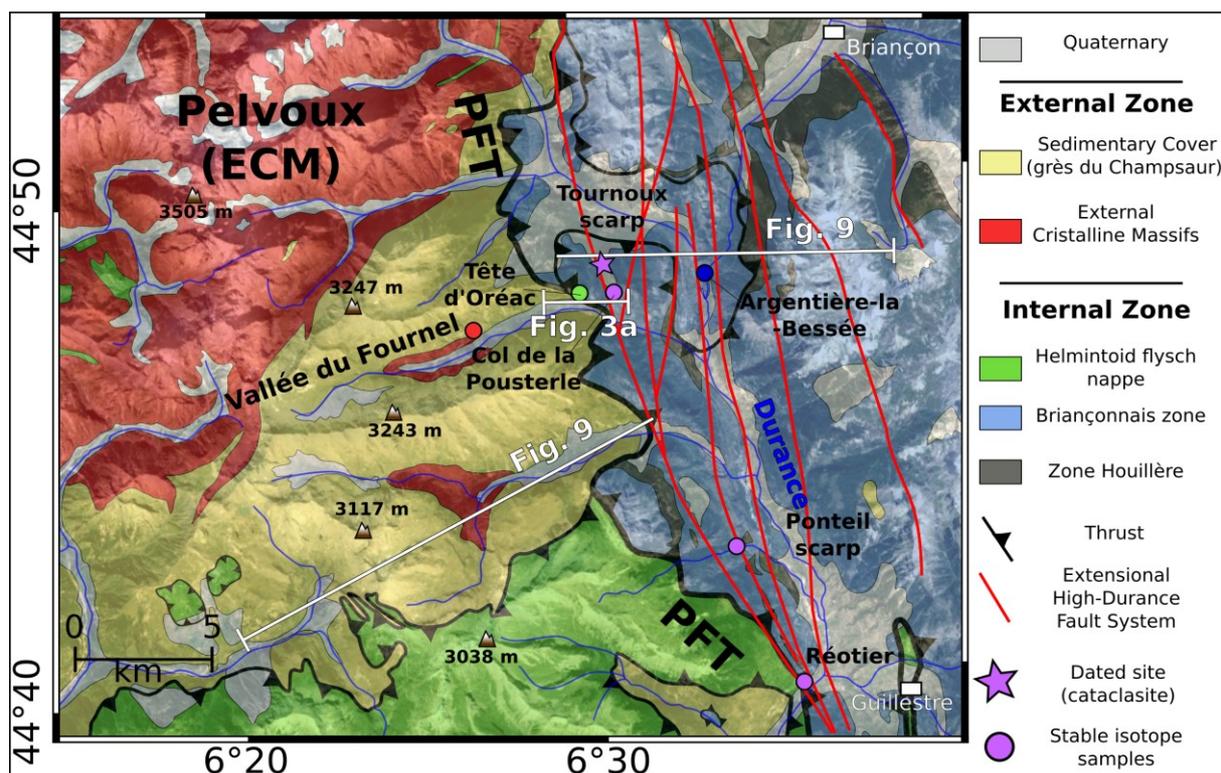


Figure 5-3 Study area of the Penninic Frontal Thrust, east of the Pelvoux External Crystalline Massif (ECM). High-Durance Fault System is represented in red from Tricart et al. (2001) and Sue et al. (2007). Location of sampled sites is indicated. The location of the extensional fault dated by U-Pb on calcite (samples FP18-2 and FP18-3) is marked by a star. Colour of site circle refers to the host rock age: red, Eocene sandstone flysch (grès du Champsaur); green, Cretaceous carbonates; blue, Jurassic carbonates; purple, Triassic carbonates. Sample descriptions are shown on Annexe 10. © Google Earth for background relief map.

The PFT hanging wall corresponds to the Briançonnais zone composed of Mesozoic and Paleozoic sedimentary units, which underwent high pressure metamorphism (Lanari et al., 2012, 2014). The Briançonnais zone is composed of the Briançonnais Zone Houillère, which consists of Carboniferous sediments overlying a crystalline basement, stratigraphically overlain by Middle Triassic to Cretaceous sediments (limestones and calcschists). The PFT structure is well shown in the Tête d'Oréac section of the Fournel Valley transect (Figure 5-4, Sue and Tricart, 1999). Here, normal faults cross-cut the Briançonnais series and branch down on the PFT, which was reactivated as a detachment (Tricart et al., 2001).

The normal faults are tilted by a passive rotation of about 30 degrees towards the west during their exhumation in relation with the activity of the High-Durance Fault System (Sue et al., 2007).

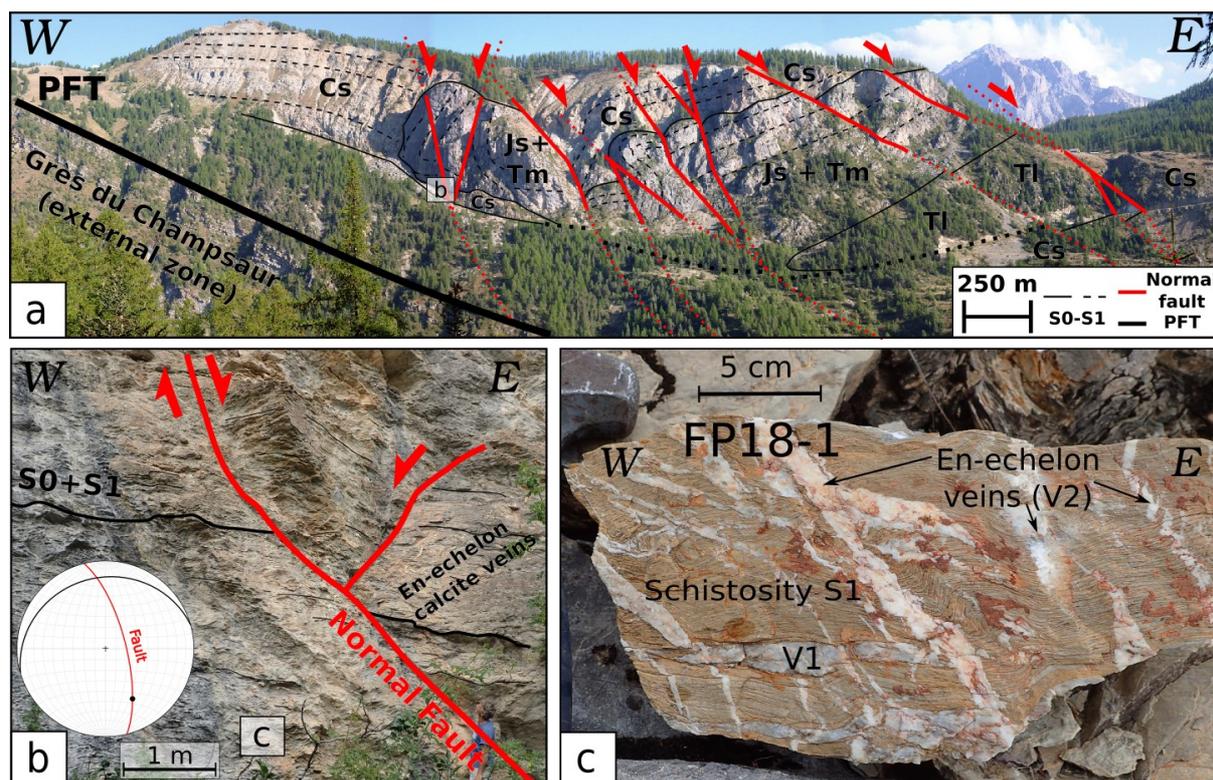


Figure 5-4 a: General view and geological interpretation of the Fournel Valley southern slope with the studied site of the Tête d'Oréac. b: Outcrop interpretation of the Tête d'Oréac with extensional features in late Cretaceous calcschists in agreement with the High-Durance Fault System and Wulff stereogram, lower hemisphere. c: Calcschist oriented sample FP18-1 evidencing multiple calcite vein generations. V1 is related to the main compressional phase related to the Tête d'Oréac anticline formation and V2 are related to extensional reactivation of the PFT during onset of the High-Durance Fault System. Cs: Late Cretaceous calcschists; Js+Tm: Middle Triassic to Late Jurassic dolomitic to siliceous limestones; Tl: Lower Triassic sandstones.

3. Sampling strategy and analytical methods

3.1. Sampling strategy

We collected key samples of each brittle-ductile deformation phase, both in the PFT footwall and hanging wall Annexe 10, to provide a petrographic and stable isotopic dataset which will allow discussing the nature of fluids throughout the PFT activity associated to the late compressional and extensional history. Field analysis is supported by petrographic observations on 28 samples, including 8 host rocks, 6 from compressional structures and 14 from extensional structures. Based on this dataset, we selected three fault breccia samples to date the PFT extensional reactivation.

3.2. Cathodoluminescence

Cathodoluminescence (CL) analysis provides shades that are mainly representative of oxidation state of trace element and their contents, i.e. Mn^{2+} and Fe^{2+} (Barnaby and Rimstidt, 1989). These differences in calcite chemical composition are an indicator of different mineral precipitations related to slight variations in fluid composition (Goodfellow et al., 2017). CL can also highlight crystal growth patterns or grain boundary interactions (Beaudoin et al., 2015). Using cross-cutting criteria as well as

CL, a relative chronology of the calcite generations and related microstructures has been made. Analyses were performed with a spot camera mounted-Cathodyne device (cold cathode) with the following parameters: vacuum ~50mTorr; voltage 16-18 kv; electron beam ~200 μ A. Used description terminology is based on Bons et al., (2012).

3.3. O and C stable isotope analysis

Stable isotope measurements were achieved on the different generations of microstructures identified by thin section observations and CL images, at Geosciences Paris Sud (GEOPS) laboratory of the Paris-Saclay University, France. Results are presented in Table 1. The protocol is described in detail by Andrieu et al. (2015). Several milligrams (~1mm³) of sample for each calcite generation were collected using a Dremel 4000 with a 3.2 mm head. Samples were then dissolved with pure orthophosphoric acid (H₃PO₄): Sample tubes provided with two compartments (one for the sample and one for the acid) were sealed under a pressure of 1.5x10⁻² mbar. They were immersed in a water bath at 25°C before the acid was poured on the sample and let to react for 24 h. Complete reaction is necessary to avoid any artificial isotopic fractionation. The produced CO₂ is collected using an extraction line and a liquid nitrogen trap is used to ensure that only CO₂ is collected. Pure CO₂ is analyzed on a VG Sira 10 dual inlet IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer). Data validity is supported by concurrent analysis of the international standard IAEA CO-1. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are expressed in ‰ relative to V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) by assigning a $\delta^{13}\text{C}$ value of +1.95‰ and a $\delta^{18}\text{O}$ value of -2.20‰ to NBS19, (1).

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Sample}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Reference}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1).$$

For oxygen isotope measurements, switch from PDB values to SMOW (Standard Mean Oceanic Water) were made using the Kim et al. (2015) equation, (2).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03092 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.92 \quad (2).$$

The ratio of carbon and oxygen isotopes is related to the parental fluid of calcite and can be used as a fluid tracer. Reproducibility was checked by replicate analysis of in-house standards and was $\pm 0.2\%$ for oxygen isotopes and $\pm 0.1\%$ for carbon isotopes.

3.4. U-Pb dating of calcite

In-situ uranium and lead isotope analyses of carbonates were carried out at CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement), Aix-en-Provence, France. Data were acquired on 150 μ m thick thin sections. Laser ablation analysis was performed with an ESI excimer Laser Ablation system with a 6 inches two volume cell (ESI), coupled to an Element XR SF-ICP-MS (Sector Field Inductively Coupled Mass Spectrometer, Thermo-Scientific). Analyses were done at 10 Hz and 1.1-1.15 J.cm⁻². Samples were first screened to check signal intensities and maximise the spread of ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios (e.g., map of Annexe 10 geochemistry) to obtain the highest U-Pb variability. A typical analysis consists of 3 seconds of pre-ablation to clean the sample surface, followed by 20 seconds of gas blank and ~20 seconds of measurement on a static circle spot of 150 μ m diameter (approximately 8-9 acquisition cycles per second). These parameters lead to approximately ~20-25 μ m depth hole (~1 μ m/s) on a carbonate material. Ablated particles are carried out of the cell with a He gas flux of 1300 ml/min and then mixed

with Ar sample gas (typically 0.8-0.9 l/min). Unknown samples were corrected by standard bracketing with synthetic NIST-614 glass for instrumental drift and lead isotope composition (Woodhead and Hergt, 2001) and a natural calcite spar WC-1 of 254.4 ± 6.4 Ma (Roberts et al., 2020) for inter-elemental fractionation effect, every 20 measurements. No downhole correction was applied since no natural calcite standard with homogeneous U-Pb ratio allows such correction. However, the large aspect ratio used in this set up is supposed to limit this effect. Unknown sample were first processed with the Lolite software (Paton et al., 2011) for baseline correction. Raw ratios were then reduced for instrumental drift, lead isotope composition and inter-elemental fractionation using an in-house excel spreadsheet macro designed for carbonate samples. Ages are obtained using IsoplotR software and plotted in a Tera-Wasserburg diagram using model (1) age (Vermeesch, 2018). An additional error propagation of 2.51% in quadratic addition on the final age, tied to the WC-1 standard, is expressed in brackets in the Tera-Wasserburg plot.

4. Results

4.1. Deformation phases and microstructures

4.1.1. Brittle-ductile deformation features

During the westward thrust motion of the PFT, the Tête d'Oréac cross-section passes through the PFT (Figure 5-4) and preserves a succession of units that were stacked on each other. The main schistosity (S1) is parallel to the initial bedding (S0) in Cretaceous calcschists. S0-S1 is sub-horizontal and penetrative throughout the studied area. At the outcrop scale, S1 is clearly visible and shows dissolution surface with the development of stylolitic joints (Figure 5-5).

Quartz anisotropy is observable in LPA which indicates an important deformation syn-post V1. This suggests a strong transposition of structures during PFT compressional motion or the veins opened initially in an orientation parallel to S1 either way a ductile deformation is recorded. These early shortening features are cross-cut by numerous steeply dipping eastward normal faults linked to the extensional reactivation of PFT. Early stages of extension are featured by centimetre scale "en-echelon" veins (V2) indicative of an early brittle-ductile extensional deformation followed by dissolution on the horizontal composite (S0-S1) cleavage. Larger V2 veins, expressed at centimetre scale, cross-cut the cleavage and show elongated calcite fibres of ~ 1000 μm at the vein walls (Figure 5-5). Similar shades for early V2 and fibrous V2 are observed in CL. At vein cores, the fibrous calcite is then replaced by a blocky calcite that is less luminescent in CL.

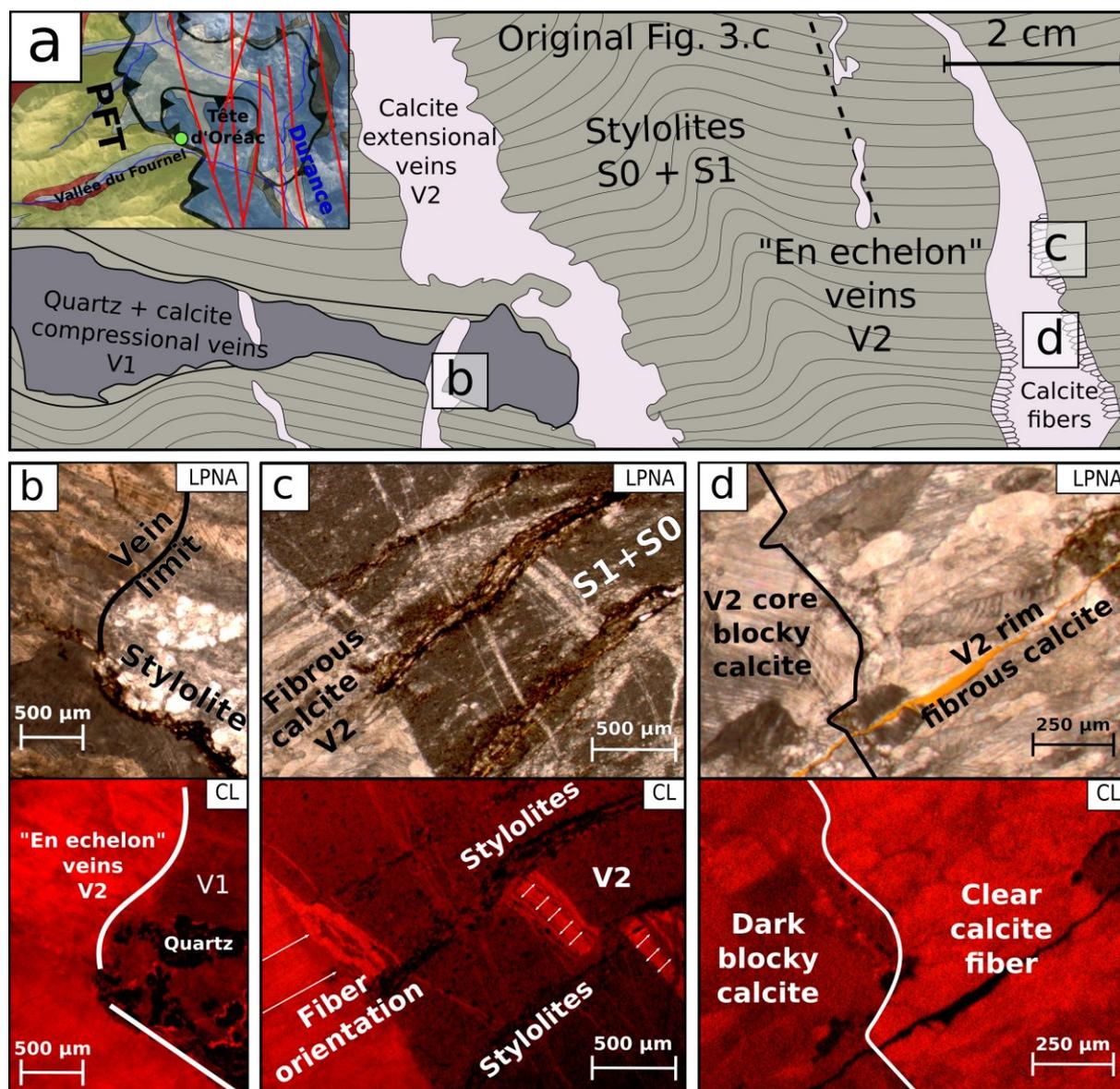


Figure 5-5 a: General sketch of sample FP18-1 evidencing cross-cutting relationships for two main vein generations Figure 5-4 c. b-d: Microscope and cathodoluminescence pictures showing the different vein calcite generations.

4.1.2. Brittle deformation features

The internal structure of one major extensional fault is investigated in the Tournoux scarp (Figure 5-6). The fault zone is highlighted by a metre-scale cataclasite fault gouge with variable amounts of deformations. The top-to-the East (N90°E) normal sense of shear is represented by sigmoids and down-dip slickenside. At thin-section scale, for sample FP18-2, the cataclasite is composed of centimetre-scale host rock clasts with very small (<20 µm) limestone grains. Two types of calcite fillings have been identified. The first one contains organic matter has a « dusty appearance » with bright shades in CL (Figure 5-6 c). The second one shows large and clear crystals that grew in the cracks and porosity, showing sector zoning patterns highlighted in CL and Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) maps (Figure 5-6 d Annexe 10 geochemistry). ~700 µm large hexagonal, clear and organic matter free, calcite crystals have been selected for U-Pb dating.

These calcite crystals represent the latest pervasive fluid circulation episode through the porosity and provide a minimum age for the cataclasite. In sample FP18-3, the matrix is cross-cut by calcite veins with variable diameters (300-1300 μm) and is free of any further deformation. On the basis of their homogeneity and their youngest relative age relationships, these late calcites have also been targeted for U-Pb calcite dating (see section 4.3). Samples FP19-12A-B (described Annexe 10) were collected in a west-dipping conjugate normal fault and exhibits similar deformation features.

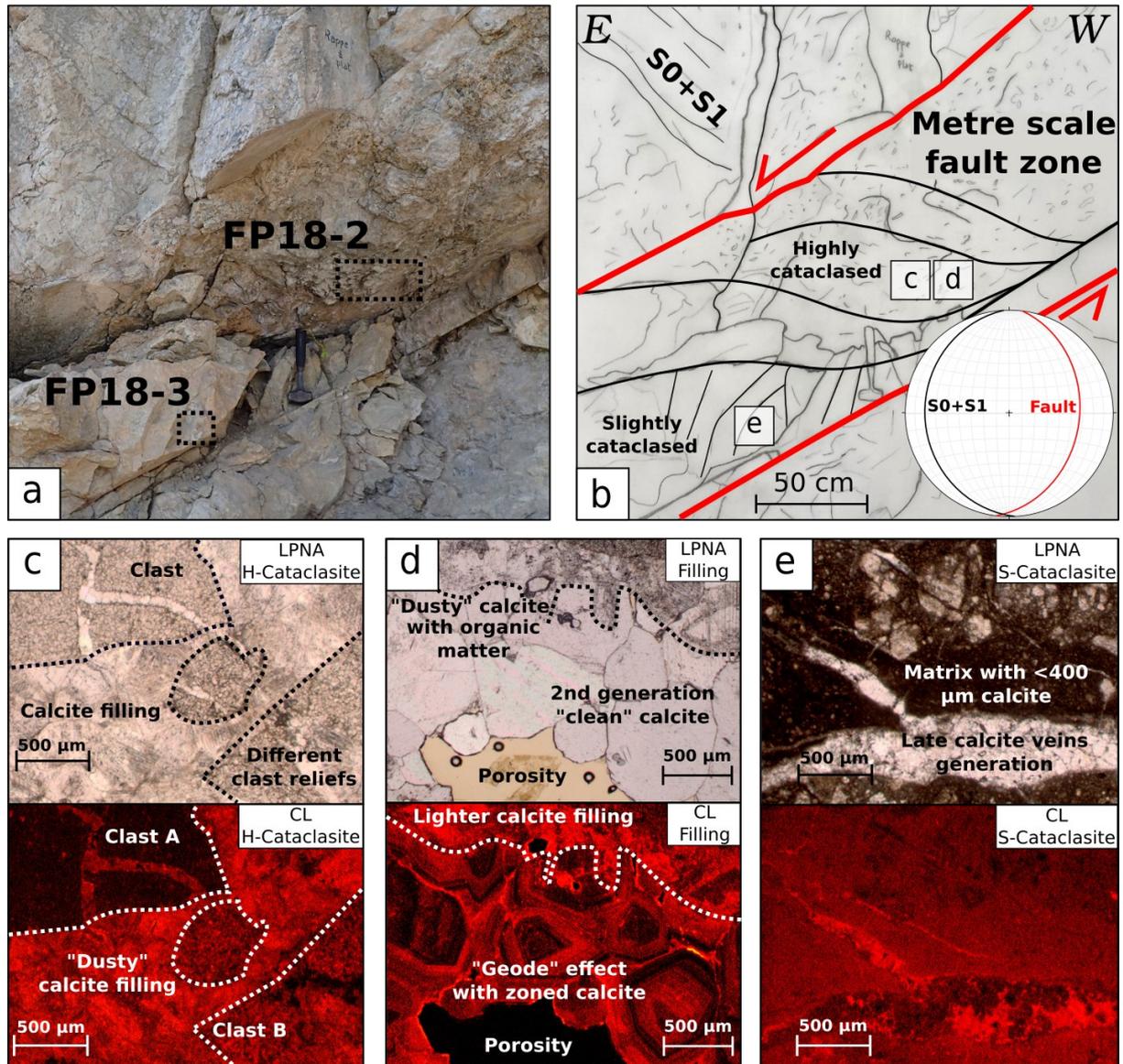


Figure 5-6 a-b: Outcrop interpretation of the Tournoux scarp showing various degrees of cataclasis in Triassic dolomitic limestone with Wulff stereogram lower hemisphere. Squares are sampled area, sample FP18-2 is a highly cataclased sample, while sample FP18-3 is less intensely cataclased and is cross-cut by millimeter-scale calcite veins. c, d, e: Microscope and cathodoluminescence pictures showing several calcite filling generations. « clear calcite » shows zonings and seems to crystallize into a primary porosity left within the cataclasite. The clear calcite and veins from the cataclasite are dated using the U-Pb dating on calcite method.

4.2. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ stable isotope results

Stable isotopes analyses were performed in calcites from various host rocks samples belonging to the different units highlighted in the studied PFT section (Figure 5-4) and are supposed to be representative of the different (compressional and extensional) key tectonic phases (Figure 5-7).

For host rock analysis, upper Cretaceous planktonic calcschists from the Tête d'Oréac show the lowest $\delta^{18}\text{O}$ host rock value of 16.8-17.1 ‰ and of $\delta^{13}\text{C}$ of 2.1-2.2 ‰. Triassic carbonates show a range between 23.7-26.5 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between 1.9-2.3 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ (with a higher value of 3.4 ‰ for the Ponteil scarp). Upper Jurassic calcschists gave $\delta^{18}\text{O}$ ratio of 28.5 ‰ and $\delta^{13}\text{C}$ of 1.3 ‰. The western Late Eocene Flysch (Champsaur sandstone) gave lowest $\delta^{13}\text{C}$ ratio of -0.3 ‰ and a $\delta^{18}\text{O}$ ratio of 21.9 ‰. Analysed brittle-ductile veins either related to the compressional or to the onset of the extensional tectonic phases stand very close to their host rocks, near to the meteoric water field defined by Nardini et al. (2019) (Figure 5-7). However, the V2 veins associated to the brittle normal fault development, clearly show lower $\delta^{18}\text{O}$ values (<15‰) compared to their host rocks, with a trend towards lower $\delta^{13}\text{C}$ values. These isotope signatures are similar to those measured in calcite from veins of the Mont Blanc External Crystalline Massifs (Rossi and Rolland, 2014).

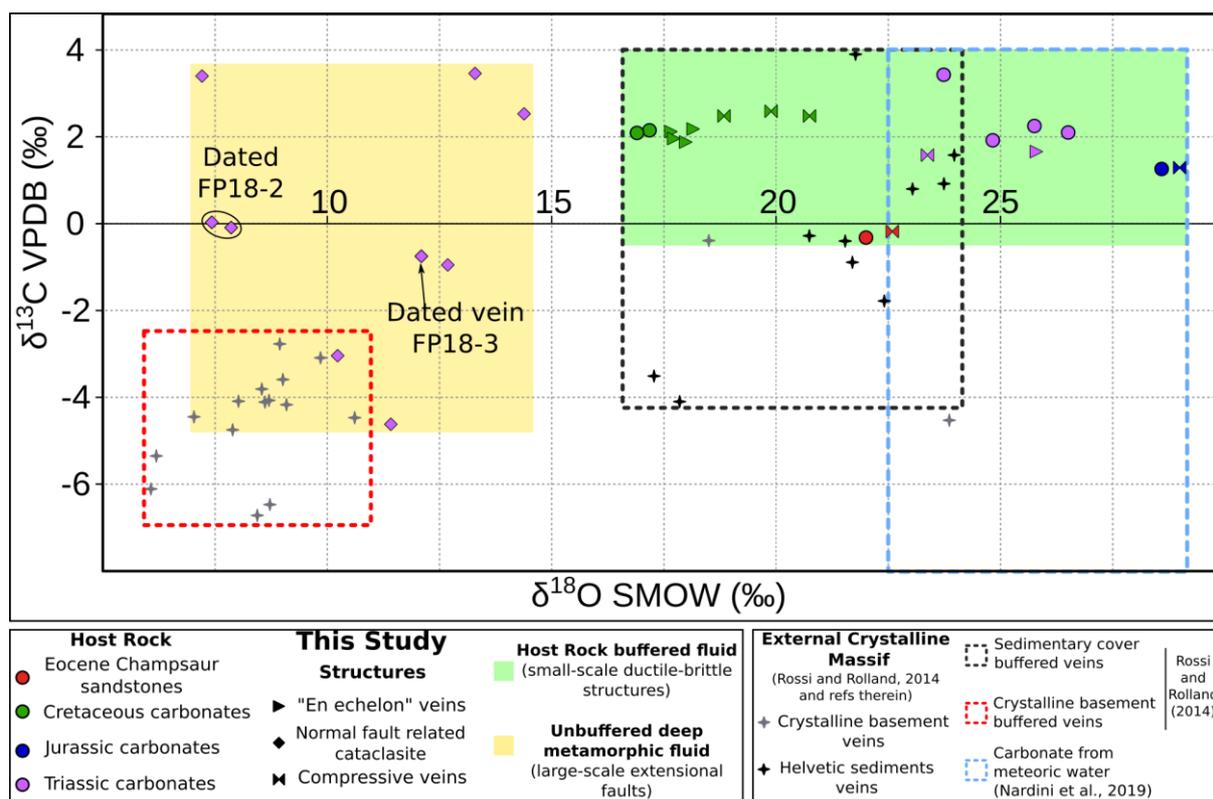


Figure 5-7 Stable isotopic data from samples indicated on Figure 5-3. Domains represented by dashed red, black and blue lines are from the literature (Nardini et al., 2019; Rossi and Rolland, 2014 and references therein). The coloured green domain corresponds to veins associated to brittle-ductile structures. These veins show similar isotopic compositions as their host rocks. The orange domain features the signature of cataclasite normal fault samples, which show a different isotopic composition as compared to their host rock, and are similar to deep metamorphic fluids (e.g., Crespo-Blanc et al., 1995; Rossi and Rolland, 2014; Rolland and Rossi, 2016).

4.3. Calcite LA-ICPMS U-Pb dating results

Petrographic analysis has been complemented by screening using LA-ICP-MS on 24 thin-sections from samples of 7 locations around the PFT related to shortening and extensional structures. Among these, 20 screened samples show high common lead contents, and sometimes higher lead to uranium intensity signals. U-Pb dating of such carbonates with high lead concentrations remains highly challenging, especially for very young samples. However, four samples (samples FP18-2, 3 and FP19-12A&B described in section 4.1 and Annexe 10) from the Tournoux normal fault site bear sufficient ^{238}U ($\sim 0\text{-}8.5$ ppm for FP18-3A&B and $\sim 0\text{-}4.5$ ppm for FP18-2B and FP19-12A&B), and ^{206}Pb , ^{207}Pb ($\sim 0\text{-}1.9$ ppm for FP18-3A&B and $\sim 0\text{-}13.1$ ppm for FP18-2B and FP19-12A&B).

Lead contents are based on NIST614 intensities and uranium contents are based on WC-1 intensities (Woodhead and Hergt, 2001; Jochum et al., 2011; Roberts et al., 2017), giving measurable and significant radiogenic signal. Five ages have been obtained on these four samples (Figure 5-8).

A first group of ages of ~ 3.5 Ma is represented by three samples. The cataclasite 'clean calcite' infill (sample FP18-2B; Figure 5-6) gives age of 3.42 ± 1.44 Ma ($n=41$, $\text{MSWD}=0.93$). This quite large uncertainty is due to a relatively moderate U/Pb variability and the resulting low radiogenic signal measurable in this sample. Samples FP19-12A&B give two similar within-error ages for the vein calcite and 'clean calcite' infill, of 3.55 ± 0.38 ($n=58$, $\text{MSWD}=1.5$) and 3.43 ± 0.57 ($n=53$, $\text{MSWD}=0.83$), respectively.

A second group of ages of ~ 2.5 Ma is obtained on different cross-cutting veins of the latest generation of sample FP-18-3 (Figure 5-6), represented by slightly younger, but distinct out of error margins, ages of 2.59 ± 0.23 Ma ($n=42$, $\text{MSWD}=1.2$; FP-18-3B in Figure 5-8 b) and 2.34 ± 0.19 Ma ($n=53$, $\text{MSWD}=1.1$; FP-18-3B in Figure 5-8 c). The higher spread in U/Pb ratios measured in these two latter ages results in more precise and robust ages. These two age groups obtained on extensional faults connected to the PFT highlight for the first time at least two phases of deformation constrained out of error bars: a first phase of brittle deformation forming the cataclasite at 3.5 ± 0.4 and one or two discrete brittle events at, or comprised within, 2.6 ± 0.2 and 2.3 ± 0.2 Ma. These ages show that the sated conjugated faults have been active for at least 1 Myr, and are featured by only several datable events, representing co-seismic motions on the faults.

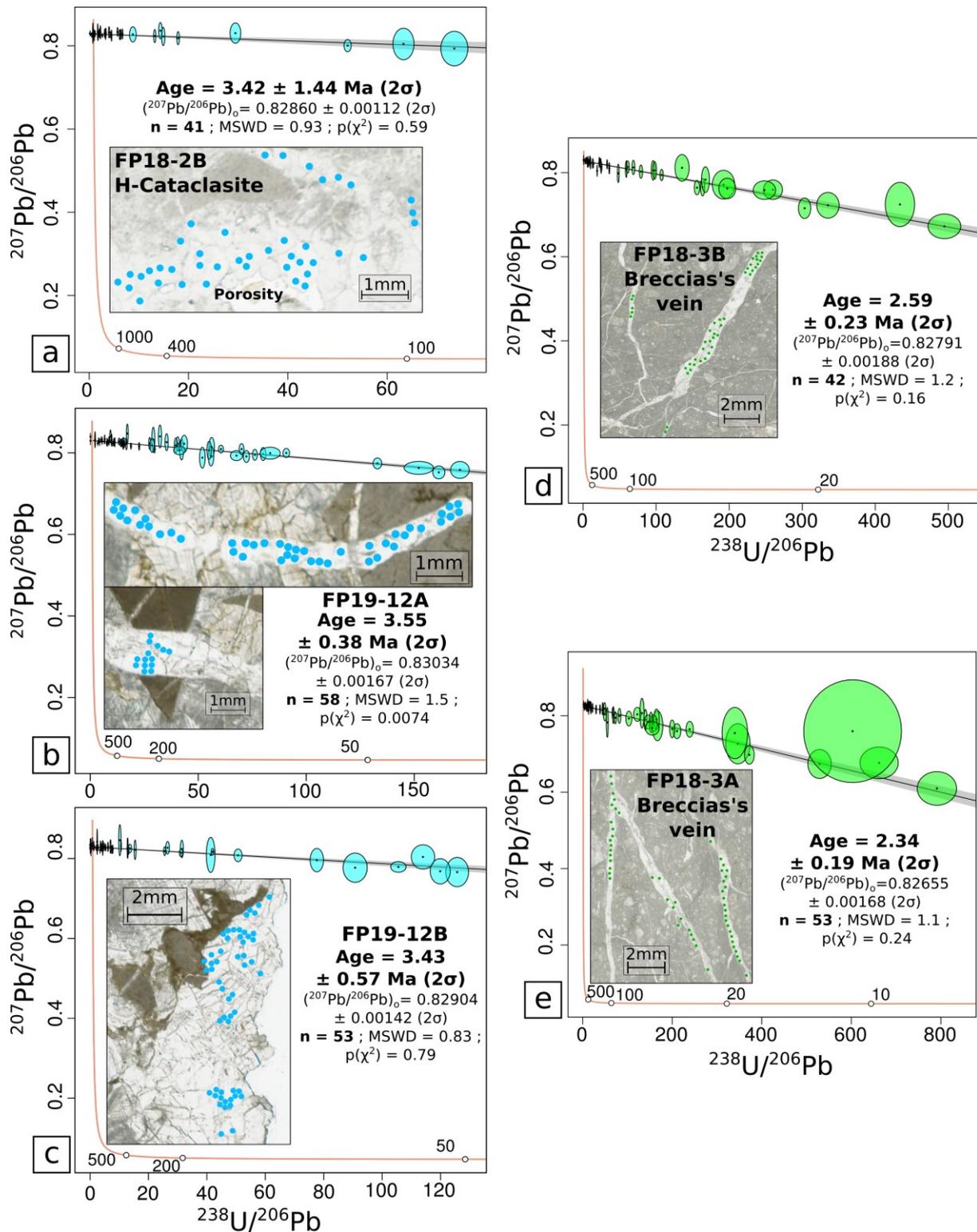


Figure 5-8 Tera-Wasserburg concordia plot of (a) Highly cataclased sample FP18-2 calcite filling (b) and (c) sample FP19-12A veins and FP19-12A 'clean calcite' filling (d) and (e) sample FP18-3 veins, and corresponding maps of sampled spots (150 μm). MSWD: Mean Square Weighted Deviation. An additional error propagation tied to WC-1 standard uncertainty is taken into account.

5. Discussion

Onset of extensional tectonics in the Alps has remained a topic of debate for the last 20 years. A Miocene age has been proposed for the onset of the extensional activation of the PFT based on AFT datings on both sides of this major fault, i.e. in the Pelvoux External Crystalline Massif and in the Champsaur sandstones to the west and in the Briançonnais zone to the east (Tricart et al., 2001, 2007; Beucher et al., 2012). The Briançonnais zone corresponds to the east hanging wall compartment of the PFT. In this compartment, AFT ages ranging from 30 Ma to 20 Ma are interpreted as the exhumation age of this area related to the compressional activity of the PFT during the Alpine collision, which motion is constrained by direct $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on phengite at 35-25 Ma (Simon-Labric et al., 2009; Bellanger et al., 2015). To the west (footwall of the PFT), the AFT ages range from 13 Ma to 4 Ma in the Pelvoux External Crystalline Massif (Beucher et al., 2012), and from 9 to 4 Ma in the Champsaur sandstones (Tricart et al., 2007), and are interpreted as the extensional reactivation of the PFT by these latter authors. As the AFT dates record an exhumation age associated with cooling below $\sim 100^\circ\text{C}$ (Ault et al., 2019), they may not correspond to an age of PFT activity but rather record an erosion process that is related to both climatic and tectonic processes (e.g., Champagnac et al., 2007). Sternai et al. (2019) suggest that vertical movement in the Western Alps may be mainly ascribed to erosion and deglaciation (Nocquet et al., 2016) and may also include a significant mantle convection component (Salimbeni et al., 2018). However, the External Crystalline Massifs exhumation was also driven by frontal thrusting, activated during middle Miocene at the western front of these massifs (Boutoux et al., 2016) and by strong erosional processes that enhanced exhumation since the Late Miocene (Cederbom et al., 2004). Along the PFT, younger AFT and phengite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of ~ 10 Ma were obtained on the Plan de Phasy (Guillestre) metagranite mylonites (Tricart et al., 2007; Lanari et al., 2014). These ages have been interpreted as the result of hydrothermal fluid circulation, which may be linked to tectonic activity of the High-Durance Fault System. However, these fluid circulations may be passive through the PFT network and may not correspond to extension onset. Therefore, the age of PFT activity remains unconstrained and requires some direct datings. In the following discussion, we show how absolute U-Pb dating of fracture infill calcite brings quantitative time constraints on PFT fault movement.

5.1. Deformation and scale of fluid flow in the brittle-ductile structures

The measured $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotope ratios of veins from brittle-ductile structures are close or similar to their host rocks, and remain close to the field of carbonates precipitated from meteoric water (section 4.2). Based on several studies in the frontal parts of Alpine orogens (Nardini et al., 2019; Smeraglia et al., 2020), these isotope signatures are thought to be representative of meteoric water inflow from the most superficial domains. Three important parameters are involved to control this surface-derived fluid regime: (i) lack of large-scale structures (ii) pressure-solution microstructures (evidence of local fluid) (iii) presence of a shallow impermeable clay-rich layers which isolate upper crust from more deeply-rooted systems (section 4.1. and Figure 5-4). Rossi and Rolland (2014) report similar stable isotope signatures in the Mont Blanc External Crystalline Massif sedimentary cover (Helvetic schists). There, the vein calcites bear similar stable isotope values as the host Helvetic schists, which is in agreement with the fluids to have equilibrated with their host rocks in a closed system with low fluid/rock ratios (Rolland and Rossi, 2016). In our study, observations

of veins show that they were closely related to schistosity acting as a stylolitic dissolution surface (section 4.1). This observation is consistent with local fluid interactions and equilibrium with the host rock, resulting from a pressure-dissolution-recrystallization transfer mode (e.g., Passchier and Trouw, 2005). Based on this, we suggest that the external fluid signature was buffered by the host rock signature. These fluid compositions show that 'en-echelon' veins are linked to an early deformation, where the porosity was still not connected by the fault network (Figure 5-4). In such a system, the veins kept the host rock signature and no crustal-scale fluid flow circulation is evidenced.

5.2. Scale of fluid flow in the brittle extensional structures

Major (> metre-scale width) faults are related to shallower, or higher stress contexts (e.g., Passchier and Trouw, 2005). The isotopic composition of calcite that crystallised in these brittle extensional faults is significantly different from their host rock (section 4.2; Figure 5-7). Indeed, calcites related to these major faults have $\delta^{18}\text{O}$ lower than 10 ‰ from their host rock and a $\delta^{13}\text{C}$ ranging between -5 to 4 ‰ PDB (while the $\delta^{13}\text{C}$ ratio of Trias host rock is of 2 ‰). This signature is similar to that of exogenous metamorphic fluid origin (Crespo-Blanc et al., 1995; Rossi and Rolland, 2014). The observed CL pattern of calcites also argues for variations in the fluid composition, between the different veins and progressively within a given vein. Similar signatures are recorded in the Mont Blanc External Crystalline Massif shear zones and veins in a similar structural context (Rossi and Rolland, 2014). There, a similar spread of $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ values is observed in the marginal part of the crystalline basement, at the contact with the Helvetic schists. This spread is interpreted as a mixing between fluids flowing down through the sedimentary cover and upwards fluids originating from shear zones in the Mont Blanc Massif's central (Rolland and Rossi, 2016). The chemical signature of calcite veins in the Massif Central shear zones is correlated to a Mg-K-rich metasomatism, both arguing for CO_2 -bearing fluids representative of a deep source, which is rooted in the mantle via vertical shear zones (Rossi et al., 2005). This deeply rooted fluid cell is also suggested by fluids significantly hotter (150-250 °C) than their host-rock at ca. 10 Ma along vertical faults in Belledonne Massif, which are in continuity with the central Mont Blanc Massif shear zones (Janots et al., 2019). Indeed, deep metamorphic fluid circulation is in good agreement with a crustal-scale fluid pathway which is activated during the extensional motion of the PFT, connected to the Rhône-Simplon right-lateral fault (Bergemann et al., 2019, 2020). This crustal-scale network suggests that extensional faults are in-depth connected to the PFT, when it was reactivated as a detachment. Deep connection with the PFT crustal scale structure (e.g., Sue and Tricart, 2003) would allow fluid circulation from interface of European slab with the deep subduction/collisional metamorphosed prism. In our study, the isotopic dataset shows a significant difference between the deep fluids signature recorded by the Mont Blanc veins (Rossi and Rolland, 2014; Rolland and Rossi, 2016) and the compositions of the veins related to brittle-ductile structures (Figure 5-7). This variability suggests a mixing process between the local fluids trapped in the early extensional (closed system) and these exogenous fluids from a deep crustal origin.

5.3. Timing of PFT extensional inversion

All ages obtained from the investigated Tournoux normal fault scarps, give direct time constraints on the final stages of extensional slip, and are interpreted as a minimum age for the extensional reactivation of the PFT. The oldest event is the formation of the highly deformed cataclasite calcite filling/veins ~3.5 Ma (3.4 ± 1.5 Ma, 3.6 ± 0.4 and 3.4 ± 0.6). This calcitic cementation occurred directly after the main cataclastic deformation event and before the late cross-cutting veins. Latter cross-cutting veins gave the same ~2.5 Ma age, with two within-error dates of 2.6 ± 0.3 and 2.3 ± 0.3 Ma. The ~3.5 Ma and ~2.5 Ma do not represent the same slip event on the fault. It is noteworthy that all these ages are calculated assuming secular equilibrium in the U-series decay chain. As fluids are generally characterized by an excess in ^{234}U with respect to ^{238}U , resulting in an excess of radiogenic ^{206}Pb , the calculated ages should be considered as maximum ages (see for example Walker et al., 2006). The magnitude of the offset ages due to initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibrium can be significant and the true age could be younger by several hundreds of thousands of years. In the present case, it was not possible to carry out classical isotopic analyses of uranium by isotopic dilution to measure any detectable residual $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibrium because of the size of the carbonate phases. It could be hazardous to speculate on the initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibria of the fluids, but the quite high uranium concentrations (up to the ppm level) observed in analysed minerals of samples FP-18-2 & 3 (Figure 5-8) are likely indicative of an oxidizing environment and thus of a moderate initial ^{234}U excess (Walker et al., 2006). To assess the impact of this excess on the final age, we have tested various initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios ranging between 1 to 2 as illustrated in Figure 5-9. For an initial ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) activity ratio of 2, the true age is lower by about ~370 ka. The obtained ages assuming an initial ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) ratio of 1 are thus regarded as maximum ages.

As they remain undeformed, the latter veins are considered as the youngest tectonic slip along the fault. Furthermore, the geometry of the Tournoux normal fault regarding the PFT position indicates that this normal fault was connected to the PFT, which acted as a detachment Zone (Figure 5-10). Thus, it may represent the paleo-HDFS seismogenic zone, which was later exhumed in the footwall part of the active extensional fault. Main activity of this paleo-fault can be bracketed between 3.4-2.2 Ma based on the above results.

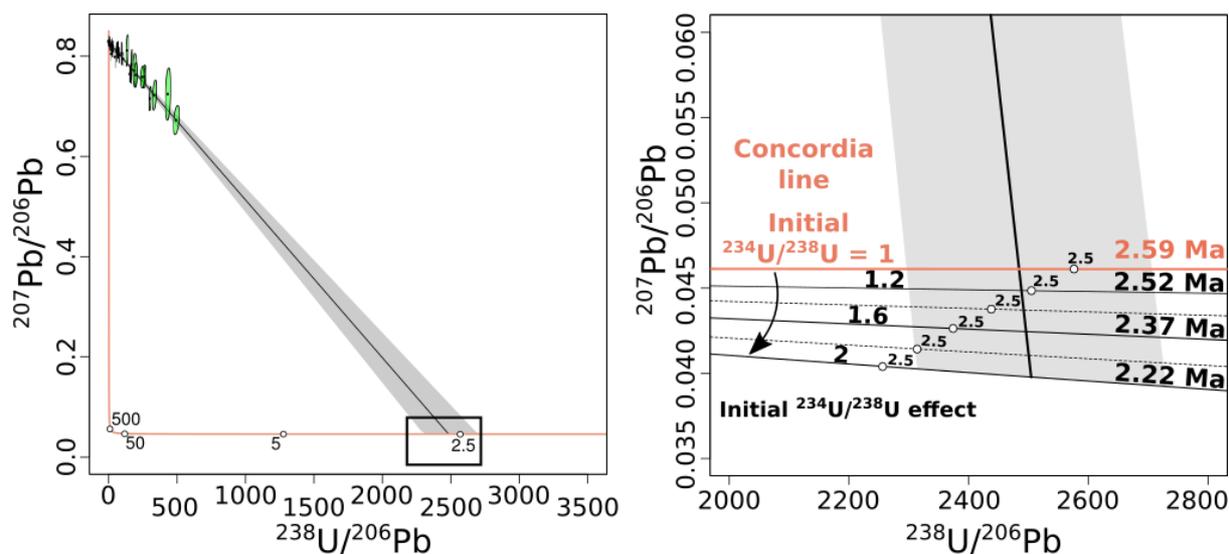


Figure 5-9 Impact of the initial ^{234}U excess on the final age estimation. Several initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios have been tested ranging between 1 to 2. This spread in initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ leads to an age difference of 0.37 Ma. The obtained U/Pb age of 2.59 Ma, assuming equality of ^{234}U and ^{238}U contents is thus a maximum age.

5.4. Evolution of PFT through time

The structural and dating results presented in this paper, combined with the literature on PFT footwall and hanging wall exhumation led to the following reconstitution of its evolution (Figure 5-10).

The investigated PFT paleoseismic zone is located 3 to 10 km west of the active HDFS seismogenic zone. Nowadays, the extensional deformation is mainly localised on one active fault and mostly occurs mostly at 3 to 8 km depth (Sue et al., 2007; Mathey et al., 2020). This study gives insights into the uplift rate and lateral displacement of the High-Durance Fault System footwall and hanging wall since the passage of the investigated paleo-PFT through the upper boundary of the seismogenic crust some 2-3.5 Ma ago. Since then, the PFT hanging wall, represented by the active extensional deformation front of the HDFS was significantly shifted eastward, while its footwall was uplifted up to 3 km (Figure 5-10). This leads to a mean vertical tectonic motion on the order of $> 1 \text{ mm.yr}^{-1}$ for the footwall compartment of PFT on this period of time. This rate is consistent with the vertical GPS rates measured for the Pelvoux External Crystalline Massif (Nocquet et al., 2016; Sternai et al., 2019).

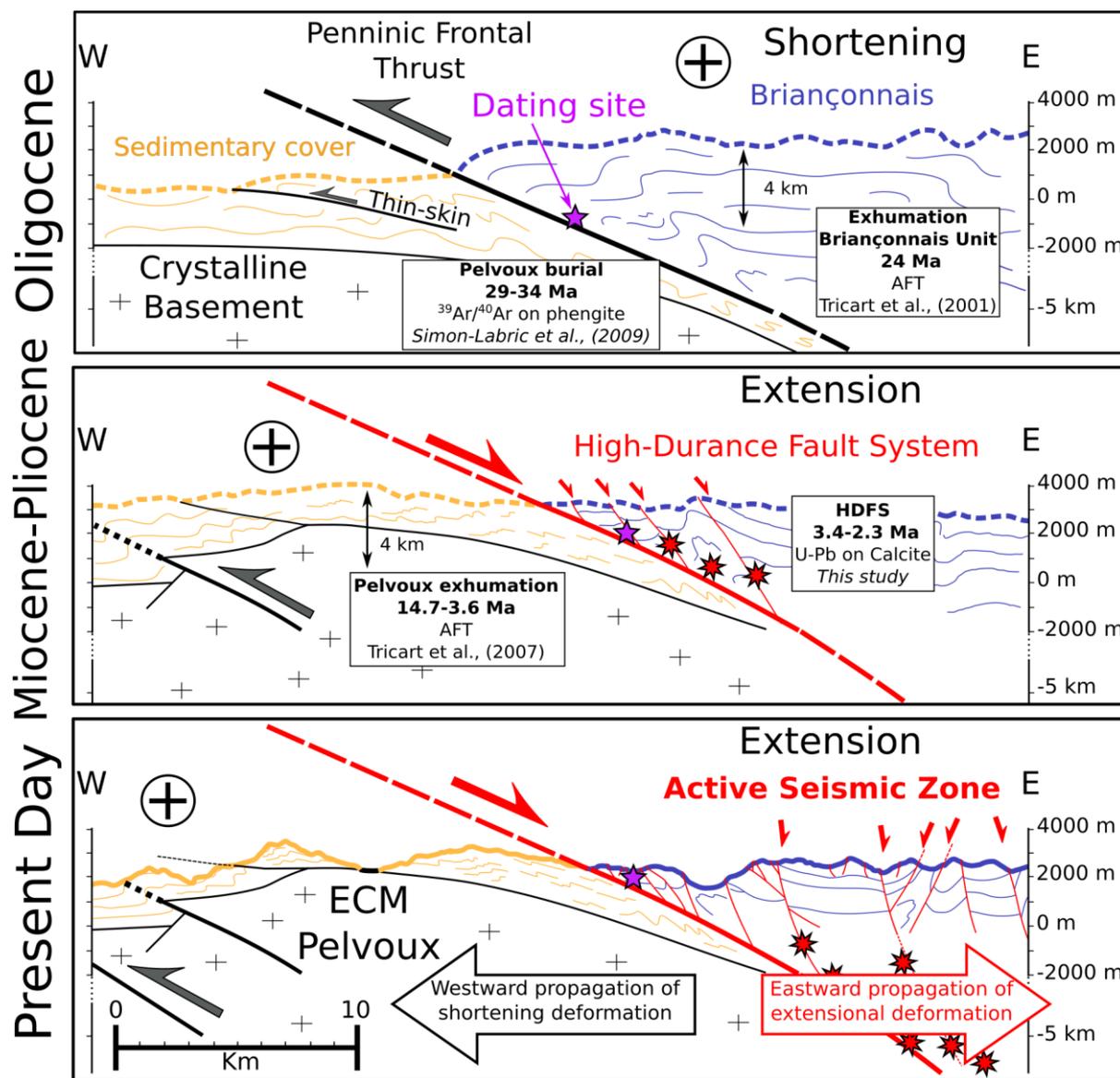


Figure 5-10 Evolutionary geological cross-section sketch of PFT (modified from Tricart et al., 2006). a, Compressional activation of the PFT resulting in joint External Crystalline Massifs burial and Briançonnais exhumation during the Oligocene. b, Extensional reactivation of the PFT and setting up of the High-Durance Fault System during the Pliocene as evidenced in this study. At this point the dated extensional fault passes through the upper boundary of the seismic zone at ca. 2-3 Ma. c, At present-day, compressional deformation has migrated westward (frontal part of External Crystalline Massifs, since c. 15 Ma) and extensional seismic activity of the High-Durance Fault System is recorded at shallow depth 3-10 km east of the studied paleoseismic zone.

Our data support the hypothesis that the present HDFFS is the result of eastward shifting of extensional deformation, accommodated by successive jumps on several faults. Faults were likely active on a scale of ≥ 1 Myr before becoming inactive. Calcite U-Pb ages obtained on the Tournoux scarp constrain co-seismic motion on two conjugate faults. The two age groups obtained on these extensional faults connected to the PFT highlight at least two phases of deformation, at 3.5 ± 0.4 Ma and one or two discrete brittle events at, or comprised within, 2.6 ± 0.2 and 2.3 ± 0.2 Ma, which gives insights into the long-term activity of the of at least 1 Myr, but with only several datable events, which argues for an apparent contradiction. Indeed, co-seismic displacement on the

fault suggest a significant magnitude for the related earthquake (Wells and Coppersmith, 1994), which is apparently incompatible with the very few datable motions. This gives some weight to a deformation regime which may alternate long phases of creeping on the fault plane, without any brittle deformation, with very rare phases of brittle deformation.

The vertical uplift and exhumation of the Pelvoux External Massif since 3.5 Ma may thus mainly result from the cumulated fault motion on these several fault segments. These data are thus in agreement with a significant tectonic component in the measured uplift signal of External Crystalline Massifs, which is in agreement with a clear difference in uplift rates measured between ECMs and Internal Alps (Nocquet et al., 2016; Sternai et al., 2019).

We support the hypothesis that the HDFs is the result of the eastward extensional deformation shift and the successive activation of faults, which incrementally participated at the exhumation of the western (Pelvoux) footwall side of the fault system.

6. Conclusion

Significant constraints on the evolution of fault systems can be acquired by coupling stable isotopic analysis and U-Pb dating on calcite. These methods have been successfully applied to unravel the tectonic reactivation of the PFT for the first time. Five U-Pb ages on calcite have been obtained on extensional fault structures connected to the PFT, gave two distinct groups of ages of 3.5 ± 0.5 Ma for the main deformation phase represented by the cataclasite calcite cement, cross-cut by later discrete phases represented by mm-large veins dated from 2.6 ± 0.3 to 2.3 ± 0.3 Ma. The 3.5 Ma age represents a minimum age for the onset of extensional brittle reactivation of the PFT. Earliest extensional ductile-brittle structures cannot be dated due to low uranium contents and low U/Pb ratios. Associated to those two (ductile and brittle) deformations stages, stable isotopic ratios of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) of calcite samples collected within the kilometre-scale extensional faults show an evolution from a closed to an open fluid system. The isotopic signature of fluids related to the brittle deformation stage corresponds an open system due to the activation of a crustal-scale fluid circulation cell when the HDFs developed in connection with the deeper PFT deeper structure. The fluids associated to this open system show a deep crustal/mantle signature similar to that measured along the PFT across the Alpine arc. This deeply rooted upward fluid circulation occurred when extensional fault activity was connected to the PFT reactivated as a detachment, which suggests a crustal-scale extensional reactivation at this stage. These constraints on PFT fluid regime are the first direct evidence for a transition towards a crustal-scale fluid regime at the onset of brittle extensional reactivation in the Alps. The direct ages of PFT motion give insights into the long-term incremental displacement of the HDFs footwall, and Pelvoux Massif exhumation, which corresponds to its passage through the upper part of the seismogenic zone, at a mean rate of $> 1 \text{ mm.yr}^{-1}$ in the last 3 Ma.

5.3 Ages U-Pb calcite obtenus au cœur de la zone Briançonnaise (Puy-Chalvin)

En complément de ces âges U-Pb sur calcite obtenus le long du Front Pennique au niveau de la falaise de Tournoux (voir 5.2 Extensional reactivation of the Penninic Frontal Thrust 3 Ma ago as evidenced by U-Pb dating on calcite in fault zone cataclastite.), un âge complémentaire a été obtenu sur une autre zone d'étude, toujours dans le faisceau de failles de la Haute Durance, mais plus au cœur de la zone Briançonnaise à environ 7 km au Nord-Est à « Puy-Chalvin » (Figure 5-11).

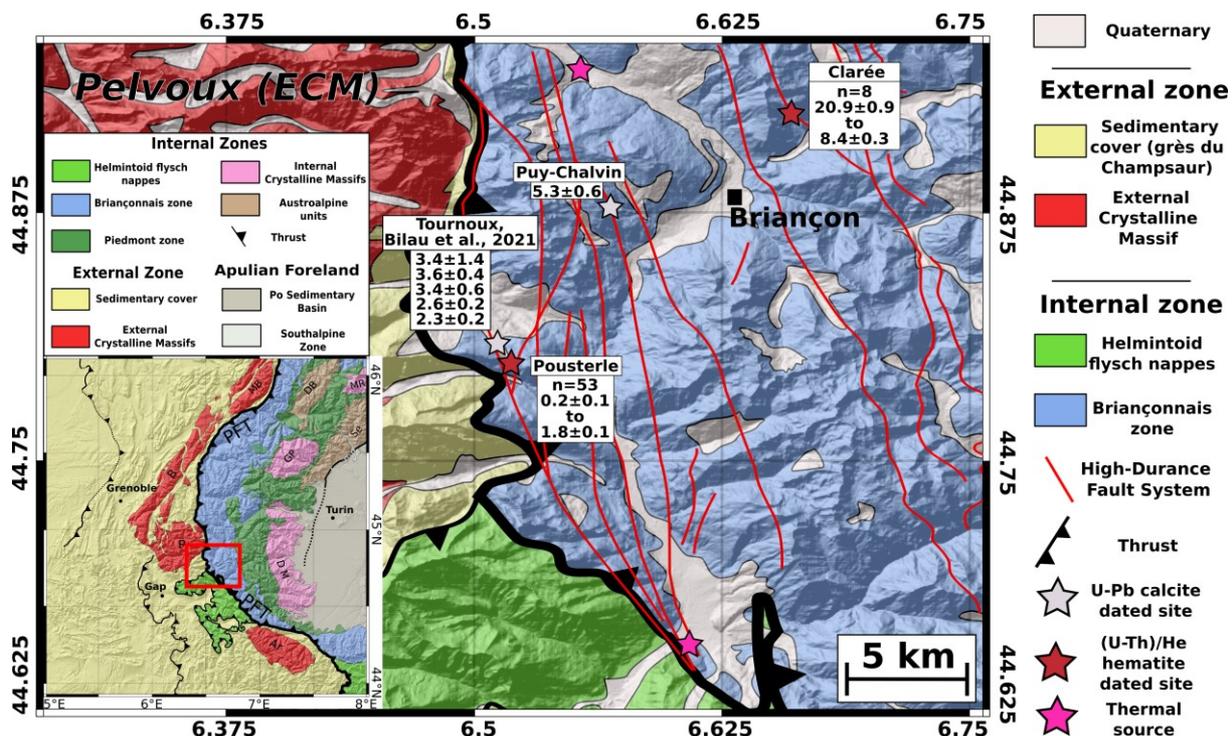


Figure 5-11 Carte géologique de la zone d'étude. Les âges affichés sont en Ma.

A Puy Chalvin, l'échantillon daté se situe dans des brèches tectoniques affectant des quartzites du Trias inférieur. Ces brèches jalonnent des failles normales verticales orientées ~N45°E, avec des stries en jeu normal (aval pendage, Figure 5-12 d) correspondant toujours au faisceau de failles de la Haute-Durance. Associées à ces failles, des veines de calcite sont observées et des échantillons de brèche ont fait l'objet d'un échantillonnage. Sur certains plans de faille, une couche millimétrique d'oxyde de fer striée a été observée. Cependant compte tenu d'un niveau d'altération important, aucun de ces échantillons n'a été analysé pour l'hématite. Des stries obliques plus tardives ont aussi été mesurées (Figure 5-12).

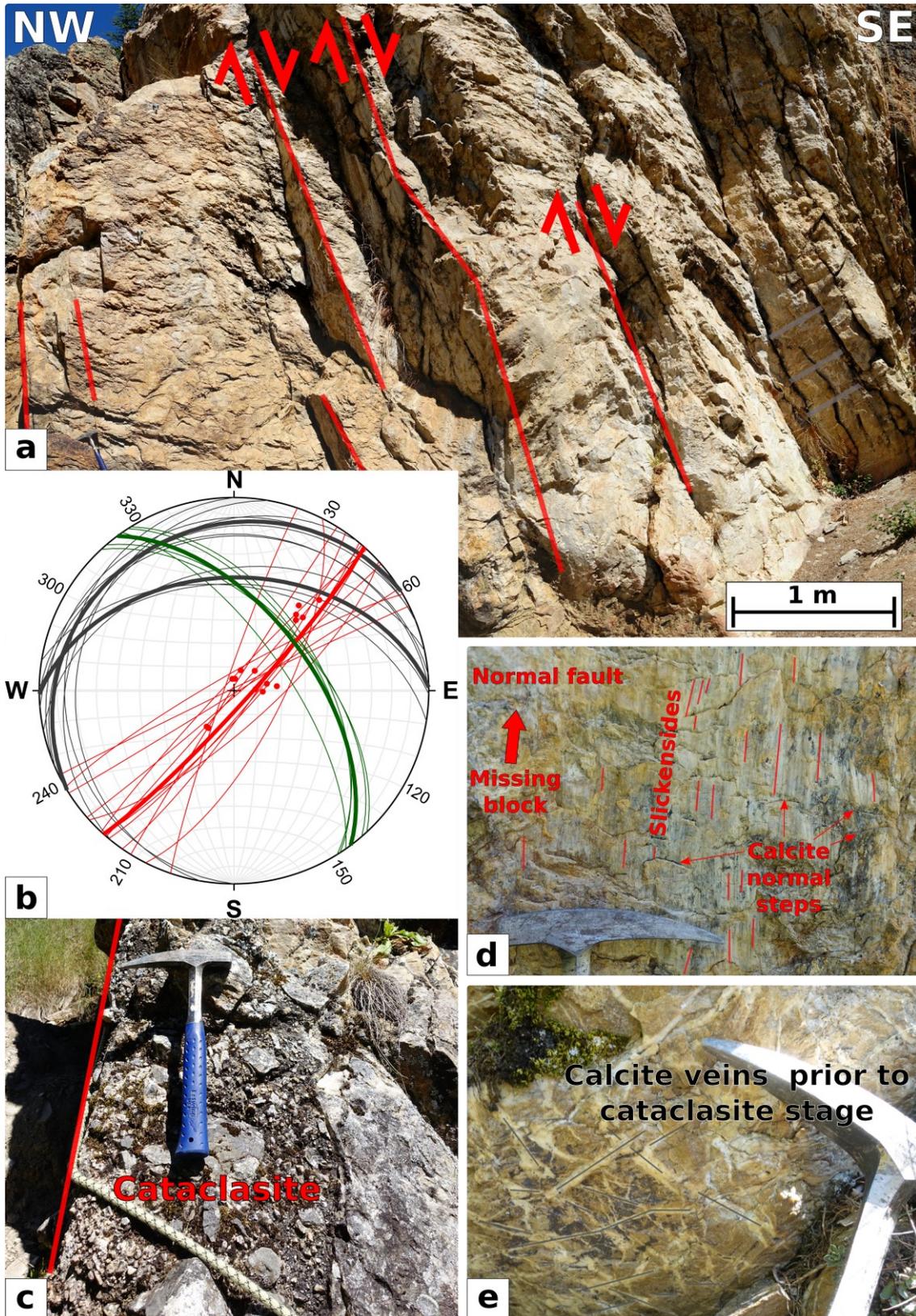


Figure 5-12 Site de Puy-Chalvin. (a) Photographie des failles normales découpant les Quartzites du Trias. (b) Stéréogramme des données de terrain, en rouge les plans de failles et les stries, en vert la stratification et en gris les veines de calcite. (c) Plan de faille montrant la brèche avec des clasts de quartzite issu des roches encaissantes cimentés par de la calcite. (d) Plan de faille strié minéralisé par de la calcite et présentant des tectoglyphes indicateurs d'un jeu normal. (e) Echantillon de brèche plus éloignée du plan de faille.

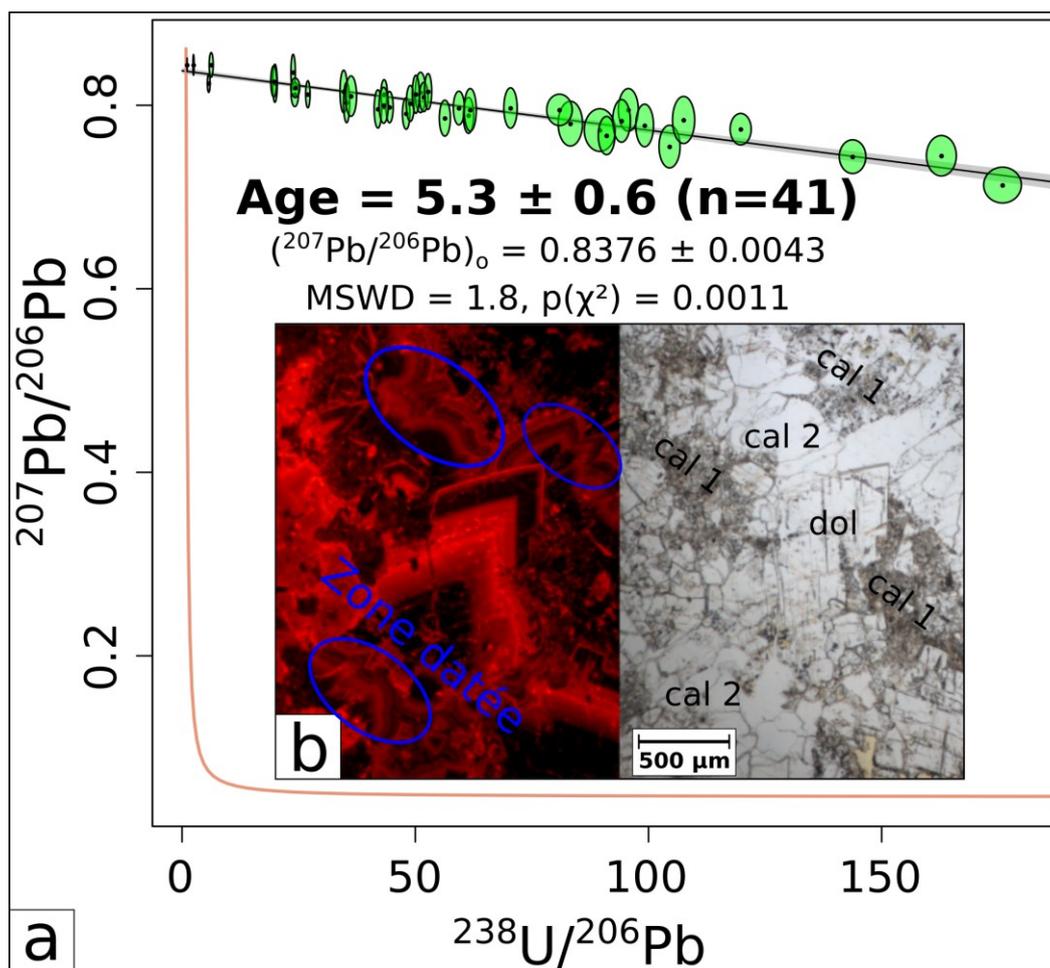


Figure 5-13 (a) Diagramme Tera-Wasserburg de l'échantillon de plan de faille de Puy-Chalvin PC20-2. (b) Image LPNA et cathodoluminescence identifiant les 3 générations de carbonate.

A l'échelle de la lame mince, plusieurs générations de carbonates sont identifiées. La première correspond à des cristaux de dolomie de plusieurs centaines de μm . Bien qu'anguleux par endroits, cette première génération de carbonate semble déstabilisée par une première génération de calcite d'aspect poussiéreux. En cathodoluminescence, des zonations de croissance claires sont observables dans les petits cristaux comme dans les plus gros. Le caractère postérieur de la calcite est souligné par les interactions entre les zonations de croissance de la dolomie et les zones remplacées par la calcite. En effet les zonations sont interrompues au niveau de ces bordures. La texture de cette première génération de calcite n'est pas définissable mais les cristaux sont petits ($<10 \mu\text{m}$), en plus d'avoir un aspect poussiéreux en LPNA elle apparaît sombre en cathodoluminescence. Une seconde génération de calcite est aussi visible, très claire en LPNA et zonée en cathodoluminescence. C'est cette dernière génération de calcite qui a pu être datée à $5.3 \pm 0,6 \text{ Ma}$ (Figure 5-13). Bien que cela soit le seul âge que l'on ait pu obtenir sur cet échantillon, la chronologie décrite argumente en faveur d'un fonctionnement plus précoce de ces structures et multi-phasé.

Dans les zones internes des Alpes, peu de calcites ont présenté des teneurs convenables pour appliquer la méthode U-Pb. Sur 13 localisations étudiées, des âges ont été obtenus sur seulement 3 d'entre elles. Le contexte plus chaud ou l'origine des

fluides mobilisés par les failles dans les zones internes est peu propice aux datations U-Pb sur calcite, il apparaît donc nécessaire de se tourner vers une autre méthode de datation. Dans ce cadre-là nous avons aussi prélevé des échantillons d'hématite sur des plans de failles et utilisé le protocole (U-Th)/He sur ces échantillons (voir partie 2.2 (U-Th)/He sur).

5.4 Introduction des données d'hématite

Les affleurements qui jalonnent la vallée de la Durance au Sud de Briançon présentent de nombreuses tâches rouges qui viennent colorer le paysage. Dans le folklore local, ces zones rouges sont appelées le « sang des éléphants d'Hannibal ».

Bien qu'il ne soit pas sûr qu'Hannibal soit bien passé par là avec ces éléphants, les poches rouges en hauteur de vallée sont quant à elles bien préservées. D'un point de vue géologique, les taches rouges sont interprétées comme liées à la période d'émergence du Jurassique (Baud et al., 1977). Mercier (1977) par contre, montre l'absence de métamorphisme alpin dans certaines de ces structures ainsi que leur lien avec les failles méridiennes plus tardives. Il en conclut que ces remplissages sont le résultat de l'érosion et de l'altération d'un paléosol oxydé et du piégeage de ces résidus dans les failles, vraisemblablement à partir du Miocène. Dans cette étude nous avons prélevé des hématites présentes dans ces poches liées au système de faille de la Haute-Durance en deux localisations : au Col de la Pousterle (voir 5.5.1.1 Col de la Pousterle et 5.5.1.2 Faille de la Clarée) et dans la vallée de la Clarée à Val-des-Prés à l'Est de Briançon (Figure 5-11).

5.5 Caractérisation des échantillons

5.5.1 A l'échelle macroscopique

5.5.1.1 Col de la Pousterle

La première localité où nous avons échantillonné de l'hématite associée au faisceau de failles de la Haute-Durance est au niveau du Col de la Pousterle (Figure 5-11). Deux types d'échantillons sont observés, l'hématite associée au plan de faille et celle qui se met en place à l'intérieur de veines recoupant la brèche (Figure 5-14).

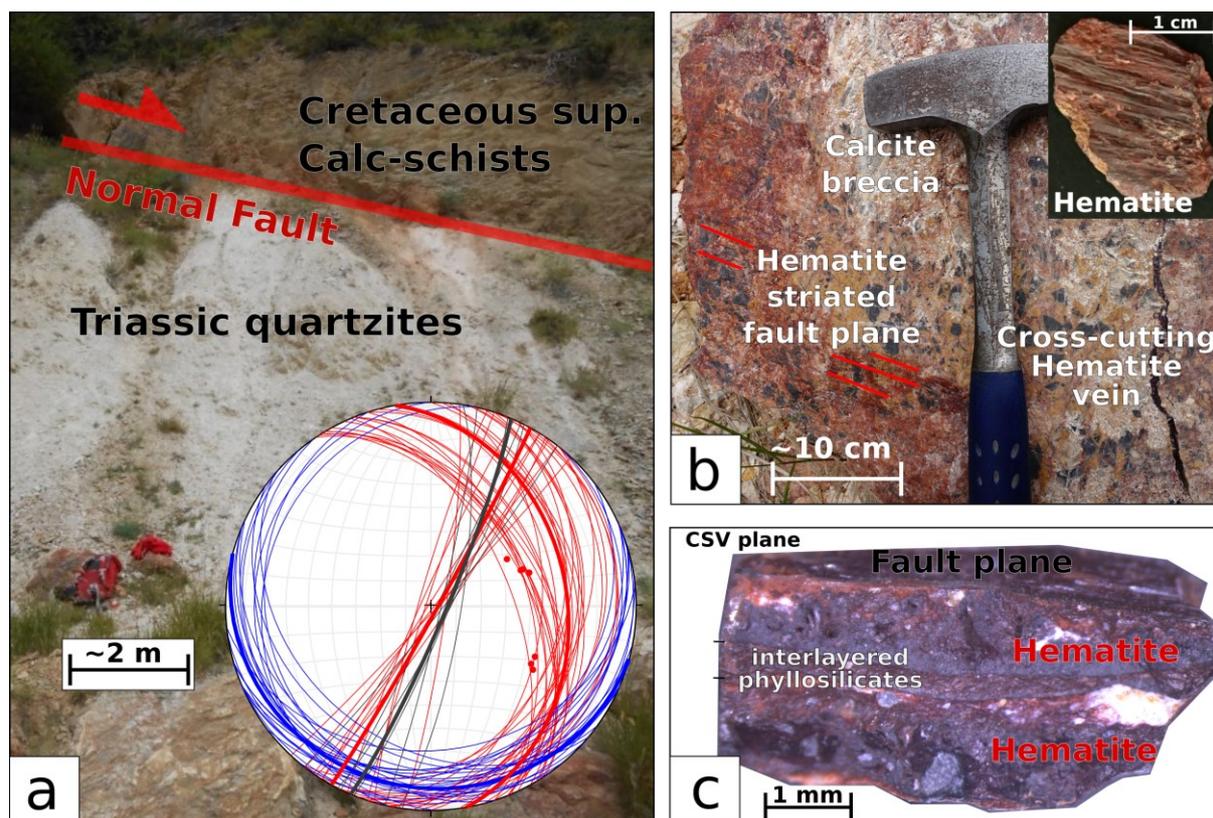


Figure 5-14 Affleurement du Col de la Pusterle. (a) Photographie de la faille normale qui met en contact les quartzites du Trias avec les calc-schistes du Crétacé supérieur. Stéréogramme avec en rouge les failles et stries, en gris les fentes en échelon de calcite et en bleu la schistosité crénelée. (b) Photographie de la brèche de faille avec la chronologie relative, en premier la calcite puis les veines d'hématite et enfin le plan strié à hématite. (c) Echantillon d'hématite issu du plan de faille. Plusieurs couches d'hématites sont observées intercalées de phyllosilicates.

Des fentes en échelon de calcite ont été mesurées. Elles sont interprétées comme des précurseurs du jeu de failles conjuguées mettant au contact le Trias avec le Crétacé. Malheureusement, ces fentes en échelon, indicateurs précoces de la déformation fragile se sont révélées indatables par la méthode U-Pb sur calcite. La verticalité des failles normales conjuguées semble être le résultat d'un basculement de celles-ci lorsque les failles normales majeures à pendage E localisent la déformation. Au niveau de la brèche de faille, plusieurs générations de minéraux sont identifiables à l'échelle macroscopique. Des fragments de roche encaissant correspondant à des calc-schistes sont cimentés par une calcite qui peut prendre des teintes orange oxydée. A l'échelle de la lame mince, on peut même identifier 2 générations de calcite, la première cimente les clasts d'encaissant, micritique et de teinte gris foncé et une seconde génération de « blocky » calcite claire qui présente des zonations de croissance en cathodoluminescence (Figure 5-15). Aucune de ces différentes générations de calcite n'a donné un âge.

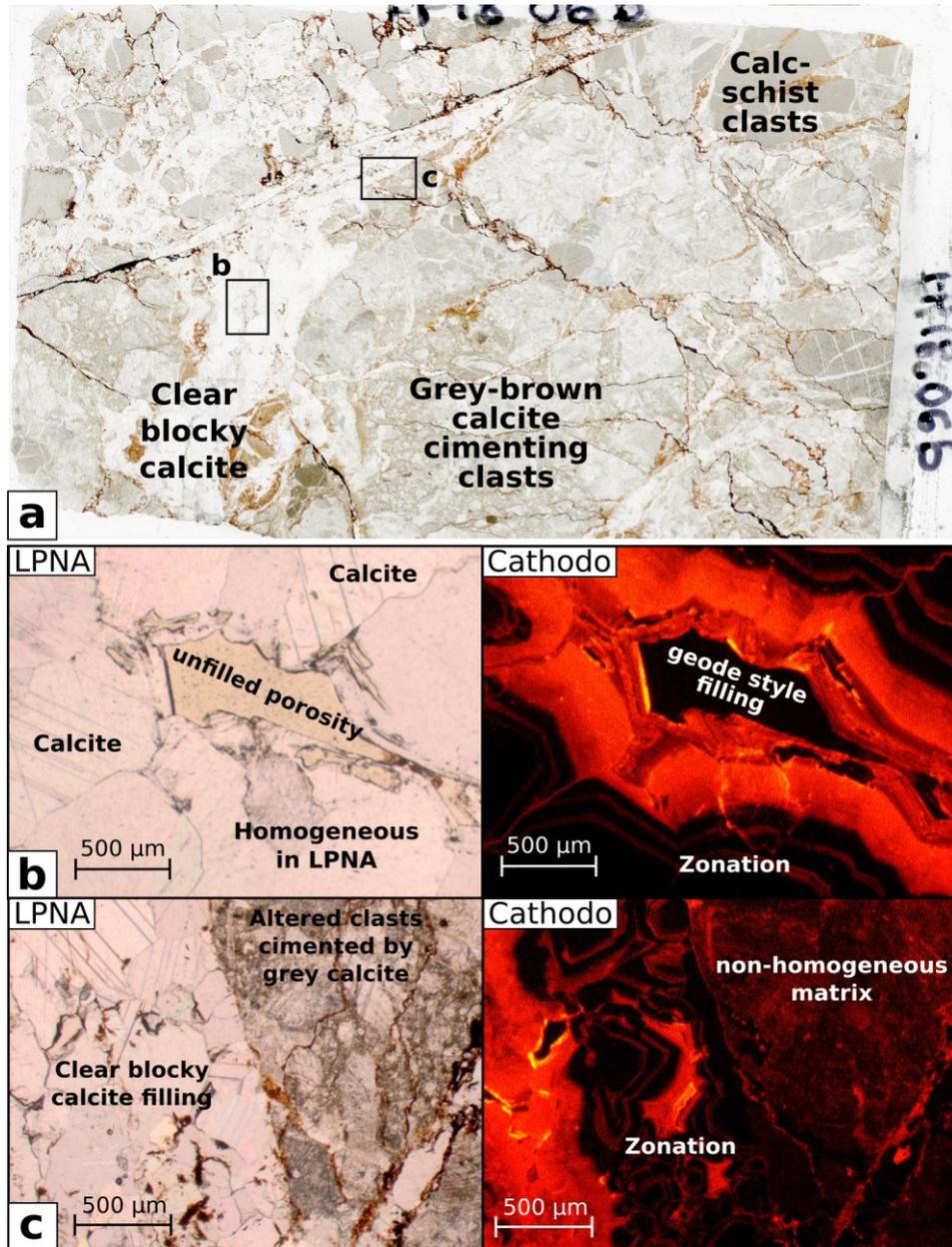


Figure 5-15 Echantillon FP18-6 de la brèche de faille du Col de la Pusterle. (a) Lame mince FP18-6B mettant en évidence les générations de calcite. (b) Image LPNA et cathodoluminescence de la seconde génération de calcite. (c) Image LPNA et cathodoluminescence de la bordure entre la première génération de calcite grise et la seconde génération de calcite claire.

Ces générations de calcite sont recoupées par des veines d'hématite (Figure 5-14 b). Ces veines qui semblent uniquement formées par des agrégats de lamelles d'hématite présentent des stries. Les hématites sont également présentes sous forme de plans striés (donc postérieur aux veines puisque celles-ci sont striées) de l'ordre de plusieurs cm². Ces échantillons peuvent présenter plusieurs couches d'hématites intercalées d'une matrice argileuse (Figure 5-14 c). Par la suite, ces différentes couches seront échantillonnées séparément.

5.5.1.2 Faille de la Clarée

Le second site d'échantillonnage d'hématite se localise au Sud de la vallée de la Clarée à l'Est de Briançon et est associé à ladite faille de la Clarée qui représente un des segments le plus oriental du faisceau de faille de la Haute-Durance. Un premier site présentant de nombreuses failles décrochantes dextres avec des plans striés à calcite a été étudié. Malheureusement, aucune des calcites échantillonnées n'a présenté des teneurs en uranium suffisamment élevées (surtout beaucoup trop de plomb) pour être datable. Perchée en altitude sur le flanc de la vallée, des zones à oxydes de fer jalonnant la faille de la Clarée (Figure 5-16 a, b) ont été échantillonnées. L'hématite a été prélevée au sein des plans striés ainsi que dans des veines. (Figure 5-16 c). Une chronologie similaire à celle observée au Col de la Pusterle est présente à l'échelle de l'échantillon avec des veines de calcite (avec 2 orientations perpendiculaires) puis cristallisation de l'hématite en cœur de veine. Comme pour la Pusterle aucun âge U-Pb sur calcite n'a pu être obtenu en raison de teneurs en U trop basses.

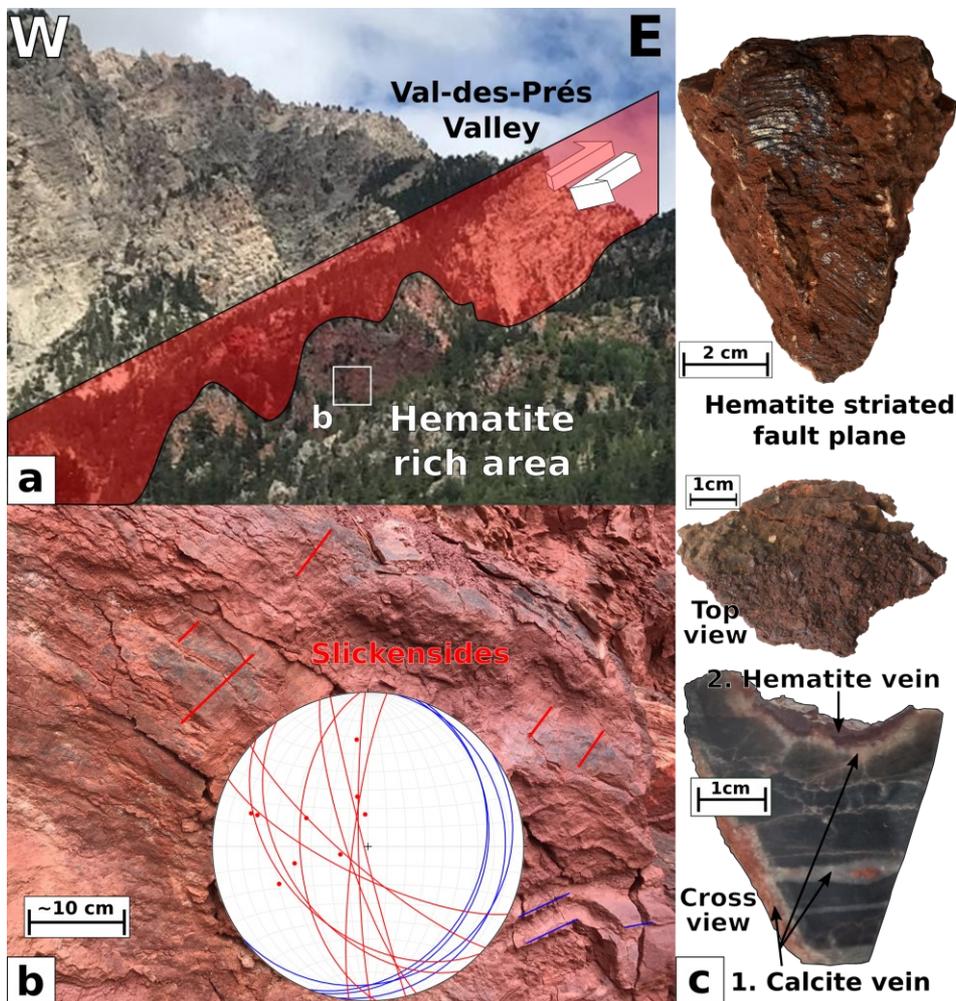


Figure 5-16 Photographies de terrain de la localisation proche de Briançon au site de la faille de la Clarée. (a) Photographie du versant Ouest de la partie Sud de la vallée la Clarée. (b) Photographie de l'affleurement avec des plans striés à hématite et le stéréogramme associé (rouge = failles et bleu = schistosité). (c) Echantillons d'hématite prélevés (HeBRI21-6 en haut et HeBRI21-1 en bas).

5.5.2 Composition des échantillons

Les observations précédentes montrent que les échantillons d'hématite sont en fait composés de plusieurs phases minérales (notamment des phyllosilicates). Les zones qui présentent des teneurs en hématite les plus élevées ont été prélevées afin d'être analysées et caractérisées par différentes méthodes.

5.5.2.1 DRX

Au niveau du col de la Pousterle, des échantillons issus du plan de faille et de veines (Figure 5-17) qui recoupent la brèche de faille ont été analysés en DRX (voir partie 2.2.5.1 Diffraction à Rayon X (DRX)).

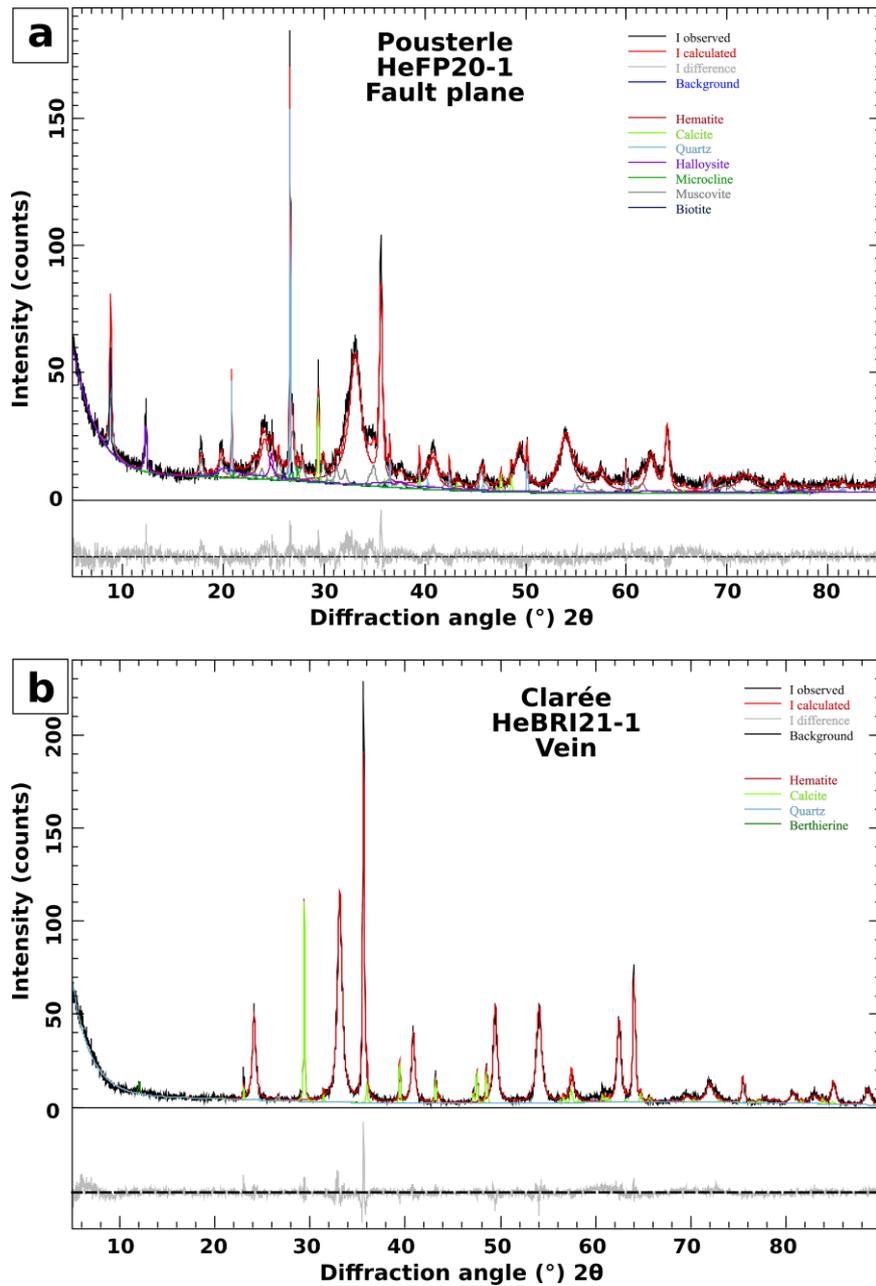


Figure 5-17 Exemple de spectre DRX (a) d'un échantillon de plan de faille du Col de la Pousterle (b) d'un échantillon de veine de la faille de la Clarée

Objet	No m	Minéral	Hématite	Calcite	Quartz	Halloysite	Muscovite	Titanite	Phlogopite			Total
Plan de faille	HeFP18	Proportion (%)	39,13	7,27	11,99	13,9	23,91	1,93	1,87			100
		Erreur (2σ)	0,31	0,38	0,19	0,15	0,18	0,53	0,33			2,07
	HeFP20-1	Minéral	Hématite	Calcite	Quartz	Halloysite	Muscovite	Biotite	Microcline			Total
		Proportion (%)	52,4	3,3	7,2	11,9	22,2	1,5	1,4			99,9
		Erreur (2σ)	0,6	0,2	0,2	0,5	0,7	0,2	0,3			2,7
	HeFP20-4	Minéral	Hématite	Calcite	Quartz	Halloysite	Muscovite	Biotite	Microcline	Goethite	Albite	Total
		Proportion (%)	37,7	5,4	7,3	17,2	8,9	8,6	5,1	6,2	3,6	100
		Erreur (2σ)	0,6	0,2	0,3	0,7	0,4	0,4	0,3	0,5	0,3	3,7
	Veine	HeFP20-V0	Minéral	Hématite	Calcite	Quartz	Halloysite	Anorthose	Biotite			Total
Proportion (%)			44	2,4	6,3	28,9	8,7	9,7			100	
Erreur (2σ)			0,7	0,2	0,3	0,7	0,5	0,8			3,2	

Tableau 5-1 Résultat de DRX indiquant la composition et la proportion minéralogique des phases qui composent les échantillons d'hématite prélevés au Col de la Pusterle. Les phases en rouge correspondent aux phyllosilicates.

Les échantillons sont majoritairement composés d'hématite (Tableau 5-1, Annexe 11). Qu'il s'agisse des veines ou des plans striés, la proportion d'hématite dans les échantillons est comprise entre 37% et 52%. L'autre majorité des phases qui composent ces échantillons sont les phyllosilicates. Bien que ce ne soit que les bandes d'hématite (Figure 5-14 c) qui aient été prélevées et analysées, les phyllosilicates représentent entre 25% et 40% des échantillons. Ces deux phases sont majoritaires dans l'échantillon, il y a tout de même de 2 à 7% de calcite et de 6 à 12% de quartz. Le reste correspond à quelques pourcents de feldspath.

Concernant les hématites prélevées sur des plans de failles et les veines de la faille de la Clarée, elles montrent un habitus de cristallisation différent. Les assemblages semblent plus purs (teintes rouge-noir bien réfléchissante). L'épaisseur de cette

minéralisation est infra-millimétrique. Bien qu'elles aient été prélevées sous forme de petits fragments lamellaire (chip) débités minutieusement parallèlement au plan strié, la proportion d'hématite est faible entre 8 et 12%. Le reste de l'échantillon est composé de calcite. Il semblerait donc que la minéralisation d'hématite sur le plan de faille soit extrêmement fine et beaucoup d'attention est nécessaire à la sélection des échantillons lors de leur préparation. En revanche, c'est l'inverse concernant les hématites de veines. L'échantillon analysé est composé à 85% d'hématite et 14% de calcite (~1% de silicates). Ce sont les échantillons les plus riches en hématite que nous ayons prélevé et le risque de « contamination » par de la matrice carbonatée est très réduit. La présence tout de même relativement importante de calcite (10%) peut être expliquée par un résidu de calcite sur le cristal d'hématite prélevé (peu probable) ou à une faible proportion de calcite en association avec l'hématite.

Objet	Nom	Minéral	Hématite	Calcite			Total
Plan de faille	HeBRI21-6	Proportion (%)	11,5	88,5			99,98
		Erreur (2σ)	0,3	0,3			0,48
	HeBRI21-7	Minéral	Hématite	Calcite	Quartz		Total
		Proportion (%)	8,3	91,4	0,29		100
		Erreur (2σ)	0,2	0,2	0,06		0,6
	Veine	HeBRI21-1	Minéral	Hématite	Calcite	Quartz	Berthiérine
Proportion (%)			85,2	14,1	0,4	0,28	99,99
Erreur (2σ)			0,04	0,3	0,1	0,04	0,46

Tableau 5-2 Résultat de DRX indiquant la composition et la proportion minéralogique des phases qui composent les échantillons d'hématite prélevés à proximité de Briançon sur la faille de la Clarée. Les phases en rouge correspondent aux phyllosilicates.

La plupart des échantillons prélevés présente des phases en association avec l'hématite. Le nettoyage des échantillons est d'autant plus important afin d'obtenir des aliquotes d'hématite les plus pures possibles. Une caractérisation fine de ces échantillons a été effectuée au MEB afin de sélectionner les zones les plus enrichies en hématite et de déterminer la taille et forme des cristallites.

5.5.2.2 Analyses en éléments majeurs et en traces

Des analyses des éléments majeurs et traces ont été effectuées afin de déterminer l'origine du fer, est-il présent dans l'encaissant puis mobilisé via la dissolution de celui-ci ? Un argument allant dans ce sens est la présence d'oxydes de fer dans les stylolithes de la brèche (Figure 5-15 a). Pour cela des échantillons de plan strié à

hématite, des veines à hématite, de la calcite de brèche et les roches encaissantes (pour les sites du Col de la Pousterle et de la Clarée) ont été analysés au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) de Nancy. Les échantillons ont été finement broyés avec un mortier en agate et entre 0,5 g et 3,2 g de fine poudre (<80 µm) ont été analysés. Après une perte au feu effectuée avec du LiBO₂ et une dissolution par de l'HNO₃, les éléments majeurs et les traces ont été analysés par spectromètre (ICP-MS iCapQ et ICP-OES iCap6500).

Les résultats confirment ceux obtenus par les analyses en DRX, avec des teneurs d'environ 50% de fer dans les échantillons du Col de la Pousterle avec un peu plus de silice, peut être liée à l'utilisation du mortier en agate (Figure 5-18). Bien que la calcite de brèche puisse prendre des teintes d'oxydation, il n'y a quasiment pas de fer dans cette calcite. Il y a aussi très peu de fer dans les calc-schistes encaissants. Cette dernière information permet d'écarter l'origine locale du fer par un circuit fermé de dissolution, re-précipitation. Les résultats obtenus pour les hématites de veine et la roche encaissante sur le site de la Clarée confirment aussi les résultats de DRX avec environ 80% de fer. Le carbonate encaissant ne présente pas non plus de fer dans sa composition, le fer semble bien venir d'une source extérieure à ce système.

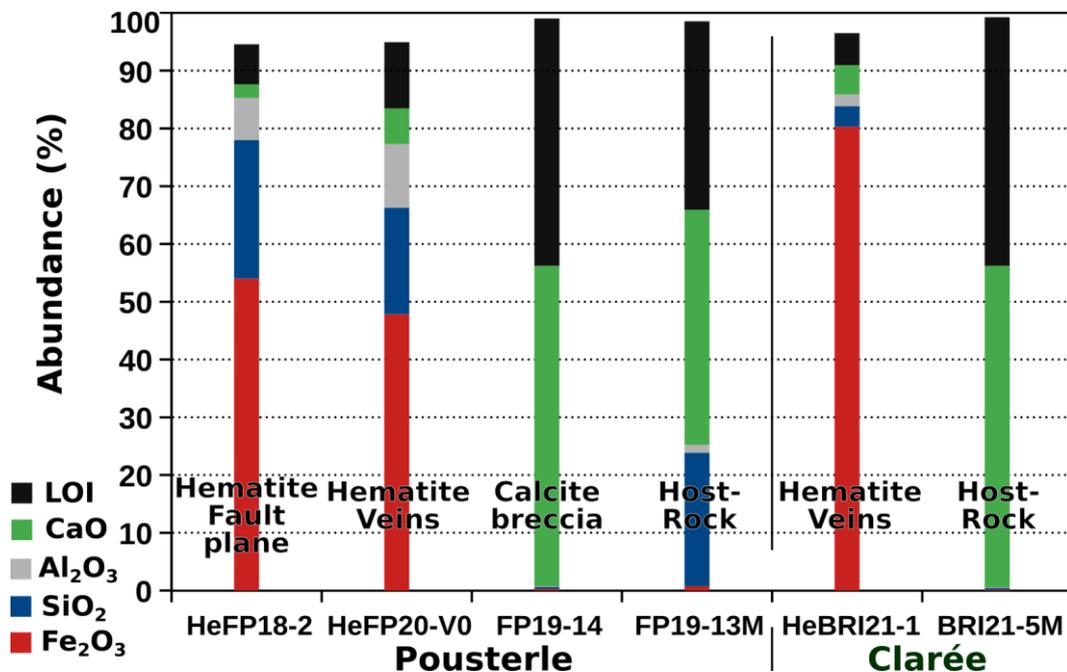


Figure 5-18 Résultats de la composition en éléments majeurs des échantillons du Col de la Pousterle et de la Clarée. Les abondances en Mn, Mg, Na, K, Ti, P ont aussi été mesurées mais étaient en dessous des limites de détection ou jugées peu pertinentes. LOI : Loss On Ignition.

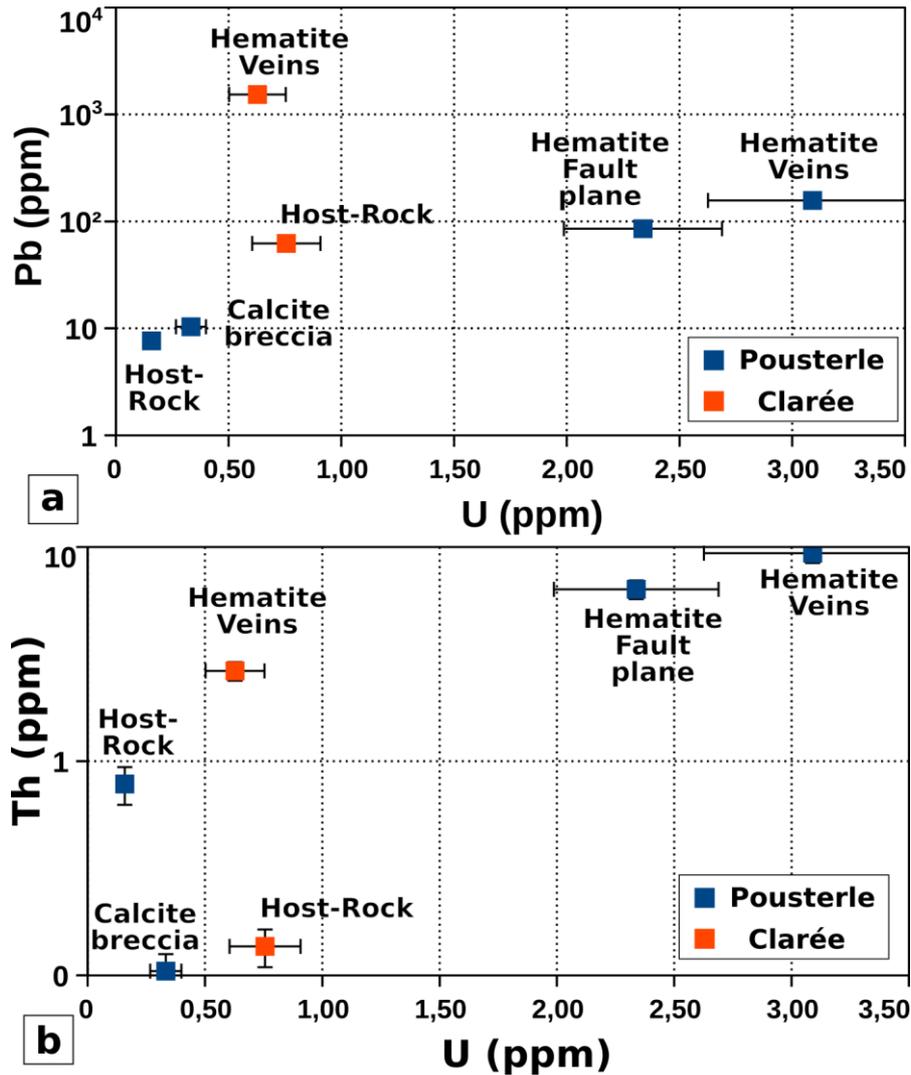


Figure 5-19 Résultats de la composition en éléments en traces (Pb, Th et U) des échantillons de la Pusterle et de la Clarée. (a) Pb en fonction de U. (b) Th en fonction de U.

Concernant les éléments en traces (Pb, Th et U), la concentration du Pb est élevée (>10 ppm jusqu'à >1000ppm) pour l'ensemble des échantillons (Figure 5-19). Pour les échantillons d'hématite, il y a systématiquement un peu plus de Th (quelques ppm) que d'U. Il y a très peu d'U (<1 ppm) dans les carbonates encaissants et dans les calcites de brèche (beaucoup de plomb et peu d'uranium qui tend à confirmer le fait que ces calcites ne sont pas datables par la méthode U-Pb).

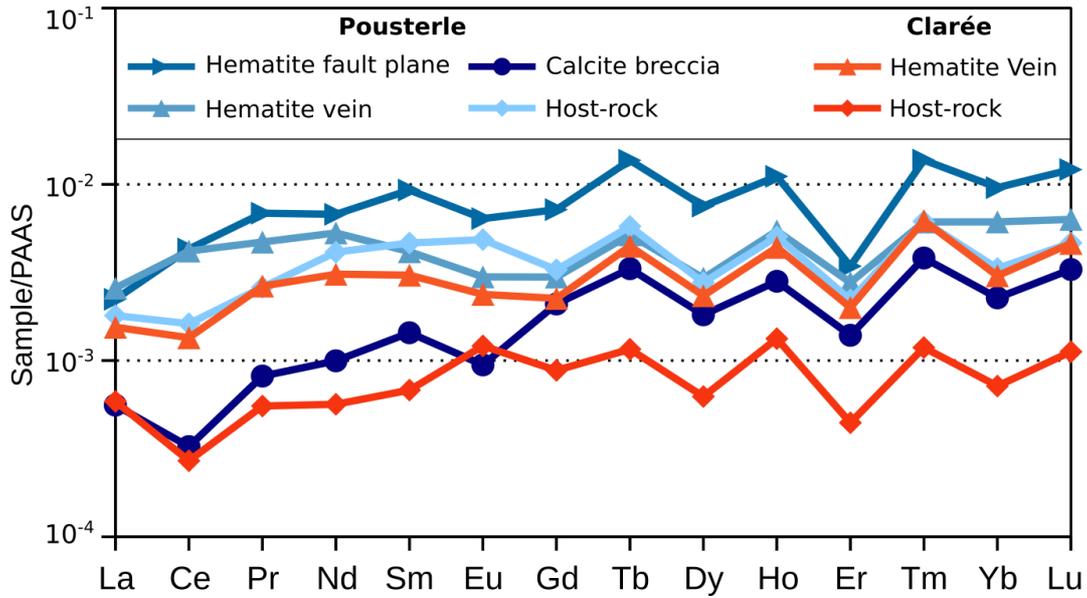


Figure 5-20 Spectres en terres rares normalisés à la composition du PAAS (Post-Archean Australian Shale), (McLennan, 1989).

Les spectres de terres rares ont été normalisés au Post Archean Australian Shale (Figure 5-20). Ils montrent un appauvrissement en terres rares légères plus ou moins important et une anomalie négative en Er, Dy et Yb (Figure 5-20). Concernant les échantillons de la faille de la Pousterle, la roche encaissante (calc-schistes) présente une légère anomalie négative en Gd. L'échantillon de brèche de calcite de la faille de la Pousterle présente une importante anomalie négative en Ce et Eu. Les échantillons d'hématite (de plan de faille et de veine) présentent les teneurs en terres rares lourdes les plus importantes avec une légère anomalie négative (relative) en terres rares légères.

Concernant les échantillons de la faille de la Clarée, la roche encaissante (calc-schistes) présente une anomalie négative en Ce et positive en Eu. L'hématite de veine présente une légère anomalie négative en Ce et une légère anomalie positive en Pr, Nd et Sm.

Concernant les échantillons de carbonate (et plus particulièrement l'échantillon de calcite de brèche), l'anomalie négative en Ce est interprétée comme la précipitation du carbonate dans un milieu oxygène (Zhao et al., 2022). L'anomalie négative en Eu est associée à la précipitation à partir de fluides de basse température (Zhao et al., 2022).

5.5.3 A l'échelle microscopique

La caractérisation de la texture des hématites à l'échelle microscopique peut nous apporter des informations sur le contexte de cristallisation ou l'activité du plan de faille. Pour cela, les échantillons sont nettoyés à l'éthanol, fracturés à l'aide d'une feuille de papier et d'un marteau ou avec une lame de rasoir pour un peu plus de précision afin de les réduire à une surface de 0,5x0,5 cm². Ils sont ensuite placés dans une pâte carbone afin d'observer au MEB le plan CSV (Cross-Sectional View) contenant les déformations.

5.5.3.1 Col de la Pusterle

Dans ce premier exemple concernant un échantillon du plan de faille du Col de la Pusterle, les zones les plus riches en hématite au microscope apparaissent très claires en BSE (Figure 5-21 a, b), du fait de la présence du fer qui est un élément lourd. Au fur et à mesure que des structures de plus en plus petites sont observables, on commence à voir apparaître des amas de sphères. Ces sphères (ou botryoïdes) sont elles-mêmes composées de cristallites sous forme de petites plaquettes de ~25-40 nm de diamètre (Figure 5-21 c).

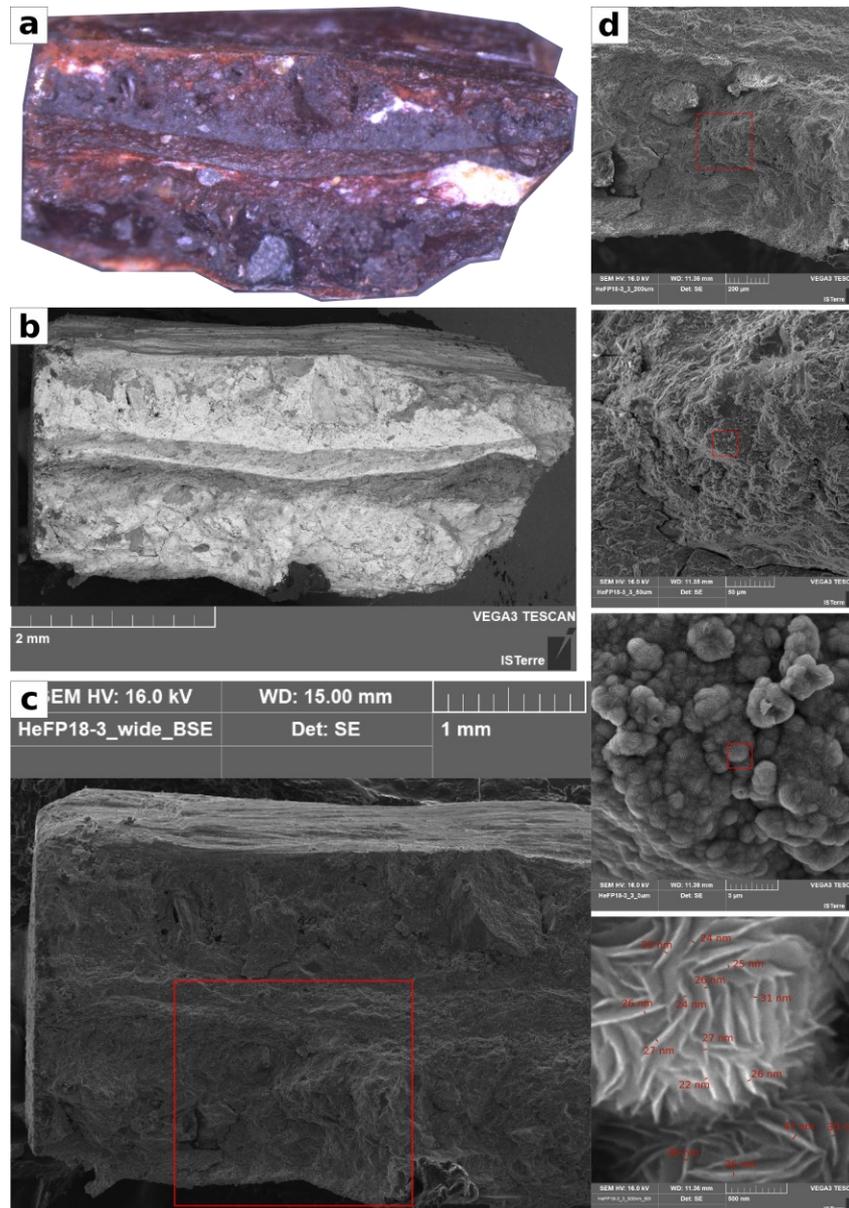


Figure 5-21 Images d'un échantillon du plan de faille à hématite du Col de la Pusterle HeFP18-3. (a) Photographie à la loupe binoculaire du plan CSV montrant l'organisation en couche riches en hématites intercalées de couches de phyllosilicates. (b) Image BSE (Back Scattered Electron) faite au MEB. Les zones claires contiennent plus d'éléments lourds (comme le fer) tandis que les zones plus sombres contiennent des éléments plus légers. (c) Image SE (Secondary Electron) qui renseigne sur la rugosité de l'échantillon et son relief. Le carré rouge correspond au d. (d) Zoom progressif de l'échelle du mm à ~100 nm. La taille des cristallites est mesurée sur un certain nombre afin d'avoir une moyenne significative.

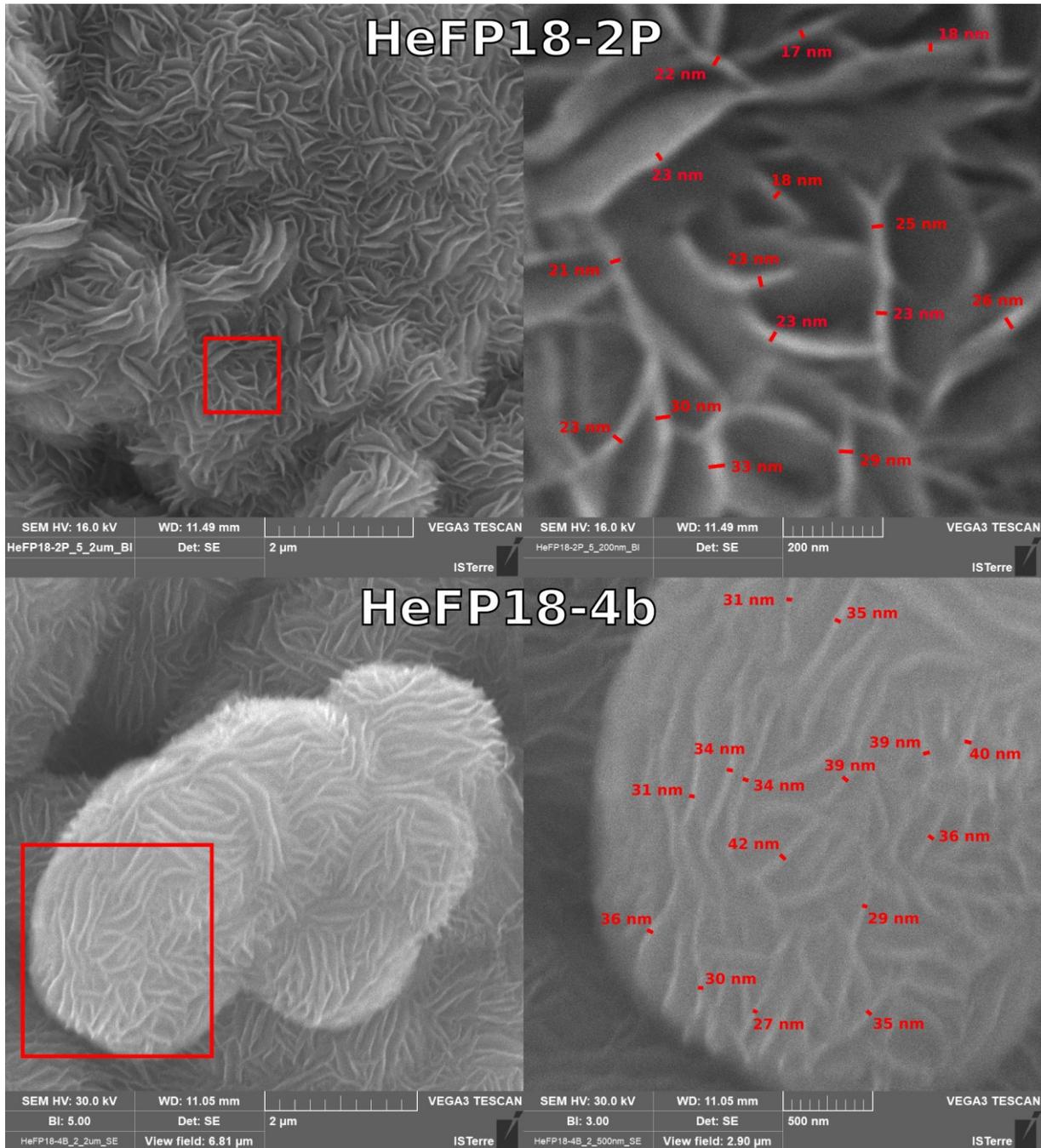


Figure 5-22 Images au MEB des échantillons d'hématite du plan de faille du Col de la Pousterle avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).

Les échantillons directement prélevés sur le plan de faille montrent une texture homogène avec des amas d'hématite plus ou moins botryoïdales d'environ 2 μm de diamètre. Ces formes botryoïdales sont constituées par l'association de plaquettes d'hématite (cristallites) de 29 nm de diamètre en moyenne (Figure 5-22). Concernant l'ensemble des échantillons observés (19 photos pour 8 échantillons et 324 mesures) la taille moyenne des cristallites est de 39 nm. Aucune variation de la taille de ces cristallites n'a été observée en fonction de la distance au plan de cisaillement. Lorsque l'on regarde les échantillons en vue par le haut du plan de cisaillement (surface striée), on remarque que les stries sont visibles et que les botryoïdes semblent fracturées sans variation de la taille des cristallites d'hématite (Figure 5-23).

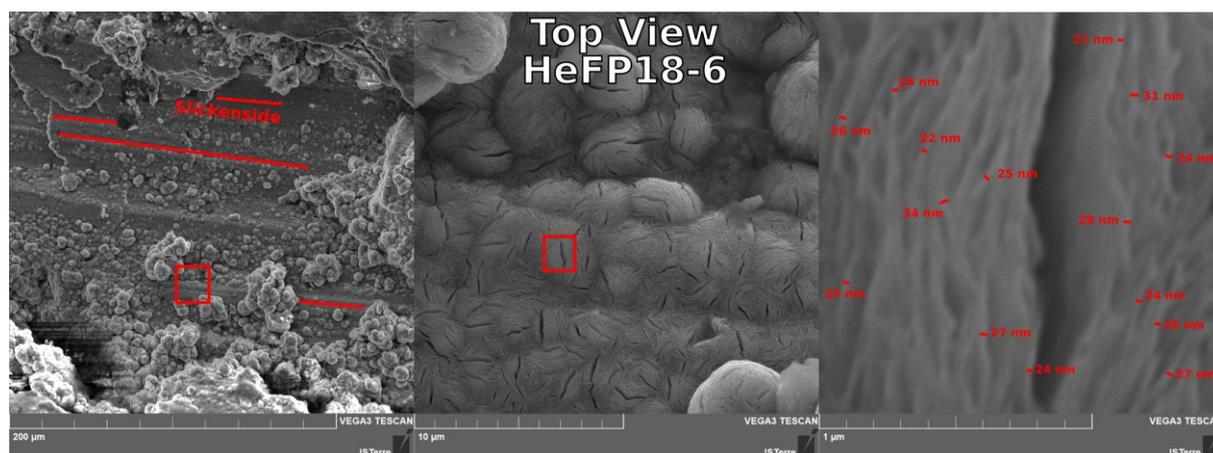


Figure 5-23 Images MEB d'un échantillon d'hématite du plan de faille du Col de la Pusterle, vue sur le plan strié avec la taille des cristallites.

Concernant les échantillons associés aux veines d'hématite du Col de la Pusterle, deux textures d'hématite ont été observées. La première correspond à une texture en botryoïdes associée aux échantillons de plans striés et la seconde correspond au développement de plaquettes sans orientation préférentielle observée dans les échantillons de veines (Figure 5-24). Les cristallites ont alors une taille d'environ 96 nm, plus large que les cristallites associées aux plans striés.

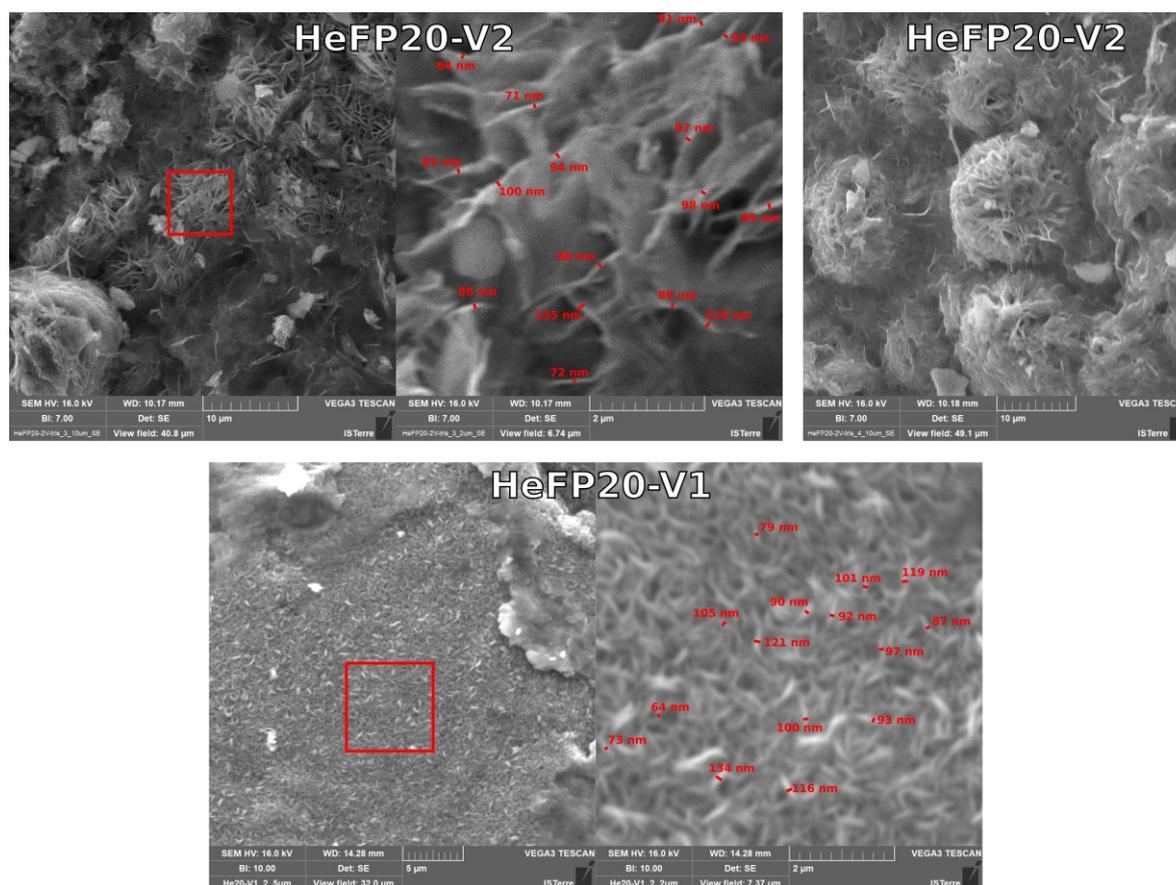


Figure 5-24 Images au MEB des échantillons d'hématite de veines du Col de la Pusterle avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).

5.5.3.2 Faille de la Clarée

Concernant les échantillons de la faille de la Clarée proche de Briançon, les hématites de veine présentent une texture hybride. Etant donné que l'échantillon est composé à +80% d'hématite, les amas sont très larges ($>1000\mu\text{m}^2$), ils présentent une texture de « rose des sables ». En effet, les cristaux d'hématite s'assemblent pour former des sphères. Ces textures apparaissent à l'intermédiaire entre des textures en plaquette non orientées et des structures de type botryoïde. La taille des cristallites est d'environ 120 nm.



Figure 5-25 Images au MEB des échantillons d'hématite de veine de la Clarée avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).

Concernant les hématites associées à des plans striés de la faille de la Clarée, elles présentent une texture similaire aux hématites de veine. La taille des cristallites bien qu'un peu plus faible, reste importante de l'ordre de ~ 90 nm. En de rares zones des textures plus proches des botryoïdes sont observées avec des cristallites larges de 42 nm en moyenne. Une réduction de la taille des cristallites peut être dû à l'activité du plan de faille, ce qui peut induire une perte de rétentivité de l'hélium par les hématites.

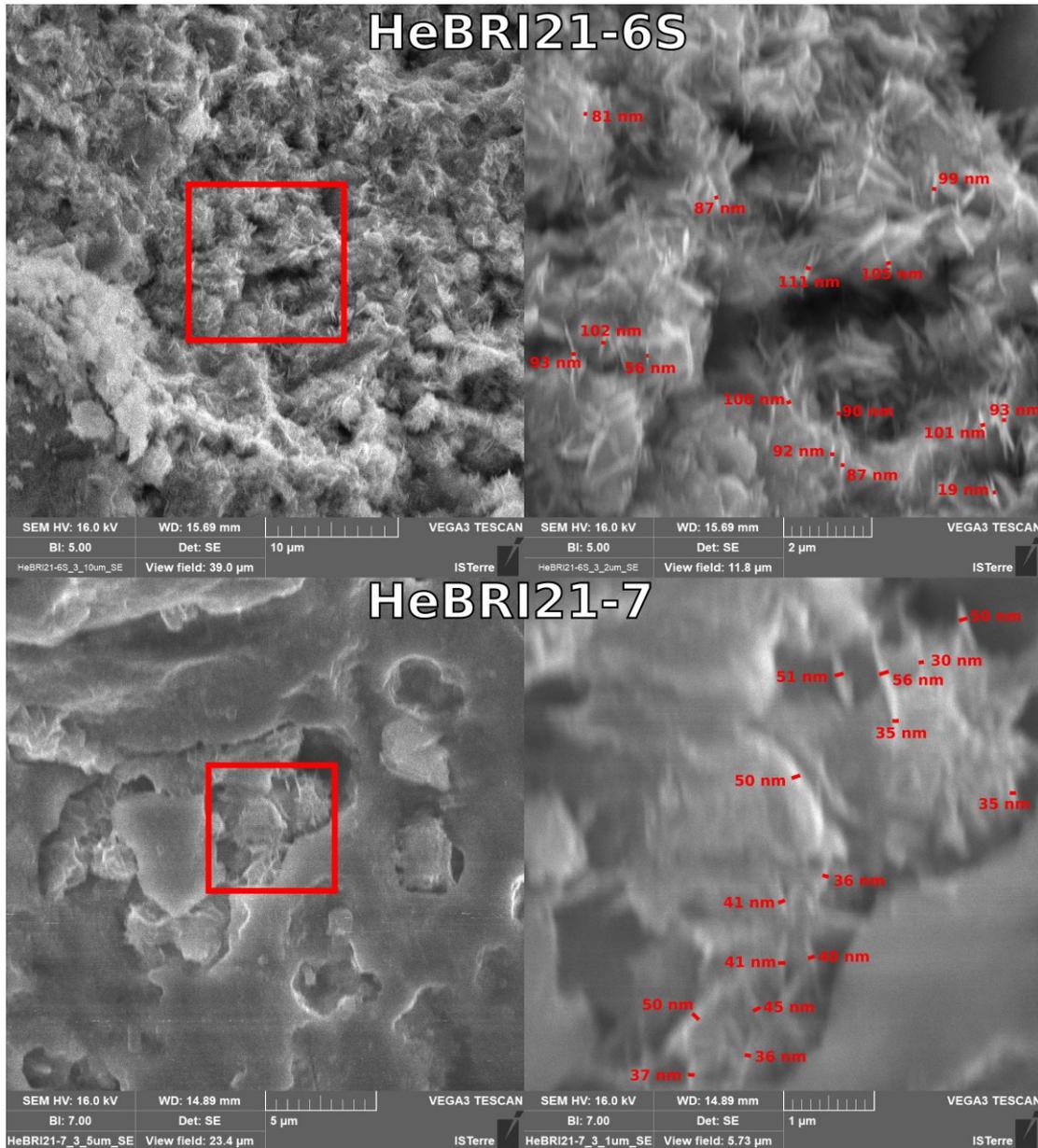


Figure 5-26 Images au MEB des échantillons d'hématite de plan de faille de la Clarée avec les mesures de la taille (diamètre) des cristallites (vue CSV).

5.6 Ages (U-Th)/He sur hématite

Dans cette étude, un total de 61 âges ont été obtenus, 53 sur des échantillons du Col de la Pousterle, 12 pour les veines et 41 pour le plan de faille. Les 8 derniers âges ont été obtenus sur des échantillons de la localité de la faille de la Clarée, 5 pour les hématites de veine et 3 pour les hématites de plan striés. Deux protocoles de nettoyage ont été testés, 23 aliquotes ont été plongées dans un bain à ultra-sons et rincées à l'éthanol plusieurs fois tandis que le reste des aliquotes a seulement été rincé plusieurs fois à l'éthanol. Aucune différence significative d'âge n'a été observée entre les deux protocoles (Figure 5-27). Le bain à ultra-sons ne semble pas induire de perte de l'hélium (à voir avec des échantillons plus vieux avec plus d'He). Le poids des aliquotes analysés est variable, allant de 150 ng à 1020 µg (Figure 5-27).

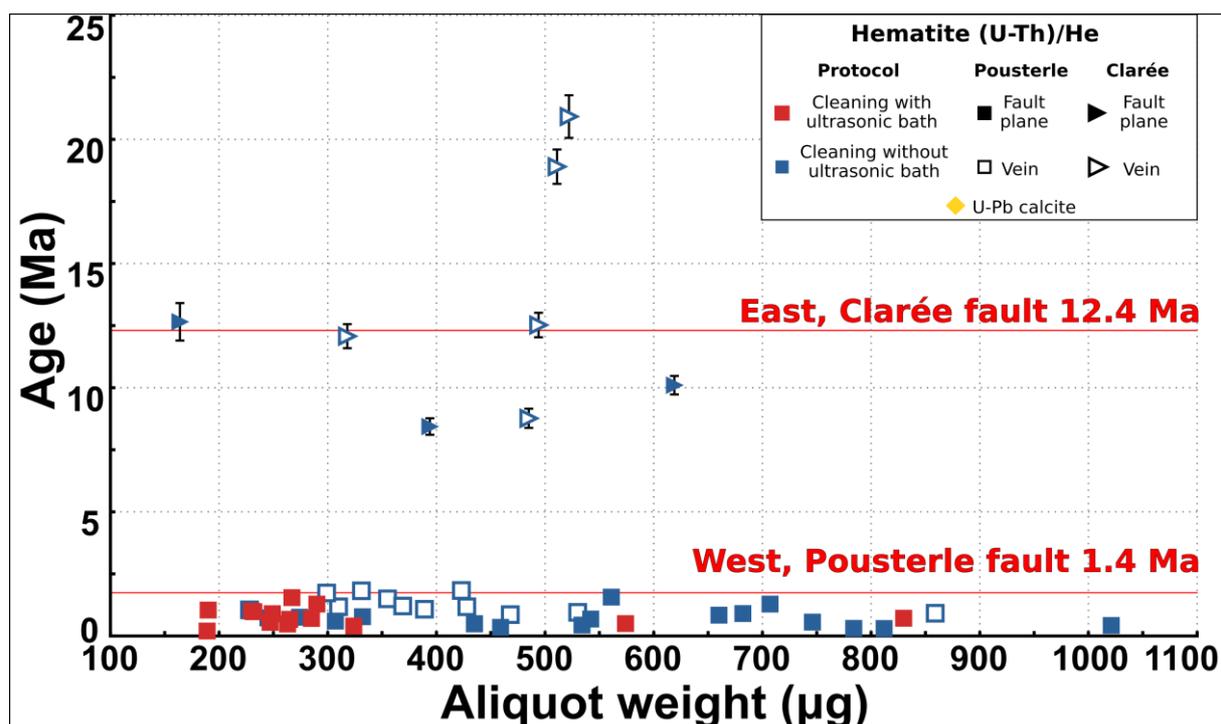


Figure 5-27 Diagramme des âges (U-Th)/He hématite (1σ) en fonction du poids des aliquotes.

Les âges obtenus sur la faille de la Clarée vont de 21 à 8,4 Ma. Les âges obtenus sur les plans striés couvrent une gamme entre 12,7 et 8,4 Ma tandis que les hématites de veine livrent des âges plus vieux entre 21 et 12,5 Ma. Sur 3 aliquotes provenant du même échantillon d'hématite de veine, les âges apparaissent hétérogènes : $12,1 \pm 0,5$ Ma, $20,9 \pm 0,9$ Ma et $18,9 \pm 0,7$ Ma pour des teneurs similaires en U.

Initialement deux échantillons supplémentaires présentant un âge similaire de ~ 20 Ma ont été obtenus. Les faibles teneurs en uranium observées bien que largement supérieures au blanc (donc aucun problème analytique de mesure) peuvent indiquer une volatilisation de l'uranium associée à une chauffe trop importante de l'aliquote. La température des échantillons a été déterminée à partir des photographies des échantillons lors de la chauffe et d'une calibration colorimétrique de la lumière émise par l'échantillon. Les deux échantillons ont subi une chauffe importante ($>980^\circ\text{C}$) qui a induit la volatilisation d'une partie de l'uranium. Cette perte d'uranium a vieilli artificiellement l'âge. Ainsi, pour ces deux aliquotes, les âges n'ont pas de signification géologique et doivent être considérés comme des artefacts. Concernant les deux échantillons restants, bien que ne présentant aucun problème analytique, ces âges de ~ 20 Ma sont considérés comme suspects et ne vont pas être interprétés par la suite.

Les âges (U-Th)/He sur hématite du Col de la Pousterle sont systématiquement plus jeunes que 2 Ma (Figure 5-28 a, b). Ces âges jeunes sont cohérents avec la chronologie relative visible à l'échelle de l'affleurement. De plus les veines présentent des âges un peu plus vieux que les plans striés (Figure 5-28 b) en accord avec les critères de recoupement. Les veines du Col de la Pousterle présentent des teneurs plus élevées en Th que les autres échantillons (Figure 5-28 c).

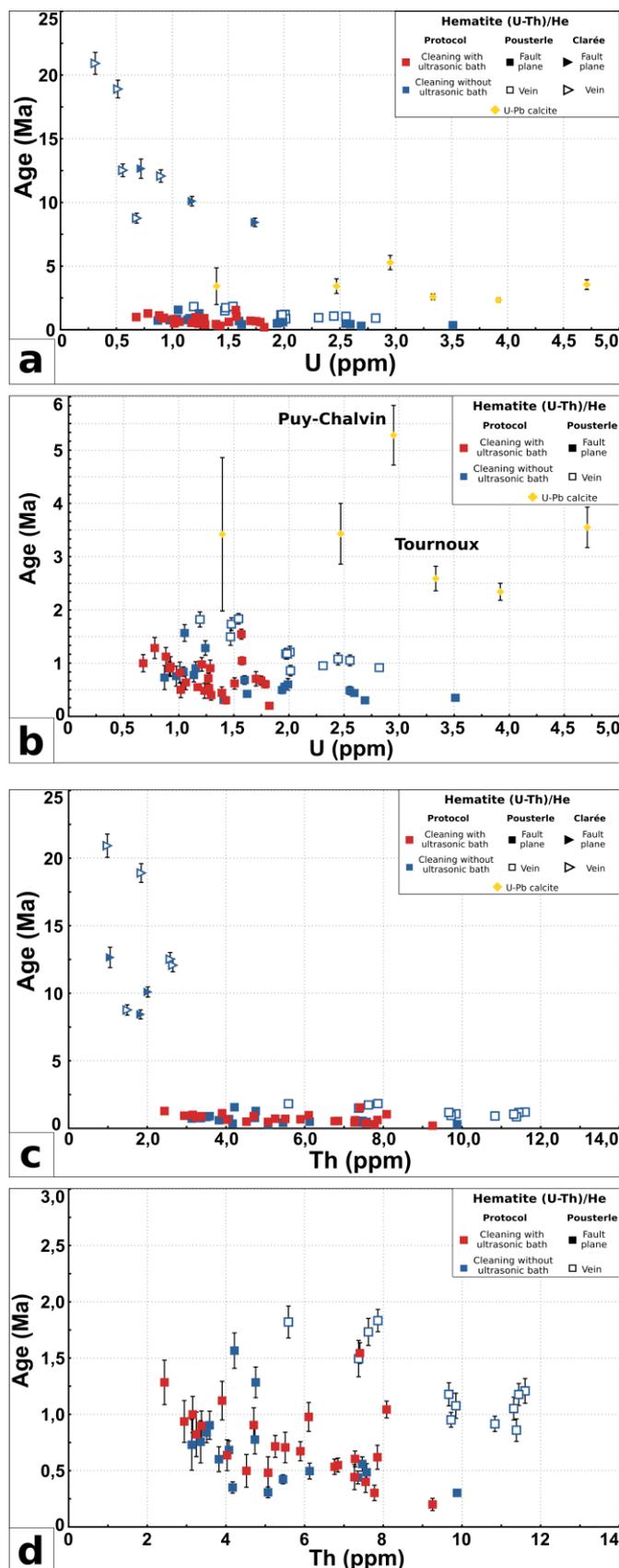


Figure 5-28 Diagramme des âges (U-Th)/He hématite (1σ) en fonction de la concentration en U et Th. (a, c) Pour les localisations du Col de la Pusterle et de la faille de la Clarée. (b, d) Zoom avec uniquement les âges du Col de la Pusterle. L'incertitude des âges U-Pb sur calcite est à 2σ .

La séparation entre la population de la faille de la Pousterle et de la faille de la Clarée est d'autant plus visible avec un diagramme ternaire qui prend en compte les teneurs en hélium (Figure 5-29). Ces variations sont liées à la nature physique des fluides minéralisateurs. L'ensemble des âges obtenus sont interprétés comme des âges de cristallisation et les âges plus jeunes sont associés à la réactivation du plan de faille.

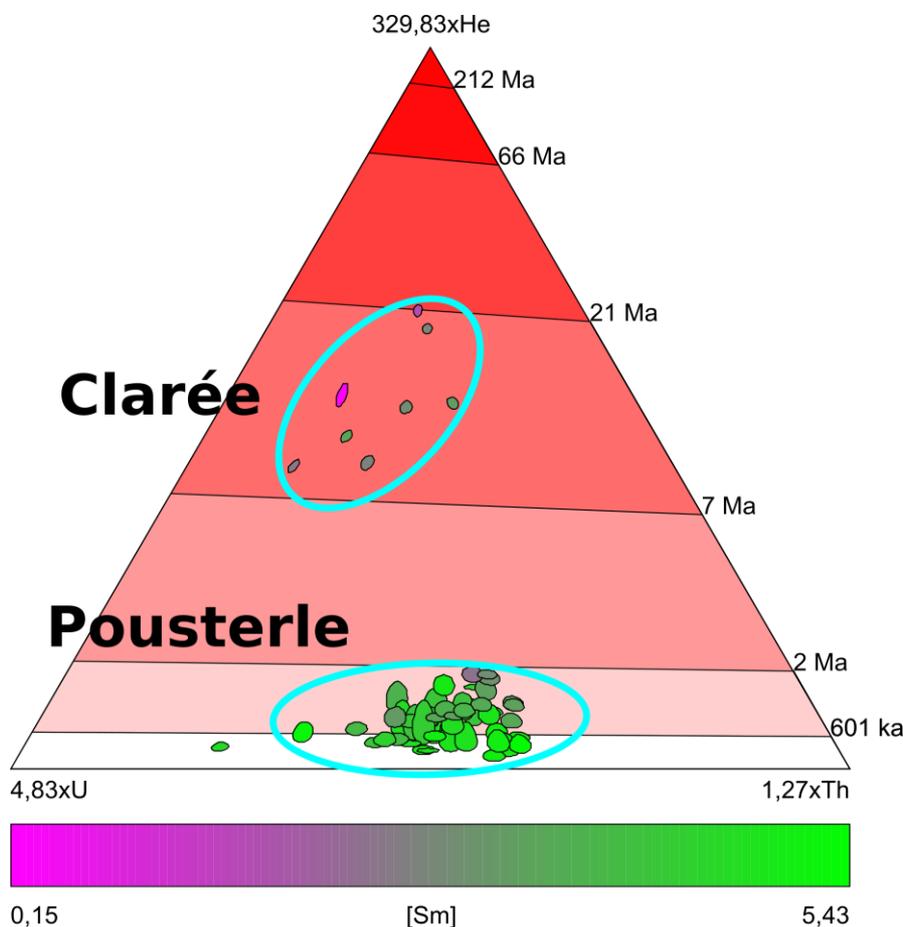


Figure 5-29 Diagramme ternaire des échantillons de la faille de la Pousterle et de la Clarée.

5.7 Les "clumped isotopes"

Une contrainte sur la température des fluides circulant est apportée par l'étude des « clumped isotopes » (Δ_{47}) de la calcite minéralisée dans les structures associées à la déformation. Les données ont été obtenues à Caltech (USA) par Xavier Mangenot, le protocole suivi est décrit dans la partie 2.4 Les « clumped isotopes » ou Δ_{47} et les résultats présentés dans le Tableau 5-3. L'échantillon FP18-6 correspond au ciment de calcite de la brèche de faille à oxydes de fer du Col de la Pousterle (Figure 5-14 b). Les échantillons FP18-2 et FP18-3 correspondent aux échantillons de calcite de brèche prélevés à la localisation de la falaise de Tournoux, située à 200m plus à l'Ouest.

Location	Nom	$\delta^{18}\text{O}$ calcite SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ calcite VPDB	Δ_{47} CDES90	$1\sigma \Delta_{47}$	Δ_{47} min	Δ_{47} max	T(°C)	T°C min	T°C max
Col de la Pusterle		13,750	-1,179	0,566						
		13,769	-1,203	0,563						
		13,856	-1,263	0,572						
	FP18-6	13,792	-1,215	0,567	0,003	0,564	0,570	36,2	35,3	37,2
Falaise de Tournoux		8,697	-0,091	0,407						
		8,324	-0,102	0,379						
	FP18-2	8,511	-0,096	0,393	0,014	0,379	0,407	124,5	114,7	135,1
		9,103	-1,459	0,389						
		9,113	-1,436	0,376						
	FP18-3	9,108	-1,447	0,382	0,007	0,376	0,389	132,8	127,7	138,1

Tableau 5-3 Analyses de Δ_{47} pour les localisations des Alpes internes. Les lignes en gras correspondent aux moyennes des analyses.

Concernant les standards analysés pendant les sessions d'analyses, 10 échantillons du marbre Carrara présentent des résultats de $\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.409 \pm 0.016\text{‰}$ (1σ) ainsi que 8 échantillons du carbonate TV04 présentant des résultats de $\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.666 \pm 0.011\text{‰}$ (1σ). Ces résultats correspondent aux valeurs acceptées pour ces standards :

- $\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.655\text{‰}$ pour TV04
- $\Delta_{47\text{-CDES25}} = 0.405\text{‰}$ pour Carrara.

Pour les échantillons qui n'ont pas de réplicat, c'est l'erreur associée aux standards qui est utilisée ($\pm 0.014\text{‰}$, 1σ).

Une fois ces résultats obtenus et que la température de fermeture du système est calculée, en faisant l'hypothèse que cette température corresponde à une température de cristallisation, la signature du fluide minéralisateur est calculable en utilisant les équations de fractionnement eau-calcite (Tableau 5-4, O'Neil et al., 1969; Kim and O'Neil, 1997; Watkins et al., 2013).

		$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰}$ (SMOW) (O'Neil et al., 1969).				
		$1000\ln(a)$	a	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ Min	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ Max
Pusterle	FP18-6	25,65	1,026	-11,88	-12,06	-11,71
Tournoux	FP18-2	14,19	1,014	-5,70	-6,60	-4,81
	FP18-3	13,48	1,014	-4,40	-4,83	-3,97

		$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰}$ (SMOW) (Kim and O'Neil, 1997).				
		1000ln(a)	a	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ Min	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ Max
Pousterle	FP18-6	25,86	1,026	-12,08	-12,26	-11,91
Tournoux	FP18-2	12,92	1,013	-4,44	-5,58	-3,27
	FP18-3	11,99	1,012	-2,92	-3,49	-2,35

		$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰}$ (SMOW) (Watkins et al., 2013).				
		1000ln(a)	a	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ Min	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ Max
Pousterle	FP18-6	27,58	1,028	-13,79	-13,97	-13,62
Tournoux	FP18-2	14,85	1,015	-6,36	-7,48	-5,21
	FP18-3	13,94	1,014	-4,86	-5,41	-4,30

Tableau 5-4 Calcul de la signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ du fluide minéralisateur.

Pour chaque échantillon, le modèle utilisé induit des variations de l'ordre de 1-2‰ qui viennent s'ajouter à l'erreur sur la mesure qui elle aussi induit une incertitude de 1-2‰. Le modèle de Watkins et al. (2013) basé sur la précipitation de calcites à l'équilibre isotopique grâce à l'ajout d'enzymes catalyseurs présente des valeurs systématiquement plus faibles. A noter que les calcites naturelles ainsi que celles précipitées en laboratoire ne sont pas à l'équilibre (Watkins et al., 2013). Les modèles de O'Neil et al. (1969) et de Kim and O'Neil (1997) qui est une révision du précédent avec de nouvelles données à basse température, présentent des résultats similaires pour une gamme de températures de ~30 à ~60°C. Les valeurs hors de cette gamme peuvent être différentes de plus d'1‰. Ce modèle sera préféré pour l'interprétation des résultats car les conditions de cristallisation sont plus proches de celles des calcites naturelles qui plus est, ce modèle est le plus couramment utilisé dans la littérature.

En affichant ces résultats dans un diagramme, les deux échantillons de la falaise de Tournoux présentent une signature similaire malgré des âges de cristallisation différents (Figure 5-30). Leur température de cristallisation est de ~130°C avec une signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluide}}$ d'environ -4‰ (SMOW). Depuis sa cristallisation, l'échantillon a uniquement subi de l'exhumation et donc cette température élevée est interprétée comme la température de cristallisation. La température de cristallisation des calcites est donc la température la plus élevée à laquelle ces échantillons ont été exposés. Cette température élevée peut aussi être le résultat de la cristallisation de fluides profonds plus chauds qui ne sont pas à l'équilibre avec l'encaissant. La calcite du Col de la Pousterle présente une température de cristallisation autour de 35 °C bien inférieure à celle des calcites de Tournoux (bien que distante de moins de ~500m). De plus la signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluide}}$ est elle aussi différente : -12‰ (SMOW). Cette dernière signature est similaire à celle obtenue pour les eaux des sources thermales alpines (Poulain, 1977; Blavoux et al., 1982). Ces auteurs indiquent que ces signatures correspondent à des fluides météoriques qui percolent, interagissent en intensité variable avec les roches encaissantes, se réchauffent et sortent en fond de vallée. En revanche, pour les échantillons de la falaise de Tournoux, leur signature isotopique

est très éloignée de la signature de source alpine (Figure 5-30). La signature peut tout de même correspondre à des fluides météoriques dont la température a été fortement augmentée et ayant plus ou moins interagi avec des roches cristallines.

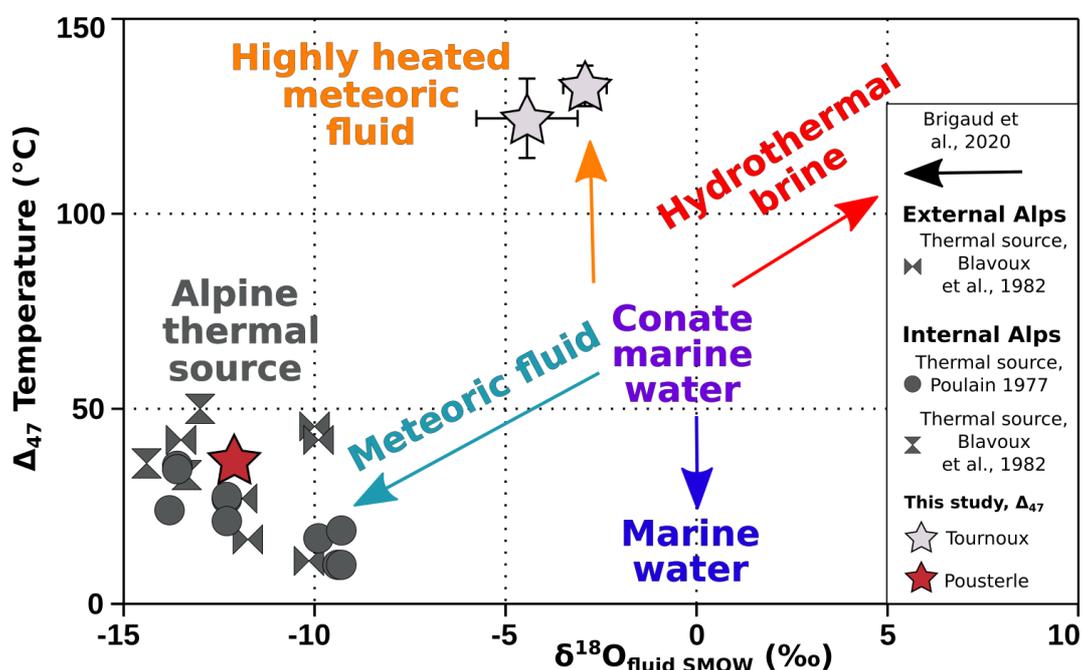


Figure 5-30 Graphique de la température de cristallisation calculée à partir des données de Δ_{47} en fonction de la signature du fluide minéralisateur recalculée avec les équations de (Kim and O'Neil, 1997). Les données en gris foncé correspondent aux résultats issus des prélèvements dans les sources thermales des Alpes internes et externe (Poulain, 1977; Blavoux et al., 1982). Les tendances (marquées par des flèches) sont issues de Brigaud et al. (2020).

5.8 Paléo-altimétrie

Les signatures $\delta^{18}O$ du fluide permettent également de remonter à des altitudes de précipitation (Campani et al., 2012). Cette relation était déjà étudiée par Poulain (1977) dans ses travaux de thèse qui indiquent que par les études passées la relation entre l'altitude et la température est contrainte même à l'échelle locale (Figure 5-31).

Une fois cette courbe de l'évolution de la signature en $\delta^{18}O$ des précipitations en fonction de l'altitude établie sur la base des relevés locaux de précipitations à différentes altitudes, il est possible de corréliser une signature avec une altitude de précipitation. Une hypothèse importante tout de même est que la signature du fluide est restée inchangée ce qui n'est pas forcément une hypothèse aisée à défendre lors de l'infiltration avec plus ou moins d'interactions avec la roche encaissante. Dans sa thèse, Poulain (1977) indique que les eaux des sources Briançonnaises sont issues du mélange en proportions variables entre des fluides profonds ayant lessivé les unités triassiques et des fluides de surface provenant des massifs cristallins (pour la source de Monétier-les-Bains, au nord de la zone étudiée (Figure 5-2). Concernant la source de Plan de Phazy (au sud de la zone étudiée, Figure 5-2), les eaux sont principalement météoriques avec une altitude moyenne de 1900 m qui correspond aux « montagnes qui encadrent la vallée de la Durance » (Poulain, 1977).

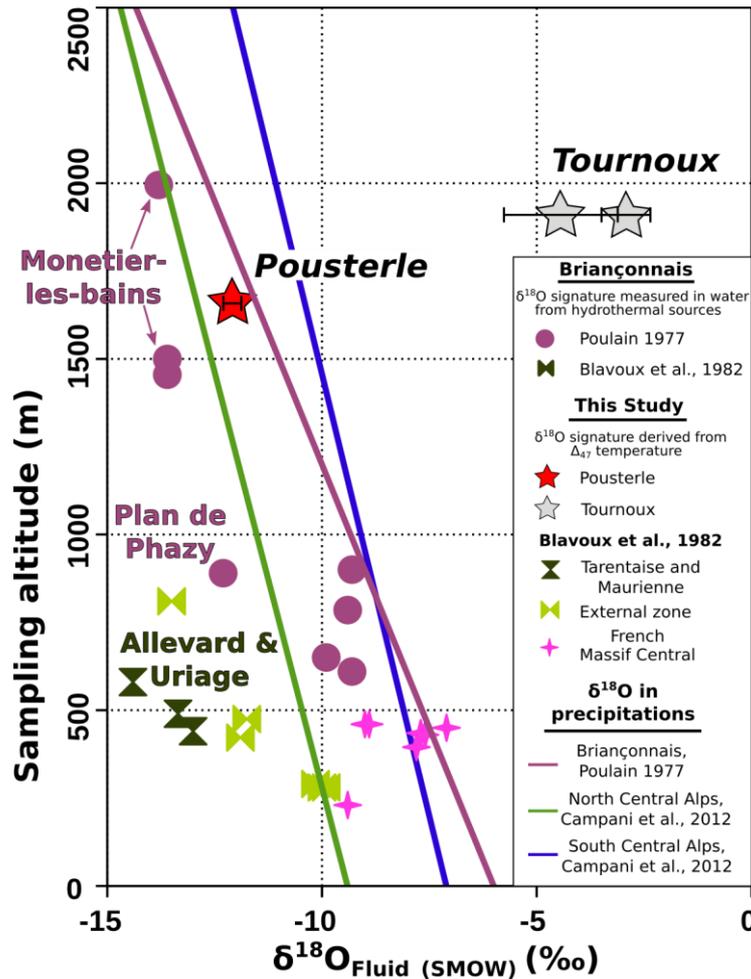


Figure 5-31 Altitude de prélèvement des échantillons en fonction de la signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des eaux ou recalculée à partir du Δ_{47} des calcites. Les courbes sont tracées à partir des prélèvements des précipitations en fonction de l'altitude dans les zones alpines.

La signature recalculée des fluides minéralisateurs du Col de la Pouterle est similaire à celle enregistrée au niveau des sources thermales de Plan de Phazy. Ces fluides sont donc interprétés comme météoriques et provenant d'une altitude proche de 1900m. En revanche, concernant les fluides minéralisateurs des calcites de la falaise de Tournoux, leur signature est très enrichie en $\delta^{18}\text{O}$ ce qui soulève deux hypothèses. La première est liée au calcul de la signature du fluide. La température issue des analyses de Δ_{47} est élevée (+100°C), l'échantillon a pu subir un peu de diffusion à l'état solide et donc cette température ne correspond pas à une température de cristallisation. Les équations de fractionnement ne peuvent donc pas être appliquées. En prenant une température de cristallisation plus faible, la signature du fluide s'appauvrit en $\delta^{18}\text{O}$ et dans un cas extrême pourrait correspondre à la signature d'un fluide météorique similaire aux échantillons de la Pouterle. Une seconde hypothèse de travail serait que cette température élevée est bien une température de cristallisation mais que l'origine du fluide n'est pas météorique mais plutôt issue de fluides évolués profonds (d'origine météorique ou métamorphique et ayant subi une forte interaction avec des roches). Etant donné la profondeur de cristallisation plus importante supposée de ces échantillons, en raison de leur âge plus ancien (3,6-2,4 Ma), qui pourrait correspondre au passage de la limite supérieure de la zone sismogène située à ≥ 2 km (Bilau et al., 2021), c'est cette seconde hypothèse qui sera

privilegiée par la suite. De plus aucune phase d'enfouissement susceptible de réchauffer l'échantillon n'est enregistrée dans la zone (plutôt en exhumation).

5.9 Synthèse

Le couplage des âges de cristallisation obtenus avec les méthodes de datation (U-Th)/He sur hématite et U-Pb sur calcite avec les signatures isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et Δ_{47}) des fluides associées à la précipitation des calcites permet de proposer un modèle cohérent d'évolution du système du faisceau de faille de la Haute Durance en lien avec l'inversion tectonique en extension du Front Pennique.

Concernant les échantillons plus anciens associés à la phase de collision, Henry et al. (1996) étudient la signature isotopique de veines de calcite et de quartz le long d'un transect E-O dans les Alpes. Après l'étude des nombreux domaines qui composent les Alpes, ils mettent en évidence des signatures isotopiques cohérentes à l'intérieur de chacun des domaines mais différentes pour chacun d'eux. Cela amène ces auteurs à conclure qu'il n'y a pas de circulation de fluide à grande échelle dans les Alpes et que les fluides sont plutôt confinés dans les différentes zones et homogénéisés par équilibrage avec la lithologie la plus abondante de chaque zone (Henry et al., 1996). De plus, au travers de l'étude du δD et du $\delta^{18}\text{O}$, ces auteurs concluent qu'il n'y a pas de signes de mélanges avec des fluides extérieurs (météoriques, ou autre) et que les minéralisations sont issues de fluides internes diagenétiques ou de changements de phase liés au métamorphisme alpin. Est-ce que ces conclusions sont toujours applicables au système extensif des Alpes internes ?

Concernant l'histoire thermique de la zone Briançonnaise, les traces de fission sur apatite (e.g., Tricart et al., 2007) indiquent le passage de l'isotherme 120°C à ~22 Ma (Figure 5-32).

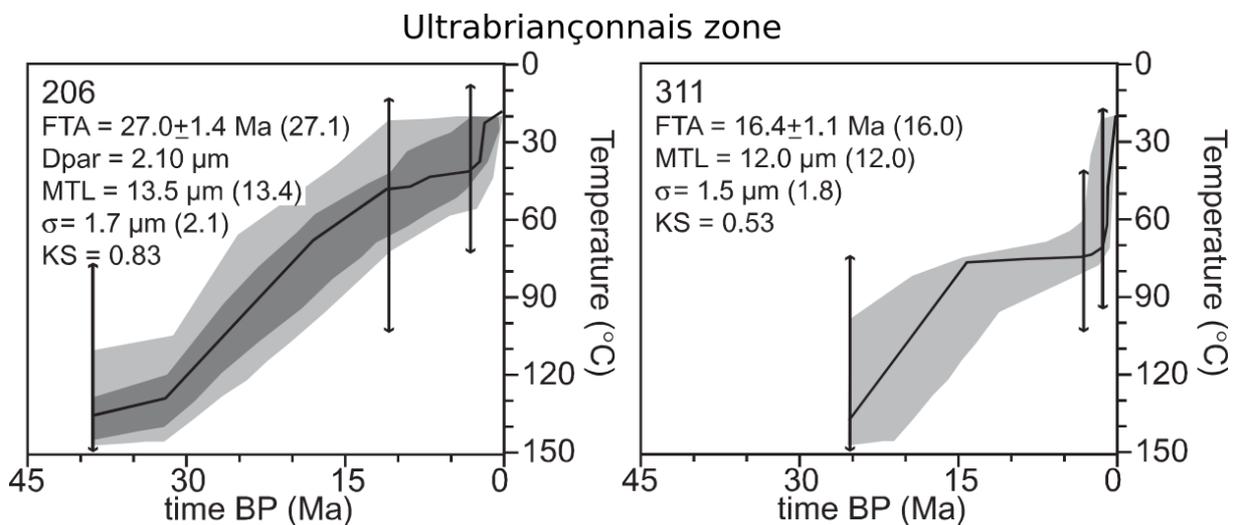


Figure 5-32 Modélisation de l'histoire thermique de la zone Ultrabriançonnais à partir des données AFT (Tricart et al., 2007).

Pour une taille de cristallite d'hématite d'environ 100 nm (donc rayon d'environ 50 nm) la température de fermeture associée est de ~80°C (Farley, 2018). Les modèles thermiques obtenus à partir des données AFT indiquent le passage de l'isotherme 80°C à environ 20-17 Ma. Bien que les diamètres des cristallites des hématites de plan

de faille (90-40 nm) et de veine (~120 nm) soient différents, des âges similaires sont mesurés. Dans le cas d'âges d'exhumation, des tailles variables de cristallites auraient induit des âges variables (différentes températures de fermeture), ce qui n'est pas le cas donc cette hypothèse est évincée. Les échantillons d'hématite de la faille de la Clarée dont l'âge mesuré est de ~12,5 Ma ont donc cristallisé à des températures plus faibles et peuvent être interprétés comme des âges de cristallisation. Les âges jeunes (~8,5 Ma) peuvent être issus d'une perte d'hélium à cause d'une chauffe par friction et donc enregistrer uniquement la dernière activité sur la faille. Etant donné qu'un âge de ~8 Ma est aussi enregistré par un aliquote d'hématite de veine, l'hypothèse d'une activité plus ou moins continue (âge à 10 Ma aussi) de la faille entre 12 Ma et 8 Ma (ouverture incrémentale et cristallisation) est privilégiée.

Au Sud-Ouest à la localisation de Puy-Chalvin, une calcite de plan strié témoignant d'une activité décrocho-extensive a été datée à ~5 Ma et plus au Sud des âges de 3,5 Ma et 2,5 Ma sur des brèches de failles normales ont été enregistrés à la localisation de la falaise de Tournoux (Bilau et al., 2021). En comparant l'âge de ces échantillons avec la vitesse d'exhumation de 1 mm.y^{-1} (Sternai et al., 2019), ainsi qu'en prenant en compte la température de cristallisation d'environ 130°C (calculée à partir des données de Δ_{47}), ces calcites sont interprétées comme ayant cristallisé à plusieurs kilomètres de profondeur à partir de fluides profonds avec une signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ de -4 ‰ (Figure 5-33 a). A quelques centaines de mètres à l'Est, à la localisation du Col de la Pusterle, une brèche de la faille normale du faisceau de la Haute-Durance présente une chronologie relative avec dans un premier temps la cristallisation de calcite. Ces calcites n'ont pas présenté des teneurs en uranium suffisamment élevées pour être datées par U-Pb. En revanche les analyses de Δ_{47} ont présenté des températures de cristallisation nettement plus faibles (36°C) et une signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ de -12 ‰ (Figure 5-33 b) associée à des fluides météoriques d'une altitude de 1900 m environ similaire aux fluides des sources thermales dans la vallée de la Durance (Poulain, 1977). En plus des calcites, des hématites plus jeunes ont été datées à $<2 \text{ Ma}$. L'étude des éléments en trace met en évidence l'absence de teneur en fer élevée dans la roche encaissante ce qui indique une origine du fer externe au système. L'hypothèse la plus probable concernant l'origine du fer est donc celle développée par Mercier (1977) dans ses travaux de thèse qui indique que ces formations seraient issues de la remobilisation d'un sol fersiallitique dans les failles d'âge Miocène. Des âges jusqu'à $0,1 \text{ Ma}$ sont enregistrés dans ces hématites. Ces données sont donc interprétées comme une activité assez continue jusqu'à l'actuel (ou au moins jusqu'à 100 000 ans environ) du plan de faille (Figure 5-33 c). Que ce soit des âges associés à une perte d'hélium par chauffe par friction ou plutôt des cristallisations associées à de nouveaux incréments de la déformation (hypothèse privilégiée en l'absence de marqueur de re-déformation) ces processus témoignent d'une activité très récente de la faille. Sa connexion structurale avec la zone sismiquement active de la Durance est d'ailleurs géométriquement possible, et l'exhumation finale de la zone broyée étudiée est très récente en liaison avec le creusement de la vallée glaciaire du Fournel, expliquant ainsi un arrêt très récent de l'activité tectonique ou hydrique au sein de cette faille.

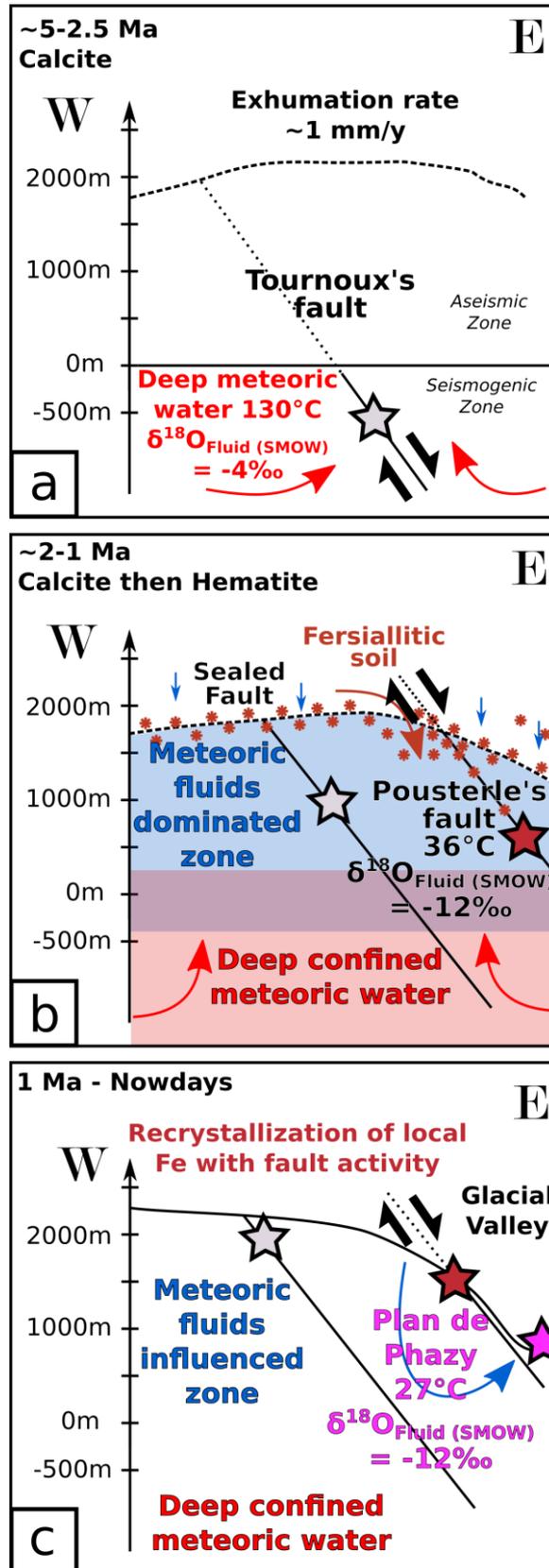


Figure 5-33 Schéma de l'exhumation de la zone de la faille de Tournoux et de la Pusterle avec les fluides mobilisés par ces failles à partir de 5 Ma jusqu'à l'actuel. Les signatures des fluides de (a) et (b) sont issues de la mesure du Δ_{47} des calcites de brèche tandis que celle de (c) est issue de la mesure des fluides aux exsurgences des sources hydrothermales.

En conclusion de cette partie, il semble que la déformation extensive à tendance décrochante ait progressivement migré sur 12 km depuis l'Est (Clarée) à 12-8 Ma, vers l'Ouest (Puy Chalvin à 5 Ma) puis Tournoux Pusterle (3.6-0 Ma). Le jeu extensif de la faille de la Clarée explique l'effondrement et aussi la préservation du compartiment supérieur de cette faille qui correspond à l'ophiolite du Chenaillet qui est l'unique objet de ce type préservé à l'échelle des Alpes du fait de sa position structurellement haute (et donc partout érodé !). On peut aussi noter que la progression de l'extension de l'est vers l'ouest et ce timing depuis 12 Ma correspond globalement à celui de la progression du bassin d'avant-chaine présenté dans le Propagation du fold-and-thrust-belt alpin. Aussi l'hypothèse d'une extension se déroulant à l'arrière d'un système en chevauchement et se propageant de façon concomitante et symétrique est un élément à prendre en compte pour mieux comprendre l'origine de l'extension alpine.

Chapitre 6 La chronologie de la déformation du système Alpin



Souvenir du camp de terrain dans les Alpes avec les étudiants de L3 de l'USMB au niveau du Fontanil. Vue sur le pli de Sassenage.

6.1 Synthèse des résultats et bilan de la méthode U-Pb sur calcite à l'échelle de la zone étudiée

Au cours de cette thèse, 60 localisations dans les Alpes Occidentales ont été étudiées (Figure 6-1, Annexe 3, Annexe 12). Les localisations de 1 à 31 correspondent à la zone des massifs subalpins. Les localisations 32 à 45 correspondent à la zone Externe des Alpes (de 32 à 36 avec le 45 pour les bassins de Bourg d'Oisans et de 39 à 44 pour la déformation de la Provence). Les localisations 46 à 60 correspondent aux zones Internes, essentiellement dans la zone briançonnaise avec la localisation 54 dans l'écaille de sub-briançonnais et la localisation 60 dans les schistes lustrés de la zone piémontaise.

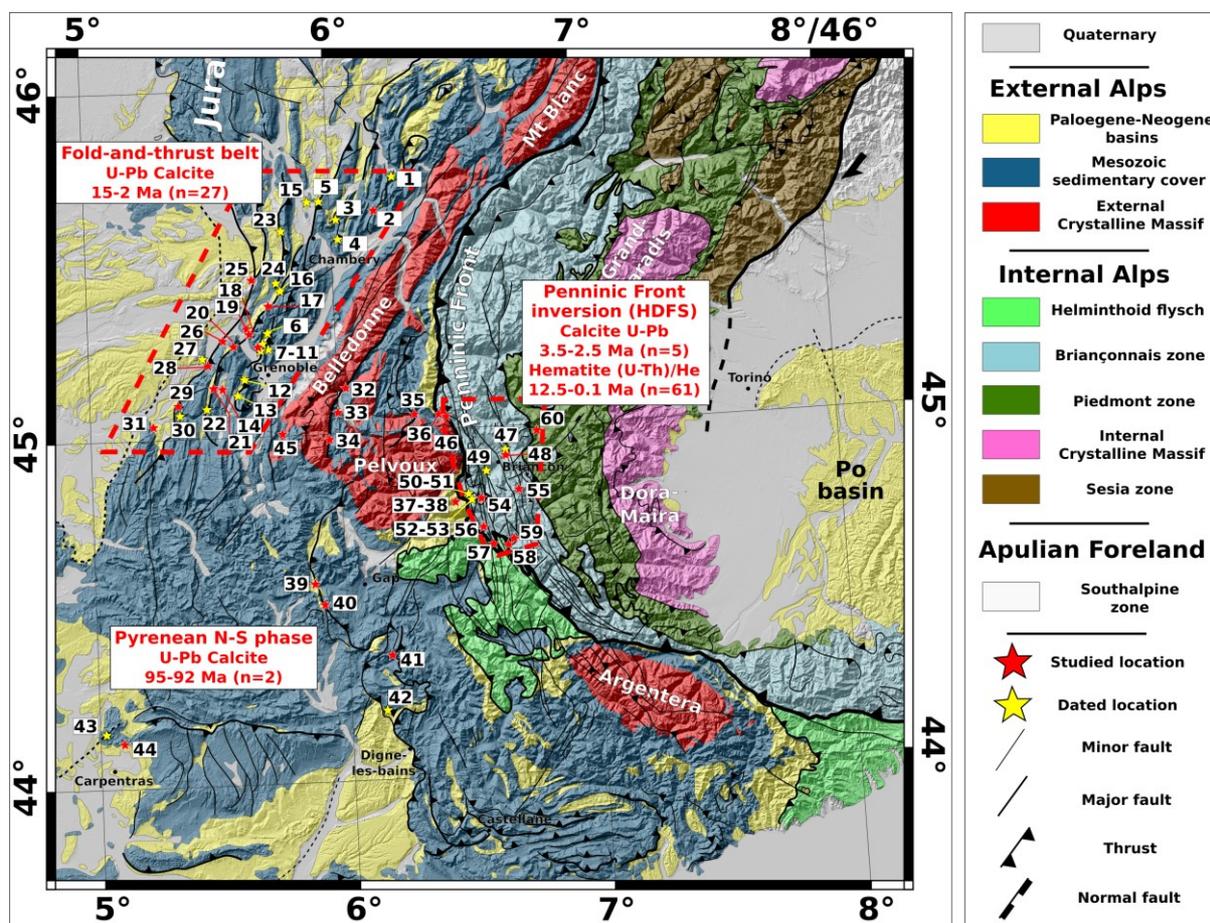


Figure 6-1 Carte générale des Alpes Occidentales avec les localisations étudiées au cours de cette thèse pour lesquelles un échantillon a été prélevé.

Dans la zone de la fold-and-thrust belt alpine (à l'ouest de la zone étudiée, Figure 6-1), 31 localisations ont été étudiées. Environ 45 lames minces comprenant plusieurs générations de calcites ont été étudiées. En moyenne, on observe entre 1 et 3 générations de calcites qui peuvent être définies en lame mince comme correspondant à différentes orientations de veines ou bien à des épontes présentant une texture différente ou encore plusieurs niveaux de surfaces striées associées à un même plan de faille. Plusieurs âges ont pu être obtenus sur la même lame mince, un total de 27 isochrones a été obtenu pour cette zone. Cela correspond à un taux de succès pour les datations U-Pb sur calcite d'environ 60% (Tableau 6-1).

Zone	Nombre de lames testées	Nombre d'âges	Taux de succès
Massifs subalpins	45	27	60%
Externe	20	2	10%
Interne	20	6	30%

Tableau 6-1 Taux de succès des datations U-Pb sur calcite en fonction de la zone d'étude.

Concernant la zone externe, en bordure ouest du bassin (Jurassique) de Bourg d'Oisans, environ 5 échantillons issus des structures compressives de la faille d'Ornon (localisation 34), 3 plans striés et 2 fentes de tension présentes dans les structures C-S ont été analysés. Aucune des générations de calcite n'a présenté des teneurs suffisantes pour être datée (constat similaire pour les 2 échantillons de la localisation 33. Dans le bassin de Montmaur (localisation 39), des conglomérats fracturés ont été prélevés ainsi que des plans de failles à la localisation 40. Deux galets ont été analysés et un plan de faille de la localisation 40 mais aucun âge n'a pu être obtenu. Proche de Astoin à la localisation 41, des fentes de tension associées à la mise en place de la nappe de Digne ont présenté des teneurs en uranium insuffisantes pour être datées. Un peu plus à l'est, toujours dans la zone externe, au niveau de La Grave (localisation 35) des veines horizontales échantillonnées dans la schistosité témoignent de la phase compressive ainsi que des fentes en échelon, plus tardives associées à de l'extension (aussi observées au niveau de la localisation 36 du Col du Lautaret), ont été échantillonnées mais aucun de ces échantillons de calcite n'a fourni d'âge. Le constat est similaire concernant les fentes de tension dans la vallée du Fournel (localisation 37 et 38). En revanche, en Provence, à la localisation 42 (Authon) et 43 (Baumes-de-Venise) deux âges ont été obtenus sur des échantillons associés à des chevauchements en direction du Nord, respectivement une brèche de faille et des veines (voir partie

Structuration précoce de l'avant-pays). Un peu moins d'une 20^{aine} de lames minces ont été analysées pour seulement 2 âges obtenus, ce qui porte le taux de succès des datations à un peu plus de 10%.

Concernant les zones internes, dans la zone Briançonnaise et sub-Briançonnaise, des structures compressives, veines dans la schistosité au niveau de la tête d'Oréac (localisation 52), veines en extradors des plis à vergence E d'Argentière (localisation 54) ou encore des veines de boudinage près de Réotier (localisation 57), aucune de ces structures n'a présenté des teneurs suffisantes en uranium pour tracer un isochrone (et surtout des teneurs en plomb élevées explicables par la présence de mine de plomb-argent dans la région). Concernant la zone piémontaise, le constat est similaire pour une brèche de faille inverse (localisation 60).

Concernant les failles décrochantes de la localisation 46, 48, 58, aucun âge n'a été obtenu. Concernant les structures extensives (fentes en échelons, brèche de faille), uniquement le second type d'objet a pu être daté aux localités 49, 51 et 52, respectivement Puy-Chalvin (1 lame mince) et les deux sites de la falaise de Tournoux (deux lames minces à chaque site). Un total de 20 lames a été analysé pour 6 âges obtenus, ce qui porte le taux de succès des datations à environ 30%. Étant donné que plusieurs âges ont été obtenus sur des échantillons du même affleurement, ce taux de succès est surestimé par rapport à l'ensemble des échantillons de cette zone. Aucune structure compressive associée à un contexte plus précoce et plus profond, n'a pu être datée contrairement à la phase la plus tardive de réactivation en extension du Front Pennique (formation du faisceau de faille de la Haute-Durance, voir Evolution tardive de l'orogène, extension en cœur de chaîne).

Dans les zones internes des échantillons d'hématite associés aux failles de la Haute-Durance (plan strié et veines) ont été prélevés sur le plan de faille normale du col de la Pousterle (localisation 53) et sur le plan de faille de la Clarée (localisation 47). Au niveau du col de la Pousterle, 53 échantillons ont été analysés et 8 échantillons au niveau de la faille de la Clarée.

Aucun des échantillons de veines de calcite associées à la déformation précoce à la transition fragile/ductile n'a donné d'âge, essentiellement en raison de faibles teneurs en U localement couplées à des teneurs élevées en Pb.

En résumé, ce sont dans les structures fragiles générées dans les conditions de surface pour des températures basses ($T < 150^{\circ}\text{C}$) que les datations U-Pb sur calcite ont présenté le taux de succès le plus important. Notre étude montre que la datation est davantage possible quand :

- (1) Le système est 'ouvert', c'est-à-dire que les fluides minéralisateurs peuvent être drainés dans des structures de plus grandes dimensions comme dans le cas de brèches de faille plutôt que dans des fentes non connectées. Dans ce dernier cas, les concentrations en U des calcites associées au fluide sont similaires à celles de l'encaissant carbonaté qui restent faibles ou très faibles.
- (2) La température est relativement faible ($< 150^{\circ}\text{C}$). Ces conditions permettent de développer des structures cassantes interconnectées facilitant la circulation des fluides à travers un volume plus important de roche et leur enrichissement en Pb commun.

6.1.1 Isotopie stable, apport pour la compréhension des sources et des transferts de fluides

Au cours de cette thèse, un total de 142 analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) a été effectué ainsi que 6 échantillons pour les clumped isotopes. Les données sont exprimées par rapport au VPDB pour le $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. La signature des roches carbonatées encaissantes des massifs subalpins est de -8 à -3 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et de 2 à -1,8 ‰ $\delta^{13}\text{C}$. Concernant la zone externe la signature des roches encaissantes est de -13 à -4 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et de 2 à -2 ‰ $\delta^{13}\text{C}$, similaire pour les zones internes avec des valeurs jusqu'à -14 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$. La signature des carbonates présente une certaine variabilité en fonction de l'affleurement et de sa lithologie mais s'inscrit dans une gamme de valeurs cohérente à l'échelle des Alpes Occidentales. Ces valeurs sont quasiment systématiquement appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ par rapport aux carbonates qui précipitent à partir de l'eau de mer, définis par Andrieu et al. (2015). Ces variations peuvent être expliquées par la nature du fluide minéralisateur ou par une température de cristallisation plus élevée (Romanek et al., 1992). Les calcites associées aux structures fragiles qui présentent une signature isotopique dans ce domaine, définie à partir des données des roches encaissantes des différentes zones, sont interprétées comme issues de la cristallisation à partir d'un fluide à l'équilibre avec l'encaissant. Dans ce cas, le rapport fluide/roche est faible, peu de circulation, le fluide est tamponné par l'encaissant. A l'inverse, les calcites en dehors de ce domaine, sont interprétés comme issus de la cristallisation à partir d'un fluide minéralisateur qui n'est pas à l'équilibre avec l'encaissant. Cela traduirait un rapport fluide/roche élevé, une circulation importante du fluide. Concernant la zone des massifs subalpins, une grande partie des échantillons présente une signature similaire à celle enregistrée dans les structures associées au chevauchements du Jura (Looser et al., 2021) et interprétée par ces auteurs comme des fluides météoriques plus ou moins réchauffés en profondeur (voir 3.2 Early onset of Pyrenean collision evidenced by U/Pb dating on calcite of thrust-related objects (Provence, SE France)). Dans les zones internes, des signatures très appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ ont été mesurées dans les calcites associées aux failles normales de la Haute-Durance. Ces calcites sont issues de brèches de failles métriques associées à des circulations de fluides plus importantes. Ces signatures sont similaires à celles obtenues dans les massifs cristallins externes par Rossi and Rolland (2014). Les signatures en $\delta^{13}\text{C}$ inférieur à -5 ‰ sont interprétés comme associées à la présence de matière organique (Hoefs, 2021) ou associées à des fluides chauds ascendant expulsés lors d'une déshydratation progressive de carbonates pendant l'enfouissement peuvent présenter des signatures de cet ordre de grandeur (Nardini et al., 2019). Dans le cas de plusieurs analyses, un 'outlier' peut être expliqué par la présence de matière organique. Si plusieurs analyses présentent une signature homogène, l'hypothèse d'un fluide profond peut être privilégiée par rapport à celle d'une contamination locale en matière organique. Certaines localisations semblent présenter une signature en $\delta^{13}\text{C}$ inférieure à -5 ‰ et homogène, 30 Pont-en-Royans (faille normale datée à ~24 Ma dans les massifs subalpins associée à l'ouverture du bassin Ligure, Figure 6-2), 45 Laffrey (décrochement dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes, Figure 6-3) et 49 Puy-Chalvin (faille normale de la Haute-Durance datée à 5,5 Ma dans les zones internes, Figure 6-4). L'ensemble de ces structures s'enracinent sur des structures profondes (échelle crustale) susceptibles de mobiliser de tels fluides. La majorité des échantillons qui présentent une signature proche de celle de leur encaissant (dans le « host-rock buffered domain ») n'ont pas présenté des teneurs en uranium suffisamment élevées pour obtenir des âges U-Pb.

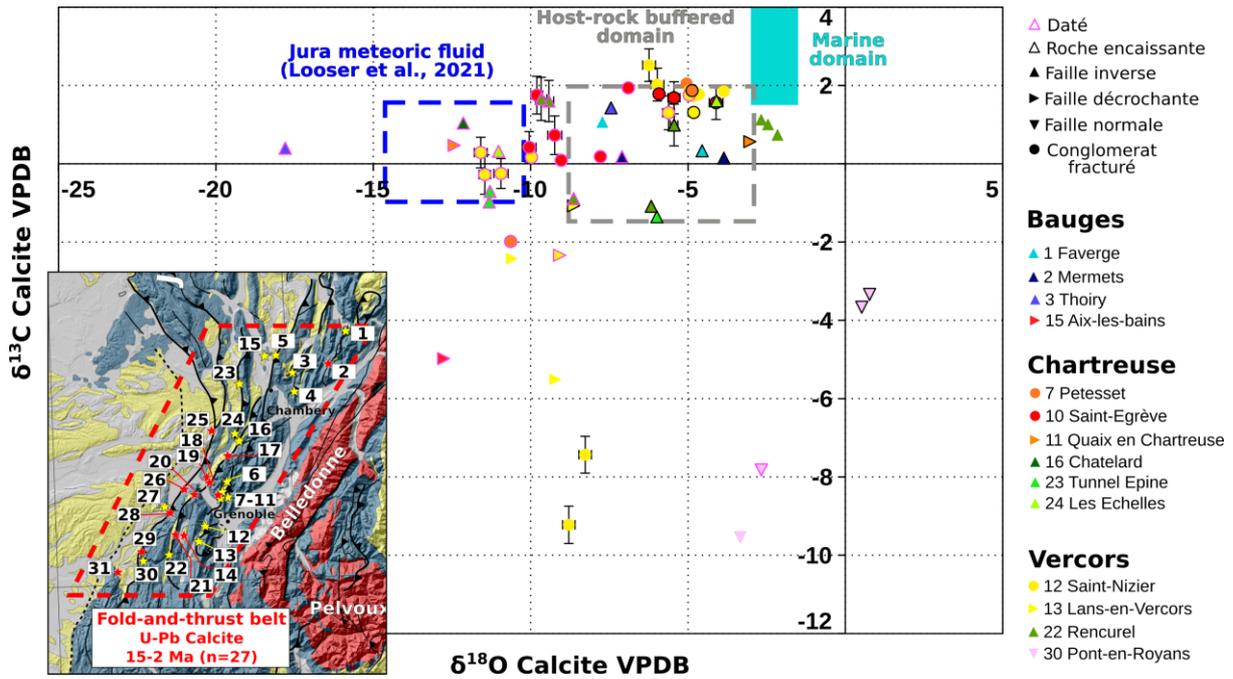


Figure 6-2 Données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des calcites issues des massifs subalpins. Les localisations associées aux chevauchements de l'Est des Bauges sont en bleu. Les localisations associées au chevauchement oriental du Vercors (chevauchement de Saint-Nizier-du-Moucherotte) sont en jaune. Les localisations associées au chevauchement oriental de la Chartreuse sont en rouge. Les localisations associées aux chevauchements centraux Vercors/Chartreuse sont en vert. La localisation en rose est associée à des failles normales.

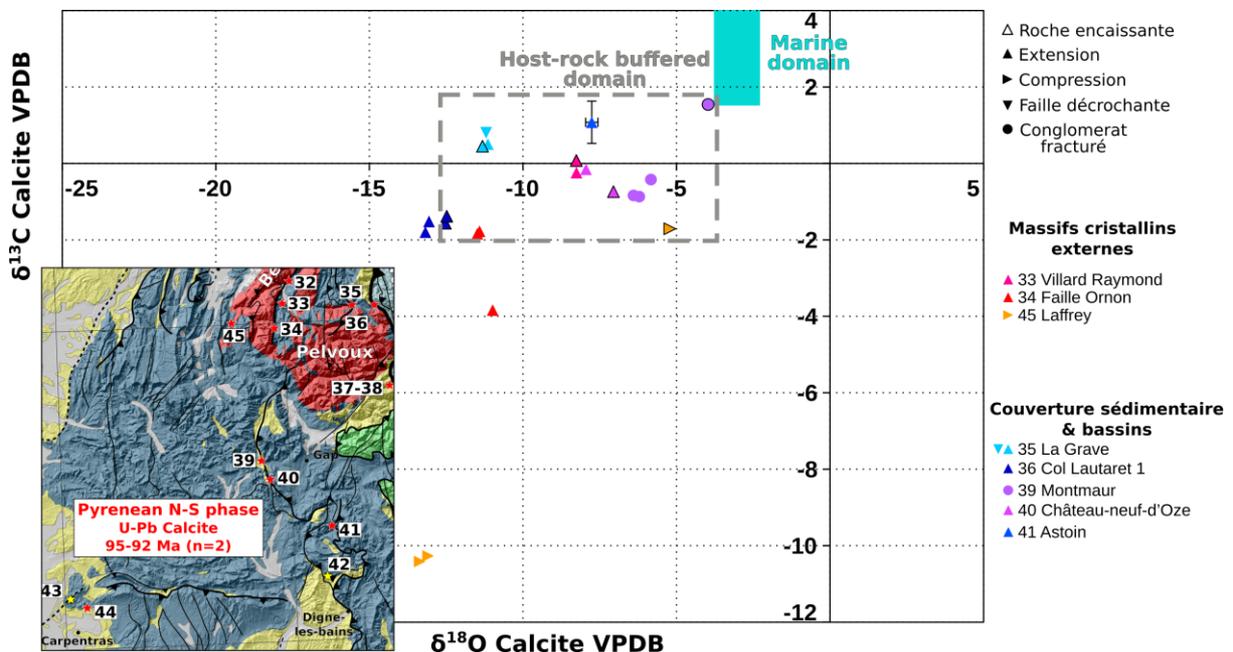


Figure 6-3 Données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des calcites issues de la zone externe. Les localisations associées à la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes sont en rouge. Les localisations associées aux bassins d'avant-pays sont en bleu-rose.

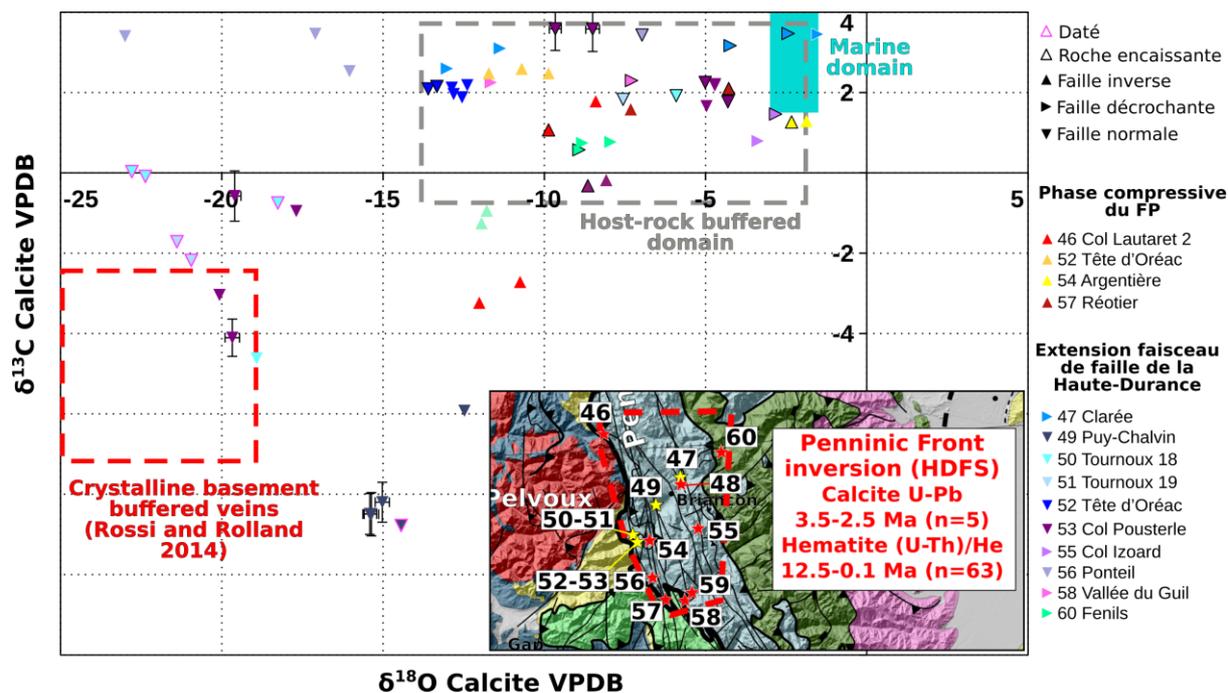


Figure 6-4 Données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des calcites issues des zones internes. Les localisations associées aux structures compressives du Front Pennique sont en rouge-jaune. Les localisations associées au rejeu décrocho-extensif du Front Pennique sont en bleu-rose.

En complément des analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène, des analyses des 'clumped isotopes' ont été effectuées sur certains échantillons. A partir de cette valeur de Δ_{47} une température de fermeture du système peut être calculée (Tableau 6-2). En faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas eu de diffusion à l'état solide (température faible, $<120^\circ\text{C}$ avec un temps d'exposition inférieur à 10 Ma (Nardini et al., 2019), voir 2.4.6 Calcul du $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluide}}$), cette température peut être interprétée comme la température de cristallisation de la calcite.

Zone Alpes	Location	Nom	$\delta^{18}\text{O}$ calcite SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ calcite VPDB	Δ_{47} CDES90	1σ Δ_{47}	Δ_{47} min	Δ_{47} max	$T(^{\circ}\text{C})$	$T^{\circ}\text{C}$ min	$T^{\circ}\text{C}$ max
Externe	Saint-Nizier	SNZ20-3	26,345	1,965	0,363	0,01 4	0,34 9	0,37 6	149,2	137, 6	161, 8
	Rencurel	VER20-2	28,105	1,045	0,521	0,01 4	0,50 8	0,53 5	53,6	48,2	59,3
	Montmaur	MM20-1	25,407	-0,260	0,487	0,01 4	0,47 3	0,50 0	68,9	62,7	75,5
Internes	Pousterle		13,750	-1,179	0,566						
			13,769	-1,203	0,563						
			13,856	-1,263	0,572						
		FP18-6	13,792	-1,215	0,567	0,00 3	0,56 4	0,57 0	36,2	35,3	37,2

			8,697	-0,091	0,407						
			8,324	-0,102	0,379						
	Tournoux	FP18-2	8,511	-0,096	0,393	0,014	0,379	0,407	124,5	114,7	135,1
			9,103	-1,459	0,389						
			9,113	-1,436	0,376						
		FP18-3	9,108	-1,447	0,382	0,007	0,376	0,389	132,8	127,7	138,1

Tableau 6-2 Données des 'clumped isotopes' avec la température calculée à partir de l'équation de Bonifacie et al. (2017).

Dans les zones internes, des températures supérieures à 120°C sont enregistrées pour la cristallisation de la cataclasite datée à 3,5-2,5 Ma au niveau de la falaise du Tournoux. Au niveau de la localisation de Tournoux, le ciment de calcite de la brèche de faille à oxydes de fer présente quant à lui une température bien inférieure proche de 35°C (Tableau 6-2).

Dans la zone externe, au niveau de Gap, dans le bassin molassique de Montmaur, une veine de galets fracturés présente une température de ~70°C. Dans le massif subalpin du Vercors, toujours sur un galet fracturé, une température de ~150°C est enregistrée. Plus à l'Ouest, au niveau du chevauchement de Rencurel, la brèche de faille présente une température plus faible de ~55°C.

A partir de la signature en $\delta^{18}\text{O}$ mesurée dans la calcite et en faisant une hypothèse sur la température de cristallisation, les équations de thermodynamique de Kim and O'Neil (1997) permettent de calculer la signature en $\delta^{18}\text{O}$ du fluide minéralisateur (Tableau 6-3).

			$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰ SMOW}$ (Kim and O'Neil, 1997).				
			1000ln(a)	a	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{‰ SMOW}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{Min}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} \text{Max}$
Externe	Saint-Nizier	SNZ20-3	10,27	1,010	15,86	14,64	17,12
	Rencurel	VER20-2	22,76	1,023	4,97	4,03	5,93
	Montmaur	MM20-1	20,28	1,020	4,82	3,84	5,82
Internes	Pousterle	FP18-6	25,86	1,026	-12,08	-12,26	-11,91
	Tournoux	FP18-2	12,92	1,013	-4,44	-5,58	-3,27
		FP18-3	11,99	1,012	-2,92	-3,49	-2,35

Tableau 6-3 Signature en $\delta^{18}\text{O}$ du fluide recalculée à partir de la signature en $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite et de la température calculée à partir de la mesure du Δ_{47} avec les modèles de thermodynamique de (Kim and O'Neil, 1997).

Dans les zones internes, la cristallisation de la calcite de nos échantillons est contrainte par les datations U-Pb sur calcite à <3,5 Ma. Les données thermochronologiques (traces de fission sur apatite) indiquent le passage de l'isotherme 110-120°C à environ 20-25 Ma (Tricart et al., 2007). Aussi, les calcites ont précipité dans des conditions de sub-surface (<3 km de profondeur) ce qui est cohérent avec les taux d'exhumation mesurés actuellement dans la zone (de l'ordre de 1mm/an, Sternai et al., 2019). Depuis 3,5 Ma la zone a uniquement subi une exhumation relativement rapide, aussi il est probable que la température de cristallisation soit la température la plus élevée à laquelle les échantillons ont été exposés au cours des derniers millions d'années. D'autant plus que la calcite de brèche scelle rapidement la faille (cristallisation à HT de la calcite, évidence texturale) ce qui limite la possibilité de circulation de nouveaux fluides chauds qui pourraient induire de la diffusion à l'état solide et perturber le système Δ_{47} à postériori. Par ailleurs, des températures de 100-120°C sont nécessaires sur une période de temps de l'ordre de 10 Ma afin d'induire de la diffusion à l'état solide (Nardini et al., 2019), et donc de modifier significativement les rapports isotopiques. A la vue de l'histoire thermique des échantillons, cette température de ~130°C, bien qu'élevée, est interprétée comme une température de cristallisation et donc le calcul de la signature $\delta^{18}\text{O}$ du fluide nous semble pertinent. Concernant la localisation de la Pousterle, la température de ~35°C qui est calculée ici est bien inférieure aux températures pouvant induire de la diffusion à l'état solide de manière significative et est donc interprétée comme une température de cristallisation. Bien que ces localisations soient proches (~500 m) les signatures des fluides enregistrées sont très différentes (-3 à -4,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluideSMOW}}$ pour Tournoux et -12 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluideSMOW}}$ pour la Pousterle).

Concernant la zone externe, la veine de calcite issue d'un galet fracturé de Saint-Nizier présente une température calculée à partir du Δ_{47} de ~150°C. Cette température est suffisamment élevée pour induire de la diffusion à l'état solide. La fracturation enregistrée dans le bassin molassique du footwall du chevauchement peut se faire lors de l'initiation de l'enfouissement à une température plus faible, correspondant à un domaine proche de la surface. Puis ces échantillons ont été exposés à des températures suffisamment élevées, au fur et à mesure du sous-charriage, contraints par des données de vitrinite dans la zone à des températures de 135-180°C (Moss, 1992) pour induire de la diffusion à l'état solide lors du pic d'enfouissement. Aussi, il est difficile de déterminer si les calcites ont cristallisé au pic de température ou bien avant. La température mesurée n'est donc plus facilement interprétable comme la température de cristallisation de la calcite ce qui rend peu pertinent le calcul de la valeur de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$. En revanche cette valeur de température est une température minimale à laquelle cet échantillon a été exposé, témoignant d'une épaisseur d'enfouissement (et donc de nappe) importante (6-7 km) cohérent avec les résultats de Mangenot et al. (2019) dans les Bauges. La valeur de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ est une valeur maximale qu'aurait pu avoir le fluide minéralisateur dans le cas où il n'y aurait pas eu de diffusion.

Au niveau du chevauchement de Rencurel, et du chevauchement de Montmaur une température de ~55°C et de ~70°C sont respectivement enregistrées. Elles sont interprétées comme des températures de cristallisation, qui sont compatibles avec l'enfouissement estimé par les coupes équilibrées. Bien que les calcites présentent des signatures en $\delta^{18}\text{O}$ différentes, les calculs de la signature en $\delta^{18}\text{O}$ du fluide montrent une valeur similaire de ~5 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluideSMOW}}$.

6.2 Circulation des fluides

6.2.1 Les zones externes

L'évolution du relief peut être discutée à partir de la signature des fluides recalculée avec la température de cristallisation de la calcite issue des analyses des clumped isotopes.

Comme discuté dans la section précédente la température de 150-200°C qui a été calculée au niveau du chevauchement le plus à l'Est du Vercors (Saint-Nizier, localisation 12) peut être une température apparente de blocage (Lloyd et al., 2018), même si la calcite est exposée à une température supérieure à celle-ci (250°C par exemple) le calcul de la température à partir de la mesure des clumped isotopes indiquera une température de 150-200°C. L'interprétation de la signature du fluide ($\sim 16 \text{ ‰ } \delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$) est donc uniquement à titre indicatif. En revanche la température élevée est tout de même témoin d'une certaine profondeur. Dans l'hypothèse d'une température de cristallisation, cette température est associée à des fluides chauds (dont la température n'est pas nécessairement à l'équilibre avec l'environnement) mais étant donné la valeur élevée (150°C) c'est tout de même le témoin d'une profondeur de cristallisation de plusieurs kilomètres. Dans le cas d'une température associée à de la diffusion à l'état solide relative à une chauffe lors de l'enfouissement, la profondeur d'enfouissement est donc de 6-7 km (pour un gradient géothermique normal). Cette épaisseur d'enfouissement est cohérente avec l'épaisseur des nappes alpines pour la bordure Est des massifs subalpins et diminue très rapidement en direction de l'Ouest (Mangenot et al., 2019).

Au niveau du chevauchement central du Vercors (Rencurel, localisation 22), la signature du fluide recalculée pour à une température de 50°C est de 5 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$, ce qui est interprété comme une provenance des fluides de surface (météorique ou de bassins). La signature des fluides issus des précipitations dans les Alpes Occidentales présente plutôt des valeurs inférieures à -2 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ (données IAEA), donc l'hypothèse de fluides de bassins ayant plus ou moins interagi avec les roches carbonatées encaissantes est favorisée. Aucune altitude de précipitation ne peut être calculée. En revanche la température de 50°C peut être associée à une profondeur d'enfouissement de 1-2 km. Cette profondeur peut être interprétée comme la profondeur du bassin et un faible sous-charriage sous le chevauchement de Rencurel.

Au niveau du bassin de Montmaur (localisation 39), une température de 70°C est enregistrée et la signature du fluide est similaire à celle de Rencurel. La profondeur de cristallisation est estimée à ~ 3 km. Une profondeur aussi importante est difficilement explicable par la seule profondeur du bassin, et implique donc un sous-charriage significatif dont l'épaisseur maximale est contrainte à 3 km. A la vue de la signature de ces fluides, aucun lien avec une altitude de précipitation ne peut être fait.

6.2.2 La zone interne

Dans les zones internes, Henry et al. (1996) mettent en évidence des circulations de fluides confinées dans chacune des différentes unités tectoniques. Dans la présente thèse, les deux localisations (la falaise de Tournoux 50 et le Col de la Pusterle 53) qui ont pu être échantillonnées sont situées à l'extrémité Ouest de la zone Briançonnaise, distantes de 500 m et associées à deux étapes de déformation du système de failles de la Haute-Durance. Au niveau de la falaise de Tournoux, les

échantillons de brèche qui ont été datés à 3,5 et 2,5 Ma présentent une température de 130°C, interprétées comme une température de cristallisation à la vue de l'histoire thermique de la zone. La signature du fluide est de -3 à -4,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Des signatures similaires sont enregistrées dans le Jura et interprétées comme associées à des fluides météoriques ayant interagi avec leur encaissant et ont été mélangés (dans des proportions variables) avec des eaux souterraines de l'aquifère (Smeraglia et al., 2020). A partir de la courbe de la signature des précipitations en fonction de l'altitude pour la zone du Briançonnais (Poulain, 1977), la signature du fluide minéralisateur de Tournoux correspondrait à une altitude de précipitation de 0 m. Une altitude de précipitation aussi basse semble peu envisageable à la vue des reliefs actuels (et l'âge jeune de la calcite) ce qui laisse penser que le mélange avec des fluides de l'aquifère (ou trop grande interaction avec la roche encaissante) a altéré cette signature initiale météorique empêchant la détermination d'une altitude de précipitation. Les taux d'exhumation mesurés actuellement dans la zone d'environ 1 mm/an (Beucher et al., 2012; Sternai et al., 2019) sont en accord avec une profondeur de cristallisation d'environ 2 km, sans indications supplémentaires concernant le relief.

Les failles ont un rôle important dans la mobilisation des fluides. Au niveau de la falaise de Tournoux, des fluides chauds en déséquilibre par rapport à la température environnante sont enregistrés par rapport à une profondeur de cristallisation de ~2 km. Pour atteindre une température de 130°C ces fluides ont probablement percolé jusqu'à une profondeur de ~5 km, et sont remontés rapidement. Les minéralisations, associées à des brèches de faille sont reliées à une circulation importante de fluides coïncidant avec le développement du faisceau de failles de la Haute-Durance. Les failles, enracinées en profondeur sur le Front Pennique joueraient le rôle de conduit ascendant pour les fluides profonds. Ces minéralisations ne présentent pas de signatures de fluides de surface, ce qui est interprété comme le fait que les failles de la Haute-Durance ne sont pas (encore) connectées à la surface ou que la profondeur est trop importante pour subir l'influence de fluides de surface (les fluides ont été totalement tamponnés en profondeur).

Au niveau du Col de la Pousterle, les calcites précédant la cristallisation d'hématites présentent une température de cristallisation de 35°C et une signature de fluide de -12‰ $\delta^{18}\text{O}$. Des signatures et températures similaires sont mesurées dans les résurgences alpines environnantes (Poulain, 1977). Cette fois-ci une altitude de précipitation d'environ 1750 m peut être estimée à partir de la courbe de la signature des précipitations en fonction de l'altitude pour la zone du Briançonnais (Poulain, 1977). Cela est donc en bon accord avec la présence de reliefs comparables aux reliefs actuels depuis au moins 2 Ma.

Les calcites de la Pousterle sont supposées d'âge similaire à celles de Tournoux, voire un peu plus jeunes (au maximum 2 Ma, âge des hématites qui recoupent la brèche). La signature obtenue à la Pousterle (associée à des fluides météoriques de surface) est complètement différente de celle enregistrée à la localisation de Tournoux. Cette différence dans les fluides mobilisés est interprétée comme le fait que la faille de la Pousterle soit connectée au réseau hydrologique de surface et donc permet l'infiltration des fluides météoriques, ce qui est également en accord avec la présence d'hématite.

En fonction de la profondeur et du développement des failles, deux régimes de fluides seraient observés :

- Des fluides profonds tant que les failles ne sont pas connectées à la surface.
- Des fluides de surface associés au drainage des eaux météoriques par le système de faille de la Haute-Durance.

Cette limite entre l'influence de fluides profonds et de surface serait franchie par nos échantillons au cours de leur exhumation vers 2 Ma pour une profondeur <2 km correspondant à la hauteur du fond de la vallée (passage dans la boucle hydrique de surface, au-dessus du niveau de base) et cohérente avec la mise en place du relief glaciaire actuel (Valla et al., 2011).

Faire le lien entre la signature des fluides et le relief est dépendant de la source des fluides minéralisateurs. Dans le cas de fluides d'origine météorique, la signature de ces fluides peut être altérée (mélange avec d'autres fluides ou interaction importante avec les roches encaissantes) et l'on peut perdre l'information sur l'altitude de précipitation. En revanche cela peut être un outil très puissant à coupler avec les datations U-Pb sur calcites pour contraindre une paléo-altitude de précipitation témoin des reliefs présents à l'époque. Des reliefs d'environ 1750 m sont déjà en place il y a 2 Ma dans la zone Briançonnaise. Concernant l'évolution du relief plus récente, des méthodes de datation par les isotopes cosmogéniques permettent de quantifier l'incision des rivières et l'impact du creusement glaciaire qui va façonner les reliefs actuels (Cardinal et al., 2021, 2022, Rolland et al., accepté, Annexe 2).

6.3 La datation U-Pb des calcites

6.3.1 Le lien entre la texture des calcites et la déformation

Les structures accueillant des minéralisations de calcites sont multiples et le lien entre ces différentes structures et la déformation n'est pas toujours direct. A l'échelle de l'affleurement par exemple, les fentes en échelon sont plutôt associées à l'initiation de la déformation et les brèches de failles au jeu majeur de celles-ci. Les structures dont le lien avec la déformation est le plus direct sont les structures de type « crack-seal » qui présentent une asymétrie témoignant d'une cristallisation sous des contraintes cisailantes (Figure 6-5). Dans ces structures, on retrouve le plan de faille strié dont la linéation indique directement l'azimut du mouvement et cela peut être souligné par plusieurs écaillés pouvant être associées à une ouverture incrémentale du plan de faille (Roberts and Holdsworth, 2022). Les veines en pull-apart dont la morphologie en sigmoïde témoigne des contraintes cisailantes contemporaines de la cristallisation. Dans l'exemple III c'est plutôt la texture de la calcite qui est un indicateur (discuté juste après). Pour ces structures, l'observation d'une asymétrie associée à des contraintes cisailantes assure que la cristallisation de la calcite est bien concomitante de la déformation. Pour les structures suivantes, veines cimentant des clastes et les petites veines de blocky calcite (discuté juste après) la morphologie de la veine ou de la calcite ne montrent pas de lien direct avec un régime de contrainte spécifique à l'origine de l'ouverture de veine. Dans la même logique, les structures présentant une porosité résiduelle sont supposées associées au remplissage à posteriori de structures ouvertes précédemment (Figure 6-5).

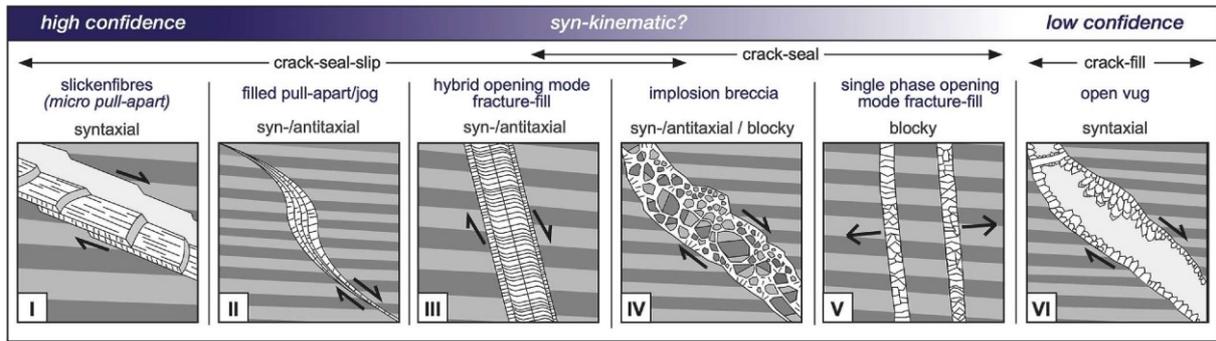


Figure 6-5 Type de veine de calcite et confiance relative du lien de ce type de veine avec la déformation (Roberts and Holdsworth, 2022).

En plus du type de veine/structure échantillonné, la texture de la calcite est aussi un indicateur de la déformation en elle-même. En effet, les calcites présentant une texture fibreuse, étirée (Figure 6-6) ou même les « ponts de calcite » (Figure 6-5 VI) peuvent être interprétées comme des textures syn-cinématiques (Ukar and Laubach, 2016). Ces textures témoignent d'une vitesse de cristallisation supérieure à la vitesse d'ouverture des fractures. A l'inverse, les autres textures peuvent être associées au remplissage de fractures statiques déjà existantes ou associées à une vitesse de cristallisation plus faible que la vitesse d'ouverture de la fracture (Ukar and Laubach, 2016; Spruženiece et al., 2020) peuvent avoir cristallisé juste après l'ouverture de la fracture, la notion de « juste après » fait référence à un timing de cristallisation (initiation et vitesse) inférieure aux incertitudes de la méthode (Roberts and Holdsworth, 2022).

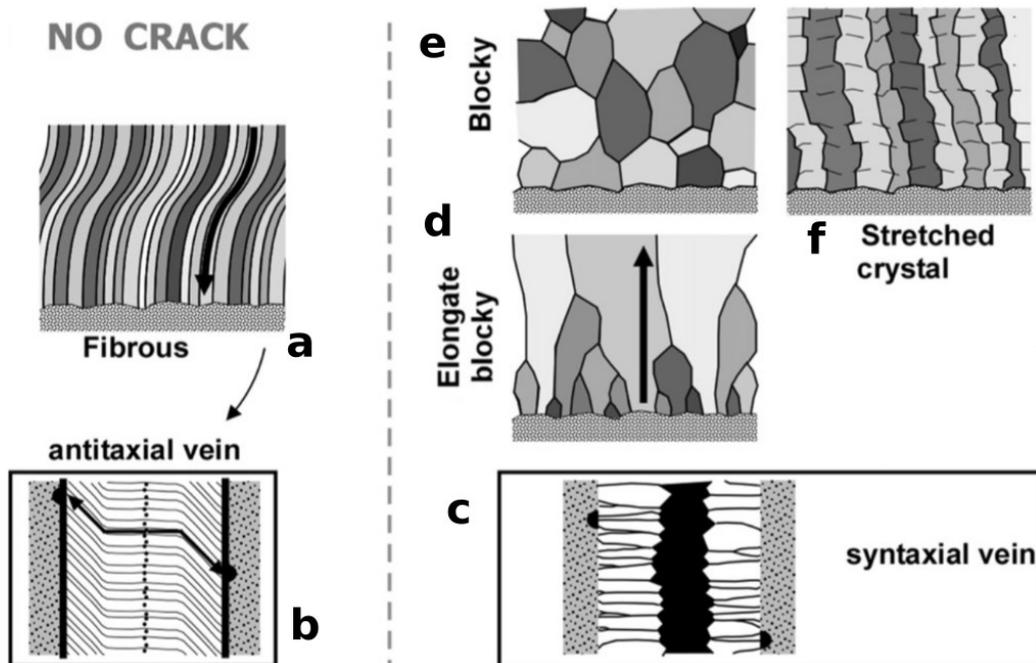


Figure 6-6 Schéma des différentes textures de calcite observables (Bons et al., 2012).

Le trois premières textures (Figure 6-6 a, b et c) témoignent d'une ouverture de la veine concomitante avec la cristallisation de la calcite. Les épontes des deux premières textures ne sont pas symétriques ce qui indique la présence de contraintes cisailantes lors de l'ouverture de la veine (Bons et al., 2012). La texture « elongate

blocky » présentant des petits cristaux de calcite en éponte témoigne d'une compétition entre les différents nucléus de calcite lors des premières phases d'ouverture de la veine, la taille de ces cristaux et la largeur de cet éponte sont des paramètres contrôlés par le rapport de la vitesse d'ouverture à celle de cristallisation (Spruženiece et al., 2020). Dans le cas d'une ouverture rapide, la géométrie de l'éponte est le paramètre le plus important influant sur la texture de la calcite (Spruženiece et al., 2020).

La morphologie des veines et la texture des calcites qui les scellent permettent d'établir dans certains cas un lien direct avec la déformation. C'est le cas pour les veines antitaxiales et des ouvertures en pull-apart (plan de faille ou autre) ainsi que pour les textures de calcites fibreuses, pont de calcite ou encore « elongate blocky ». Concernant les veines présentant de la porosité résiduelle ou des textures « blocky calcite », cela peut résulter d'une vitesse de cristallisation plus faible que la vitesse d'ouverture de la veine, avec une cristallisation « juste après » l'ouverture (inférieure à l'incertitude sur l'âge).

Le caractère ponctuel des datations, tant sur la petite taille des analyses que sur l'âge obtenu, permet de caractériser indépendamment des générations de calcites proches spatialement et temporellement (Figure 6-7). L'initiation de la déformation est souvent marquée par de petites structures et c'est à prendre en compte lorsque l'on s'intéresse à la transition entre deux régimes de contraintes. Cette transition, ou phase critique, peut être enregistrée à l'échelle de l'affleurement (voir 5.1 Contraintes chronologiques sur la transition d'un système compressif à extensif : exemple du Front Pennique) et outre les critères de recoupements, aucune information sur le temps nécessaire à cette réorientation des contraintes n'est disponible. Dans le cas idéal, cette phase critique peut être contrainte dans le temps en datant la dernière structure associée au précédent régime de contraintes ainsi que la première structure associée au nouveau régime de contraintes. Au niveau de la transition entre un régime ductile et fragile, les structures précoces fragiles peuvent être petites (<100 μm) comme par exemple une génération de calcites fibreuses en éponte d'une veine en échelon. Pour s'assurer de contraindre du mieux possible cette phase critique dans le temps il apparaît nécessaire de s'intéresser aux petites structures et de bien catégoriser ces différentes générations de calcites et de pouvoir les dater indépendamment. Dans le cas idéal d'une ouverture de veine ou de plan de faille incrémentale, une résolution importante sur l'âge peut permettre d'identifier plusieurs âges relatifs à la transition entre l'initiation du nouveau régime de contraintes (âge des fibres aux épontes) et son expression plus importante avec l'ouverture du cœur de la veine ou la formation d'un plan de faille / brèche de faille.

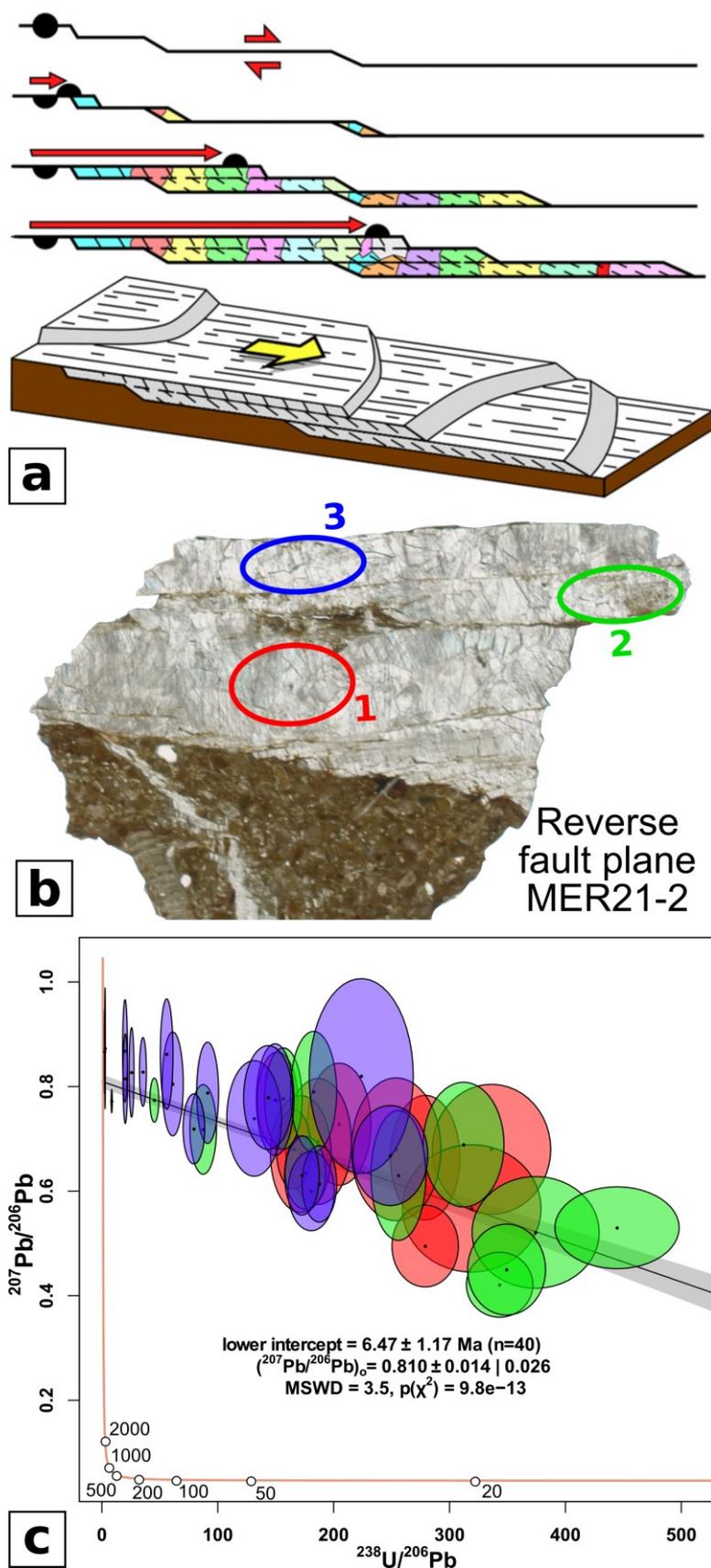


Figure 6-7 (a) Schéma de l'ouverture incrémentale d'un plan de faille (Bons et al., 2012). (b) Photographie de la lame mince de l'échantillon MER21-2 prélevé à la localisation 25 avec les zones où les spots d'analyse U-Pb ont été placés. (c) Diagramme Tera-Wasserburg avec les couleurs correspondantes aux zones définies précédemment.

Afin de s'assurer de la pertinence des datations U-Pb sur calcites pour tracer la déformation, Mottram et al. (2020) ont couplé cette méthode avec la datation K-Ar sur illite et les deux méthodes ont présenté des résultats similaires de 73-45 Ma (illite) et 73 Ma et 60 Ma pour les calcites issues de veines et plans striés pour des textures blocky et avec de la porosité résiduelle. Même dans le cas de figure qui semble le plus défavorable à l'interprétation de l'âge de cristallisation des calcites comme celui de la déformation (veines avec des calcites présentant de la porosité résiduelle) les résultats obtenus indiquent que c'est concomitant. Au cours de cette thèse, un âge similaire de 15 Ma a été obtenu sur 3 veines de galets fracturés différents au niveau de la localisation 12 (Saint-Nizier-du-Moucherotte). Le fait que cet âge soit obtenu sur plusieurs échantillons indique une certaine homogénéité dans le phénomène à l'origine de la cristallisation des calcites. Dans le cas d'âges de remplissage, la cristallisation de la calcite devrait présenter des âges répartis aléatoirement à partir de l'ouverture des veines. Le fait que 3 veines issues de galets différents présentent le même âge indique que c'est bien un âge d'ouverture de la veine à relier avec une phase de fracturation comme nous avons pu le voir dans la partie 4.2, et que la cristallisation intervient rapidement après l'ouverture des veines. Il semblerait que quelle que soit la texture de la calcite, en veine ou en placage sur des plans striés de faille, tant que ces structures peuvent être reliées à un épisode de déformation (veines en extradors par exemple associées à la formation d'un pli), l'âge U-Pb indique bien un âge de déformation. Dans le cas où un doute persiste par rapport à un âge de remplissage par exemple, cela constitue tout de même un âge minimal de la déformation.

6.3.2 Les calcites les plus appropriées aux datations U-Pb

A l'échelle de l'affleurement, certaines structures dont le lien avec la déformation est établi, sont à privilégier (plan de faille ou fentes de tension dans les plans C-S). Bien que la texture de la calcite ne soit pas un facteur limitant pour faire le lien avec la déformation, cela semble être un indicateur important à prendre en compte dans la stratégie d'échantillonnage et de datation. En effet, le principal facteur limitant pour les datations U-Pb sur calcite est la teneur en uranium (Roberts et al., 2020).

Sur les trois zones d'étude de cette thèse (massifs subalpins, zone externe dauphinoise et zones internes) les échantillons des massifs subalpins ont présenté le taux de succès le plus élevé (~60%). Les fluides associés à ces minéralisations ont une origine météorique et ont plus ou moins interagi avec les roches carbonatées présentes dans les bassins. Les températures associées aux fluides minéralisateurs sont <150°C. Dans les zones internes, les structures compressives associées à des températures plus élevées (veines présentant un assemblage de calcites et de quartz et des structures ductiles) n'ont pas été datables. Les environnements plus froids (<200°C) avec des fluides de surface semblent être plus favorables aux datations U-Pb sur calcite. La source de l'uranium dans ces fluides est supposée être le lessivage de roches cristallines ou de formations argileuses ou encore de minéraux présents dans les formations terrigènes (Tartese et al., 2013). Sur l'ensemble des 3 zones, dans les calcites qui présentent une signature similaire à leur encaissant, 6 échantillons sur 49 ont pu être datés tandis que pour les calcites qui présentent une signature différente de leur encaissant (environ +4 $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ similaire à l'encaissant), 27 échantillons sur 48 ont pu être datés (Figure 6-2, Figure 6-3, Figure 6-4). Les structures témoignant d'une circulation de fluides plus importante (brèche ou autre) et donc des calcites qui

présenteraient des signatures isotopiques différentes de leur encaissant sont à privilégier.

L'incorporation de l'uranium dans la calcite ne repose pas uniquement sur la teneur en uranium du fluide mais aussi sur la vitesse de cristallisation de la calcite, en fonction du mode d'ouverture de la veine (Gabitov et al., 2014; Prajapati et al., 2018). Les textures étirées à fibreuses sont associées à une cristallisation au cours d'une ouverture lente de la veine où la vitesse de cristallisation est supérieure à la vitesse d'ouverture de la veine (Bons et al., 2012; Prajapati et al., 2018). La texture de type « blocky » est quant à elle associée à une ouverture initiale plus importante. Les calcites ayant cristallisé à une vitesse lente ($0,001 \text{ nm.s}^{-1}$) présentent une constante d'équilibre entre le fluide et le solide (K^U) autour de 0,02 (pas d'incorporation) tandis que pour une vitesse rapide (1 nm.s^{-1}), le K^U est de 0,06 (100% d'incorporation) (Gabitov et al., 2014; Weremeichik et al., 2017), ce qui est en accord avec une incorporation préférentielle dans les calcites blocky.

Les calcites qui ont montré le taux de succès le plus important pour les datations sont celles dont la signature isotopique n'est pas à l'équilibre avec la roche encaissante, plutôt issues de structures métriques (plan de faille ou brèche de faille) que des petites structures (comme les fentes en échelon). Pour s'affranchir de toute ambiguïté entre âge de cristallisation et déformation, les structures « elongated blocky » peuvent être privilégiées par rapport à des « blocky calcites ». En revanche, concernant les calcites fibreuses, bien que leur lien avec la déformation soit indiscutable leur plus faible vitesse de cristallisation semble être un facteur limitant pour l'incorporation de l'uranium et donc les datations. Elles sont donc à éviter si possible. Ces indications sont générales, le meilleur moyen de savoir si une calcite est datable reste tout de même d'essayer en ayant caractérisé ces échantillons en amont avec des observations au microscope, cathodoluminescence, MEB pour bien identifier les différentes générations.

6.3.3 Apport des âges U-Pb calcite pour la compréhension du système de propagation des failles

6.3.3.1 La phase Pyrénéenne précoce

Jusqu'alors l'initiation de la convergence entre la plaque Européenne et Adriatique était contrainte par l'âge des dépôts syn-collisionnels dans les bassins flexuraux du Nord-Est des Pyrénées qui sont actifs dès le Turonien (Brusset et al., 1997), tandis que les bassins sédimentaires de Provence (notamment le bassin de Beausset) enregistrent la transition de dépôts marins à continentaux durant le Santonien (Balansa et al., 2022). Cette transition est associée au développement de bauxites à partir du Cénomani. Cette phase d'émersion de la Provence coïncide, voire précède de peu l'initiation de la convergence Afrique-Europe déduite des données paléomagnétiques (Handy et al., 2010). En Provence, des chevauchements à vergence Nord ont été datées à 90-97 Ma par la méthode U-Pb sur des calcites de veine et une brèche de faille. Le fonctionnement de telles structures est à replacer dans un contexte plus général de compression N-S relié à la phase Pyrénéenne de la collision Alpine. Dans un premier temps, ces données suggèrent le développement d'une déformation diffuse, le long des anciennes failles normales bordant les différents bassins océaniques, ou rifts (ibérique, pyrénéen et bétique, Angrand and Mouthereau, 2021). Les plaques océaniques ont un comportement rigide dans un premier temps et la

déformation est transmise à l'avant-pays pyrénéen (la Provence). Les premiers chevauchements à vergence Nord structurent la Provence et induisent l'exhumation de la plateforme carbonatée.

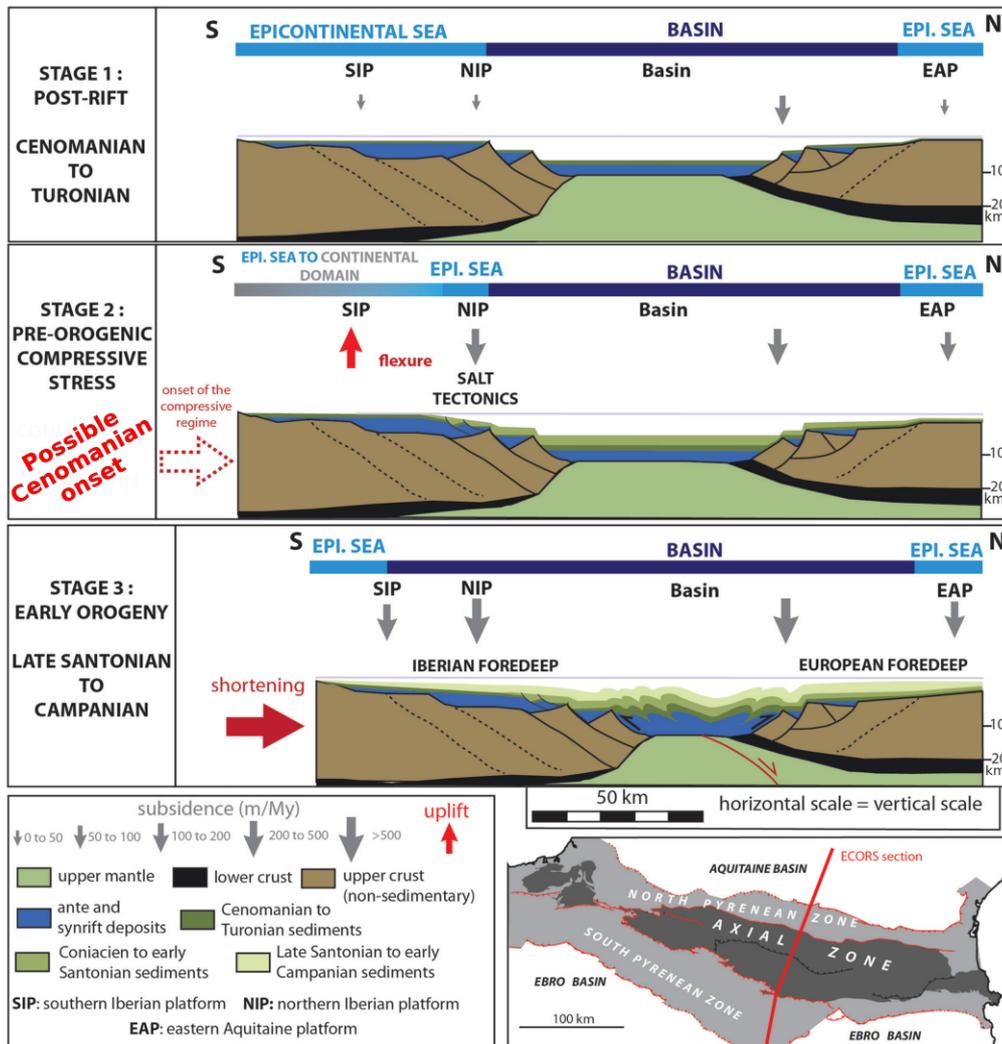


Figure 6-8 Schéma illustrant les étapes de déformation des Pyrénées lors de la convergence entre la plaque Européenne et Adriatique avec la contrainte chronologique apportée par l'U-Pb sur calcite (modifié d'après Andrieu et al., 2021).

Par la suite, il semble que la déformation compressive cesse durablement en Provence jusqu'à la fin du Mésozoïque. Notre interprétation présentée dans le

Structuration précoce de l'avant-pays » est que la déformation devient plus localisée en limite de plaque du fait de la mise en place d'une zone de subduction. La déformation est alors principalement accommodée par celle-ci, et peu de contraintes sont transmises à l'avant-pays avec peu, voire pas d'activité des chevauchements. La localisation de la zone de subduction induit une flexure plus importante de la lithosphère, de la subsidence (la plaque européenne est la plaque plongeante), et donc de l'enregistrement sédimentaire, accompagnée localement de failles normales (Balansa et al., 2022). Ainsi, les datations réalisées ici sur les chevauchements de Provence datent une phase précoce de convergence tandis que les bassins sédimentaires datent une phase de subsidence régionale liée notamment à la mise en place de la zone de subduction et la flexure induite.

6.3.3.2 La phase alpine

Concernant la phase alpine, qui est donc la principale et dernière phase tectonique dans la zone d'étude, l'âge de fonctionnement des structures en surface (voir Propagation du fold-and-thrust-belt alpin et Evolution tardive de l'orogène, extension en cœur de chaîne) peut être mis en perspective avec l'imagerie géophysique, afin de discuter du fonctionnement des structures à échelle crustale (Figure 6-9). Dans cette thèse (Evolution tardive de l'orogène, extension en cœur de chaîne), l'initiation de la compression dans l'avant-pays alpin est contrainte à 15,4 Ma suivi de la mise en place en séquences des chevauchements suivants en direction de l'Ouest entre 12 Ma et 7 Ma.

Dans les zones internes, l'initiation du système de failles normales de la Haute-Durance associée à l'inversion du Front Pennique est contrainte à 12,7 Ma au minimum par les datations (U-Th)/He sur hématite (Figure 6-9). Ces nouveaux âges soulignent la coexistence de deux régimes de contraintes distincts à l'échelle des Alpes Occidentales : compression et décrochement à l'avant de la zone externe tandis que les zones internes montrent un jeu en extension et décrochement (e.g., Sue et al., 1999). La propagation de la déformation compressive de l'avant-pays à 12 Ma pourrait être, d'après les récentes données géophysiques (Nouibat et al., 2022), liée à l'activation d'une rampe crustale s'enracinant sous le massif cristallin externe de Belledonne (Figure 6-9). L'inversion du Front Pennique quant à elle, semble être contrôlée par l'exhumation de ces mêmes massifs cristallins externes. La concordance des âges de ces déformations converge pour expliquer le rôle majeur de ces deux régimes tectoniques pour l'exhumation des massifs cristallins externes. Pour les deux régimes tectoniques, des âges plus jeunes (jusqu'à 2,1 Ma pour la zone externe et jusqu'à 0,1 Ma pour les zones internes) associés à des réactivations témoignent d'un régime de contraintes pérenne faisant le lien avec la déformation actuellement enregistrée par la sismicité (e.g., Mathey et al., 2020, 2021). Bien que celle-ci, dans les Alpes Occidentales, soit explicable par les phénomènes de rebonds post-glaciaires et d'érosion (e.g., Sternai et al., 2019), des phénomènes profonds comme la rupture de slab ou à des flux mantelliques ne sont pas à écarter (e.g., Salimbeni et al., 2018). La déglaciation qui peut expliquer une partie du soulèvement (rebond isostatique) ne peut cependant pas expliquer l'initiation du faisceau de failles de la Haute-Durance à 12 Ma.

L'apport d'âges de fonctionnement des structures majeures est une donnée capitale pour discuter des processus responsables de ces déformations à plus grande échelle. Cela peut permettre d'identifier plusieurs étapes de structuration de la chaîne et témoigner dans certains cas de la continuité dans le temps de certains processus,

lorsque plusieurs générations de minéraux présentent des âges étalés dans le temps. Les datations de la déformation fragile viennent compléter les informations disponibles par les méthodes de datations de la déformation ductile et ainsi renseigner l'histoire de la déformation à plus basse température (Rolland et al., accepté, Annexe 2).

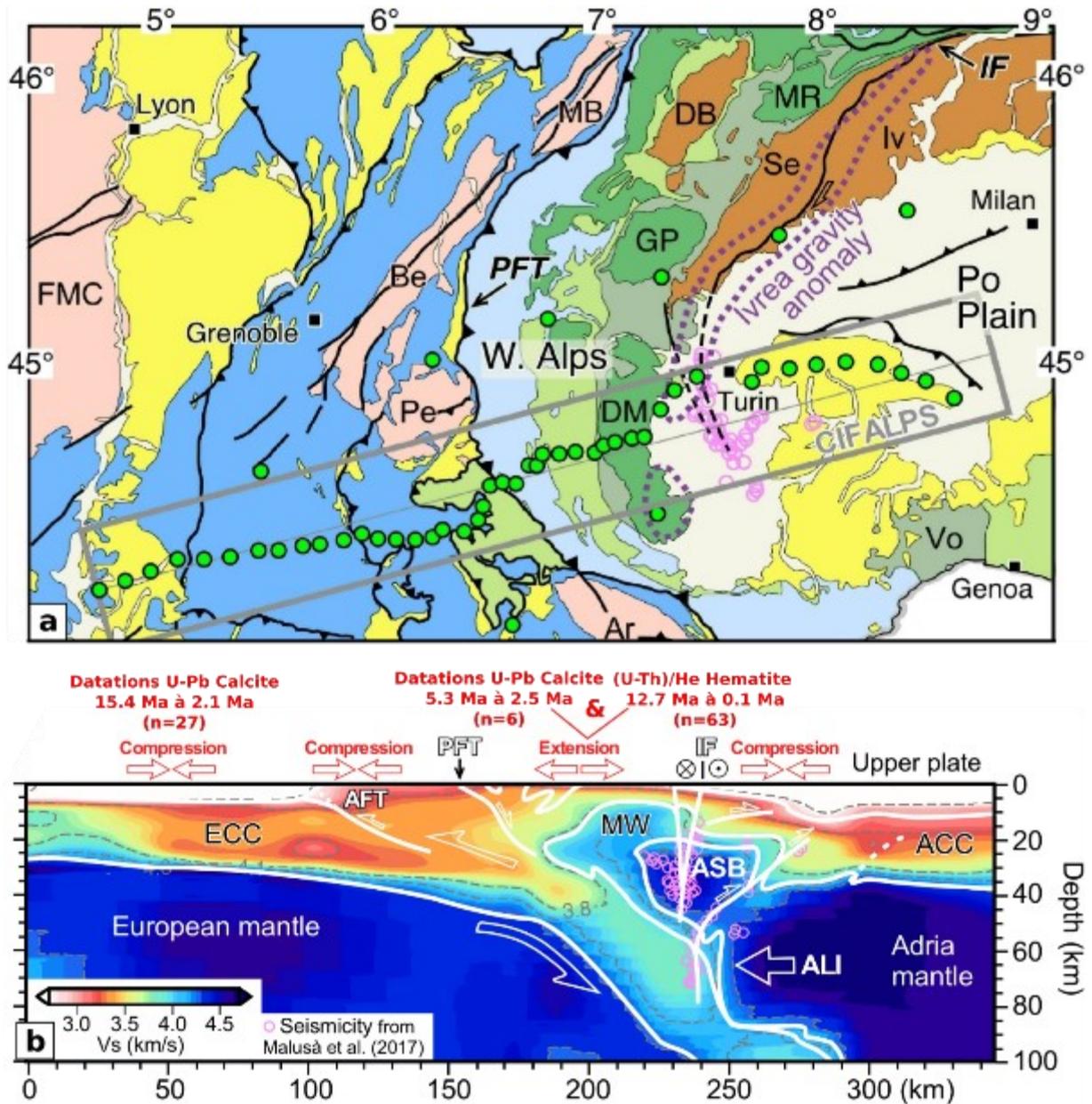


Figure 6-9 (a) Carte géologique des Alpes Occidentales avec le tracé du profil sismique CIFALPS. (b) Coupe interprétative des limites des structures géologiques à partir du modèle de vitesse Vs (modifié d'après Nouibat et al., 2022).

Les âges apportés par cette thèse soulignent les grandes étapes de structuration de la chaîne alpine. Bien que les calcites témoignant du fonctionnement compressif du Front Pennique n'aient pas pu être datées, son fonctionnement est contraint par les méthodes de datation des déformations ductiles par des minéraux syn-cinématiques (par exemple Ar/Ar sur mica blanc, Simon-Labric et al., 2009; Bellanger et al., 2015; Maino et al., 2015). La propagation vers l'avant-pays de ces contraintes compressives

induit l'exhumation des massifs cristallins externes à partir de 18 Ma pour Belledonne (Girault et al., 2022). Les datations U-Pb sur calcite et (U-Th)/He sur hématite ont apporté des contraintes temporelles sur le fonctionnement de structures fragiles jusqu'alors non datées. L'enregistrement de la compression à l'avant et de l'extension dans les zones internes simultanément à l'exhumation des MCE, met en exergue le rôle majeur des chevauchements crustaux dans la structuration du prisme alpin, d'abord structuré par le fonctionnement du Front Pennique puis par le soulèvement des MCE. Au vu des âges obtenus dans cette thèse, il semble que l'âge de 15-12 Ma (sur le transect étudié) soit un stade critique de la chaîne correspondant à la fois à l'activation des chevauchements du front de chaîne et de l'effondrement des zones internes à l'arrière des MCE. Ce stade critique fait suite à une phase de latence suivant le sous-charriage des MCE sous le Front Pennique vers 34-27 Ma (Simon-Labric et al., 2009; Bellanger et al., 2015), et à l'initiation d'une déformation transpressive le long des MCE plus au nord vers 20 Ma (massif du Mont Blanc : Rolland et al., 2008; Egli and Mancktelow, 2013).

6.4 Conclusion et perspectives

L'architecture des Alpes Occidentales est bien contrainte en surface par la géologie de terrain et de plus en plus en profondeur par l'amélioration des méthodes de tomographie en géophysique (Nouibat et al., 2022). Au cours de cette thèse des échantillons de calcite et d'hématite ont été prélevés sur des structures associées aux chevauchements principaux qui ont structuré le prisme orogénique. Dans la zone externe, en Provence, des chevauchements à vergence Nord associés à la phase Pyrénéenne ont pu être datés par la méthode U-Pb sur calcite. Des âges de $91,5 \pm 6,0$ Ma et $95,2 \pm 3,1$ Ma (2σ) ont été obtenus. Ces âges permettent de discuter l'âge préalablement établi pour l'initiation du régime de compression Pyrénéenne. La chronologie dans laquelle l'émersion de la Provence est principalement attribuée à la phase de rifting Albiens – début Cénomaniens suivie par une phase de « quiescence » tectonique post-subsidence avec l'initiation de la convergence à partir de la fin du Santonien ne s'accorde pas avec ces résultats. Ces âges sont interprétés comme une phase de déformation distale intra-plaque précoce engendrée par la convergence Afrique Europe qui fait suite directement au rifting. Le fait d'inverser des structures de rift avec une Lithosphère particulièrement chaude aboutit à une phase d'émersion de la Provence pendant un temps relativement court avant une phase de subsidence tectonique et thermique au cours du Crétacé Supérieur.

Toujours dans la zone externe, cette thèse apporte les premiers âges directs pour la structuration des massifs subalpins (Bauges, Vercors, Chartreuse). Le chevauchement le plus oriental présente les âges les plus anciens autour de 15 Ma enregistrés sur trois galets fracturés du bassin molassique chevauché. Les deux chevauchements suivants en direction de l'Ouest ont été datés autour de 12 Ma. Le chevauchement le plus occidental a été daté à ~ 9 Ma. Ces âges confortent les interprétations précédentes d'une mise en place en séquence de cette déformation, se terminant vers 9 Ma. L'activité tectonique compressive du fold-and-thrust belt peut donc être considérée comme contrainte entre 15 et 9 Ma pour les Alpes occidentales, il s'agit donc d'une phase de propagation nettement plus récente que le Front Pennique, et nous suggérons ici que cette étape corresponde à un stade critique pour les Alpes externes. La période entre 9 Ma et l'actuel correspond à une période de

réduction des mouvements tectoniques et à une transition vers un régime décrochant à l'avant des MCE tandis qu'un régime trans-tensif (décrochement + faille normale) persiste à l'arrière des MCE.

Dans les zones internes, le jeu en extension du Front Pennique a été contraint par des datations U-Pb sur calcite et (U-Th)/He sur hématite sur les failles normales de la Haute-Durance. Dans la partie est de la zone briançonnaise, sur la faille de la Clarée, des plans striés et des veines à hématites ont été datées entre 12,7 et 8,4 Ma. Ces âges sont interprétés comme la mise en place du régime extensif à l'arrière du Front Pennique résultant du transfert des contraintes compressives vers l'avant-pays exprimé au travers de l'exhumation des massifs cristallins externes. Au sud-est de cette zone, toujours dans le domaine Briançonnais, au niveau de Puy-Chalvin une faille normale est datée par la méthode U-Pb sur calcite à 5,5 Ma tandis que proche du Front Pennique, des âges de 3,5-2,5 Ma sont enregistrés sur la génération de calcite la plus tardive observée (Bilau et al., 2021). Au col de la Pousterle, une brèche de calcite et d'hématite présente des âges (U-Th)/He sur des plans striés et veines à hématite allant de 2 à 0,1 Ma. L'ensemble de ces âges est interprété comme un fonctionnement plus ou moins continu de ces failles depuis ~12,5 Ma jusqu'à l'actuel, et une propagation de la déformation de l'est vers l'ouest dans la zone briançonnaise. Le régime de déformation décrocho-extensif enregistré par les failles est cohérent avec celui enregistré actuellement par les études sismologiques de la zone (Mathey et al., 2020, 2021). Ces données s'insèrent parfaitement à la suite des conclusions obtenues par les méthodes de thermochronologie de plus haute température (AFT, ZFT...). Cette thèse montre que la méthode de datation à basse température U-Pb sur calcite permet de faire le lien entre les régimes de déformation plus long termes et plus profonds (à l'échelle de dizaines de millions d'années, ductiles) et la déformation active. L'ensemble des données obtenues montre que ce système de datation semble également très peu sensible à des 'resets partiels', les calcites étant soit dissoutes soit bien préservées, et ce en dépit de déformation superposées sur 100 Ma (exemple des calcites 'pyrénéennes' de Provence).

En complément des âges de fonctionnement des failles, l'étude des isotopes stables et des 'clumped isotopes' de ces mêmes calcites renseigne sur les caractéristiques des fluides qui circulent lors de leur cristallisation. Dans la zone externe, des températures élevées de ~150°C sont enregistrées au niveau du chevauchement le plus oriental des massifs subalpins, témoins d'un enfouissement important sous une épaisseur de nappe alpine de 6-7 km, cohérent avec les données de vitrinite, raman et Δ_{47} déjà présentes dans la littérature (Moss, 1992; Bellanger et al., 2015; Mangenot et al., 2019). Une température nettement plus faible (~55°C) est enregistrée dans le chevauchement suivant en direction de l'ouest (Rencurel) témoignant de conditions plus superficielles. Le calcul de la signature des fluides permet de mettre en évidence une signature météorique de ces fluides associés à une profondeur de 1-2 km explicable par la seule épaisseur du bassin et un faible sous-charriage sans influence des nappes alpines. Des signatures de fluides similaires sont enregistrées au niveau du bassin de Montmaur au Sud du massif du Pelvoux avec des températures légèrement plus élevées (~70°C).

Dans les zones internes, au niveau de la falaise de Tournoux et du Col de la Pousterle, bien que ces localisations soient proches (~500m), des signatures de fluides radicalement différentes sont mesurées. Pour les calcites datées de Tournoux, des fluides chauds de ~130°C sont mesurés. Les données thermochronologiques indiquent que la zone s'exhume depuis ~25 Ma. A la vue des vitesses d'exhumation

actuellement enregistrées par les données géodésiques (Sternai et al., 2019), ces calcites auraient cristallisé à ~2 km de profondeur. Au niveau du col de la Pousterle, la calcite cimentant la brèche de faille (précoce par rapport aux minéralisations d'hématites) présente une température de cristallisation de ~35°C, utilisée comme température maximale de l'environnement de cristallisation des hématites. Les signatures de $\delta^{18}\text{O}$ des fluides recalculées à partir de ces températures présentent des valeurs différentes (-3 à -4,5 ‰ pour Tournoux et -12 ‰ pour la brèche à oxyde). Les fluides de Tournoux sont associés à des fluides profonds mobilisés lors du développement du faisceau de faille de la Haute-Durance et de l'enracinement de ces structures sur le Front Pennique. A l'inverse, la calcite de brèche à oxyde présente une signature de fluide météorique ayant précipité à une altitude de ~1750 m, qui est similaire à la signature enregistrée au niveau des sources thermales présentes en fond de vallée (Poulain, 1977). Ces signatures différentes témoignent d'une transition entre deux régimes de fluides, dans un premier temps (~3,5 Ma), les fluides mobilisés utilisent les failles comme des conduits ascendants. Par la suite (~2 Ma) on constate une influence de fluides provenant de la surface (fluides météoriques), associés à des températures plus basses. Il semble donc que vers 2 Ma on assiste à une déconnexion des zones étudiées par rapport aux fluides profonds. Ces affleurements localisés en altitude aujourd'hui (2000 m) ont alors sans doute franchi une frontière entre fluides profonds et superficiels au moment de leur exhumation à la hauteur du fond de vallée (niveau de base hydrologique), les failles extensives étant à ce moment-là intégrées dans le réseau hydrologique des versants. Cette transition correspondrait ainsi à un creusement glaciaire suffisant pour que cette boucle hydrique se mette en place. Cette datation de 2 Ma pourrait donc correspondre à la mise en place de la topographie glaciaire moderne, ce qui correspond aux datations réalisées plus au nord dans la vallée du Rhône (Valla et al., 2011). Par ailleurs, les données d'hématite suggèrent qu'elles sont les produits de l'altération de paléo-sols fersiallitiques qui sont mobilisés et piégés dans ces failles formant des plans striés à hématite lors du fonctionnement des failles normales (Poulain, 1977). Il semble donc logique d'imaginer que des sols ferrugineux de type méditerranéen se soient maintenus assez tardivement jusqu'à 4-2 Ma, et ont ensuite disparu avec l'avènement du régime glaciaire. Le régime de fluide de haute température semble par ailleurs se maintenir jusqu'à l'actuel puisqu'il est cohérent avec celui enregistré actuellement au niveau des sources thermales, avec des altitudes de précipitations comparables aux reliefs de la zone, ces fluides percolent dans les massifs, se réchauffent et présentent des température ~30°C au niveau des exurgences en fond de vallée à Monêtier au nord et Guillestre au sud de la zone étudiée, le long des mêmes systèmes de failles (Poulain, 1977).

Concernant la méthode U-Pb, les échantillons des massifs subalpins, plans de failles, brèches ainsi que les veines de conglomérats fracturés des bassins molassiques chevauchés ont présenté un taux de succès élevé (~60%). A l'inverse, aucune des calcites des zones internes relatives aux structures témoignant du jeu compressif du Front Pennique n'a pu être datée. Ces structures associées à la transition ductile/fragile témoignent d'un environnement de cristallisation plus chaud.

Cette étude semble indiquer que les calcites qui auraient un taux de succès pour les datations le plus élevées sont celles associées à un environnement plutôt froid (<150°C). A l'échelle de l'affleurement, les structures métriques (plan de faille ou brèches) témoignant d'une circulation importante de fluide afin que celui-ci ne soit pas à l'équilibre avec l'encaissant (dans le cas de carbonates) sont à favoriser. En effet, les calcites dont la signature isotopique était proche de celle de leur encaissant ont

présenté un taux de succès de datation bien plus faible que celles qui ont une signature isotopique différente de leur encaissant (présentant souvent signature en $\delta^{13}\text{C}$ similaire mais une signature en $\delta^{18}\text{O}$ plus faible de 5-10‰). A l'échelle microscopique, les calcites à texture grenue (« blocky calcite ») sont celles qui incorporeraient le plus facilement de l'uranium lors de leur cristallisation par rapport à des textures fibreuses ou allongées.

Concernant l'interprétation, l'homogénéité des âges enregistrés par différents galets fracturés ou par les différentes écailles d'un plan de faille attestent de la rapidité de cristallisation de la calcite. Dans un contexte de surface, l'âge de cristallisation de la calcite mesuré en LA-ICPMS peut être directement relié à l'âge de la déformation. Il est primordial de s'assurer du lien entre les structures que l'on échantillon et la phase de déformation que l'on veut contraindre. En l'absence de marqueurs de dissolution (stylolithes ou autre), le système U-Pb calcite semble être très robuste, malgré une déformation polyphasée (chevauchement pyrénéen à vergence Nord transporté par le chevauchement de l'écaille de Valavoire en direction de l'Est) le jeu précoce top Nord a pu être mesuré dans une brèche. Les systèmes U-Pb sur calcite et (U-Th)/He sont appropriés pour dater des déformations fragiles dans des environnements de surface sur une large gamme d'âges.

Ces méthodes de thermochronologie basse température permettent d'apporter des contraintes temporelles sur des déformations fragiles anciennes (>100 Ma) jusqu'à l'actuel. Cela permet de faire le lien entre la déformation fragile actuellement enregistrée par la sismicité (et les systèmes de failles encore actives) et les structures plus anciennes mettant en évidence les cycles longs (à l'échelle du Ma). Cela permet aussi de prendre le relais des méthodes de thermochronologie plus haute température et de compléter l'histoire de la déformation des massifs au cours des dernières étapes de structuration plus superficielles. La combinaison de ces méthodes appliquées à la datation des failles avec l'analyse microstructurale (inversion des données de failles) et l'analyse isotopique des calcites permet d'obtenir des contraintes temporelles, cinématiques et sur les fluides circulant lors de la déformation de la zone étudiée.

Cette thèse a identifié les zones les plus susceptibles d'être datées dans les Alpes Occidentales par ces méthodes ainsi que à l'échelle de l'échantillon. Les structures à vergence Nord de la zone externe des Alpes et de la Provence en général se sont révélées être de bons candidats pour obtenir des âges. De nouveaux âges pourraient venir compléter les deux obtenus au cours de cette thèse en Provence afin de préciser cette étape précoce de la déformation et peut être des âges plus jeunes qui pourraient attester d'un continuum de la déformation. La propagation de la déformation dans l'avant-pays Alpin (notamment via l'activation du chevauchement de Digne) n'a que très peu été étudié au cours de cette thèse mais semble être un environnement prometteur pour la datation des calcites et ainsi apporter des âges de fonctionnement directs de ces structures.

Références

- Adams, B.A., Hodges, K.V., van Soest, M.C., Whipple, K.X., 2013. Evidence for Pliocene–Quaternary normal faulting in the hinterland of the Bhutan Himalaya. *Lithosphere* 5, 438–449. <https://doi.org/10.1130/L277.1>
- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Goffé, B., 2002. Exhumation of the Schistes Lustrés complex: in situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *J. Metamorph. Geol.* 20, 599–618.
- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2725–2744.
- Anderson, N.T., Kelson, J.R., Kele, S., Daëron, M., Bonifacie, M., Horita, J., Mackey, T.J., John, C.M., Kluge, T., Petschnig, P., Jost, A.B., Huntington, K.W., Bernasconi, S.M., Bergmann, K.D., 2021. A Unified Clumped Isotope Thermometer Calibration (0.5–1,100°C) Using Carbonate-Based Standardization. *Geophys. Res. Lett.* 48. <https://doi.org/10.1029/2020GL092069>
- Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., 2018. The complex diagenetic history of discontinuities in shallow-marine carbonate rocks: New insights from high-resolution ion microprobe investigation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of early cements. *Sedimentology* 65, 360–399. <https://doi.org/10.1111/sed.12384>
- Andrieu, S., Brigaud, B., Rabourg, T., Noret, A., 2015. The Mid-Cenomanian Event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France). *Cretac. Res.* 56, 587–607. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.06.018>
- Andrieu, S., Saspiturry, N., Lartigau, M., Issautier, B., Angrand, P., Lasseur, E., 2021. Large-scale vertical movements in Cenomanian to Santonian carbonate platform in Iberia: indicators of a Coniacian pre-orogenic compressive stress. *BSGF-Earth Sci. Bull.* 192, 19.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie : la methode des diedres droits. *Bull. Société Géologique Fr.* S7-XIX, 1309–1318. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>
- Angrand, P., Mouthereau, F., 2021. Evolution of the Alpine orogenic belts in the Western Mediterranean region as resolved by the kinematics of the Europe-Africa diffuse plate boundary. *BSGF - Earth Sci. Bull.* 192, 42. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021031>
- Ault, A.K., 2020. Hematite fault rock thermochronometry and textures inform fault zone processes. *J. Struct. Geol.* 133, 104002. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104002>
- Ault, A. K., Gautheron, C., King, G.E., 2019. Innovations in (U–Th)/He, Fission Track, and Trapped Charge Thermochronometry with Applications to Earthquakes, Weathering, Surface-Mantle Connections, and the Growth and Decay of Mountains. *Tectonics* 38, 3705–3739. <https://doi.org/10.1029/2018TC005312>

- Ault, A.K., Jensen, J.L., McDermott, R.G., Shen, F.-A., Van Devener, B.R., 2019. Nanoscale evidence for temperature-induced transient rheology and postseismic fault healing. *Geology* 47, 1203–1207. <https://doi.org/10.1130/G46317.1>
- Ault, A.K., Frenzel, M., Reiners, P.W., Woodcock, N.H., Thomson, S.N., 2016. Record of paleofluid circulation in faults revealed by hematite (U-Th)/He and apatite fission-track dating: An example from Gower Peninsula fault fissures, Wales. *Lithosphere* 8, 379–385. <https://doi.org/10.1130/L522.1>
- Ault, A.K., Reiners, P.W., Evans, J.P., Thomson, S.N., 2015. Linking hematite (U-Th)/He dating with the microtextural record of seismicity in the Wasatch fault damage zone, Utah, USA. *Geology* 43, 771–774. <https://doi.org/10.1130/G36897.1>
- Avigad, D., Chopin, C., Goffe, B., Michard, A., 1993. Tectonic model for the evolution of the western Alps. *Geology* 21, 659–662.
- Baehr, R., 1987. The U+Th/He system in hematite as chronometer for mineralizations. *Das U+Th/He-System in Haematit als Chronometer fuer Mineralisationen*.
- Baertschi, P., 1976. Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31, 341–344. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90115-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90115-1)
- Bähr, R., Lippolt, H.J., Wernicke, R.S., 1994. Temperature-induced ^4He degassing of specularite and botryoidal hematite: A ^4He retentivity study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 17695–17707. <https://doi.org/10.1029/94JB01055>
- Balansa, J., Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Philip, J., Caritg, S., 2022. Structural evolution of the superimposed Provençal and Subalpine fold-thrust belts (SE France). *Earth-Sci. Rev.* 227, 103972. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103972>
- Ballèvre, M., Manzotti, P., Dal Piaz, G.V., 2018. Pre-Alpine (Variscan) Inheritance: A Key for the Location of the Future Valaisan Basin (Western Alps). *Tectonics* 37, 786–817. <https://doi.org/10.1002/2017TC004633>
- Balout, H., Roques, J., Gautheron, C., Tassan-Got, L., Mbongo-Djimbi, D., 2017. Helium diffusion in pure hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) for thermochronometric applications: A theoretical multi-scale study. *Comput. Theor. Chem.* 1099, 21–28. <https://doi.org/10.1016/j.comptc.2016.11.001>
- Barfety, J.-C., Gidon, M., 1996. La structure des Collines bordières du Grésivaudan et des secteurs adjacents, à l'est de Grenoble (Isère, France). *Géologie Alp.* 72, 5–22.
- Barnaby, R.J., Rimstidt, J.D., 1989. Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 795–804.
- Baud, A., Masson, H., Septfontaine, M., 1977. Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes, in: *Publication Spéciale Du Symposium Sur La Sédimentation Jurassique Ouest-Européenne*. ASF, pp. 441–452.
- Bauve, V., Plateaux, R., Rolland, Y., Sanchez, G., Bethoux, N., Delouis, B., Darnault, R., 2014. Long-lasting transcurrent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields. *Tectonophysics* 621, 85–100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.006>

- Beaudoin, N., Huyghe, D., Bellahsen, N., Lacombe, O., Emmanuel, L., Mouthereau, F., Ouanhnon, L., 2015. Fluid systems and fracture development during syn-depositional fold growth: An example from the Pico del Aguila anticline, Sierras Exteriores, southern Pyrenees, Spain. *J. Struct. Geol.* 70, 23–38.
- Beaudoin, N., Lacombe, O., Roberts, N.M.W., Koehn, D., 2018. U-Pb dating of calcite veins reveals complex stress evolution and thrust sequence in the Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Geology* 46, 1015–1018. <https://doi.org/10.1130/G45379.1>
- 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.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating. *J. Geodyn.* 83, 37–64. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.09.004>
- Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* 33, 84–111. <https://doi.org/10.1002/2013TC003294>
- Beltrando, M., Lister, G.S., Forster, M., Dunlap, W.J., Fraser, G., Hermann, J., 2009. Dating microstructures by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating technique: Deformation–pressure–temperature–time history of the Penninic Units of the Western Alps. *Lithos* 113, 801–819.
- Bergemann, C.A., Gnos, E., Berger, A., Janots, E., Whitehouse, M.J., 2020. Dating tectonic activity in the Lepontine Dome and Rhone-Simplon Fault regions through hydrothermal monazite-(Ce). *Solid Earth* 11, 199–222.
- 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.
- Bernasconi, S.M., Daëron, M., Bergmann, K.D., Bonifacie, M., Meckler, A.N., Affek, H.P., Anderson, N., Bajnai, D., Barkan, E., Beverly, E., Blamart, D., Burgener, L., Calmels, D., Chaduteau, C., Clog, M., Davidheiser-Kroll, B., Davies, A., Dux, F., Eiler, J., Elliott, B., Fetrow, A.C., Fiebig, J., Goldberg, S., Hermoso, M., Huntington, K.W., Hyland, E., Ingalls, M., Jaggi, M., John, C.M., Jost, A.B., Katz, S., Kelson, J., Kluge, T., Kocken, I.J., Laskar, A., Leutert, T.J., Liang, D., Lucarelli, J., Mackey, T.J., Mangenot, X., Meinicke, N., Modestou, S.E., Müller, I.A., Murray, S., Neary, A., Packard, N., Passey, B.H., Pelletier, E., Petersen, S., Piasecki, A., Schauer, A., Snell, K.E., Swart, P.K., Tripathi, A., Upadhyay, D., Vennemann, T., Winkelstern, I., Yarian, D., Yoshida, N., Zhang, N., Ziegler, M., 2021. InterCarb: A Community Effort to Improve Interlaboratory Standardization of the Carbonate Clumped Isotope Thermometer Using Carbonate Standards. *Geochem. Geophys. Geosystems* 22, e2020GC009588. <https://doi.org/10.1029/2020GC009588>
- Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M.L., Ventura, B., Zattin, M., 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track

- thermochronology. *Basin Res.* 21, 781–798. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00400.x>
- Bertrand, A., Sue, C., 2017. Reconciling late faulting over the whole Alpine belt: from structural analysis to geochronological constrains. *Swiss J. Geosci.* 110, 565–580.
- Beucher, R., van der Beek, P., Braun, J., Batt, G.E., 2012. Exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (Western Alps) assessed by spectral analysis and inversion of thermochronological age transects. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117.
- Bilau, A., Rolland, Y., Schwartz, S., Godeau, N., Guihou, A., Deschamps, P., Brigaud, B., Noret, A., Dumont, T., Gautheron, C., 2021. Extensional reactivation of the Penninic frontal thrust 3 Myr ago as evidenced by U–Pb dating on calcite in fault zone cataclasite. *Solid Earth* 12, 237–251. <https://doi.org/10.5194/se-12-237-2021>
- Blavoux, B., Dazy, J., Sarrot-Reynauld, J., 1982. Information about the origin of thermomineral waters and gas by means of environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran, and southeast France. *J. Hydrol.* 56, 23–38. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90054-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90054-3)
- Bonifacie, M., Calmels, D., Eiler, J.M., Horita, J., Chaduteau, C., Vasconcelos, C., Agrinier, P., Katz, A., Passey, B.H., Ferry, J.M., Bourrand, J.-J., 2017. Calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350 °C, and implications for a universal calibration for all (Ca, Mg, Fe)CO₃ carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 200, 255–279. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.028>
- Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *J. Struct. Geol.* 43, 33–62. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005>
- Boschmann, W., Becker, R., Lippolt, H.J., 1984. Eignungsprüfung von Erzminerale für U+Th/He-Datierungen 361–374.
- Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaquet, 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.
- Brand, W.A., Assonov, S.S., Coplen, T.B., 2010. Correction for the 17O interference in $\delta(13C)$ measurements when analyzing CO₂ with stable isotope mass spectrometry (IUPAC Technical Report). *Pure Appl. Chem.* 82, 1719–1733. <https://doi.org/10.1351/PAC-REP-09-01-05>
- Brenner, I.B., Taylor, H.E., 1992. A Critical Review of Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry for Geoanalysis, Geochemistry, and Hydrology. Part I. Analytical Performance. *Crit. Rev. Anal. Chem.* 23, 355–367. <https://doi.org/10.1080/10408349208051650>
- Brigaud, B., Bonifacie, M., Pagel, M., Blaise, T., Calmels, D., Haurine, F., Landrein, P., 2020. Past hot fluid flows in limestones detected by $\Delta 47$ –(U–Pb) and not recorded by other geothermometers. *Geology* 48, 851–856. <https://doi.org/10.1130/G47358.1>

- Brown, J.E.T., 1963. Hannibal's Route Across the Alps. *Greece Rome* 10, 38–46. <https://doi.org/10.1017/S0017383500012857>
- Bruguier, O., 2009. Géochronologie U–Pb par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS): Principes, Complexités et Perspectives. *Ingénierie Rech. Au CNRS Géosciences Montp. Lab. ICP-MS Université Montp. II*.
- Brusset, S., Déramond, J., Souquet, P., 1997. Évolution tectono-sédimentaire des bassins flexuraux profonds et à taux de sédimentation réduit: exemple du bassin de flysch de Saint-Jean-de-Luz (Pyrénées-Atlantiques, France) au Crétacé supérieur. *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 325, 265–271.
- Butler, R.W.H., 1992. Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains, in: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 287–298. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_26
- Caby, R., 1973. Les plis transversaux dans les Alpes occidentales; implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Société Géologique Fr.* S7-XV, 624–634. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.624>
- Calzolari, G., Ault, A.K., Hirth, G., McDermott, R.G., 2020. Hematite (U-Th)/He thermochronometry detects asperity flash heating during laboratory earthquakes. *Geology* 48, 514–518. <https://doi.org/10.1130/G46965.1>
- Calzolari, G., Rossetti, F., Ault, A.K., Lucci, F., Olivetti, V., Nozaem, R., 2018. Hematite (U-Th)/He thermochronometry constrains intraplate strike-slip faulting on the Kuh-e-Faghan Fault, central Iran. *Tectonophysics* 728–729, 41–54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.023>
- Campani, M., Mancktelow, N., Seward, D., Rolland, Y., Müller, W., Guerra, I., 2010. Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile-brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault: Simplon Fault Zone, central Alps. *Tectonics* 29.
- Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 337–338, 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.017>
- Cardinal, T., Audin, L., Rolland, Y., Schwartz, S., Petit, C., Zerathe, S., Borgniet, L., Braucher, R., Nomade, J., Dumont, T., 2021. Interplay of fluvial incision and rockfalls in shaping periglacial mountain gorges. *Geomorphology* 381, 107665.
- Cardinal, T., Petit, C., Rolland, Y., Audin, L., Zerathe, S., Schwartz, S., Valla, P., Braucher, R., Team, A., 2022. Fluvial bedrock gorges as markers for Late-Quaternary tectonic and climatic forcing in the French Southwestern Alps. *Copernicus Meetings*.
- Carminati, E., Aldega, L., Smeraglia, L., Scharf, A., Mattern, F., Albert, R., Gerdes, A., 2020. Tectonic Evolution of the Northern Oman Mountains, Part of the Strait of Hormuz Syntaxis: New Structural and Paleothermal Analyses and U-Pb Dating of Synkinematic Calcite. *Tectonics* 39, e2019TC005936. <https://doi.org/10.1029/2019TC005936>

- Catling, D.C., Moore, J.M., 2003. The nature of coarse-grained crystalline hematite and its implications for the early environment of Mars. *Icarus* 165, 277–300. [https://doi.org/10.1016/S0019-1035\(03\)00173-8](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(03)00173-8)
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32, 709–712.
- 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>
- Cenki-Tok, B., Oliot, E., Rubatto, D., Berger, A., Engi, M., Janots, E., Thomsen, T.B., Manzotti, P., Regis, D., Spandler, C., 2011. Preservation of Permian allanite within an Alpine eclogite facies shear zone at Mt Mucrone, Italy: Mechanical and chemical behavior of allanite during mylonitization. *Lithos* 125, 40–50.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B., Schmid, S.M., 2001. Multi-stage thrusting at the " Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *Int. J. Earth Sci.* 90, 685–702.
- Ceriani, S., Schmid, S.M., 2004. From NS collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 347–369.
- Challandes, N., Marquer, D., Villa, I.M., 2008. PTt modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). *Swiss J. Geosci.* 101, 269–288.
- 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.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodin. Acta* 13, 67–85.
- Chew, D.M., Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2014. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chem. Geol.* 363, 185–199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006>
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 107–118. <https://doi.org/10.1007/BF00381838>
- Chorowicz, J., Mekarnia, A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (Sud-Est de la France). *CR Acad Sci Paris Sér. II* 315, 861–866.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth* 6, 643–668.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P., Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics* 21, 14–1.

- Combes, P.-J., 1990. Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodin. Acta* 4, 91–109.
- Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236–238. <https://doi.org/10.1038/302236a0>
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 214–223.
- Craig, H., 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science* 133, 1833–1834. <https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833>
- Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 133–149. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90024-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90024-8)
- Crespo-Blanc, A., Masson, H., Sharp, Z., Cosca, M., Hunziker, J., 1995. A stable and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps): evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 1129–1144.
- Cruset, D., Vergés, J., Albert, R., Gerdes, A., Benedicto, A., Cantarero, I., Travé, A., 2020. Quantifying deformation processes in the SE Pyrenees using U–Pb dating of fracture-filling calcites. *J. Geol. Soc.* 177, 1186–1196. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-014>
- Curzi, M., Bernasconi, S.M., Billi, A., Boschi, C., Aldega, L., Franchini, S., Albert, R., Gerdes, A., Barberio, M.D., Looser, N., Carminati, E., 2021. U–Pb age of the 2016 Amatrice earthquake causative fault (Mt. Gorzano, Italy) and paleo-fluid circulation during seismic cycles inferred from inter- and co-seismic calcite. *Tectonophysics* 819, 229076. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229076>
- Dalton, J., 1808. *A New System of Chemical Philosophy...* S. Russell.
- Danišík, M., Evans, N.J., Ramanaidou, E.R., McDonald, B.J., Mayers, C., McInnes, B.I.A., 2013. (U–Th)/He chronology of the Robe River channel iron deposits, Hamersley Province, Western Australia. *Chem. Geol.* 354, 150–162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.06.012>
- de Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 44, 87–104. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.06>
- Debelmas, J., 2001. Un siècle et demi de géologie alpine à l'université de Grenoble (1850-2000). *Trav. Com. Fr. Hist. Géologie 3ème série*, 107–114.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.-J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delacou, B., 2004. Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique 273.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by

- earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753–774.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x>
- Dennis, K.J., Affek, H.P., Passey, B.H., Schrag, D.P., Eiler, J.M., 2011. Defining an absolute reference frame for 'clumped' isotope studies of CO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 7117–7131. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.09.025>
- Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics* 182, 211–225.
- Deville, E., 2021. Structure of the Tectonic Front of the Western Alps: Control of Fluid Pressure and Halite Occurrence on the Decollement Processes. *Tectonics* 40. <https://doi.org/10.1029/2020TC006591>
- Dielforder, A., Frasca, G., Brune, S., Ford, M., 2019. Formation of the Iberian-European convergent plate boundary fault and its effect on intraplate deformation in Central Europe. *Geochem. Geophys. Geosystems* 20, 2395–2417.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259–274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- Doebelin, N., Kleeberg, R., 2015. *Profex*: a graphical user interface for the Rietveld refinement program *BGMN*. *J. Appl. Crystallogr.* 48, 1573–1580. <https://doi.org/10.1107/S1600576715014685>
- dos Santos Albuquerque, M.F., Horbe, A.M.C., Danišik, M., 2020. Episodic weathering in Southwestern Amazonia based on (U Th)/He dating of Fe and Mn lateritic duricrust. *Chem. Geol.* 553, 119792. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119792>
- Drost, K., Chew, D., Petrus, J.A., Scholze, F., Woodhead, J.D., Schneider, J.W., Harper, D.A.T., 2018. An Image Mapping Approach to U-Pb LA-ICP-MS Carbonate Dating and Applications to Direct Dating of Carbonate Sedimentation. *Geochem. Geophys. Geosystems* 19, 4631–4648. <https://doi.org/10.1029/2018GC007850>
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M., Albarède, F., 1997. The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* 387, 586–589.
- Dufrénoy, A., Elie de Beaumont, L., 1840. Carte géologique de la France à 1/500 000. Serv Carte Géol.
- Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C., Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss J. Geosci.* 101, 89–110. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1280-2>
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Malusà, M., Jouvent, M., Monié, P., Verly, A., 2022. Cross-propagation of the western Alpine orogen from early to late deformation stages: Evidence from the Internal Zones and implications for restoration. *Earth-Sci. Rev.* 104106. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104106>

- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *J. Geodyn.* 56, 18–38.
- Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J., Shelley, J.M.G., 1998. Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Appl. Surf. Sci.* 127–129, 278–286. [https://doi.org/10.1016/S0169-4332\(97\)00643-0](https://doi.org/10.1016/S0169-4332(97)00643-0)
- 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.
- Ehleringer, J.R., Rundel, P.W., 1989. Stable Isotopes: History, Units, and Instrumentation, in: Rundel, P.W., Ehleringer, J.R., Nagy, K.A. (Eds.), *Stable Isotopes in Ecological Research*, Ecological Studies. Springer, New York, NY, pp. 1–15. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3498-2_1
- Eiler, J.M., 2007. “Clumped-isotope” geochemistry—The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. *Earth Planet. Sci. Lett.* 262, 309–327. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.020>
- Eiler, J.M., Schauble, E., 2004. $^{18}\text{O}^{13}\text{C}^{16}\text{O}$ in Earth’s atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 4767–4777. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.05.035>
- Espurt, N., Wattellier, F., Philip, J., Hippolyte, J.-C., Bellier, O., Bestani, L., 2019. Mesozoic halokinesis and basement inheritance in the eastern Provence fold-thrust belt, SE France. *Tectonophysics* 766, 60–80.
- Evenson, N.S., Reiners, P.W., Spencer, J.E., Shuster, D.L., 2014. Hematite and Mn oxide (U-Th)/He dates from the Buckskin-Rawhide detachment system, western Arizona: Gaining insights into hematite (U-Th)/He systematics. *Am. J. Sci.* 314, 1373–1435. <https://doi.org/10.2475/10.2014.01>
- Faraday, M., 1832. V. Experimental researches in electricity. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 122, 125–162. <https://doi.org/10.1098/rstl.1832.0006>
- Farley, K.A., 2018. Helium diffusion parameters of hematite from a single-diffusion-domain crystal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 231, 117–129. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.04.005>
- Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. *Rev. Mineral. Geochem.* 47, 819–844. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.18>
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 2903–2914. <https://doi.org/10.1029/1999JB900348>
- Farley, K.A., Flowers, R.M., 2012. (U–Th)/Ne and multidomain (U–Th)/He systematics of a hydrothermal hematite from eastern Grand Canyon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 359–360, 131–140. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.10.010>
- Farley, K.A., McKeon, R., 2015. Radiometric dating and temperature history of banded iron formation–associated hematite, Gogebic iron range, Michigan, USA. *Geology* G37190.1. <https://doi.org/10.1130/G37190.1>
- 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 Planet. Sci. Lett.* 412, 220–234. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.036>
- Fischer, C., Dunkl, I., von Eynatten, H., Wijbrans, J.R., Gaupp, R., 2012. Products and timing of diagenetic processes in upper Rotliegend sandstones from Bebertal (North German Basin, Parchim formation, Flechtingen High, Germany). *Geol. Mag.* 149, 827–840.
- Flandrin, J., 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 376–386.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2347–2365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015>
- Ford, M., 1996. Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. *Eclogae Geol. Helvetiae* 89, 269–295.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *J. Geol. Soc.* 163, 815–826. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-034>
- Ford, M., Stahel, U., 1995. The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics* 14, 1393–1410.
- Gabitov, R., Migdisov, A., Nguyen, A., Van Hartesveldt, N., Perez-Huerta, A., Sadekov, A., Sauer, K.B., Baker, J., Paul, V., Caporuscio, F., 2021. Uptake of uranium by carbonate crystallization from reduced and oxidized hydrothermal fluids. *Chem. Geol.* 564, 120054.
- Gabitov, R.I., Sadekov, A., Leinweber, A., 2014. Crystal growth rate effect on Mg/Ca and Sr/Ca partitioning between calcite and fluid: An in situ approach. *Chem. Geol.* 367, 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.019>
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission Track Analysis and its Application to Geological Problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 519–572. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.519>
- Ganade, C.E., Cioffi, C.R., Machado, J.P., Miranda, T., Lopes, L.B., Weinberg, R.F., Celestino, M.A., Carvalho, B., Guillong, M., Roberts, N.M., 2022. Recurrent tectonic activity in northeastern Brazil during Pangea breakup: Constraints from U-Pb carbonate dating. *Geology*.
- Garcia, V.H., Reiners, P.W., Shuster, D.L., Idleman, B., Zeitler, P.K., 2018. Thermochronology of sandstone-hosted secondary Fe- and Mn-oxides near Moab, Utah: Record of paleo-fluid flow along a fault. *GSA Bull.* 130, 93–113. <https://doi.org/10.1130/B31627.1>
- 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. *Bull. Société Géologique Fr.* 181, 227–241.

- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chem. Geol.* 266, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>
- Gautheron, C., Zeitler, P.K., 2020. Noble Gases Deliver Cool Dates from Hot Rocks. *Elements* 16, 303–309. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.5.303>
- Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E.A., Schrag, D., Eiler, J.M., 2006. ¹³C–¹⁸O bonds in carbonate minerals: A new kind of paleothermometer 18.
- Gidon, M., 1997. Les chaînons subalpins au nord-est de Sisteron et l’histoire tectonique de la nappe de Digne. *Géologie Alp.* 73, 23–57.
- Gidon, M., 1990. Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alp.* 66, 39–55.
- Gidon, M., 1981. La structure de l’extrémité méridionale du massif de la Chartreuse aux abords de Grenoble et son prolongement en Vercors. *Géologie Alp.* 57, 93–107.
- Girault, J.-B., 2021. Exhumation du prisme collisionnel Ouest Alpin et évolution du bassin molassique: nouvelles données thermochronologiques et tectono-sédimentaires.
- 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>
- 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, 1–25.
- Godeau, N., 2018. Développement et application de la méthode Uranium-Plomb à la datation des carbonates diagénétiques dans les réservoirs pétroliers, et apport à la reconstruction temporelle de l’évolution des propriétés réservoir 322.
- Godeau, N., Deschamps, P., Guihou, A., Leonide, P., Tendil, A., Gerdes, A., Hamelin, B., Girard, J.-P., 2018. U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France. *Geology* 46, 247–250. <https://doi.org/10.1130/G39905.1>
- Goodfellow, B.W., Viola, G., Bingen, B., Nuriel, P., Kylander-Clark, A.R.C., 2017. Palaeocene faulting in SE Sweden from U-Pb dating of slickenfibres calcite. *Terra Nova* 29, 321–328. <https://doi.org/10.1111/ter.12280>
- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 45, 65–81.
- Gray, A., 1985. Solid sample introduction by laser ablation for inductively coupled plasma source mass spectrometry. *Analyst* 110, 551–556. <https://doi.org/10.1039/AN9851000551>
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling

- techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 79, 155–182. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(89\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0168-9622(89)90018-3)
- Grool, A.R., Ford, M., Vergés, J., Huismans, R.S., Christophoul, F., Dielforder, A., 2018. Insights Into the Crustal-Scale Dynamics of a Doubly Vergent Orogen From a Quantitative Analysis of Its Forelands: A Case Study of the Eastern Pyrenees. *Tectonics* 37, 450–476. <https://doi.org/10.1002/2017TC004731>
- Guendon, J.-L., Parron, C., Triat, J.-M., 1983. Incidences des alterations cretacees sur la notion de Siderolitique dans le Sud-Est de la France. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 41–50.
- Guieu, G., Roussel, J., 1990. Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provencal Basin (northwestern Mediterranean) In the light of Pyrenean Provencal Orogeny. *Tectonics* 9, 1113–1142.
- Günther, D., Frischknecht, R., A. Heinrich, C., Kahlert, H.-J., 1997. Capabilities of an Argon Fluoride 193 nm Excimer Laser for Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry Microanalysis of Geological Materials. *J. Anal. At. Spectrom.* 12, 939–944. <https://doi.org/10.1039/A701423F>
- Guo, W., Mosenfelder, J.L., Goddard, W.A., Eiler, J.M., 2009. Isotopic fractionations associated with phosphoric acid digestion of carbonate minerals: Insights from first-principles theoretical modeling and clumped isotope measurements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 7203–7225. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.071>
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.-P., Villeneuve, M., Viseur, S., 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *J. Geodyn.* 50, 81–93.
- Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.* 102, 121–158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>
- Hansman, R.J., Albert, R., Gerdes, A., Ring, U., 2018. Absolute ages of multiple generations of brittle structures by U-Pb dating of calcite. *Geology* 46, 207–210. <https://doi.org/10.1130/G39822.1>
- Hayes, J.M., 1983. Practice and Principles of Isotopic Measurements in Organic Geochemistry 25.
- Heller, B.M., Riffel, S.B., Allard, T., Morin, G., Roig, J.-Y., Couëffé, R., Aertgeerts, G., Derycke, A., Ansart, C., Pinna-Jamme, R., Gautheron, C., 2022. Reading the climate signals hidden in bauxite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 323, 40–73. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.02.017>
- Henkes, G.A., Passey, B.H., Grossman, E.L., Shenton, B.J., Pérez-Huerta, A., Yancey, T.E., 2014. Temperature limits for preservation of primary calcite clumped isotope paleotemperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 139, 362–382.
- Henry, C., Burkhard, M., Goffé, B., 1996. Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a Western Alps transect: no evidence for large-scale fluid

- flow. Stable isotope, major- and trace-element systematics. *Chem. Geol.* 127, 81–109. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00106-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00106-9)
- Hoareau, G., Crognier, N., Lacroix, B., Aubourg, C., Roberts, N.M.W., Niemi, N., Branellec, M., Beaudoin, N., Suárez Ruiz, I., 2021. Combination of $\Delta 47$ and U-Pb dating in tectonic calcite veins unravel the last pulses related to the Pyrenean Shortening (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 553, 116636. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116636>
- Hoefs, J., 2021. Variations of Stable Isotope Ratios in Nature, in: Hoefs, J. (Ed.), *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing, Cham, pp. 267–498. https://doi.org/10.1007/978-3-030-77692-3_3
- Hoefs, J., 2018. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-78527-1>
- Hofmann, F., Treffkorn, J., Farley, K.A., 2020. U-loss associated with laser-heating of hematite and goethite in vacuum during (U–Th)/He dating and prevention using high O₂ partial pressure. *Chem. Geol.* 532, 119350. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119350>
- Holden, N.E., Coplen, T.B., Böhlke, J.K., Tarbox, L.V., Benefield, J., Laeter, J.R. de, Mahaffy, P.G., O'Connor, G., Roth, E., Tepper, D.H., Walczyk, T., Wieser, M.E., Yoneda, S., 2018. IUPAC Periodic Table of the Elements and Isotopes (IPTEI) for the Education Community (IUPAC Technical Report). *Pure Appl. Chem.* 90, 1833–2092. <https://doi.org/10.1515/pac-2015-0703>
- Holmes, A., 1911. The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. Contain. Pap. Math. Phys. Character* 85, 248–256. <https://doi.org/10.1098/rspa.1911.0036>
- Houk, R.S., 1980. Robert Samuel Houk, in: *The Encyclopedia of Mass Spectrometry*. Elsevier, p. 121. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100379-4.00117-9>
- Huff, D.E., Holley, E., Guenther, W.R., Kaempfer, J.M., 2020. Fe-oxides in jasperoids from two gold districts in Nevada: Characterization, geochemistry, and (U–Th)/He dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 286, 72–102. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.014>
- Huntington, K.W., Eiler, J.M., Affek, H.P., Guo, W., Bonifacie, M., Yeung, L.Y., Thiagarajan, N., Passey, B., Tripathi, A., Daëron, M., Came, R., 2009. Methods and limitations of ‘clumped’ CO₂ isotope ($\Delta 47$) analysis by gas-source isotope ratio mass spectrometry. *J. Mass Spectrom.* 44, 1318–1329. <https://doi.org/10.1002/jms.1614>
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126, 152–168.
- Janots, E., Grand’Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., De Ascensão 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>
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112.
- Jensen, J.L., Siddoway, C.S., Reiners, P.W., Ault, A.K., Thomson, S.N., Steele-MacInnis, M., 2018. Single-crystal hematite (U–Th)/He dates and fluid inclusions document widespread Cryogenian sand injection in crystalline basement. *Earth Planet. Sci. Lett.* 500, 145–155. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.021>
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., others, 2011. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. *Geostand. Geoanalytical Res.* 35, 397–429.
- Jourdan, S., Bernet, M., Tricart, P., Hardwick, E., Paquette, J.-L., Guillot, S., Dumont, T., Schwartz, S., 2013. Short-lived, fast erosional exhumation of the internal western Alps during the late early Oligocene: Constraints from geothermochronology of pro- and retro-side foreland basin sediments. *Lithosphere* 5, 211–225. <https://doi.org/10.1130/L243.1>
- Jourdon, A., Rolland, Y., Petit, C., Bellahsen, N., 2014. Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane fold-and-thrust belt (SW Alps, France): Insights from balanced cross-sections. *Tectonophysics* 633, 143–155.
- Kalifi, A., Leloup, P.H., Sorrel, P., Galy, A., Demory, F., Spina, V., Huet, B., Quillévéré, F., Ricciardi, F., Michoux, D., 2021. Chronology of thrust propagation from an updated tectono-sedimentary framework of the Miocene molasse (western Alps). *Solid Earth* 12, 2735–2771.
- Kelley, S., 2002. K-Ar and Ar-Ar Dating. *Rev. Mineral. Geochem.* 47, 785–818. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.17>
- Kelly, S.D., Newville, M.G., Cheng, L., Kemner, K.M., Sutton, S.R., Fenter, P., Sturchio, N.C., Spötl, C., 2003. Uranyl Incorporation in Natural Calcite. *Environ. Sci. Technol.* 37, 1284–1287. <https://doi.org/10.1021/es025962f>
- Ketcham, R.A., Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 7779–7791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011>
- Kim, S.-T., Coplen, T.B., Horita, J., 2015. Normalization of stable isotope data for carbonate minerals: Implementation of IUPAC guidelines. *Geochim. Cosmochim. Acta* 158, 276–289.
- Kim, S.-T., O’Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3461–3475. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00169-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00169-5)
- Kralik, M., Klima, K., Riedmüller, G., 1987. Dating fault gouges. *Nature* 327, 315–317.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24.

- Lamy-Chappuis, B., Angus, D., Fisher, Q.J., Yardley, B.W., 2016. The effect of CO₂-enriched brine injection on the mechanical properties of calcite-bearing sandstone. *Int. J. Greenh. Gas Control* 52, 84–95.
- Lanari, P., Guillot, S., Schwartz, S., Vidal, O., Tricart, P., Riel, N., Beyssac, O., 2012. Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: evidence from P–T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France–Western Alps). *J. Geodyn.* 56, 39–54.
- Lanari, P., Rolland, Y., Schwartz, S., Vidal, O., Guillot, S., Tricart, P., Dumont, T., 2014. PTt estimation of syn-kinematic strain in low-grade rocks (< 300 C) using thermodynamic modelling and 40Ar/39Ar dating techniques: example of the Plan-de-Phasy shear zone (Briançonnais Zone, Western Alps). *Terra Nova* 26, 130–138.
- Lanzirotti, A., Hanson, G.N., 1995. U-Pb dating of major and accessory minerals formed during metamorphism and deformation of metapelites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 2513–2526. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00146-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00146-8)
- Lardeaux, J.M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N., Masson, F., 2006. A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova* 18, 412–422. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x>
- Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps–Ligurian basin junction (France–Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics* 467, 22–34.
- Lemoine, M., 1972. Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundsch.* 61, 975–1010.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Pet. Geol.* 3, 179–199.
- Li, Q., Parrish, R.R., Horstwood, M.S.A., McArthur, J.M., 2014. U–Pb dating of cements in Mesozoic ammonites. *Chem. Geol.* 376, 76–83. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.03.020>
- Lin, J., Liu, Y., Yang, Y., Hu, Z., 2016. Calibration and correction of LA-ICP-MS and LA-MC-ICP-MS analyses for element contents and isotopic ratios. *Solid Earth Sci.* 1, 5–27. <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2016.04.002>
- Linge, K.L., Jarvis, K.E., 2009. Quadrupole ICP-MS: Introduction to Instrumentation, Measurement Techniques and Analytical Capabilities. *Geostand. Geoanalytical Res.* 33, 445–467. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00039.x>
- Lippolt, H.J., Baehr, R., Boschmann, W., 1982. Studies concerning the diffusion of helium from ore minerals, Untersuchungen zur Diffusion von Helium aus Erzmineralien. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Germany.

- Lippolt, H.J., Wernicke, R.S., Bañer, R., 1995. Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): Concordant (U + Th)-He and K-Ar ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 43–51. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00046-F](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00046-F)
- Lloyd, M.K., Eiler, J.M., Nabelek, P.I., 2017. Clumped isotope thermometry of calcite and dolomite in a contact metamorphic environment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 197, 323–344. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.10.037>
- Lloyd, M.K., Ryb, U., Eiler, J.M., 2018. Experimental calibration of clumped isotope reordering in dolomite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 242, 1–20.
- Looser, N., Madritsch, H., Guillong, M., Laurent, O., Wohlwend, S., Bernasconi, S., 2021. Absolute Age and Temperature Constraints on Deformation Along the Basal Décollement of the Jura Fold-and-Thrust Belt From Carbonate U-Pb Dating and Clumped Isotopes. *Tectonics* 40, e2020TC006439.
- Lory, C., 1860. Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes): pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. F. Savy.
- Lucarelli, J.K., Carroll, H., Coplen, T.B., Elliott, B., Eagle, R., Tripathi, A., 2021. Equilibrated gas and carbonate standard-derived paired clumped isotope ($\Delta 47$ and $\Delta 48$) values on the absolute reference frame.
- Lucretius, T.C., 1708. *De rerum natura*. Chez Pierre Aubouyn.
- Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernández, M., Turco, E., Casciello, E., Torne, M., Pierantoni, P.P., Tunini, L., 2017. A New Southern North Atlantic Isochron Map: Insights Into the Drift of the Iberian Plate Since the Late Cretaceous. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 9603–9626. <https://doi.org/10.1002/2017JB014769>
- Mahaney, William C., 2020. The Hannibal enigma of 218 BC: a forensic exercise of importance to historical archeology. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.4007566>
- Maino, M., Casini, L., Ceriani, A., Decarlis, A., Di Giulio, A., Seno, S., Setti, M., Stuart, F.M., 2015. Dating shallow thrusts with zircon (U-Th)/He thermochronometry—The shear heating connection. *Geology* 43, 495–498. <https://doi.org/10.1130/G36492.1>
- Malusà, M.G., Guillot, S., Zhao, L., Paul, A., Solarino, S., Dumont, T., Schwartz, S., Aubert, C., Baccheschi, P., Eva, E., Lu, Y., Lyu, C., Pondrelli, S., Salimbeni, S., Sun, W., Yuan, H., 2021. The Deep Structure of the Alps Based on the CIFALPS Seismic Experiment: A Synthesis. *Geochem. Geophys. Geosystems* 22. <https://doi.org/10.1029/2020GC009466>
- Malusà, M.G., Zhao, L., Eva, E., Solarino, S., Paul, A., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Aubert, C., Salimbeni, S., others, 2017. Earthquakes in the western Alpine mantle wedge. *Gondwana Res.* 44, 89–95.
- Mangenot, P.X., 2017. Contributions du thermomètre $\Delta 47$ et du chronomètre U-Pb à l'étude de l'histoire diagénétique, thermique, et hydrogéologique des réservoirs carbonatés du Jurassique Moyen du bassin de Paris. 193.
- Mangenot, X., Deçoninck, J.-F., Bonifacie, M., Rouchon, V., Collin, P.-Y., Quesne, D., Gasparrini, M., Sizun, J.-P., 2019. Thermal and exhumation histories of the northern subalpine chains (Bauges and Bornes-France): Evidence from forward thermal modeling coupling clay mineral diagenesis, organic maturity and

- carbonate clumped isotope (Δ_{47}) data: XXXX. *Basin Res.* 31, 361–379. <https://doi.org/10.1111/bre.12324>
- Marchand, E., Séranne, M., Bruguier, O., Vinches, M., 2021. LA-ICP-MS dating of detrital zircon grains from the Cretaceous allochthonous bauxites of Languedoc (south of France): Provenance and geodynamic consequences. *Basin Res.* 33, 270–290. <https://doi.org/10.1111/bre.12465>
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *J. Struct. Geol.* 12, 973–986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- Martín-Chivelet, J., Floquet, M., García-Senz, J., Callapez, P.M., López-Mir, B., Muñoz, J.A., Barroso-Barcenilla, F., Segura, M., Soares, A.F., Dinis, P.M., 2019. Late Cretaceous post-rift to convergence in Iberia, in: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Springer, pp. 285–376.
- Masse, J.P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé Moyen en Provence: Révision du concept d'Isthme Durancien. *Rev Geogr Phys Geol Dynam* 18, 49–66.
- Mathey, M., Sue, C., Pagani, C., Baize, S., Walpersdorf, A., Bodin, T., Husson, L., Hannouz, E., Potin, B., 2021. Present-day geodynamics of the Western Alps: new insights from earthquake mechanisms. *Solid Earth* 12, 1661–1681. <https://doi.org/10.5194/se-12-1661-2021>
- Mathey, M., Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., Deprez, A., 2020. Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps. *Geophys. J. Int.* 222, 2136–2146. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa292>
- McDermott, R.G., Ault, A.K., Evans, J.P., Reiners, P.W., 2017. Thermochronometric and textural evidence for seismicity via asperity flash heating on exhumed hematite fault mirrors, Wasatch fault zone, UT, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 471, 85–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.020>
- McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, H.A., Urey, H.C., 1950. Improvements in Mass Spectrometers for the Measurement of Small Differences in Isotope Abundance Ratios. *Rev. Sci. Instrum.* 21, 724–730. <https://doi.org/10.1063/1.1745698>
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, in: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. De Gruyter, pp. 169–200. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-010>
- Meija, J., Coplen, T.B., Berglund, M., Brand, W.A., Bièvre, P.D., Gröning, M., Holden, N.E., Irrgeher, J., Loss, R.D., Walczyk, T., Prohaska, T., 2016. Atomic weights of the elements 2013 (IUPAC Technical Report). *Pure Appl. Chem.* 88, 265–291. <https://doi.org/10.1515/pac-2015-0305>
- Mercier, D., 1977. Les modalités de la transgression jurassique dans la zone Briançonnaise (Région de Briançon, Hautes Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique (Theses). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Michard, A., Dumont, T., Andreani, L., Loget, N., 2010. Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at

- the European paleomargin versus compressional event. *Bull. Société Géologique Fr.* 181, 565–581.
- Miller, C.B., Wheeler, P.A., 2012. *Biological Oceanography*. John Wiley & Sons.
- Miranda, T.S., Neves, S.P., Celestino, M.A.L., Roberts, N.M.W., 2020. Structural evolution of the Cruzeiro do Nordeste shear zone (NE Brazil): Brasiliano-Pan-African- ductile-to-brittle transition and Cretaceous brittle reactivation. *J. Struct. Geol.* 141, 104203. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104203>
- Montenat, C., Janin, M.-C., Barrier, P., 2004. L'accident du Toulourenc: une limite tectonique entre la plate-forme provençale et le Bassin vocontien à l'Aptien–Albien (SE France). *Comptes Rendus Geosci.* 336, 1301–1310.
- Moorbath, S., Taylor, P.N., Orpen, J.L., Treloar, P., Wilson, J.F., 1987. First direct radiometric dating of Archaean stromatolitic limestone. *Nature* 326, 865–867.
- Moser, A.C., Evans, J.P., Ault, A.K., Janecke, S.U., Bradbury, K.K., 2017. (U–Th)/He thermochronometry reveals Pleistocene punctuated deformation and synkinematic hematite mineralization in the Mecca Hills, southernmost San Andreas Fault zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 476, 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.039>
- Moss, S., 1992. Organic maturation in the French Subalpine Chains: regional differences in burial history and the size of tectonic loads. *J. Geol. Soc.* 149, 503–515. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0503>
- Mottram, C.M., Kellett, D.A., Barresi, T., Zwingmann, H., Friend, M., Todd, A., Percival, J.B., 2020. Syncing fault rock clocks: Direct comparison of U–Pb carbonate and K–Ar illite fault dating methods. *Geology* 48, 1179–1183. <https://doi.org/10.1130/G47778.1>
- Mugnier, J.-L., Arpin, R., Thouvenot, F., 1987. Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodin. Acta* 1, 125–137. <https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105131>
- Mugnier, J.-L., Loubat, H., Cannic, S., 1993. Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the Western Alps. *Bull. Société Géologique Fr.* 164, 697–708.
- Muirhead, D.K., Bond, C.E., Watkins, H., Butler, R.W.H., Schito, A., Crawford, Z., Marpino, A., 2020. Raman spectroscopy: an effective thermal marker in low temperature carbonaceous fold–thrust belts. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 490, 135–151. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-27>
- Nardini, N., Muñoz-López, D., Cruset, D., Cantarero, I., Martín-Martín, J.D., Benedicto, A., Gomez-Rivas, E., John, C.M., Travé, A., 2019. From early contraction to post-folding fluid evolution in the frontal part of the Bóixols thrust sheet (southern Pyrenees) as revealed by the texture and geochemistry of calcite cements. *Minerals* 9, 117.
- Negro, F., Bousquet, R., Vils, F., Pellet, C.-M., Hänggi-Schaub, J., 2013. Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemont-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. *Swiss J. Geosci.* 106, 63–78. <https://doi.org/10.1007/s00015-013-0119-7>
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Nicolich, Rinald., 1990. ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. *Mem Soc Geol Fr* 156, 15–27.

- Nielsen, S.B., Clausen, O.R., McGregor, E., 2017. basin%R_o: A vitrinite reflectance model derived from basin and laboratory data. *Basin Res.* 29, 515–536. <https://doi.org/10.1111/bre.12160>
- Nier, A.O., 1950. A Redetermination of the Relative Abundances of the Isotopes of Carbon, Nitrogen, Oxygen, Argon, and Potassium. *Phys. Rev.* 77, 789–793. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.77.789>
- Nier, A.O., 1947. A Mass Spectrometer for Isotope and Gas Analysis. *Rev. Sci. Instrum.* 18, 398–411. <https://doi.org/10.1063/1.1740961>
- Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., others, 2016. Present-day uplift of the western Alps. *Sci. Rep.* 6, 1–6.
- Nollet, S., Koerner, T., Kramm, U., Hilgers, C., 2009. Precipitation of fracture fillings and cements in the Buntsandstein (NW Germany) 13.
- Nouibat, A., Stehly, L., Paul, A., Schwartz, S., Bodin, T., Dumont, T., Rolland, Y., Brossier, R., Cifalps Team and AlpArray Working Group, 2022. Lithospheric transdimensional ambient-noise tomography of W-Europe: implications for crustal-scale geometry of the W-Alps. *Geophys. J. Int.* 229, 862–879. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab520>
- Nuriel, P., Weinberger, R., Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Craddock, J.P., 2017. The onset of the Dead Sea transform based on calcite age-strain analyses. *Geology* 45, 587–590. <https://doi.org/10.1130/G38903.1>
- O’Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969. Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, 5547–5558. <https://doi.org/10.1063/1.1671982>
- Ortega, R., Maire, R., Devès, G., Quinif, Y., 2005. High-resolution mapping of uranium and other trace elements in recrystallized aragonite–calcite speleothems from caves in the Pyrenees (France): Implication for U-series dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 911–923. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.045>
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P., 2002. Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windowst\$ 8.
- Pagel, M., Bonifacie, M., Schneider, D.A., Gautheron, C., Brigaud, B., Calmels, D., Cros, A., Saint-Bezar, B., Landrein, P., Sutcliffe, C., Davis, D., Chaduteau, C., 2018. Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining $\Delta 47$ temperature, $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ and U-Pb age. *Chem. Geol.* 481, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.026>
- Parizot, O., 2021. Expression et âge de la déformation intraplaque au front d’un orogène: du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central, France 391.
- Parizot, O., Missenard, Y., Barbarand, J., Blaise, T., Benedicto, A., Haurine, F., Sarda, P., 2022. How sensitive are intraplate inherited structures? Insight from the Cévennes Fault System (Languedoc, SE France). *Geol. Mag.* 1–13.
- Parizot, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A., Sarda, P., 2021. When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb

- geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova* 33, 551–559. <https://doi.org/10.1111/ter.12547>
- Parrish, R.R., Parrish, C.M., Lasalle, S., 2018. Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England. *J. Geol. Soc.* 175, 425–442. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-107>
- Pascal, C., 2021. *Paleostress Inversion Techniques: Methods and Applications for Tectonics*, 1st ed. ed. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Passey, B.H., Levin, N.E., Cerling, T.E., Brown, F.H., Eiler, J.M., 2010. High-temperature environments of human evolution in East Africa based on bond ordering in paleosol carbonates. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107, 11245–11249. <https://doi.org/10.1073/pnas.1001824107>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.* 26, 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Patterson, C., Tilton, G., Inghram, M., 1955. Age of the Earth. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.121.3134.69>
- Pauling, L., Hendricks, S.B., 1925. The crystal structures of hematite and corundum. *J. Am. Chem. Soc.* 47, 781–790. <https://doi.org/10.1021/ja01680a027>
- Petersen, G.M., Cesca, S., Kriegerowski, M., the AlpArray Working Group, 2019. Automated Quality Control for Large Seismic Networks: Implementation and Application to the AlpArray Seismic Network. *Seismol. Res. Lett.* 90, 1177–1190. <https://doi.org/10.1785/0220180342>
- Peverelli, V., Ewing, T., Rubatto, D., Wille, M., Berger, A., Villa, I.M., Lanari, P., Pettke, T., Herwegh, M., 2021. U–Pb geochronology of epidote by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) as a tool for dating hydrothermal-vein formation. *Geochronology* 3, 123–147.
- Peyrotty, G., Brigaud, B., Martini, R., 2020. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, trace elements and REE in situ measurements coupled with U–Pb ages to reconstruct the diagenesis of upper triassic atoll-type carbonates from the Panthalassa Ocean. *Mar. Pet. Geol.* 120, 104520. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104520>
- Philippe, Y., Deville, E., Mascle, A., 1998. Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 134, 239–262. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.134.01.11>
- Poulain, P.A., 1977. *Les eaux minérales et thermominérales dans le département des Hautes-Alpes- Alpes françaises*. 197.
- Prajapati, N., Selzer, M., Nestler, B., Busch, B., Hilgers, C., 2018. Modeling fracture cementation processes in calcite limestone: a phase-field study. *Geotherm. Energy* 6, 7. <https://doi.org/10.1186/s40517-018-0093-4>
- Prohaska, T., Irrgeher, J., Benefield, J., Böhlke, J.K., Chesson, L.A., Coplen, T.B., Ding, T., Dunn, P.J.H., Gröning, M., Holden, N.E., Meijer, H.A.J., Moossen, H., Possolo, A., Takahashi, Y., Vogl, J., Walczyk, T., Wang, J., Wieser, M.E.,

- Yoneda, S., Zhu, X.-K., Meija, J., 2022. Standard atomic weights of the elements 2021 (IUPAC Technical Report). *Pure Appl. Chem.* 94, 573–600. <https://doi.org/10.1515/pac-2019-0603>
- Rasbury, E.T., Cole, J.M., 2009. Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates. *Rev. Geophys.* 47, RG3001. <https://doi.org/10.1029/2007RG000246>
- Rasbury, E.T., Hanson, G.N., Meyers, W.J., Holt, W.E., Goldstein, R.H., Saller, A.H., 1998. U-Pb dates of paleosols: Constraints on late Paleozoic cycle durations and boundary ages. *Geology* 26, 403–406. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0403:UPDOPC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0403:UPDOPC>2.3.CO;2)
- Rasbury, E.T., Hanson, G.N., Meyers, W.J., Saller, A.H., 1997. Dating of the time of sedimentation using U-Pb ages for paleosol calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1525–1529. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00043-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00043-4)
- Rasbury, E.T., Meyers, W.J., Hanson, G.N., Goldstein, R.H., Saller, A.H., 2000. Relationship of Uranium to Petrography of Caliche Paleosols with Application to Precisely Dating the Time of Sedimentation. *J. Sediment. Res.* 70, 604–618. <https://doi.org/10.1306/2DC4092B-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Reeder, R.J., Nugent, M., Lamble, G.M., Tait, C.D., Morris, D.E., 2000. Uranyl Incorporation into Calcite and Aragonite: XAFS and Luminescence Studies. *Environ. Sci. Technol.* 34, 638–644. <https://doi.org/10.1021/es990981j>
- Reiners, P., Ehlers, T., Zeitler, P., 2005. Past, present, and future of thermochronology. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 1–18.
- Reiners, P.W., Chan, M.A., Evenson, N.S., 2014. (U-Th)/He geochronology and chemical compositions of diagenetic cement, concretions, and fracture-filling oxide minerals in Mesozoic sandstones of the Colorado Plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.* 126, 1363–1383. <https://doi.org/10.1130/B30983.1>
- Renaud, J.-P., 2010. L'itinéraire transalpin d'Hannibal: l'énigme et sa résolution géographique (These de doctorat). Montpellier 3.
- Ricchi, E., Bergemann, C., Gnos, E., Berger, A., Rubatto, D., Whitehouse, M., 2019. Constraining deformation phases in the Aar Massif and the Gotthard Nappe (Switzerland) using Th-Pb crystallization ages of fissure monazite-(Ce). *Lithos* 342, 223–238.
- 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, 1–27.
- Ring, U., Gerdes, A., 2016. Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc: Alpenrhein-Bodensee graben system. *Tectonics* 35, 1367–1391. <https://doi.org/10.1002/2015TC004085>
- Rioux, M., Garber, J., Bauer, A., Bowering, S., Searle, M., Kelemen, P., Hacker, B., 2016. Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: New constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision U–Pb zircon geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 451, 185–195.

- Roberts, G.P., 1994. Displacement localization and palaeo-seismicity of the Rencurel Thrust Zone, French Sub-Alpine Chains. *J. Struct. Geol.* 16, 633–646. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90115-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90115-5)
- Roberts, N.M., Holdsworth, R.E., 2022. Timescales of faulting through calcite geochronology: A review. *J. Struct. Geol.* 104578.
- Roberts, N.M.W., Walker, R.J., 2016. U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. *Geology* 44, 531–534. <https://doi.org/10.1130/G37868.1>
- Roberts, N.M.W., Žák, J., Vacek, F., Sláma, J., 2021. No more blind dates with calcite: Fluid-flow vs. fault-slip along the Očkov thrust, Prague Basin. *Geosci. Front.* 12, 101143. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101143>
- Roberts, N.M.W., Drost, K., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., Chew, D., Drake, H., Milodowski, A.E., McLean, N.M., Smye, A.J., Walker, R.J., Haslam, R., Hodson, K., Imber, J., Beaudoin, N., Lee, J.K., 2020. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U–Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and limitations. *Geochronology* 2, 33–61. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-33-2020>
- Roberts, N.M.W., Rasbury, E.T., Parrish, R.R., Smith, C.J., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., 2017. A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Geochem. Geophys. Geosystems* 18, 2807–2814. <https://doi.org/10.1002/2016GC006784>
- Rolland, Y., Cox, S.F., Corsini, M., 2009. Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). *J. Struct. Geol.* 31, 1377–1394. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.003>
- Rolland, Y., Hässig, M., Bosch, D., Bruguier, O., Melis, R., Galoyan, G., Topuz, G., Sahakyan, L., Avagyan, A., Sosson, M., 2020. The East Anatolia–Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling. *Geosci. Front.* 11, 83–108.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., Nicollet, C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodin. Acta* 13, 133–148.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Jolivet, L., 2012. Deciphering orogenic evolution. *J. Geodyn.* 56, 1–6.
- 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). *J. Geodyn.* 101, 88–108.
- Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.-M., 2008. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 299, 293–315. <https://doi.org/10.1144/SP299.18>
- Rollion-Bard, C., Mangin, D., Champenois, M., 2007. Development and Application of Oxygen and Carbon Isotopic Measurements of Biogenic Carbonates by Ion

- Microprobe. *Geostand. Geoanalytical Res.* 31, 39–50. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2007.00834.x>
- Rollmann, G., Rohrbach, A., Entel, P., Hafner, J., 2004. First-principles calculation of the structure and magnetic phases of hematite. *Phys. Rev. B* 69, 165107. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.69.165107>
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C., Augier, R., 2020. Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms Reconstructions détaillées de la Méditerranée occidentale depuis 35 Ma, implications en terme de mécanismes moteur. *Bull. Société Géologique Fr.* 191.
- Romanek, C.S., Grossman, E.L., Morse, J.W., 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 419–430. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90142-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90142-6)
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129.
- Rosenberg, C.L., Bellahsen, N., Rabaute, A., Girault, J.-B., 2021. Distribution, style, amount of collisional shortening, and their link to Barrovian metamorphism in the European Alps. *Earth-Sci. Rev.* 222, 103774.
- Rosman, K.J.R., Taylor, P.D.P., 1998. Isotopic compositions of the elements 1997 (Technical Report). *Pure Appl. Chem.* 70, 217–235. <https://doi.org/10.1351/pac199870010217>
- 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.
- Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S., 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). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 245, 373–396.
- Rothe, J.P., 1942. La séismicité des Alpes occidentales. *Bull. Société Géologique Fr.* 5, 295–320.
- Rubatto, D., Gebauer, D., Compagnoni, R., 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia–Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 141–158. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00031-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00031-X)
- Rubatto, D., Hermann, J., 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2173–2187.
- Russo, R.E., Mao, X.L., Borisov, O.V., Liu, H., 2000. Influence of wavelength on fractionation in laser ablation ICP-MS 6.
- Salimbeni, S., Malusà, M.G., Zhao, L., Guillot, S., Pondrelli, S., Margheriti, L., Paul, A., Solarino, S., Aubert, C., Dumont, T., others, 2018. Active and fossil mantle flows in the western Alpine region unravelled by seismic anisotropy analysis and high-resolution P wave tomography. *Tectonophysics* 731, 35–47.

- Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Olliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux, J.-M., Marquer, D., 2011. Dating low-temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos* 125, 521–536.
- Savaton, P., 2003. Les cartes avant les cartes. Les cartes géologiques départementales : la première cartographie détaillée de la France. *Trav. Com. Fr. Hist. Géologie 3ème série*, 53–74.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 93–117. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>
- Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62–85. <https://doi.org/10.1029/1999TC900057>
- Schoene, B., 2014. U–Th–Pb Geochronology, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 341–378. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>
- Schori, M., Zwaan, F., Schreurs, G., Mosar, J., 2021. Pre-existing basement faults controlling deformation in the Jura Mountains fold-and-thrust belt: insights from analogue models. *Tectonophysics* 814, 228980.
- Schwartz, S., Gautheron, C., Audin, L., Dumont, T., Nomade, J., Barbarand, J., Pinna-Jamme, R., van der Beek, P., 2017. Foreland exhumation controlled by crustal thickening in the Western Alps. *Geology* 45, 139–142.
- Schwartz, S., Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., Vidal, O., 2009. Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge (Queyras Schistes lustrés, western Alps): Evidences for tilting during Alpine collision. *GSA Bull.* 121, 502–518. <https://doi.org/10.1130/B26223.1>
- 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.
- Seward, D., Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806.
- Siddans, A.W.B., 1979. Arcuate fold and thrust patterns in the Subalpine chains of Southeast France. *J. Struct. Geol.* 1, 117–126.
- Simonetti, M., Carosi, R., Montomoli, C., Cottle, J.M., Law, R.D., 2020. Transpressive deformation in the southern european variscan belt: new insights from the aiguilles rouges massif (Western Alps). *Tectonics* 39, e2020TC006153.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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>
- Smeraglia, L., Looser, N., Fabbri, O., Choulet, F., Guillong, M., Bernasconi, S.M., 2021. U–Pb dating of middle Eocene–Pliocene multiple tectonic pulses in the Alpine foreland. *Solid Earth* 12, 2539–2551.
- Smeraglia, L., Fabbri, O., Choulet, F., Buatier, M., Boulvais, P., Bernasconi, S.M., Castorina, F., 2020. Syntectonic fluid flow and deformation mechanisms within

- the frontal thrust of a foreland fold-and-thrust belt: Example from the Internal Jura, Eastern France. *Tectonophysics* 778, 228178. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228178>
- Smeraglia, L., Aldega, L., Billi, A., Carminati, E., Di Fiore, F., Gerdes, A., Albert, R., Rossetti, F., Vignaroli, G., 2019. Development of an Intrawedge Tectonic Mélange by Out-of-Sequence Thrusting, Buttressing, and Intraformational Rheological Contrast, Mt. Massico Ridge, Apennines, Italy. *Tectonics* 38, 1223–1249. <https://doi.org/10.1029/2018TC005243>
- Smith, P.E., Farquhar, R.M., 1989. Direct dating of Phanerozoic sediments by the ²³⁸U–²⁰⁶Pb method. *Nature* 341, 518–521. <https://doi.org/10.1038/341518a0>
- Soddy, F., 1913. Intra-atomic Charge. *Nature* 92, 399–400. <https://doi.org/10.1038/092399c0>
- Spang, J.H., 1972. Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 467. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[467:NMFDAO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[467:NMFDAO]2.0.CO;2)
- Spruženiece, L., Späth, M., Urai, J.L., Ukar, E., Selzer, M., Nestler, B., Schwedt, A., 2020. Formation of wide-blocky calcite veins by extreme growth competition. *J. Geol. Soc.* 178, jgs2020-104. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-104>
- Stehly, L., Vial, B., Langlais, M., 2021. Sismicité autour de la commune de Montgenèvre et observation sismique et géodésique des Alpes 5.
- Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T.W., Willett, S.D., Faccenna, C., Di Giulio, A., Spada, G., Jolivet, L., Valla, P., Petit, C., Nocquet, J.-M., Walpersdorf, A., Castelltort, S., 2019. Present-day uplift of the European Alps: Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth-Sci. Rev.* 190, 589–604. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.005>
- Stolper, D.A., Eiler, J.M., 2015. The kinetics of solid-state isotope-exchange reactions for clumped isotopes: A study of inorganic calcites and apatites from natural and experimental samples. *Am. J. Sci.* 315, 363–411. <https://doi.org/10.2475/05.2015.01>
- Strutt, R.J., 1909. The accumulation of helium in geological time.-II. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. Contain. Pap. Math. Phys. Character* 83, 96–99. <https://doi.org/10.1098/rspa.1909.0081>
- Strutt, R.J., 1906. On the distribution of radium in the Earth's crust and on the Earth's internal heat. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. Contain. Pap. Math. Phys. Character* 77, 472–485.
- Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique (phdthesis). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22.
- Sue, C., Tricart, P., 1999. Late alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, western Alps. *Eclogae Geol. Helvetiae* 92, 171–181.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allan, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an

- overview. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1101–1129. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0181-3>
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 25611–25622.
- Swart, P.K., Burns, S.J., Leder, J.J., 1991. Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 86, 89–96. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90055-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90055-2)
- Sylvester, P.J., 2005. Laser Ablation ICP-MS Developments and Trends for 2003. *Geostand. Geoanalytical Res.* 29, 41–52. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00654.x>
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, Gille., Thouvenot, F., Vialon, P., 1990. Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). *Mém. Société Géologique Fr.* 156, 217–226.
- Tartese, R., Boulvais, P., Poujol, M., Gloaguen, E., Cuney, M., 2013. Uranium Mobilization from the Variscan Questembert Syntectonic Granite During Fluid-Rock Interaction at Depth. *Econ. Geol.* 108, 379–386. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.2.379>
- Thomas, R., 2008. *Practical Guide to ICP-MS: A Tutorial for Beginners*, Second Edition, 2nd ed. CRC Press, Boca Raton. <https://doi.org/10.1201/9781420067873>
- Thouvenot, F., Fréchet, J., 2006. Seismicity along the northwestern edge of the Adria microplate, in: *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*. Springer, pp. 335–349.
- Thouvenot, Fran., Paul, A., Senechal, G., Hirn, A., Nicolich, Rinald., 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mém Soc Géol Fr.* 156, 97–106.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sci.* 284, 97–120.
- Tricart, P., 1980. *Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux : évolution structurale d'une chaîne de collision. (phdthesis)*. Université Louis Pasteur - Strasbourg I.
- Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S., Sue, C., 2006. The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect. *Bull. Société Géologique Fr.* 177, 299–310.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., Lardeaux, J.-M., 2001. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Société Géologique Fr.* 172, 49–58.
- Tricart, P., Sue, C., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. <https://doi.org/10.5169/SEALS-168659>

- Tricart, P., Van Der Beek, P., Schwartz, S., Labrin, E., 2007. Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *J. Geol. Soc.* 164, 163–174. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-174>
- Turner, F.J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci.* 251, 276–298.
- Ukar, E., Laubach, S.E., 2016. Syn- and postkinematic cement textures in fractured carbonate rocks: Insights from advanced cathodoluminescence imaging. *Tectonophysics, The role of fluids in faulting and fracturing in carbonates and other upper crustal rocks* 690, 190–205. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.001>
- Uysal, I., Feng, Y., Zhao, J., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding, S., Lawrence, M., Collerson, K., 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 450–462. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.004>
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Bolhar, R., Işik, V., Baublys, K.A., Yago, A., Golding, S.D., 2011. Seismic cycles recorded in late Quaternary calcite veins: Geochronological, geochemical and microstructural evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 303, 84–96. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.039>
- Valla, P.G., Shuster, D.L., Van Der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nat. Geosci.* 4, 688–692.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater 30.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* 9, 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470.
- Vernon, A.J., Van Der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rahn, M.K., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 316–329.
- Veizinet, A., Thomassot, E., Pearson, D.G., Stern, R.A., Luo, Y., Sarkar, C., 2019. Extreme $\delta^{18}\text{O}$ signatures in zircon from the Saglek Block (North Atlantic Craton) document reworking of mature supracrustal rocks as early as 3.5 Ga. *Geology* 47, 605–608. <https://doi.org/10.1130/G46086.1>
- Wagner, G.A., Reimer, G.M., 1972. Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 263–268. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90018-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90018-0)
- Walker, J., Cliff, R.A., Latham, A.G., 2006. U-Pb isotopic age of the StW 573 hominid from Sterkfontein, South Africa. *Science* 314, 1592–1594.

- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., Deprez, A., the RENAG team, 2018. Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics* 37, 3721–3737. <https://doi.org/10.1029/2018TC005054>
- Watkins, J.M., Nielsen, L.C., Ryerson, F.J., DePaolo, D.J., 2013. The influence of kinetics on the oxygen isotope composition of calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 375, 349–360. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.054>
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974–1002.
- Wells, M.A., Danišić, M., McInnes, B.I.A., Morris, P.A., 2019. (U-Th)/He-dating of ferruginous duricrust: Insight into laterite formation at Boddington, WA. *Chem. Geol.* 522, 148–161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.05.030>
- Weremeichik, J.M., Gabitov, R.I., Thien, B.M.J., Sadekov, A., 2017. The effect of growth rate on uranium partitioning between individual calcite crystals and fluid. *Chem. Geol.* 450, 145–153. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.026>
- Wernicke, R.S., Lippolt, H.J., 1994. Dating of vein Specularite using internal (U+Th)/4He isochrons. *Geophys. Res. Lett.* 21, 345–347. <https://doi.org/10.1029/94GL00014>
- Wernicke, R.S., Lippolt, H.J., 1993. Botryoidal hematite from the Schwarzwald (Germany): heterogeneous uranium distributions and their bearing on the helium dating method. *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, 287–300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90031-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90031-4)
- Williams, R.T., Mozley, P.S., Sharp, W.D., Goodwin, L.B., 2019. U-Th dating of syntectonic calcite veins reveals the dynamic nature of fracture cementation and healing in faults. *Geophys. Res. Lett.* 46, 12900–12908.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., 2001. Strontium, Neodymium and Lead Isotope Analyses of NIST Glass Certified Reference Materials: SRM 610, 612, 614. *Geostand. Geoanalytical Res.* 25, 261–266. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00601.x>
- Woodhead, J.D., Horstwood, M.S.A., Cottle, J.M., 2016. Advances in Isotope Ratio Determination by LA-ICP-MS. *Elements* 12, 317–322. <https://doi.org/10.2113/gselements.12.5.317>
- Zeck, H.P., 1999. Alpine plate kinematics in the western Mediterranean: a westward-directed subduction regime followed by slab roll-back and slab detachment. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 156, 109–120. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.07>
- Zhao, L., Malusà, M.G., Yuan, H., Paul, A., Guillot, S., Lu, Y., Stehly, L., Solarino, S., Eva, E., Lu, G., Bodin, T., 2020. Evidence for a serpentinized plate interface favouring continental subduction. *Nat. Commun.* 11, 2171. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15904-7>
- Zhao, L., Paul, A., Guillot, S., Solarino, S., Malusà, M.G., Zheng, T., Aubert, C., Salimbeni, S., Dumont, T., Schwartz, S., others, 2015. First seismic evidence for continental subduction beneath the Western Alps. *Geology* 43, 815–818.

- Zhao, Liang, Paul, A., Malusà, M.G., Xu, X., Zheng, T., Solarino, S., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Salimbeni, S., Aubert, C., Pondrelli, S., Wang, Q., Zhu, R., 2016. Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution *P* wave tomography: Continuity of the Alpine Slab. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8720–8737. <https://doi.org/10.1002/2016JB013310>
- Zhao, L., Paul, A., Solarino, S., RESIF, 2016. Seismic network YP: CIFALPS temporary experiment (China-Italy-France Alps seismic transect). RESIF Réseau Sismol. Géod. Fr.
- Zhao, Y., Wei, W., Santosh, M., Hu, J., Wei, H., Yang, J., Liu, S., Zhang, G., Yang, D., Li, S., 2022. A review of retrieving pristine rare earth element signatures from carbonates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 586, 110765. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110765>
- Zheng, Y.-F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.* 33, 109–126. <https://doi.org/10.2343/geochemj.33.109>

Remerciements

Cette histoire commence bien au-delà de mes trois années de thèse... Au cours de mon enfance, les échantillons de roche de mon grand-père qui décoraient la maison, piquèrent ma curiosité et mon émerveillement. A chaque balade, je remplissais le sac de randonnée de mes parents avec tous les cailloux que je trouvais. Mais contrairement à la plupart des enfants, cette passion n'a pas disparu. Au collège, je savais ce que je voulais faire : devenir géologue ! Suivant cette idée, j'ai contacté Eric Lewin du laboratoire d'ISTerre de Grenoble pour mon stage de troisième. J'ai rencontré un homme passionné et passionnant dont le bureau est légendaire, jusqu'à apparaître dans les pages de Spirou magazine. Pour ceux qui ont eu la chance de lire ce numéro (dont une page est accrochée sur la porte du bureau d'Eric), c'est une représentation minimisée de la réalité ! Sa tête ne dépassait même pas les piles d'articles et autres tableaux de données, entassées sur son bureau. J'ai aussi rencontré Jérôme Nomade pour la première fois, qui me confiera plus tard ironiquement : « Eric avait le choix entre marcher avec une jambe de bois ou être suivi par un petit pingouin pendant 1 semaine chaque année ». Quel bonheur d'avoir été ce petit pingouin et touché d'émotion quant au cours de ma thèse, j'ai croisé un petit collégien en stage de troisième avec Eric. Sûrement que sans une de ces deux histoires, je ne serais pas ici à écrire ces mots. Merci Eric d'avoir su faire germer cette passion.

Le seul vœu que je formule à la fin du lycée est d'aller à la fac en géoscience avec pour objectif de soutenir une thèse. Mon chemin croise à nouveau celui de Jérôme dont la manière d'enseigner me touche particulièrement. Un franc-parler et une proximité, toujours là en cas de besoin. Essayer de tirer le maximum de chacun, avec un accompagnement quelquefois « borderline » mais souvent juste. Je garde encore une bosse sur la tête lorsque sur le terrain, bercé par le transport, je m'endors la tête contre la vitre de droite et que voyant cela, Jérôme prend un virage large qui déplace l'ensemble de mon corps sur la gauche, suivit d'un brusque coup de volant qui me fait m'éclater la tête sur la vitre. Souvent juste, je disais ? Ça n'enlève pas l'énorme respect que j'ai pour toi, ton travail, ta personnalité un peu speed et ton humour. Au cours de ma licence, je découvre la géochimie avec les cours de Carole Cordier qui me plaisent énormément. Etudiant somme toute moyen, je suis tout de même accepté en master géoressources et dès le début d'année, je me renseigne pour faire un stage dans ce domaine avec Carole. Par le plus grand des hasards, ce stage est aussi en collaboration avec Eric... C'est un signe du destin ! Après avoir soutenu mon stage de M1 en short, je pars à la recherche d'un stage de M2 dans le domaine de la géochimie. Jérôme m'indique alors qu'un de ses collègues et amis, propose un sujet avec des datations de minéraux, un peu de géochimie et du terrain. Je rencontre pour la première fois Stéphane Schwartz ! Le courant passe bien, le sujet m'intéresse et une thèse peut potentiellement suivre. « On va sur le terrain à la fin du mois, ça serait bien si tu pouvais venir avec nous » me précise-t-il à la fin d'un entretien. Après deux ou trois péripéties administratives qui tournent très bien en ma faveur, je suis sur le terrain pour 1 semaine dans les Alpes Internes, proches de Briançon, accompagné de Thierry Dumont que j'avais rencontré durant ma licence et le master, et spécialiste des superbes contrepèteries sur le talky-walky ! Je n'oublie pas Yann Rolland et ces parents dont les aventures me tenaient en haleine au moment du repas dans le joli gîte de Tournoux. Les chiens ne font pas des chats... Le terrain et le stage se passent très bien, RIP FP18-12. Un grand merci à vous trois pour l'ensemble de votre œuvre !

J'ai l'opportunité d'aller au laboratoire GEOPS à Orsay pour faire mes analyses isotopiques et j'y rencontre Benjamin Brigaud, Aurélie Noret et Frédéric Haurine qui m'ont tous les trois extrêmement bien accompagné et aidé pour l'ensemble de mes travaux par la suite. Je fais aussi la connaissance de Cécile Gautheron et de Rosella Pinna-Jamme, et les premiers échantillons d'hématite sont lancés dans les fourneaux. Je soutiens mon stage non plus en short, mais avec ma jolie veste de présentateur !

Puis je débute ma thèse, je donne des cours aux étudiants, je fais de la recherche, ça y est le marathon commence, en compagnie d'autres doctorants devenus familiers, Ahmed, Maxime, Marion, Thibaut et de nouvelles rencontres, William, Marianna et bien d'autres qui suivirent. Le premier objectif de ma thèse consiste à dater les échantillons caractérisés pendant le stage de M2 avec les différentes générations de calcites identifiées. Premier voyage jusqu'au CEREGE avec Yann et Stéphane. Je rencontre Pierre Deschamps qui nous a aussi accompagnés sur le terrain par la suite, racontant ses péripéties dans les déserts, similaires à celles de la famille Rolland. Je me présente à Abel Guihou et Nicolas Godeau qui font partie de l'équipe de Pierre avec qui nous allons travailler. Un grand merci à vous pour ces semaines inoubliables pleines de tension à nous demander si nos calcites vont être datables, pour vos nombreuses relectures, pour toutes les connaissances sur la géochimie et autres que vous m'avez transmises ainsi que tous les moments humains que nous avons partagés.

Au cours de ma deuxième année de thèse, je rencontre Dorian Bienveignant qui va faire son stage de M2 avec moi sur les massifs subalpins. Je découvre un ami passionné, plein d'énergie, déterminé et surtout extrêmement compétent, bien plus que moi, alors qu'un stage de M2 et un début de thèse nous séparent... Des moments inoubliables sur le terrain, quelques blagues au laboratoire (pas assez à mon goût) et surtout des semaines d'analyses hautes en couleurs dans les différents laboratoires où nous sommes passés.

Ma thèse s'est déroulée entre Edytem et ISTERRE Grenoble (surtout Grenoble) mais j'ai toujours apprécié mes petits séjours à Edytem qui ont été rendus agréables par de nombreuses discussions et une efficacité dans le travail à souligner. Un grand merci à Magali Rossi, Joseph Martinod, Anne-Lise Develle sans oublier mes chaleureux remerciements à Fayçal Soufi ! Mes pensées vont aussi à l'équipe de doctorants, bien que peu présent à Chambéry, je me sentais toujours très bien accueilli, merci à William, Tanguy, Aurélie, Mathilde, Julia...

Je remercie aussi l'équipe du BRGM pour leur implication dans ce projet, notamment Denis Thieblemont et Jérémie Melleton.

Je n'oublie pas de terminer par ma famille présente à mes côtés tout au long de ce projet de vie. Merci d'avoir été un pilier sans faille (ironique pour ma thèse) pendant cette fin de thèse plus que compliquée. Que ce soit les nombreuses relectures ou les coups de téléphones pour prendre des nouvelles, encore un grand merci. C'est un nouvel homme qui sort de cette expérience et je sais maintenant que je suis capable de déplacer des montagnes ou du moins de dater certains de leurs mouvements...

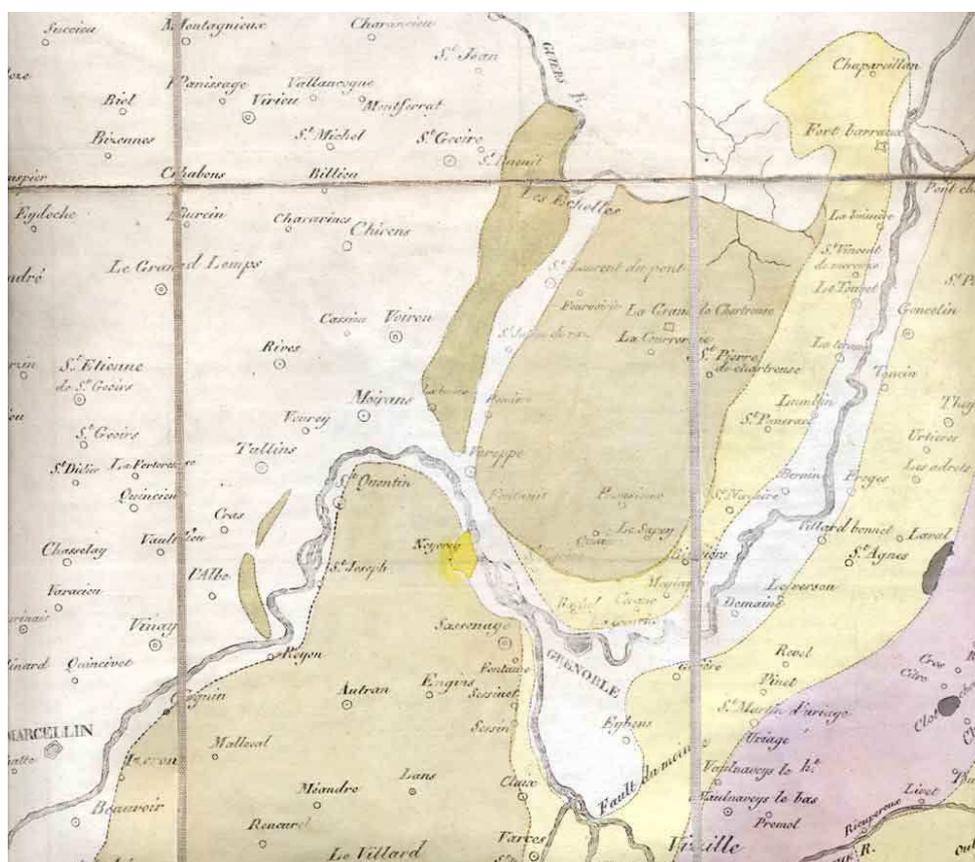


Merci à tous pour cette aventure formidable !!!

Annexe 1 : Vulgarisation

L'Histoire de la cartographie alpine

Les Alpes Occidentales sont une des chaînes de montagne les plus étudiées dans le monde (Dumont et al., 2022). Mais tout travail commence quelque part, c'est en 1825 qu'Armand Dufrénoy et Elie de Beaumont se voient confié la tâche gargantuesque de produire les cartes géologiques de tous les départements français, avec pour finalité une harmonisation d'une carte de la France au 1/500 000^{ème} (Savaton, 2003). A cette époque, la carte la plus aboutie était celle de Jean-Etienne Guettard qui recensait les gites minéralogiques et la carte des environs de Paris de Georges Cuvier et Alexandre Brongniart de 1811 (dont les terrains sont distingués en fonction de leur contenu fossilifère). Concernant le département des Hautes-Alpes, c'est en grande partie à Emile Gueymard (titulaire de la première chaire d'histoire naturelle de Grenoble en 1824) que cette tâche a été confiée (Debelmas, 2001).



Annexe 1 Extrait de la carte géologique de la Savoie, par Emile Gueymard 1831 (Savaton, 2003).

La campagne de terrain est effectuée entre 1825 et 1834 et la carte est publiée en 1840 (Dufrénoy and Elie de Beaumont, 1840). Souffrant de l'absence de norme de classification, d'harmonisation des représentations, ces cartes ont mis en évidence l'importance de ces concepts de base pour l'établissement d'une cartographie moderne. A l'Exposition universelle de 1855, vingt feuilles à l'échelle 1/80000 avec une codification unifiée, construites à partir de ces cartes départementales, y sont présentées. En 1868, la France est découpée non plus en départements, mais en

feuilles de 1/80000 et un nouveau chantier est mis en place par le Service de la carte géologique détaillée de la France. Les travaux sur les Alpes commencèrent à proprement parler avec le successeur de Emile Gueymard à la chaire des sciences naturelles de Grenoble (renommée « Géologie et Minéralogie »), Charles Lory (Debelmas, 2001). A une époque où la valeur stratigraphique des fossiles est discutée, les Alpes ne sont pas complètement cartographiées, Charles Lory va définir le premier schéma d'organisation générale des Alpes dont les limites des domaines définit esquissent la nomenclature actuellement admise (Lory, 1860). En effet, il identifie 4 domaines en plus des chaînons subalpins :

- (1) Les massifs centraux cristallins (actuellement Massifs cristallins externes) ;
- (2) Les schistes de Tarentaise et du Valais (actuellement la zone valaisanne, subbriançonnaise et le flysch de l'Embrunais) ;
- (3) Les grès anthracifères (actuellement la zone houillère) ;
- (4) La zone du Briançonnais (séparé par la suite en zones briançonnaise et piémontaise)

Les travaux sur les Alpes continuent avec Wilfried Kilian qui succède à Charles Lory en 1899. L'apport de Wilfried Kilian sur la connaissance des Alpes est considérable et est résumé de manière non exhaustive par les 3 découvertes majeures suivantes :

- (1) Les nappes de charriage / (2) le géosynclinal / (3) Le mobilisme continental.

En plus de cela, la cartographie d'une grande partie des Alpes lui a été attribuée avec l'aide de Pierre Termier et d'autres collaborateurs (Debelmas, 2001). Le terrain était posé et dans ce terreau fertile, de nombreux géologues de renom prirent la suite de ces travaux, Maurice Gignoux, Léon Moret, Marcel Lemoine, Jacques Debelmas, Maurice Gidon (dédicace spéciale à son apport immense à la vulgarisation de la géologie via son site Geol-alp et une pensée aux nombreux étudiants à qui ce site a sauvé de nombreux devoirs), Pierre Tricart pour ne citer qu'une liste non exhaustive.

De l'atome vers la décroissance radioactive

Les premières considérations d'atome sont philosophiques et proviennent de discussions entre le philosophe grec Leucippe et son disciple Démocrite en 450 avant J.C. retranscrit par Lucrèce dans son livre « *De Rerum Natura* » (Lucretius, 77 avant JC). En observant la plage depuis les dunes la surplombant, ils constatent qu'en étant loin de celle-ci, elle semble être un bloc homogène tandis que lorsque que l'on se rapproche suffisamment de celle-ci, on se rend compte qu'elle est composée de petits grains. Ils étendent cette réflexion à la matière en général, la matière serait composée de plus petites briques qui ne sont pas visibles. Ces briques pourraient être elles-mêmes séparés en plus petits morceaux qui la compose. Au bout de cette réflexion, ils posent tout de même une limite, le corps ne pourrait pas être divisé à l'infini sinon l'univers et l'être humain contiendraient une infinité de mondes ce qui leur parais absurde. Ils introduisent donc le terme « atomos » qui signifie ce que l'on « ne peut pas couper », les briques élémentaires de la matière. Malheureusement, un peu plus tard, Aristote avec la renommée qui lui est connue, développa l'idée que la matière était composée de 4 éléments présents dans la nature, le feu, la terre, l'eau et l'air. Cette idée perdurera jusqu'au début du 19^{ème} siècle. En 1808, le chimiste Joseph Dalton dépoussièra cette hypothèse et apporte un premier élément de réponse à cette question en mélangeant deux gaz (dihydrogène et dioxygène). Il remarque qu'ils se combinent toujours en mêmes proportions pour former de l'eau (Dalton, 1808). Par la suite, en 1832, Michael Faraday remarque qu'en faisant passer un courant électrique dans une cuve remplie d'eau, du dihydrogène et du dioxygène sont produits au niveau des deux pôles, respectivement le pôle négatif et positif (Faraday, 1832). La matière semble bien être composée de petites billes qui sont maintenues entre-elles par une force électrique.

Le sang des éléphants d'Hannibal

Quel que soit le chemin suivi, si vous êtes déjà passés par la vallée de la Durance au sud de Briançon vous avez dû apercevoir sur les bords de la vallée de nombreuses taches rouges qui viennent colorer le paysage. Dans le folklore local, ces zones rouges sont appelées le « sang des éléphants d'Hannibal ». En effet, le général cartaginois après sa traversée des Pyrénées serait passé par cette vallée avec son armée et ces éléphants en direction de Rome. Le trajet exact d'Hannibal reste cependant « une des énigmes les plus attrayantes de l'Histoire ancienne » (Renaud, 2010). En effet, des incohérences demeurent en comparant les écrits liviens et polybiens, dans ces travaux de 1963, Brown tranche la question en indiquant un passage par le sud qui passe au niveau de Gap et ensuite traverse le Col de la Traversette (Brown, 1963). Plus récemment, des travaux combinant géomorphologie et pédologie propose plusieurs trajets dont un qui suggère qu'Hannibal et son armée auraient remonté le Rhône jusqu'à son embouchure avec l'Isère et seraient redescendus vers le sud en passant par la vallée de la Durance. Ce qui sort de leur étude, c'est qu'ils ont apporté de nouvelles contraintes qui attestent du passage d'Hannibal par le Col de la Traversette et ferme le débat avec un hypothétique passage par le Col Clapier (Mahaney, 2020).

Bien que cela ne soit pas sûr qu'Hannibal soit bien passé par là avec ces éléphants, les poches rouges en hauteur de vallée sont quant à elles bien préservées. En parties interprétées comme lié à la période d'émersion du Jurassique (Baud et al., 1977).

Annexe 2 : Rolland et al., (2022) Geosciences

Bridging the Gap between Long-Term Orogenic Evolution (>10 Ma Scale) and Geomorphological Processes That Shape the Western Alps: Insights from Combined Dating Approaches

Yann Rolland ^{1,2,*}, Antonin Bilau ^{1,2}, Thibaut Cardinal ³, Ahmed Nouibat ², Dorian Bienveignant ², Louise Boschetti ^{1,2}, Stéphane Schwartz ² and Matthias Bernet ²

¹ Université Savoie Mont Blanc, CNRS, Pôle Montagne, Edytem, F-73370 Le Bourget-du-Lac, France; antonin.bilau@univ-smb.fr (A.B.); louise.boschetti@orange.fr (L.B.)

² Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Université Gustave Eiffel, ISTerre, 38000 Grenoble, France; ahmed.nouibat@univ-grenoble-alpes.fr (A.N.); dorian.bienveignant@univ-grenoble-alpes.fr (D.B.); stephane.schwartz@univ-grenoble-alpes.fr (S.S.); matthias.bernet@univ-grenoble-alpes.fr (M.B.)

³ Observatoire de la Côte d'Azur, Université Côte d'Azur, CNRS, IRD, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France; thibaut.cardinal@geoazur.unice.fr

* Correspondence: yann.rolland@univ-smb.fr

Published: 25 October 2022, Geosciences 2022, 12(11), 393; <https://doi.org/10.3390/geosciences12110393>

Abstract: Constraining the relative roles of erosion and tectonics in the evolution of mountain belts is a challenging scientific goal. In this review article on the Western Alps, we show how it becomes possible to “bridge the gap” between the long-term (>Ma) orogenic evolution controlled by tectonics and exhumation processes and the recent geomorphological evolution that is accessible on an annual-decadal basis. Advances in mineral dating that have grown in relation to deformation in the ductile and brittle crustal fields have allowed us to constrain the evolution of deformation through time and depth. A drastic change from early collision, dominated by rapid underthrusting of the European plate, to a more stagnant syn-collisional tectonic context is documented since about 26–20 Ma by syn-kinematic phengites and vein-hosted monazites along the Alpine arc. The overall dextral kinematic context is accompanied by local extensional domains in the Simplon and High Durance Valley. Activation of the Simplon ductile fault is documented from 20 Ma, whereas the High Durance extensional system commenced after 10 Ma. The application of cosmogenic nuclide dating of incised river gorges demonstrates that the erosion pattern of the Western Alps follows a different evolution within the valleys dominated by upstream glacial erosion than in peripheral watersheds devoid of glaciers. The very low peripheral incision is found to be similar to the vertical GPS signal, suggesting equilibrium of tectonic uplift and incision, whereas the glacial-dominated valleys exhibit significantly increased and transient river incision during interglacials and a constant ongoing tectonic regime.

Keywords: alps; orogens; geochronological methods; erosion; tectonics

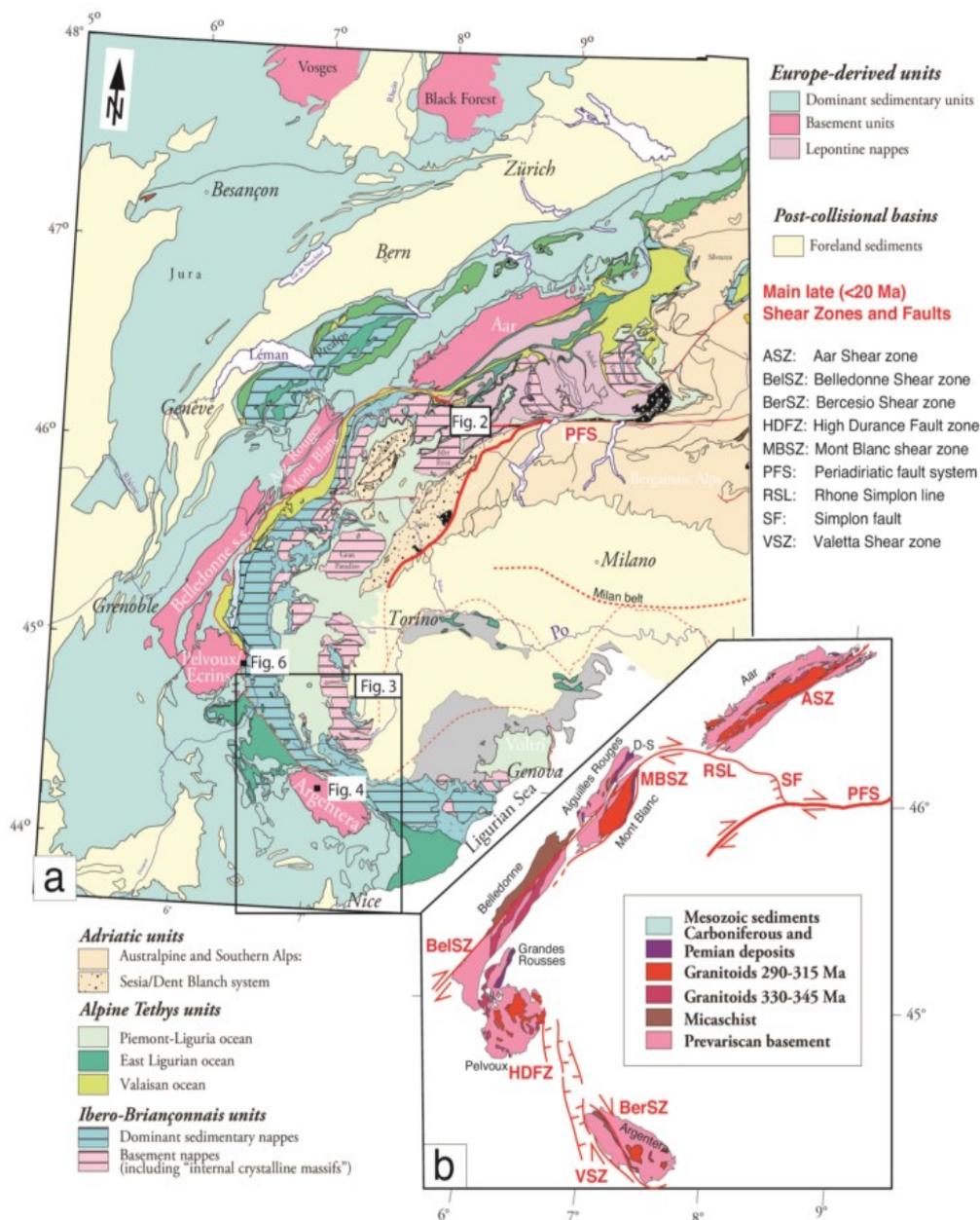
Introduction

The Alpine belt has been presented either as a mountain belt in which the relief is no longer sustained by tectonic motions (e.g., [1]), or as a tectonically active system in which tectonic forces contribute to maintain it [2,3]. As in many other orogens, the temporal evolution of deformation, surface uplift and rock cooling has been mainly investigated through thermochronology (e.g., [4–9]). The thermochronological approach has, however, the disadvantage that direct relationships of apparent cooling ages to geological structures and kinematics are often missing (e.g., [10]). For this reason, debate is ongoing on the use of thermochronological data to infer erosion rates and evidence or not the role of tectonic structures in the active evolution of mountain belts [10–12]. In order to relate ages to tectonic displacements, it is possible to use minerals that grow in relation to deformation, such as micas and illites, along the stretching lineation direction of shear zones (e.g., [13–17]) or monazites in clefts [18–23]. Most notably, the Alpine orogen is a great example of a weakly deformed region in which establishing the relative contributions of tectonic motions and climate in shaping the mountain belt is especially challenging. Based on thermochronological mapping and inverse methods [11,24], following Champagnac et al. [25], propose that mountain building is mainly controlled by erosion related to climate change in the last 5 Ma. However, such studies are mainly based on bedrock and/or detrital thermochronological data, which give constraints on exhumation rates on Ma time scales. However, such studies are mainly based on bedrock and/or detrital thermochronological data, which give constraints on exhumation rates on Ma time scales. However, such data do not provide direct information on the timing of tectonic motion of specific faults zones, and thus it remains difficult to be conclusive about the contribution of fault systems to the recent evolution of a given mountain belt, especially when the tectonic motions are slow ($<1 \text{ mm.yr}^{-1}$) and are most likely hindered by erosion (from 0.3–0.5 in general to $>1 \text{ mm.yr}^{-1}$ locally, in the Alps, [26]). Pin-pointing the tectonic history of fault systems in the last Myrs is thus important to give insights into their activity during the course of past glaciations and provide some information on their seismic risk potential (e.g., [27–29]). In order to fulfill this goal, one needs to obtain direct ages on fault motions, which remains challenging in the recent geological record [30,31]. In the present day, GPS-based studies can be used to detect horizontal and vertical motion gradients along fault systems, but for slow tectonics this will require a very dense network and long-term ($>20 \text{ yr}$) analysis (e.g., [32–34]).

In this paper, we present a compilation of recent geochronological data on the Western Alpine belt (Figure 1), with emphasis on syn-kinematic minerals which grew in faults, shear zones and clefts (white mica, allanite, monazite, calcite) and on cosmogenic nuclide dating of the incision. These data unravel the ductile-to-brittle history of the Alpine arc and show that the observable present-day transcurrent tectonic motions initiated at ca. 26 to 20 Ma along the Alpine arc. Apatite Fission Track (AFT) data obtained in the footwall of the Penninic Front [5,35] show that this domain has been exhumed since at least 10 Ma, while AFT data acquired in the hanging wall are older, around 20 Ma [5]. Later, brittle extension along the High Durance Extensional system from ca. 5 Ma has been highlighted by calcite U/Pb dating [36]. Finally, active evolution of the belt highlighted by Cosmic Ray Exposure (CRE) dating allows constraining the 0–80 kyrs incision and the surface uplift history. Such a combination of data may allow shedding new light on tectonic and geomorphologic processes over $<5 \text{ Ma}$ time scales in slow active orogenic domains.

1. Recent (<20 Ma) and Active Tectonic Motions along the Penninic Line

Geophysical data show deformation at low strain rates in the Western Alps attributed to belt-parallel extension (e.g., [37,38]), and ongoing slow-rate rotation of the Apulian Plate mainly accommodated along the Penninic Line (e.g., [39–42]; Figure 1). Along the Alpine arc, the distribution of seismicity is diffuse (e.g., [3]). Seismic activity lies mostly in the hanging wall of the Penninic Line Fault in the Central Alps, whereas it is more spread out in the SW Alps, with seismicity crossing the Penninic Line along the Durance Extensional fault system [43]. Seismicity tends to cluster along (1) the internal part of the Penninic Line, with widespread extensional and transcurrent focal mechanisms and (2) somehow at the exterior of the chain along some oblique crustal lineaments with a combination of compressional and transcurrent focal mechanisms [38,44].



Annexe 2 **Figure 1.** (a) Geological map of Western Alps, simplified after Herweg et al. [42].
(b) Simplified sketch map with the main shear zones and faults.

The Penninic Line is thus a good example of a major fault system, the ongoing activity of which is shown by the seismicity. However, the presence of significant fault motions remains debated. A first input from thermochronology shows that the Penninic Line has clearly been active in recent geological history (<20 Ma), as emphasized by fission-track dating undertaken on both sides of this fault (e.g., [5,45,46]; Figure 2). Offset is well documented along the Simplon normal fault, which is a local extensional domain connecting two dextral faults (Figure 1), and is clearly documented from 20 to 5 Ma (see compilations in [15,47,48]; Figure 2). For the younger fault history, apatite fission-track ages younger than 4 Ma, but also older than 6 Ma, occur on both sides of the Penninic Line, which makes it difficult to identify a fault motion on the sole basis of thermochronology. Based on field studies, several authors [46,49,50] find no significant post-Miocene motion of the Penninic Line of any sense (normal or reverse). However, several other studies, especially in the SW Alps, suggest a continuous, though moderate, tectonic activity along the Penninic Line until the present day due to the similarity of past and active deformation patterns [27,28,44,51]; Figure 3). Nonetheless, it still remains difficult to provide insights into the continuous activity of a given fault over the last several Myrs, during exhumation through low temperatures (<100 °C), because few markers of tectonic motion suitable for dating exist. A first line of evidence comes from the offset of glacial morphologies such as in the Argentera-Mercantour Massif (Figure 4; [27,28,52]). In this domain of the Alps seismicity is significantly higher and is featured by similar focal mechanisms as paleo-stress derived from fault-striae data measured in the field [27,28,43,51,53]. This similarity suggests that the present-day tectonics of the SW Alps are more or less identical to the long-term tectonic motions at the scale of <1 Ma (morphologies offset, [52]) and <10 Ma (brittle deformation, [28,30]). In the SW Alps, these dextral faults show signs of recent activity along the rim of the Argentera-Mercantour and south to the French Riviera along the Nice Arc [30,51], where Pliocene conglomerates are verticalized and deformed.

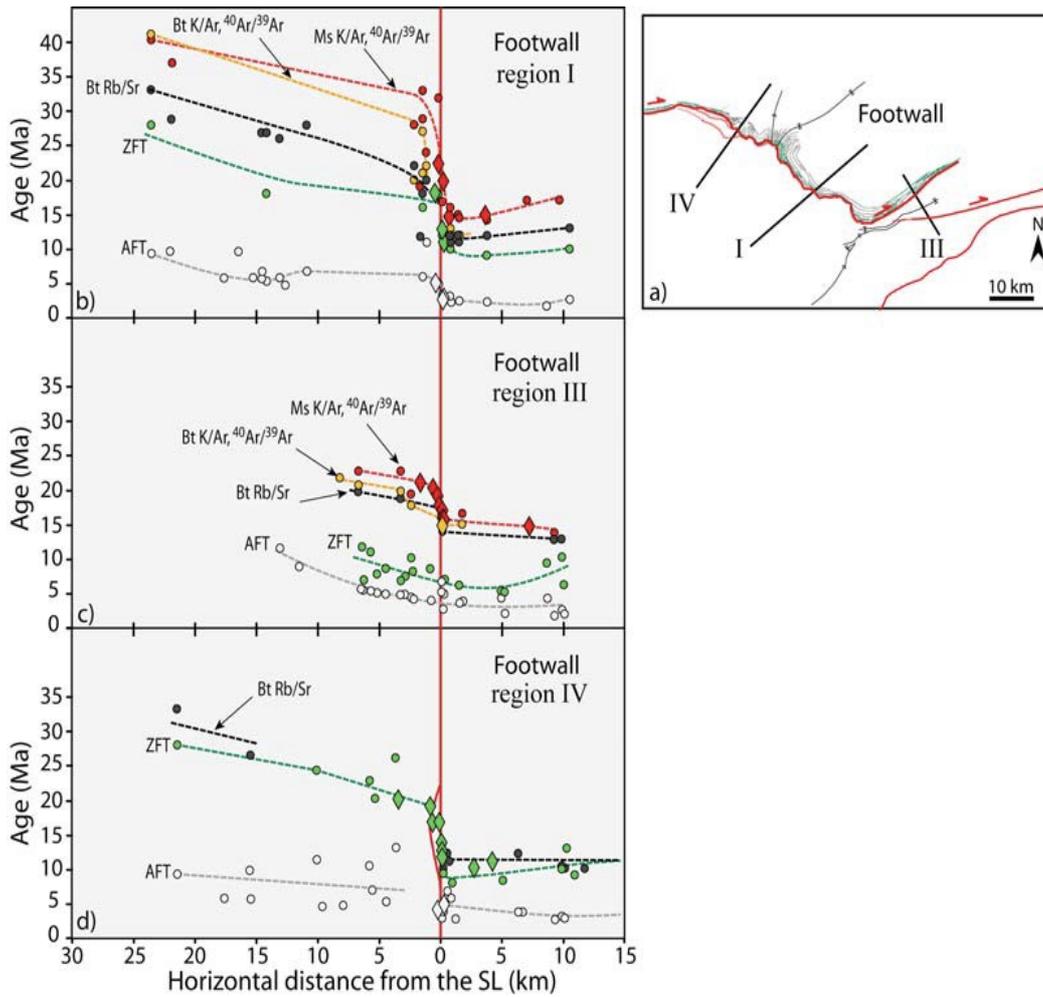


Figure 2. Compilation of a variety of thermochronological ages on both sides of the Simplon normal fault (see location on Figure 1; from [15]). Cooling age patterns across the Simplon Fault Zone. (a) Location of three age–distance sections. (b) Age–distance section from the central region (region I). (c) Age–distance section from the SE region (region III). (d) Age–distance section from the NW region (region IV). These diagrams are a compilation of cooling ages from [15] (diamonds) and references therein (circles).

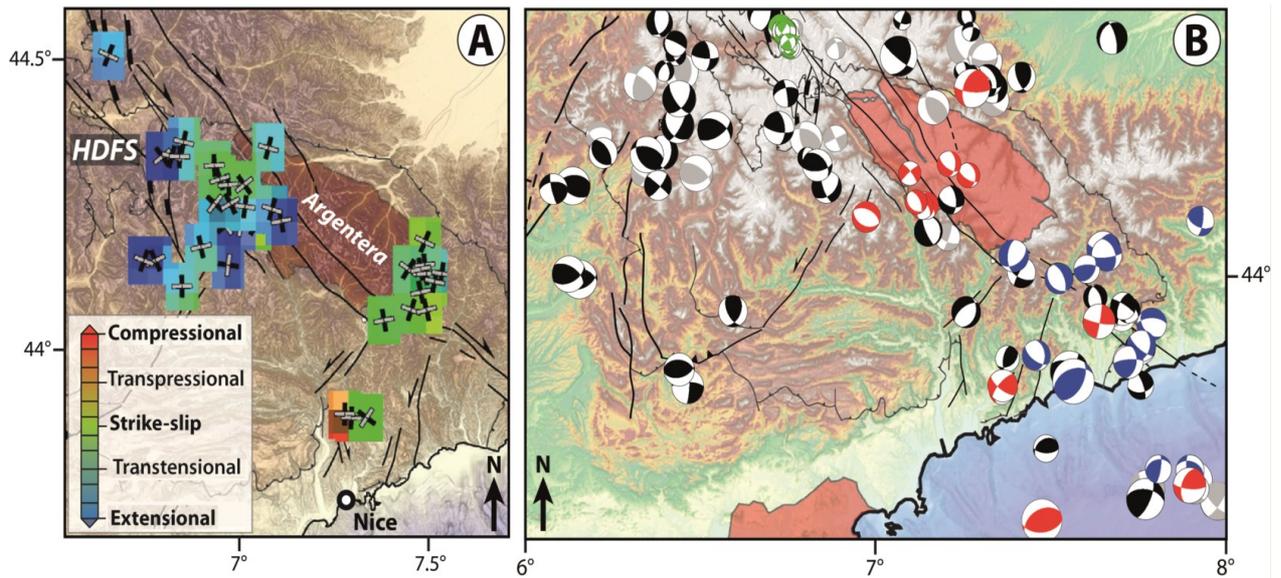


Figure 3. (a) Paleostress tensors computed from fault-striae data and (b), focal mechanisms of active seismicity from [51]. Note the transition from extension to strike-slip and compression, from NW to SE. HDFS: High Durance Fault System.

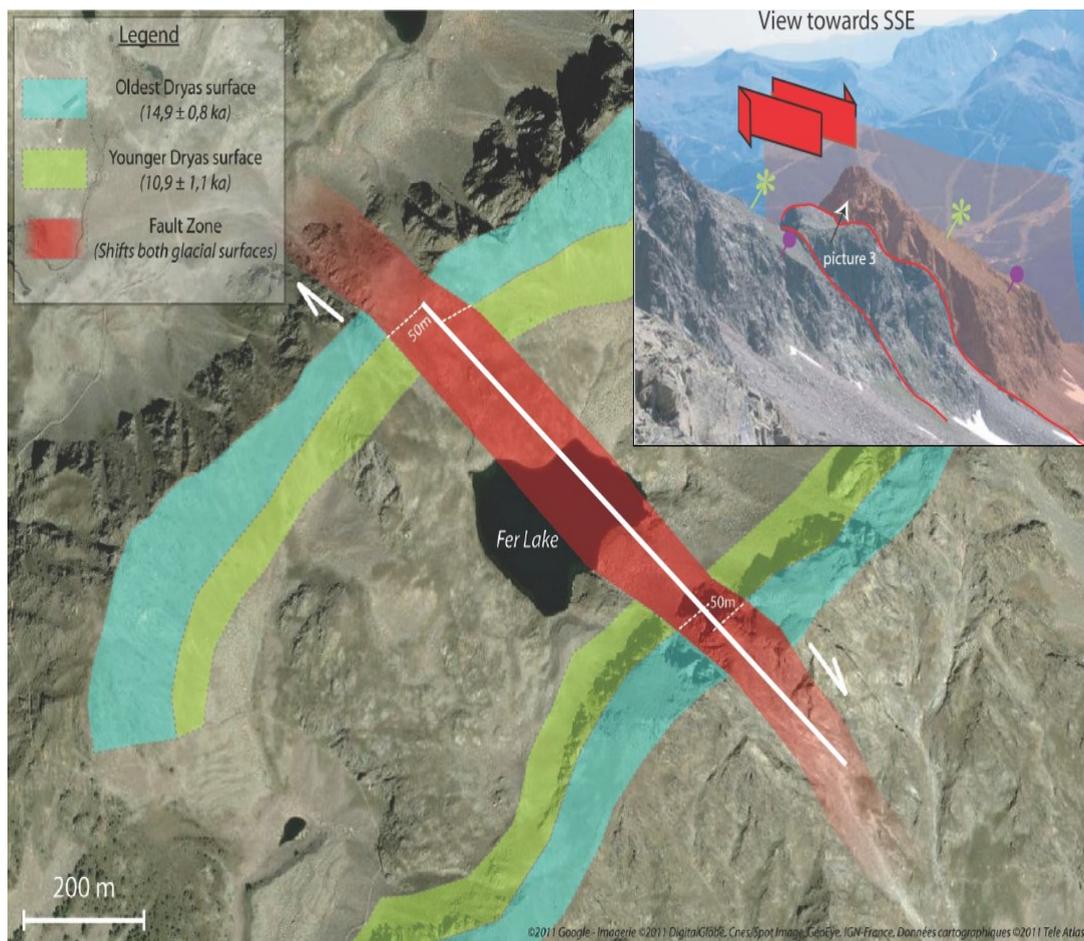


Figure 4. Glacial offset geomorphologies in the Argentera crystalline massif from [27, 52, 106]. Polished surfaces were dated with quartz ^{10}Be CRE dating.

In the Central Alps, dating of hydrothermal minerals in shear zones surrounding the Lepontine Dome, including parts of the Penninic Line, shows that hydrothermal activity linked to major fault activity has occurred since 19 Ma and was maintained at least until 2.7 Ma [28,30,54,55]. This is also the case in the external crystalline massifs of the NW and W Alps (15–5 Ma; [20], and in the SW Alps (21–15 Ma; [56]; Figure 5).

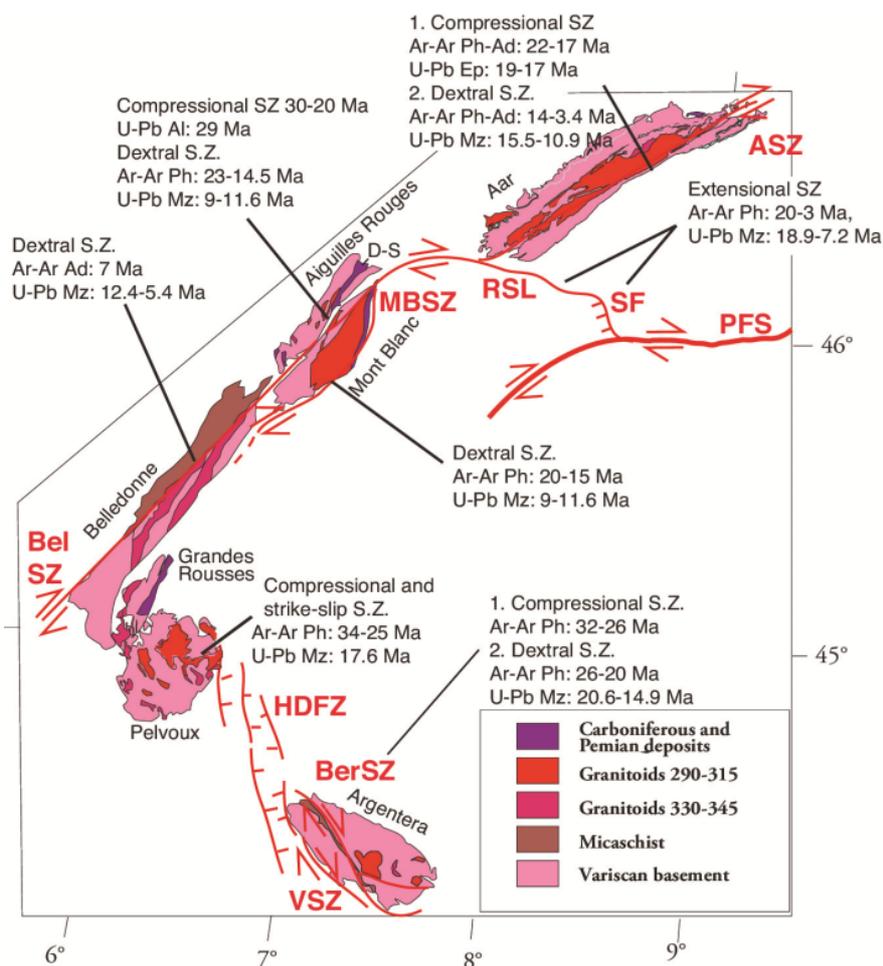


Figure 5. Compilation of Ar–Ar on phengite and U–Pb on allanite/epidote/monazite ages along the Western External Alps. ASZ: Aar Shear zone (Ar–Ar on phengite from [57,58], U–Pb on epidote by [59] and on monazite by [54]); BelSZ: Belledonne Shear Zone (U–Pb on Monazite by [20,23], Ar–Ar on adularia by [20]), BerSZ: Bercesio Shear Zone (Ar–Ar on phengite by [60], and U–Pb on monazite by [56]), HDFZ: High Durance Fault System (Ar–Ar on phengite by [14,17], U–Pb on Monazite by [20], MBSZ: Mont Blanc Shear Zone (U–Pb on allanite by [61] and on Monazite by [61], Ar–Ar on Phengite by [13]); PFS: Periadriatic Fault System, RSL: Rhone Simplon Line and SF: Simplon Fault (Ar–Ar on phengite by [15]; U–Pb on monazite by [63]; VSZ: Valetta Shear Zone (same refs as for BerSZ).

The upper bound of these ages is similar to phyllosilicate crystallization ages [13,15,58], which highlights a continuous deformation from ductile to brittle conditions. A similar range of ages is obtained by monazite U–Pb and phengite Ar/Ar dating along the Penninic Line in the SW Alpine arc (Figure 5). There, the dextral strike-slip reactivation of the Penninic Line onset is at 26–20 Ma in the Argentera massif [60], whereas U–Pb dating of monazites which crystallized within opened veins in a similar kinematic context returns ages of 21–15 Ma [56]. Based on these data, it is suggested

that the Penninic Line has been reactivated as a curved dextral strike-slip fault since about 26 Ma along the whole Alpine arc and has remained in a similar tectonic context until the present. The geologic evidence thus possibly points to an ongoing, though moderate, tectonic activity throughout the Alps over the last 5 Ma. In this time range, and especially after 2 Ma, valley incision has significantly increased in the External Alps, due to the onset of glaciations [64,65]. The lack of syn-kinematic or hydrothermal minerals younger than 2.7 Ma is not proof of cessation of tectonic activity, but a transition to temperatures <200 °C and hence cooling below the crystallization temperature of most datable hydrothermal minerals. The application of thermochronological tools with closure temperatures lower than 70 °C, such as the Apatite He-dating methods, returns ages of 4–5 Ma in the NW part of the Argentera, at the SE boundary of the High Durance Valley extensional system [66], and of 2–5 Ma in the Alpine foreland basin below the Digne Nappe [67]. The question regarding the potential fault activity accompanying this late <5 Ma erosion thus remains open, as no direct fault activity is constrained in this time range. Higher temperature thermochronometers, such as, for example, zircon fission-track dating, do not show any evidence for increasing erosion or exhumation rates after 5 Ma in the Western Alps [68].

2. U–Pb on Calcite Dating of Post-5 Ma Activity along the Penninic Line

The advent of the calcite U–Pb in-situ dating method allows pinpointing of the history of fault activity until about 1 Ma (e.g., [69]). This method allowed dating of a phase of extensional reactivation of the Penninic Line in the High Durance Fault system (HDFS) on the eastern side of the Pelvoux External Crystalline Massif [36]. U–Pb dating was applied to calcite that crystallized in the matrix of a fault zone cataclasite in an extensional fault along the hanging wall of the Penninic Line (Figure 6). Bilau et al. [36] showed that the carbonated cataclasite cement formed during/after the main fault slip event at 3.4 ± 1.4 Ma. Cross-cutting veins featuring the last fault motions were dated at 2.6 ± 0.3 and 2.3 ± 0.2 Ma, which brackets the brittle reactivation of the Penninic Line between c. 4 and 2 Ma, on an east-dipping normal fault likely connected to the Penninic Line, which was reactivated as a detachment. An additional age of 3.5 ± 0.4 Ma was acquired from a conjugate W-dipping fault set, and a slightly older age (5 Ma) in another normal fault system more to the East (Bilau, [70]). The kinematics of this set of normal faults is in agreement with a dominant down-dip extensional component, which alternates with a minor strike-slip component between 5 and 2 Ma (as also noted by Sue and Tricart, [37,71,72]). These data show that the extensional reactivation of the HDFS has occurred since at least 5 Ma, which suggests a continuous activity over a several Myr period, whereas only the final steps were previously documented by monitoring their activity through seismic and GPS data [32]. The surface uplift of the Pelvoux External Crystalline Massif, at a rate of 1 mm.yr^{-1} [73] is fully explained by the relative motion of the footwall ([36], Figure 6f). From this example, it is now clear that tectonic motions have been ongoing over at least the last 5 Ma.

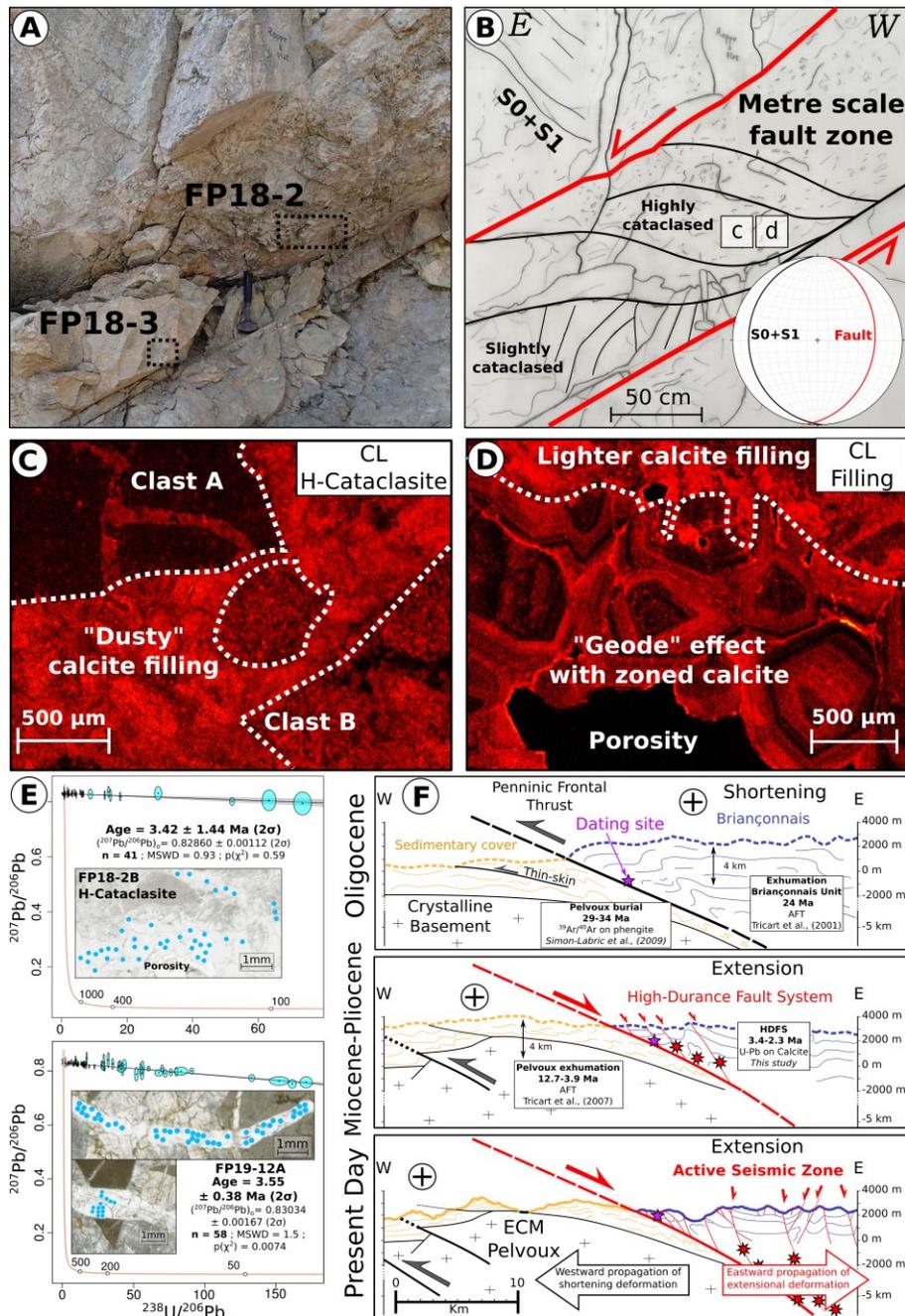


Figure 6. Dated extensional fault in the High Durance Fault System or HDFS [36]. **(a,b)** Outcrop relationship of the east-dipping normal fault zone and cataclasite damage zone. **(c,d)** Cathodoluminescence images of the dated calcite showing residual porosity within the cataclasite. **(e)** Example of U–Pb results. **(f)** Reconstructed geodynamic scenario of Penninic Line extensional reactivation and formation of the HDFS.

3. Western Alpine Foreland Deformation

Independent constraints on tectonic activity in the Alps also come from the peripheral foreland basins, the Molasse basin and the Po Basin (Figure 1), both of which show Quaternary rock uplift, indicating that erosion has recently begun to outpace tectonic crustal thickening leading to flexural isostatic rebound ([11,25,74].

Po Depression

At the back of the Alps, deformation is thought to have ceased in the early Pliocene along the Lombardic thrust belt, as suggested by growth strata and thrust-sealing post-tectonic sediments in the Po Basin [75,76]. However, zones with significant subsidence have been measured by GPS in other parts of the Po basin [77] and, in this domain, no field evidence can be used to discuss the vertical motions due to the progressive sediment infill of the basin. Based on seismic profiles [2] and from vertical GPS data [77], it is clear that the Po basin has been subsiding in the last 5 Ma, especially in connection to the Apennine frontal flexural basin. As the Apennines are significantly more active than the Alps, the Alpine subsidence or surface uplift signal in the Po basin remain difficult to disentangle from one another.

Jura Mountains

The frontal fold-and-thrust-belts of the Central Alps apparently ceased a thin-skin tectonic motion in the Pliocene, sometime between 9 and 4 Ma in the Jura Mountains [78] according to analysis of paleontological remains [79] and tectonic evidence. On the basis of a comparison between palaeo-tensors and focal mechanisms, Becker [78] suggested that a new (thick-skin) style of tectonics started after 4 Ma, deforming both the cover rocks and their basement directly in a similar mode. Recently, direct dating of deformation in the eastern Jura fold-and-thrust-belt has allowed bracketing of the thin-skin deformation phase between 14.3 and 4.5 Ma, which suggests that deformation occurred over a time period of at least ~ 10 Myr, with contemporaneous activity of thrusts and strike-slip faults between 10.5–3.9 Ma [80,81]. Additionally, based on the constant in-situ temperatures and fluid sources reconstructed over the recorded time period, these authors have shown that large-scale foreland erosion initiated after ~ 4.5 Ma.

Deformation in the Jura Mountains is still active and instrumental seismology shows that strike-slip earthquakes ($M < 5.5$) occur along NW-SE- to NNW-SSW strike-slip faults with hypocenters at ~ 1 –5 km depths, both in the sedimentary cover and in the upper part of the crystalline basement [82]. A recent thrust-related earthquake (2004 Besançon earthquake, [83]) had a hypocenter located at ~ 15 km depth in the crystalline basement [84]. Geodetic and geological data indicate up to ~ 1 mm.yr⁻¹ N-S- to NNW-SSE-oriented and ongoing shortening, coupled with ~ 0.5 mm.yr⁻¹ of surface uplift [78,85–87]. More precisely, surface uplift is located above the main thrusts and anticlines (2004 Besançon thrust-related earthquake located in the crystalline basement; [83]), suggesting both thrust- and fold-related shortening [86,87].

Digne Nappe and SW Alpine Foreland

Thermochronological data coupling fission-track and (U–Th)/He on apatite allow quantification of the sequence of burial and exhumation of Tertiary detrital sediments at the front of the Alpine arc [67]. Parts of the Tertiary basins were buried under the Mesozoic sedimentary cover of the Digne Nappe and then exhumed. Thermal modelling shows that these basins were covered by 3 to 4 km of sedimentary cover, between 12 and 6 Ma, related to thin-skinned nappe emplacement without major relief development. The onset of exhumation is dated at ~ 6 Ma and is associated with the formation of a progressively eroded relief (at rates of mm/yr) producing an erosional

half-window. This regional exhumation is the consequence of basement involvement in shortening and outward propagation of foreland deformation at 6 Ma.

The SW Alps provides examples of ongoing fault motions from the Paleogene through the Quaternary. In the Provence and Maritime Alps foreland, Quaternary activity of faults is evidenced by several authors (e. g., [29,31,51,88] and refs therein). These faults are sub-vertical and are mostly strike-slip faults with a thrust component. They may be influenced by the presence of salt at depth in the Triassic horizons [30]. However, due to their very slow relative motions ($0.02\text{--}0.3\text{ mm.yr}^{-1}$; [31,89–91]), which are slower or comparable to denudation rates (about $0.030\text{--}0.1\text{ mm.yr}^{-1}$, [89,91–93]), the geomorphological markers of these recent fault motions are generally not preserved. Similar stress paleo-tensors are obtained with fault-striae data inversions and focal mechanism analysis, thus suggesting a continuity of long-term brittle deformation ($< 15\text{ Ma}$) with the active deformation ([51]; Figure 3).

Origin of the Alpine Relief: The Imprint of Repeated Glacial Cycles

Possibly increasing erosion since 5 Ma, especially focused in main valleys since 2 Ma, leads to further questions about the relative roles of climate change and tectonics, as this date coincides with the onset of glacial cycles [24,25,74,94]). The contribution of several parameters to uplift rate has been modelled by Sternai et al. [95] and indicate that the contribution of deglaciation is about 50% and 50% associated with deep processes (slab retreat or convection cell) in the Western and Central Alps. Increased erosion in the external crystalline massifs has been documented by numerous authors, to the north and west of the Penninic Line (e.g., [96] and references therein). However, thermo-kinematic modelling, including a temporally evolving topography, suggests a steady state, long-term exhumation [97] and recent data highlight a relatively constant exhumation [9]. Therefore, this last 5-Ma phase is mainly expressed by localized valley incision, as demonstrated by apatite helium and $^4\text{He}/^3\text{He}$ studies [64], implying a significant increase in local relief through valley incision. As stressed by [12], this focused erosion might lead to overestimation of erosion rates on a more regional scale.

Uplift after the Würm Glaciation: The Constraints Provided by Cosmogenic Nuclide Dating of Incision

The incision pattern of rivers in the SW Alps has recently been constrained through CRE dating by several studies [98–104] (Figure 7). The lower bound of compiled incision data from the whole SW Alps gives a similar range of values to those provided by GPS measurements ($<0.5\text{ mm.yr}^{-1}$; [26,34]), suggesting that geodetic estimates give comparable surface uplift rate values to those running through an interglacial (Holocene) cycle. In the SW Alps, two domains of different incision regimes are shown by the CRE dating of gorge walls polished by rivers [104]. In the upstream part of rivers, in valleys under glacial influence, the incision rates are more variable and can be significantly higher, suggesting a topographic readjustment by the rivers [99]. This pattern is in agreement with the preservation of a stepped river profile, inherited from several glacial phases and which cannot be totally smoothed during interglacial phases [99,106]. This goes with the suggestion that, during interglacials, incision of formerly glaciated catchments largely exceeds the regional surface uplift signal. Conversely, in low-elevation valley catchments out of the domain of influence of glaciers, incision rates of rivers seem to have reached equilibrium. In these domains out of the influence

of glaciers, river incision rates (~ 0.05 mm/yr) are similar to the erosion rates estimated by cosmogenic analyses of the bulk sediment signal [102,105] and have values similar to the regional uplift rate in agreement with GPS measures (Figure 7), suggesting a steady state between erosion and surface uplift.

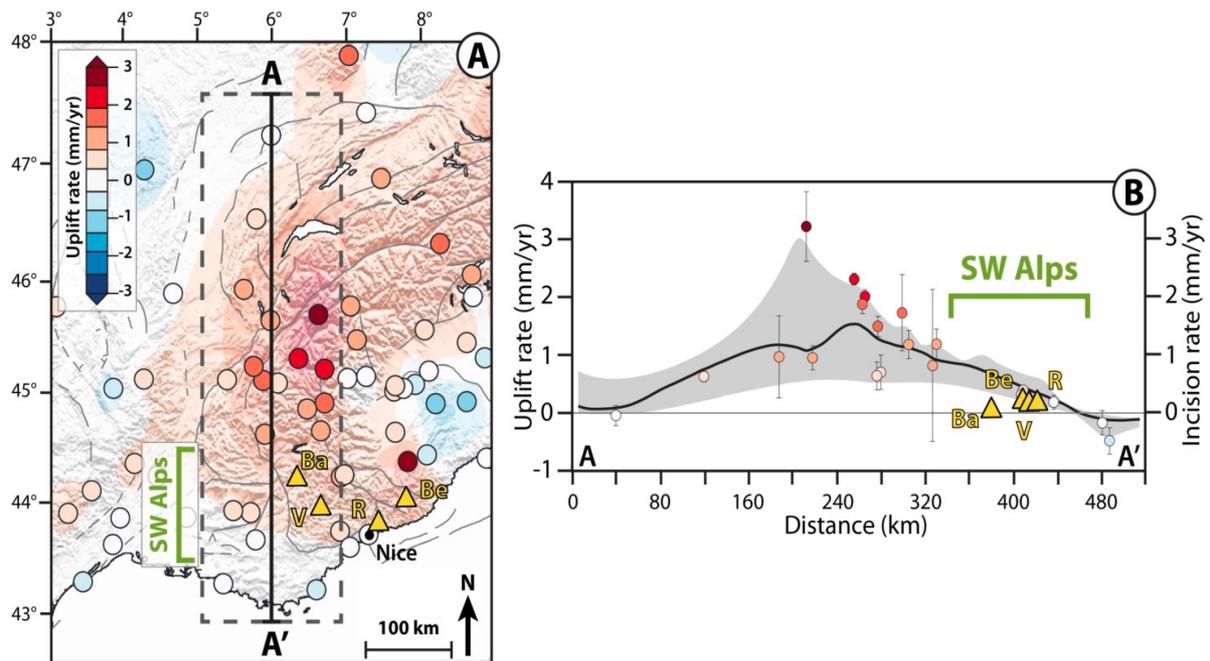


Figure 7. Long-term incision pattern of rivers of the SW Alps, out of the zone affected by glacial influence, constrained by CRE dating (data from [98–104]). (a), Vertical velocity field (colored circles) map of the Western Alps made by [77], with the location of gorges dated with ^{36}Cl cosmonuclide dating (yellow triangles): Ba, Barles [103]; V, Verdon, R, Rédébraus, Be, Bendola (Cardinal et al., in review). Positive (red) and negative (blue) values represent surface uplift or subsidence, respectively. (b) Vertical uplift estimated by GPS [77] and incision rates estimated from ^{36}Cl cosmonuclide dating versus distance. The black curve shows the median value of the vertical uplift rate, whereas the grey envelope shows the minimum and maximum vertical uplift rate values in the swath. Estimated incision rates have similar mean values to that of GPS rates, in the SW Alps.

Conclusions: ‘Bridging the Gap’ between the Long-Term (> 10 Ma Scale) and Current Evolution of Orogens

Based on the combined dating approaches of thermochronology, and direct dating of fault motions and geomorphological features in the Alps, we conclude in this paper that it becomes possible to decipher the evolution of a mountain belt from the geological past to recent times (<1 Ma). To infer the activity of faults in the long term, it is necessary to obtain direct dating of fault slip. In the Alps, calcite U–Pb dating allowed the pinpointing the fault activity on a scale of <3 Ma. The data show the development of the foreland basins until 5 Ma, and the onset of their widespread erosion. The 5 Ma transition is highlighted by the activity of mainly extensional motions along the Penninic Line in the High Durance valley, with similar paleo-tensors as the present-day focal mechanisms. Along the whole Alpine arc, and especially in the foreland part, the currently monitored seismicity is mainly in agreement with slow transcurrent and compressional kinematics. Faults are mainly right-lateral along or slightly oblique to

the belt strike. Therefore, the post-5-Ma period is neither a period of complete shift towards generalized extension, nor a period of cessation of tectonic activity, but, more likely, a period of slowing down of tectonic motions. At a larger scale, the tectonics are in agreement with an anticlockwise rotation of the Apulian Plate, in relation with the Apulian slab roll-back and back-arc basin opening of the Ligurian and Tyrrhenian basins (Figure 8). This regional phenomenon could also be apparent from the SKS splitting measurements pattern at mantle depths [107], suggestive of the mantle flow beneath the Alps. It may be that the slowing down of tectonic motions, and of the corresponding Apulian rotations at 5 Ma, could be related to the decrease in the roll-back process. The slowing down of Apulian rotation is, however, accompanied by a trend towards a cooler climate, which has favored a regained erosion process in the inner part of the belt. The role of efficient glacial erosion and of post-glacial isostatic uplift combined to focused river incision likely played a major role in shaping the mountain belt. However, this process is clearly very heterogeneous spatially, and has been especially focused in the major Alpine valleys, so it led to an amplification of the Alpine relief and to the deepening of valleys rather than to a generalized and smoothed erosional pattern.

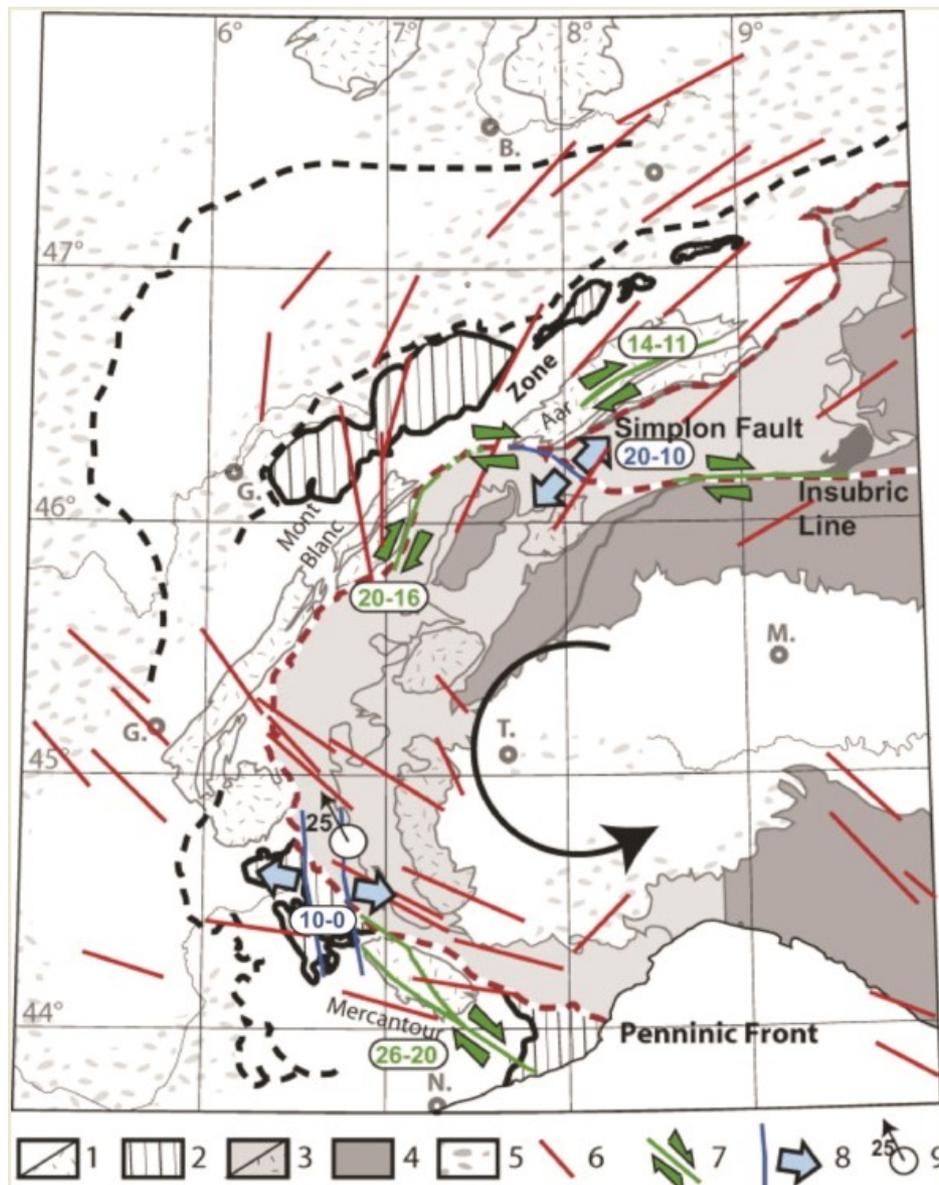


Figure 8. Post-collisional crustal and upper-mantle strain field of the Western Alps with polarities and ages of ductile crustal deformation, and direction of upper-mantle deformation inferred from seismic anisotropies [107]. Age and polarities of displacements are from [58] in the Aar Massif, from [15] in the Simplon Fault Zone, from [13] in the Mont Blanc, and from [60] in the Mercantour. The legend displays: 1, the Dauphinois (or Helvetic) zone, rimmed by the Jura and Alpine frontal thrusts. The Dauphinois zone is comprised of Hercynian crystalline basement (stripped) and its para-autochthonous and allochthonous Mesozoic sedimentary cover (white); 2, the transported klippe of the Helminthoid Upper Cretaceous flysch and Internal Briançonnais and Penninic units. The Internal Alps comprise: 3, the Briançonnais and Piemontais zones, which are made of variably metamorphosed rocks from the continental European margin and the Alpine Tethys oceanic domain; 4, the Austro-Alpine units comprising the Dent Blanche klippe and the Apulian margin; 5, Molasse sediments deposited during the Oligocene to Pliocene lie in the periphery of the Alps. 6, Upper mantle anisotropy defined from systematic SKS splitting measurements [107]. 7 and 8, Main ductile to brittle post-collisional shear zones: 7, strike-slip shear zones; 8 extensional shear zones. 9, Paleomagnetic data obtained in the Briançonnais Zone of SW Alps indicate minimum $\sim 25^\circ$ counterclockwise rotation [39]. Ductile mid-crustal deformation is evidenced by mylonites formed in a right-lateral kinematic setting along the Alpine arc. These motions are dated at 26–20 Ma in the South [60], at 20–16 Ma in the West (Mont Blanc; [13]) and 20–12 Ma in the North (Aar; [57,58]). This ductile deformation is suggested to continue in the brittle domain, as shown by similar kinematics of faults dated by calcite U/Pb [36] and AFT between 10 and 0 Ma in the southwest part of the arc (Figure 6). Similar kinematics are shown by fault offset of geomorphological features dated by ^{10}Be on quartz (Figure 4) and seismicity (Figure 3).

Author Contributions: Y.R. wrote the synthesis based on A.B., T.C., D.B., A.N. and L.B. results, with their feedback on the manuscript writing. S.S. and M.B. participated in discussions and final manuscript check. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Acknowledgments: This work is based on the masters and Ph.D. results from A. Bilau (U–Pb dating of calcite) and T. Cardinal (river geomorphology) funded by the BRGM in the frame of the RGF-Alps project, on the master thesis of D. Bienveignant (tectonics and U–Pb dating of calcite) and internship of L. Boschetti (structural geology), supported by Edytem and ISTERre laboratories. This manuscript benefited from constructive and positive reviews from two anonymous reviewers and efficient handling by the editorial team.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Vernant, P.; Hivert, F.; Chery, J.; Steer, P.; Cattin, R.; Rigo, A. Erosion-Induced Isostatic Rebound Triggers Extension in Low Convergent Mountain Ranges. *Geology* **2013**, *41*, 467–470.
2. Nouibat, A.; Stehly, L.; Paul, A.; Schwartz, S.; Bodin, T.; Dumont, T.; Rolland, Y.; Brossier, R.; Team, C.; Group, A.W. Lithospheric Transdimensional Ambient-Noise Tomography of W-Europe: Implications for Crustal-Scale Geometry of the W-Alps. *Geophys. J. Int.* **2022**, *229*, 862–879.
3. Mathey, M.; Sue, C.; Pagani, C.; Baize, S.; Walpersdorf, A.; Bodin, T.; Husson, L.; Hannouz, E.; Potin, B. Present-Day Geodynamics of the Western Alps: New Insights from Earthquake Mechanisms. *Solid Earth* **2021**, *12*, 1661–1681.

4. Schwartz, S.; Lardeaux, J.M.; Tricart, P.; Guillot, S.; Labrin, E. Diachronous exhumation of HP-LT rocks from southwestern Alps: evidence from fission-track analysis. *Terra Nova* **2007**, *19*, 133–140.
5. Tricart, P.; Van Der Beek, P.; Schwartz, S.; Labrin, E. Diachronous Late-Stage Exhumation across the Western Alpine Arc: Constraints from Apatite Fission-Track Thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *J. Geol. Soc.* **2007**, *164*, 163–174. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-174>.
6. Beucher, R.; van der Beek, P.; Braun, J.; Batt, G.E. Exhumation and Relief Development in the Pelvoux and Dora-Maira Massifs (Western Alps) Assessed by Spectral Analysis and Inversion of Thermochronological Age Transects. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2012**, *117*.
7. Glotzbach, C.; Reinecker, J.; Danišík, M.; Rahn, M.; Frisch, W.; Spiegel, C. Thermal History of the Central Gotthard and Aar Massifs, European Alps: Evidence for Steady State, Long-Term Exhumation. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2010**, *115*.
8. Reinecker, J.; Danišík, M.; Schmid, C.; Glotzbach, C.; Rahn, M.; Frisch, W.; Spiegel, C. Tectonic Control on the Late Stage Exhumation of the Aar Massif (Switzerland): Constraints from Apatite Fission Track and (U-Th)/He Data. *Tectonics* **2008**, *27*.
9. Girault, J.B.; Bellahsen, N.; Bernet, M.; Pik, R.; Loget, N.; Lasseur, E.; Rosenberg, C.L.; Balvay, M.; Sonnet, M. Exhumation of the Western Alpine Collisional Wedge: New Thermochronological Data. *Tectonophysics* **2022**, *822*, 229155.
10. Schildgen, T.F.; van der Beek, P.A.; Sinclair, H.D.; Thiede, R.C. Spatial Correlation Bias in Late-Cenozoic Erosion Histories Derived from Thermochronology. *Nature* **2018**, *559*, 89–93.
11. Willett, S.D.; Herman, F.; Fox, M.; Stalder, N.; Ehlers, T.A.; Jiao, R.; Yang, R. Bias and Error in Modelling Thermochronometric Data: Resolving a Potential Increase in Plio-Pleistocene Erosion Rate. *Earth Surf. Dyn.* **2021**, *9*, 1153–1221. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-1153-2021>.
12. Van der Beek, P.; Schildgen, T.; Thiede, R.; Sinclair, H. Bias and error in modelling thermochronology data: A comment on Willett et al. *Earth Surf. Dynam. Dis.* **2020**. <https://doi.org/10.5194/esurf-2020-59-SC1>.
13. Rolland, Y.; Rossi, M.; Cox, S.; Corsini, M.; Mancktelow, N.; Pennacchioni, G.; Fornari, M.; Boullier, A.-M. 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. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2008**, *299*, 293–315. <https://doi.org/10.1144/SP299.18>.
14. Simon-Labric, T.; Rolland, Y.; Dumont, T.; Heymes, T.; Authemayou, C.; Corsini, M.; Fornari, M. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating of Penninic Front Tectonic Displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova* **2009**, *21*, 127–136.
15. Campani, M.; Mancktelow, N.; Seward, D.; Rolland, Y.; Müller, W.; Guerra, I. Geochronological Evidence for Continuous Exhumation through the Ductile-Brittle Transition along a Crustal-Scale Low-Angle Normal Fault: Simplon Fault Zone, Central Alps. *Tectonics* **2010**, *29*.
16. Wiederkehr, M.; Sudo, M.; Bousquet, R.; Berger, A.; Schmid, S.M. Alpine Orogenic Evolution from Subduction to Collisional Thermal Overprint: The ⁴⁰Ar/³⁹Ar Age Constraints from the Valaisan Ocean, Central Alps. *Tectonics* **2009**, *28*.
17. Bellanger, M.; Augier, R.; Bellahsen, N.; Jolivet, L.; Monié, P.; Baudin, T.; Beyssac, O. Shortening of the European Dauphinois Margin (Oisans Massif, Western Alps): New Insights from RSCM Maximum Temperature Estimates and ⁴⁰Ar/³⁹Ar in Situ Dating. *J. Geodyn.* **2015**, *83*, 37–64.
18. Bergemann, C.; Gnos, E.; Berger, A.; Whitehouse, M.; Mullis, J.; Wehrens, P.; Pettke, T.; Janots, E. 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* **2017**, *36*, 671–689. <https://doi.org/10.1002/2016TC004407>.

19. Berger, A.; Gnos, E.; Janots, E.; Whitehouse, M.; Soom, M.; Frei, R.; Waight, T.E. Dating Brittle Tectonic Movements with Cleft Monazite: Fluid-Rock Interaction and Formation of REE Minerals. *Tectonics* **2013**, *32*, 1176–1189.
20. 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. 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. *Bull. Soc. Géolog. Fr.* **2010**, *181*, 227–241.
21. Gnos, E.; Janots, E.; Berger, A.; Whitehouse, M.; Walter, F.; Pettke, T.; Bergemann, C. Age of Cleft Monazites in the Eastern Tauern Window: Constraints on Crystallization Conditions of Hydrothermal Monazite. *Swiss J. Geosci.* **2015**, *108*, 55–74. <https://doi.org/10.1007/s00015-015-0178-z>.
22. Grand'Homme, A.; Janots, E.; Seydoux-Guillaume, A.-M.; Guillaume, D.; Bosse, V.; Magnin, V. Partial Resetting of the U-Th-Pb Systems in Experimentally Altered Monazite: Nanoscale Evidence of Incomplete Replacement. *Geology* **2016**, *44*, 431–434. <https://doi.org/10.1130/G37770.1>.
23. Janots, E.; Grand'Homme, A.; Bernet, M.; Guillaume, D.; Gnos, E.; Boiron, M.-C.; Rossi, M.; Seydoux-Guillaume, A.-M.; De Ascensão Guedes, R. Geochronological and Thermometric Evidence of Unusually Hot Fluids in an Alpine Fissure of Lauzière Granite (Belledonne, Western Alps). *Solid Earth* **2019**, *10*, 211–223. <https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019>.
24. Herman, F.; Seward, D.; Valla, P.G.; Carter, A.; Kohn, B.; Willett, S.D.; Ehlers, T.A. Worldwide Acceleration of Mountain Erosion under a Cooling Climate. *Nature* **2013**, *504*, 423–426.
25. Champagnac, J.D.; Molnar, P.; Anderson, R.S.; Sue, C.; Delacou, B. Quaternary Erosion-Induced Isostatic Rebound in the Western Alps. *Geology* **2007**, *35*, 195–198.
26. Nocquet, J.-M.; Sue, C.; Walpersdorf, A.; Tran, T.; Lenôtre, N.; Vernant, P.; Cushing, M.; Jouanne, F.; Masson, F.; Baize, S.; et al. Present-Day Uplift of the Western Alps. *Sci. Rep.* **2016**, *6*, 28404.
27. Sanchez, G.; Rolland, Y.; Corsini, M.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Arnold, M.; Aumaître, G. Relationships between Tectonics, Slope Instability and Climate Change: Cosmic Ray Exposure Dating of Active Faults, Landslides and Glacial Surfaces in the SW Alps. *Geomorphology* **2010**, *117*, 1–13.
28. Sanchez, G.; Rolland, Y.; Schreiber, D.; Giannerini, G.; Corsini, M.; Lardeaux, J.-M. The Active Fault System of SW Alps. *J. Geodyn.* **2010**, *49*, 296–302.
29. Jomard, H.; Cushing, E.M.; Palumbo, L.; Baize, S.; David, C.; Chartier, T. Transposing an Active Fault Database into a Seismic Hazard Fault Model for Nuclear Facilities—Part 1: Building a Database of Potentially Active Faults (B DFA) for Metropolitan France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2017**, *17*, 1573–1584.
30. Bauve, V.; Rolland, Y.; Sanchez, G.; Giannerini, G.; Schreiber, D.; Corsini, M.; Perez, J.-L.; Romagny, A. Pliocene to Quaternary Deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and Its Interpretation in Terms of “Slow-Active” Faulting. *Swiss J. Geosci.* **2012**, *105*, 361–376.
31. Thomas, F.; Rizza, M.; Bellier, O.; Billant, J.; Dussouillez, P.; Fleury, J.; Delanghe, D.; Ollivier, V.; Godard, V.; Talon, B. Assessing Post-Pliocene Deformation in a Context of Slow Tectonic Deformation: Insights from Paleoseismology, Remote Sensing and Shallow Geophysics in Provence, France. *Nat. Hazards* **2021**, *105*, 1453–1490.
32. Walpersdorf, A.; Pinget, L.; Vernant, P.; Sue, C.; Deprez, A.; the RENAG team. Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics* **2018**, *37*, 3721–3737.
33. Mathey, M.; Walpersdorf, A.; Sue, C.; Baize, S.; Deprez, A. Seismogenic Potential of the High Durance Fault Constrained by 20 Yr of GNSS Measurements in the Western European Alps. *Geophys. J. Int.* **2020**, *222*, 2136–2146.
34. Piña-Valdés, J.; Socquet, A.; Beauval, C.; Doin, M.-P.; D'Agostino, N.; Shen, Z.-K. 3D GNSS Velocity Field Sheds Light on the Deformation Mechanisms in Europe: Effects of

- the Vertical Crustal Motion on the Distribution of Seismicity. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2022**, *127*, e2021JB023451.
35. Tricart, P.; Schwartz, S.; Sue, C.; Poupeau, G.; Lardeaux, J.M. The tectonic denudation of the Ultra-dauphiné Zone and the inversion of the Briançonnais frontal thrust to the southeast of the Pelvoux massif (western Alps): A Miocene to present-day dynamics. *Bull. Soc. Géolog. Fr.* **2001**, *1*, 49–58.
 36. Bilau, A.; Rolland, Y.; Schwartz, S.; Godeau, N.; Guihou, A.; Deschamps, P.; Brigaud, B.; Noret, A.; Dumont, T.; Gautheron, C. Extensional Reactivation of the Penninic Frontal Thrust 3 Myr Ago as Evidenced by U–Pb Dating on Calcite in Fault Zone Cataclasite. *Solid Earth* **2021**, *12*, 237–251.
 37. Sue, C.; Tricart, P. Late Alpine Brittle Extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* **1999**, *92*, 171–181.
 38. Delacou, B.; Sue, C.; Champagnac, J.-D.; Burkhard, M. Present-Day Geodynamics in the Bend of the Western and Central Alps as Constrained by Earthquake Analysis. *Geophys. J. Int.* **2004**, *158*, 753–774.
 39. Collombet, M.; Thomas, J.C.; Chauvin, A.; Tricart, P.; Bouillin, J.P.; Gratier, J.P. Counterclockwise Rotation of the Western Alps since the Oligocene: New Insights from Paleomagnetic Data. *Tectonics* **2002**, *21*, 14–1–14–15.
 40. Rolland, Y.; Lardeaux, J.-M.; Jolivet, L. Deciphering Orogenic Evolution. *J. Geodyn.* **2012**, *56*, 1–6.
 41. Bertrand, A.; Sue, C. Reconciling Late Faulting over the Whole Alpine Belt: From Structural Analysis to Geochronological Constrains. *Swiss J. Geosci.* **2017**, *110*, 565–580.
 42. Herwegh, M.; Berger, A.; Bellahsen, N.; Rolland, Y.; Kissling, E. Evolution of the External Crystalline Massifs of the European Alps: From Massif to Lithosphere Scale. *ISTE Ed.* **2022**, in press.
 43. Jenatton, L.; Guiguet, R.; Thouvenot, F.; Daix, N. The 16,000-Event 2003–2004 Earthquake Swarm in Ubaye (French Alps). *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2007**, *112*.
 44. Sue, C.; Thouvenot, F.; Fréchet, J.; Tricart, P. Widespread Extension in the Core of the Western Alps Revealed by Earthquake Analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **1999**, *104*, 25611–25622.
 45. Seward, D.; Mancktelow, N.S. Neogene Kinematics of the Central and Western Alps: Evidence from Fission-Track Dating. *Geology* **1994**, *22*, 803–806.
 46. Malusà, M.G.; Polino, R.; Zattin, M.; Bigazzi, G.; Martin, S.; Piana, F. Miocene to Present Differential Exhumation in the Western Alps: Insights from Fission Track Thermochronology. *Tectonics* **2005**, *24*.
 47. Fox, M.; Herman, F.; Kissling, E.; Willett, S.D. Rapid Exhumation in the Western Alps Driven by Slab Detachment and Glacial Erosion. *Geology* **2015**, *43*, 379–382.
 48. Fox, M.; Herman, F.; Willett, S.D.; Schmid, S.M. The Exhumation History of the European Alps Inferred from Linear Inversion of Thermochronometric Data. *Am. J. Sci.* **2016**, *316*, 505–541.
 49. Persaud, M.; Pfiffner, O.-A. Active Deformation in the Eastern Swiss Alps: Post-Glacial Faults, Seismicity and Surface Uplift. *Tectonophysics* **2004**, *385*, 59–84.
 50. Egli, D.; Mancktelow, N. The Structural History of the Mont Blanc Massif with Regard to Models for Its Recent Exhumation. *Swiss J. Geosci.* **2013**, *106*, 469–489.
 51. Bauve, V.; Plateaux, R.; Rolland, Y.; Sanchez, G.; Bethoux, N.; Delouis, B.; Darnault, R. Long-Lasting Transcurrent Tectonics in SW Alps Evidenced by Neogene to Present-Day Stress Fields. *Tectonophysics* **2014**, *621*, 85–100.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.006>.
 52. Darnault, R.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Revel, M.; Sanchez, G.; Bouissou, S. Timing of the Last Deglaciation Revealed by Receding Glaciers at the Alpine-Scale: Impact on Mountain Geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* **2012**, *31*, 127–142.
 53. Leclère, H.; Cappa, F.; Faulkner, D.; Fabbri, O.; Armitage, P.; Blake, O. Development and Maintenance of Fluid Overpressures in Crustal Fault Zones by Elastic Compaction

- and Implications for Earthquake Swarms. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2015**, *120*, 4450–4473.
54. Ricchi, E.; Bergemann, C.; Gnos, E.; Berger, A.; Rubatto, D.; Whitehouse, M. Constraining Deformation Phases in the Aar Massif and the Gotthard Nappe (Switzerland) Using Th-Pb Crystallization Ages of Fissure Monazite-(Ce). *Lithos* **2019**, *342*, 223–238.
 55. Bergemann, C.A.; Gnos, E.; Berger, A.; Janots, E.; Whitehouse, M.J. Dating Tectonic Activity in the Lepontine Dome and Rhone-Simplon Fault Regions through Hydrothermal Monazite-(Ce). *Solid Earth* **2020**, *11*, 199–222.
 56. Ricchi, E.; Gnos, E.; Rubatto, D.; Whitehouse, M.J.; Pettke, T. Ion Microprobe Dating of Fissure Monazite in the Western Alps: Insights from the Argentera Massif and the Piemontais and Briançonnais Zones. *Swiss J. Geosci.* **2020**, *113*, 15.
 57. Challandes, N.; Marquer, D.; Villa, I.M. PTt Modelling, Fluid Circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr Mica Ages in the Aar Massif Shear Zones (Swiss Alps). *Swiss J. Geosci.* **2008**, *101*, 269–288.
 58. Rolland, Y.; Cox, S.F.; Corsini, M. 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). *J. Struct. Geol.* **2009**, *31*, 1377–1394. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.003>.
 59. Peverelli, V.; Ewing, T.; Rubatto, D.; Wille, M.; Berger, A.; Villa, I.M.; Lanari, P.; Pettke, T.; Herwegh, M. U- Pb Geochronology of Epidote by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) as a Tool for Dating Hydrothermal-Vein Formation. *Geochronology* **2021**, *3*, 123–147.
 60. Sanchez, G.; Rolland, Y.; Schneider, J.; Corsini, M.; Olliot, E.; Goncalves, P.; Verati, C.; Lardeaux, J.-M.; Marquer, D. Dating Low-Temperature Deformation by ⁴⁰Ar/³⁹Ar on White Mica, Insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos* **2011**, *125*, 521–536.
 61. Cenko-Tok, B.; Darling, J.R.; Rolland, Y.; Dhuime, B.; Storey, C.D. 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* **2014**, *26*, 29–37.
 62. Bergemann, C.A., Gnos, E., Whitehouse, M.J. Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs. *Tectonophysics* **2019**, *750*, 203–212.
 63. Gnos, E.; Mullis, J.; Ricchi, E.; Bergemann, C.A.; Janots, E.; Berger, A. Episodes of Fissure Formation in the Alps: Connecting Quartz Fluid Inclusion, Fissure Monazite Age, and Fissure Orientation Data. *Swiss J. Geosci.* **2021**, *114*, 14.
 64. Valla, P.G.; Shuster, D.L.; Van Der Beek, P.A. Significant Increase in Relief of the European Alps during Mid-Pleistocene Glaciations. *Nat. Geosci.* **2011**, *4*, 688–692.
 65. Nibourel, L.; Rahn, M.; Dunkl, I.; Berger, A.; Herman, F.; Diehl, T.; Heuberger, M. Orogen-Parallel Migration of Exhumation in the Eastern Aar Massif Revealed by Low-T Thermochronometry. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2021**, *126*, e2020JB020799.
 66. Sanchez, G.; Rolland, Y.; Jolivet, M.; Brichau, S.; Corsini, M.; Carter, A. Exhumation Controlled by Transcurrent Tectonics: The Argentera–Mercantour Massif (SW Alps). *Terra Nova* **2011b**, *23*, 116–126. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00991.x>.
 67. Schwartz, S.; Gautheron, C.; Audin, L.; Dumont, T.; Nomade, J.; Barbarand, J.; Pinna-Jamme, R.; van der Beek, P. Foreland Exhumation Controlled by Crustal Thickening in the Western Alps. *Geology* **2017**, *45*, 139–142.
 68. Bernet, M. Detrital Zircon Fission-Track Thermochronology of the Present-Day Isère River Drainage System in the Western Alps: No Evidence for Increasing Erosion Rates at 5 Ma. *Geosciences* **2013**, *3*, 528–542.
 69. Roberts, N.M.; Holdsworth, R.E. Timescales of Faulting through Calcite Geochronology: A Review. *J. Struct. Geol.* **2022**, 104578.
 70. Bilau, A. Ph.D. Thesis. University of Savoie Mont Blanc, Chambéry, France. In prep.
 71. Sue, C.; Tricart, P. Widespread Post-Nappe Normal Faulting in the Internal Western Alps: A New Constraint on Arc Dynamics. *J. Geol. Soc.* **2002**, *159*, 61–70.

72. Sue, C.; Tricart, P. Neogene to Ongoing Normal Faulting in the Inner Western Alps: A Major Evolution of the Late Alpine Tectonics. *Tectonics* **2003**, *22*.
73. Mathey, M.; Doin, M.-P.; André, P.; Walpersdorf, A.; Baize, S.; Sue, C. Spatial Heterogeneity of Uplift Pattern in the Western European Alps Revealed by InSAR Time-Series Analysis. *Geophys. Res. Lett.* **2022**, *49*, e2021GL095744.
74. Champagnac, J.-D.; Schlunegger, F.; Norton, K.; von Blanckenburg, F.; Abbühl, L.M.; Schwab, M. Erosion-Driven Uplift of the Modern Central Alps. *Tectonophysics* **2009**, *474*, 236–249. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.024>.
75. Fantoni, R.; Massari, F.; Minervini, M.; Rogledi, S.; Rossi, M. Il Messiniano Del Margine Sudalpino-Padano: Relazioni Tra Contesto Strutturale e Stratigrafico-Deposizionale. *Geol. Insubr* **2001**, *6*, 95–108.
76. Cazzini, F.; Zotto, O.D.; Fantoni, R.; Ghielmi, M.; Ronchi, P.; Scotti, P. Oil and gas in the Adriatic foreland, Italy. *J. Pet. Geol.* **2015**, *38*, 255–279.
77. Serpelloni, E.; Faccenna, C.; Spada, G.; Dong, D.; Williams, S.D. Vertical GPS Ground Motion Rates in the Euro-Mediterranean Region: New Evidence of Velocity Gradients at Different Spatial Scales along the Nubia-Eurasia Plate Boundary. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2013**, *118*, 6003–6024.
78. Becker, A. The Jura Mountains—an Active Foreland Fold-and-Thrust Belt? *Tectonophysics* **2000**, *321*, 381–406.
79. Bolliger, T.; Engesser, B.; Weidmann, M. Première Découverte de Mammifères Pliocènes Dans Le Jura Neuchâtelois. *Eclogae Geol. Helv.* **1993**, *86*, 1031–1068.
80. Looser, N.; Madritsch, H.; Guillong, M.; Laurent, O.; Wohlwend, S.; Bernasconi, S. Absolute Age and Temperature Constraints on Deformation Along the Basal Décollement of the Jura Fold-and-Thrust Belt from Carbonate U-Pb Dating and Clumped Isotopes. *Tectonics* **2021**, *40*, e2020TC006439.
81. Smeraglia, L.; Looser, N.; Fabbri, O.; Choulet, F.; Guillong, M.; Bernasconi, S.M. U–Pb Dating of Middle Eocene–Pliocene Multiple Tectonic Pulses in the Alpine Foreland. *Solid Earth* **2021**, *12*, 2539–2551.
82. Thouvenot, F.; Fréchet, J.; Tapponnier, P.; Thomas, J.-C.; Le Brun, B.; Ménard, G.; Lacassin, R.; Jenatton, L.; Grasso, J.-R.; Coutant, O.; et al. The ML 5.3 Epagny (French Alps) Earthquake of 1996 July 15: A Long-Awaited Event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.* **1998**, *135*, 876–892. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00662.x>.
83. Baer, M.; Deichmann, N.; Braunmiller, J.; Husen, S.; Fäh, D.; Giardini, D.; Kästli, P.; KRadolfer, U.; Wiemer, S. Earthquakes in Switzerland and Surrounding Regions during 2004. *Eclogae Geol. Helv.* **2005**, *98*, 407–418. <https://doi.org/10.1007/s00015-005-1168-3>.
84. Madritsch, H.; Schmid, S.M.; Fabbri, O. Interactions between Thin- and Thick-Skinned Tectonics at the Northwestern Front of the Jura Fold-and-Thrust Belt (Eastern France). *Tectonics* **2008**, *27*. <https://doi.org/10.1029/2008TC002282>.
85. Walpersdorf, A.; Hatzfeld, D.; Nankali, H.; Tavakoli, F.; Nilforoushan, F.; Tatar, M.; Vernant, P.; Chéry, J.; Masson, F. Difference in the GPS Deformation Pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophys. J. Int.* **2006**, *167*, 1077–1088. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03147.x>.
86. Ziegler, P.A.; Fraefel, M. Response of Drainage Systems to Neogene Evolution of the Jura Fold-Thrust Belt and Upper Rhine Graben. *Swiss J. Geosci.* **2009**, *102*, 57–75. <https://doi.org/10.1007/s00015-009-1306-4>.
87. Madritsch, H.; Fabbri, O.; Hagedorn, E.-M.; Preusser, F.; Schmid, S.M.; Ziegler, P.A. Feedback between Erosion and Active Deformation: Geomorphic Constraints from the Frontal Jura Fold-and-Thrust Belt (Eastern France). *Int. J. Earth Sci.* **2010**, *99*, 103–122. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0468-7>.
88. Mazzotti, S.; Jomard, H.; Masson, F. Processes and Deformation Rates Generating Seismicity in Metropolitan France and Conterminous Western Europe. *Bull. Soc. Géolog. Fr.* **2020**, *191*.
89. Siame, L.; Bellier, O.; Braucher, R.; Sébrier, M.; Cushing, M.; Bourlès, D.; Hamelin, B.; Baroux, E.; de Voogd, B.; Raisbeck, G.; et al. Local Erosion Rates versus Active

- Tectonics: Cosmic Ray Exposure Modelling in Provence (South-East France). *Earth Planet. Sci. Lett.* **2004**, *220*, 345–364.
90. Chardon, D.; Hermitte, D.; Nguyen, F.; Bellier, O. First Paleoseismological Constraints on the Strongest Earthquake in France (Provence) in the Twentieth Century. *Geology* **2005**, *33*, 901–904.
 91. Godard, V.; Hippolyte, J.-C.; Cushing, E.; Espurt, N.; Fleury, J.; Bellier, O.; Ollivier, V.; the ASTER Team Hillslope Denudation and Morphologic Response to a Rock Uplift Gradient. *Earth Surf. Dynam.* **2020**, *8*, 221–243. <https://doi.org/10.5194/esurf-8-221-2020>.
 92. Molliex, S.; Bellier, O.; Terrier, M.; Lamarche, J.; Martelet, G.; Espurt, N. Tectonic and Sedimentary Inheritance on the Structural Framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon Fault. *Tectonophysics* **2011**, *501*, 1–16.
 93. Thomas, F.; Godard, V.; Bellier, O.; Benedetti, L.; Ollivier, V.; Rizza, M.; Guillou, V.; Hollender, F.; Aumaitre, G.; Bourlès, D.L.; et al. Limited Influence of Climatic Gradients on the Denudation of a Mediterranean Carbonate Landscape. *Geomorphology* **2018**, *316*, 44–58.
 94. Willett, S.D. Late Neogene Erosion of the Alps: A Climate Driver? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **2010**, *38*, 411–437. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152543>.
 95. Sternai, P.; Sue, C.; Husson, L.; Serpelloni, E.; Becker, T.W.; Willett, S.D.; Faccenna, C.; Di Giulio, A.; Spada, G.; Jolivet, L.; et al. Present-Day Uplift of the European Alps: Evaluating Mechanisms and Models of Their Relative Contributions. *Earth-Sci. Rev.* **2019**, *190*, 589–604.
 96. Cederbom, C.E.; van der Beek, P.; Schlunegger, F.; Sinclair, H.D.; Oncken, O. Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 5–4 Ma. *Basin Res.* **2011**, *23*, 528–550.
 97. Glotzbach, C.; Beek, P.; Spiegel, C. Episodic Exhumation and Relief Growth in the Mont Blanc Massif, Western Alps from Numerical Modelling of Thermochronology Data. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2011**, *304*, 417–430. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.020>.
 98. Saillard, M.; Petit, C.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D.L.; Zerathe, S.; Revel, M.; Jourdon, A. Late Quaternary Incision Rates in the Vésubie Catchment Area (Southern French Alps) from in Situ-Produced ³⁶Cl Cosmogenic Nuclide Dating: Tectonic and Climatic Implications. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2014**, *119*, 1121–1135.
 99. Rolland, Y.; Petit, C.; Saillard, M.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Darnault, R.; Cassol, D.; Team, A.; ASTER Team. Inner Gorges Incision History: A Proxy for Deglaciation? Insights from Cosmic Ray Exposure Dating (¹⁰Be and ³⁶Cl) of River-Polished Surfaces (Tinée River, SW Alps, France). *Earth Planet. Sci. Lett.* **2017**, *457*, 271–281.
 100. Petit, C.; Goren, L.; Rolland, Y.; Bourlès, D.; Braucher, R.; Saillard, M.; Cassol, D. Recent, Climate-Driven River Incision Rate Fluctuations in the Mercantour Crystalline Massif, Southern French Alps. *Quat. Sci. Rev.* **2017**, *165*, 73–87.
 101. Petit, C.; Rolland, Y.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Guillou, V.; Petitperrin, V. River Incision and Migration Deduced from ³⁶Cl Cosmic-Ray Exposure Durations: The Clue de La Cerise Gorge in Southern French Alps. *Geomorphology* **2019**, *330*, 81–88.
 102. Mariotti, A.; Blard, P.-H.; Charreau, J.; Petit, C.; Molliex, S.; Team, A.; others Denudation Systematics Inferred from in Situ Cosmogenic ¹⁰Be Concentrations in Fine (50–100 Mm) and Medium (100–250 Mm) Sediments of the Var River Basin, Southern French Alps. *Earth Surf. Dyn.* **2019**, *7*, 1059–1074.
 103. Cardinal, T.; Audin, L.; Rolland, Y.; Schwartz, S.; Petit, C.; Zerathe, S.; Borgniet, L.; Braucher, R.; Nomade, J.; Dumont, T. Interplay of Fluvial Incision and Rockfalls in Shaping Periglacial Mountain Gorges. *Geomorphology* **2021**, *381*, 107665.
 104. Cardinal, T.; Petit, C.; Rolland, Y.; Audin, L.; Schwartz, S.; Valla, P.G.; Zerathe, S.; Braucher, R.; Aster Team. Fluvial bedrock gorges as markers for Late-Quaternary tectonic and climatic forcing in the Southwestern Alps. *Geomorphology* **2022**, *418*, 108476.

105. Delunel, R.; Schlunegger, F.; Valla, P.G.; Dixon, J.; Glotzbach, C.; Hippe, K.; Kober, F.; Molliex, S.; Norton, K.P.; Salcher, B. Late-Pleistocene Catchment-Wide Denudation Patterns across the European Alps. *Earth-Sci. Rev.* **2020**, *211*, 103407.
106. Rolland, Y.; Darnault, R.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Petit, C.; Bouissou, S.; Team, A. Deglaciation History at the Alpine-Mediterranean Transition (Argentera-Mercantour, SW Alps) from ^{10}Be Dating of Moraines and Glacially Polished Bedrock. *Earth Surf. Processes Landf.* **2020**, *45*, 393–410.
107. Barruol, G.; Bonnin, M.; Pedersen, H.; Bokermann, G.H.; Tiberi, C. Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: The Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2011**, *302*, 429–438.

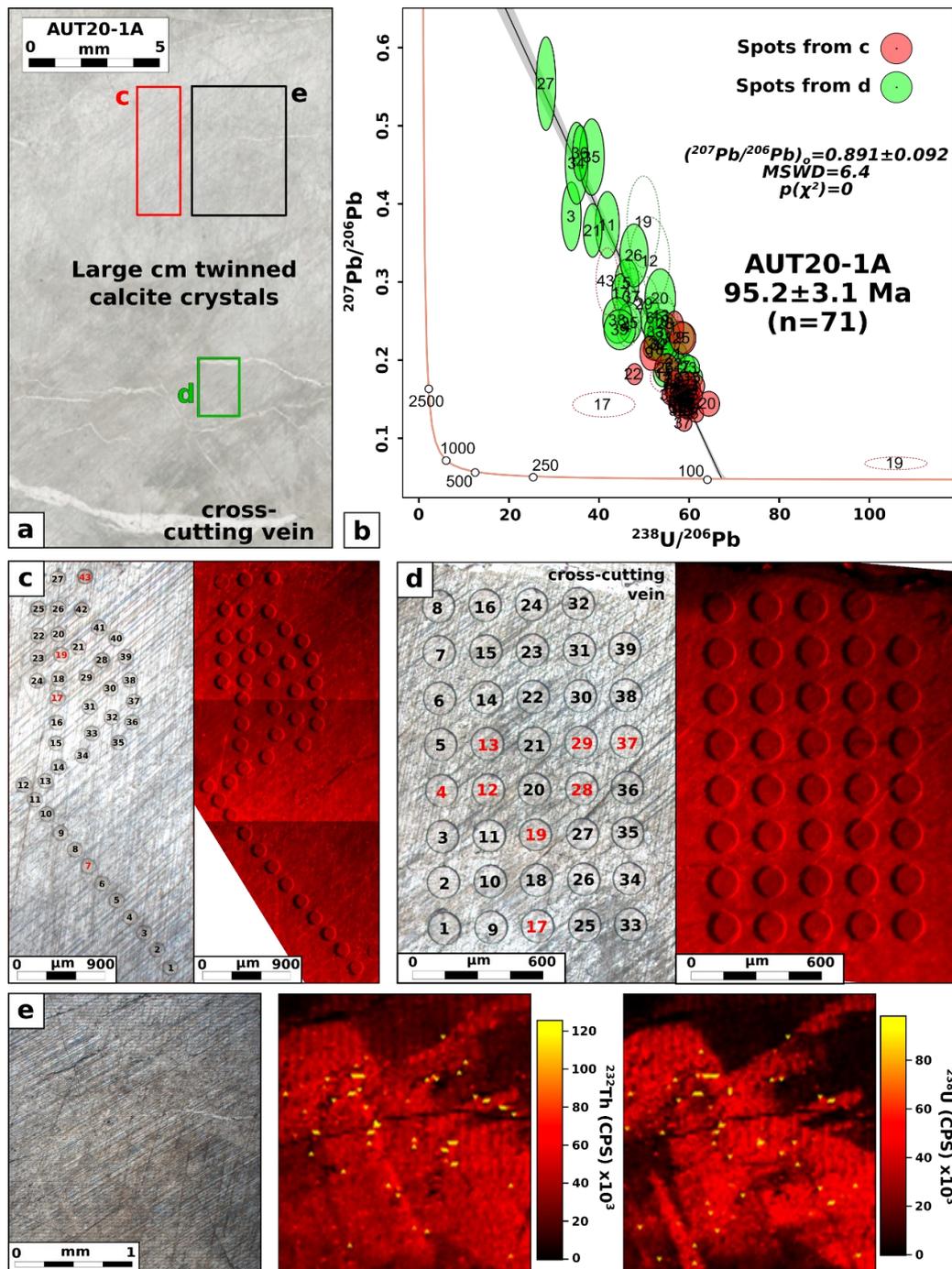
Annexe 3 : Localisation des affleurements

Affleurement	Numéro	Longitude	Latitude	Datations
Massifs Subalpins				
Faverges	1	6,279311	45,740017	1
Ecole	2	6,184814	45,634703	X
Mermets	3	6,028981	45,625219	1
Thoiry	4	6,060348	45,579611	1
Mouxy	5	5,960565	45,67689	1
Planfay	6	5,716869	45,281986	1
Pétesset 1	7	5,710858	45,261194	1
Pétesset 2	8	5,707878	45,258153	X
Mollard	9	5,688608	45,251644	/
Saint-Egrève	10	5,692194	45,241842	3
Quaix-en-Chartreuse	11	5,716539	45,252981	1
St-Nizier-du-Moucherotte	12	5,625425	45,165997	5
Lans-En-Vercors	13	5,602253	45,125811	1
Autrans	14	5,530008	45,144558	/
Aix-Les-Bains	15	5,912647	45,680742	1
Châtelard	16	5,798931	45,431378	1
Saint-Laurent-du-Pont	17	5,728239	45,379886	/
Barnier	18	5,642808	45,312864	X
Chalais	19	5,657238	45,298646	X
Veurey-Voroize	20	5,603725	45,271892	X
Meaudre	21	5,515817	45,1466	X
Rencurel	22	5,476872	45,083125	2
Tunnel de l'Épine	23	5,804725	45,580019	2
Les Echelles	24	5,782973	45,442097	2
Merlas	25	5,667353	45,447278	/
Saint-Quentin	26	5,540814	45,279939	/
Rocher Verdun	27	5,473375	45,219714	2
Saint Gervais	28	5,488728	45,198822	/
Serre-Cocu	29	5,346706	45,079531	/
Pont en Royans (Gamone)	30	5,358253	45,066454	1
Saint Nazaire en Royans	31	5,242358	45,055772	X
Alpes Externe				
Allemond	32	6,022194	45,122061	/
Villard Raymond	33	5,985919	45,048383	X
Faille d'Ornon	34	5,958253	44,977372	X
La Grave	35	6,309822	45,046972	X
Col Lautaret 1	36	6,415775	45,043122	X
Vallée du Fournel 18	37	6,455872	44,789536	X

Vallée du Fournel 19	38	6,461608	44,791242	X
Montmaur	39	5,880006	44,568672	X
Châteauneuf-d'Oze	40	5,903225	44,507122	X
Astoin	41	6,171383	44,360775	X
Authon	42	6,100933	44,245239	1
Baumes-de-Venise	43	5,023835	44,15589	1
Le Gouredon	44	5,100736	44,129795	/
Laffrey	45	5,778224	45,021889	/
Alpes Internes				
Col Lautaret 2	46	6,421794	45,041869	X
Clarée	47	6,661196	44,910376	X
Clarée Hématite	48	6,662317	44,924311	Hématite
Puy-Chalvin	49	6,578936	44,876731	1
Falaise du Tournoux 18	50	6,508717	44,808264	3
Falaise du Tournoux 19	51	6,508583	44,808795	2
Tête d'Oréac	52	6,50215	44,800444	X
Col de la Pousterle	53	6,514806	44,798806	Hématite
Argentière	54	6,559282	44,803412	X
Col d'Izoard	55	6,7238	44,831783	X
Ponteil	56	6,565786	44,713403	X
Réotier	57	6,597625	44,666825	X
Vallée du Guil	58	6,696239	44,681036	X
Maison du Roy	59	6,718722	44,703242	/
Fenils	60	6,78985	44,982878	X

Annexe 3 Tableau des localisations étudiées au cours de cette thèse

Annexe 4 : Analyse pétrographique AUT20-1A



Annexe 4 Petrological, geochemical and age relationships in the dated Authon (Eastern Provence) sample. (a) Thin-section picture of sample AUT20-1A with the analysed zones. (b) Tera-Wasserburg plot, spots in red are from zone c and green spots are from zone (d). On all the analyses a cut-off is applied on the ^{207}Pb content. The points whose measured ^{207}Pb content is lower than 3 times the baseline are eliminated (dotted circles). Spots 17 and 19 are considered as outliers and discarded. (c, d) large twinned calcite crystals with LA-ICP-MS spots and analyses numbers (left) and cathodoluminescence images (right). Monocrystals seem homogeneous in sight of their texture and cathodoluminescence colour homogeneity and are thus interpreted as cogenetic. Red spots are the discarded ones, which do not seem to be in any specific textural zone. (e) Elemental maps of ^{232}Th and ^{238}U

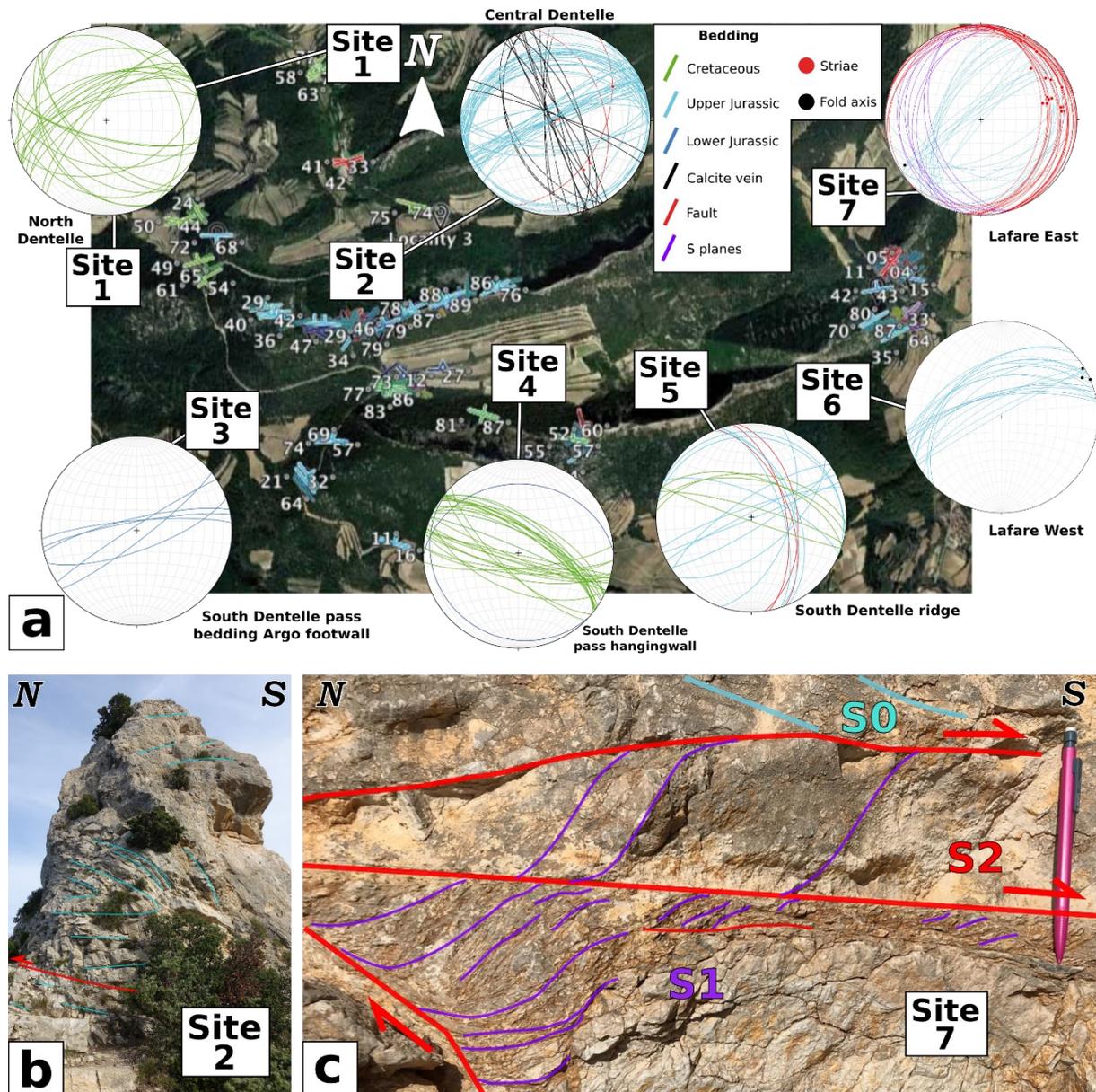
*evidence high concentrations in ^{232}Th and ^{238}U are localized in small (μm -scale) “pepites”.
Pixel size is $50 \mu\text{m}^2$.*

AUT20 Thin section study

Although spots are placed in the same calcite crystal and show a strong variability interpreted as resulting from some very small inclusions (likely oxides) within the calcite with high U and Th contents showing a “pepite effect” (Figure 3e). These μm -scale “pepites” might explain part of the spread due to a variable incorporation of Pb in the inclusions, and some possible age inheritance, which does not affect significantly the precision on the age.

Annexe 5 : Données complémentaires « Dentelle »

Field photography and complementary locations of “Dentelle” study site.



Annexe 5 (a) Dentelle area maps with studied locations and associated Schmidt stereogram (lower hemisphere). Field interpreted photography of location 2 (b) and location 7 (c).

Orientations to bedding, veins and fault planes were measured in the whole massif. To the North-West of the North Dentelle (location 1), bedding shows a rather complex distribution in agreement with a main NE-SW fold axis. A $\sim N60^{\circ}E$ horizontal fold axis is computed from bedding planes in Upper Jurassic limestone, and is directly measured, at location 2 and 6 for the Central and South Dentelle eastern part, respectively. At location 2, the thrust is composed of several stacked metric Jurassic limestone scales. A $\sim N60^{\circ}E, 45^{\circ}NE$ fold axis is computed from strata at location 5 (“South Dentelle ridge”) near the transition between Upper Jurassic and Cretaceous limestones, while to the West at location 4, a $\sim N100^{\circ}E$ horizontal fold axis is obtained in Cretaceous limestones. At location 3, few measurements were done in Lower

Jurassic beds, which seem to indicate a fold axis orientation slightly turned to the ENE. At the Eastern extremity of the South Dentelle, at location 7, a N230°E fold axis is obtained and measured. Still at this location, C-S structures are observed at the contact of the thrust ramp anticline evidencing a top-to-the-East extensional activity (Figure 1c). C planes and associated fault planes are in red with striae featured as red dots. S planes are displayed in purple. A relative chronology with first ramp and anticline formation in a compressive context and secondly a re-activation with C-S structures formation in an extensive context is suggested. All of these data are coherent and describe a main N-S to NW-SE compressive stress field, which led to the formation of the fold structure. Markers of a later extensive deformation, featured by flat top-to-the-East shear zones is related to possible diapiric development.

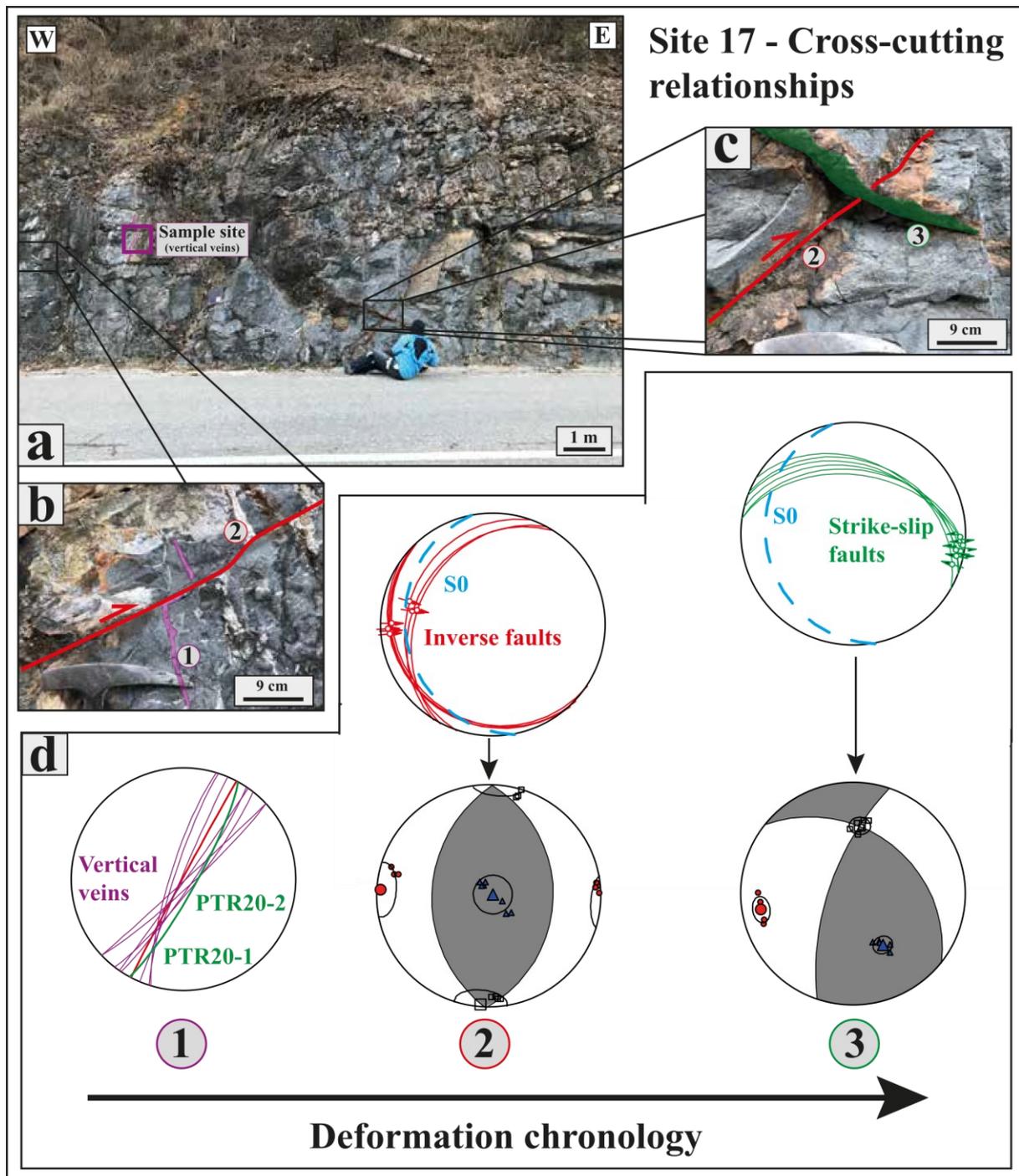
Annexe 6 : Tableau des échantillons

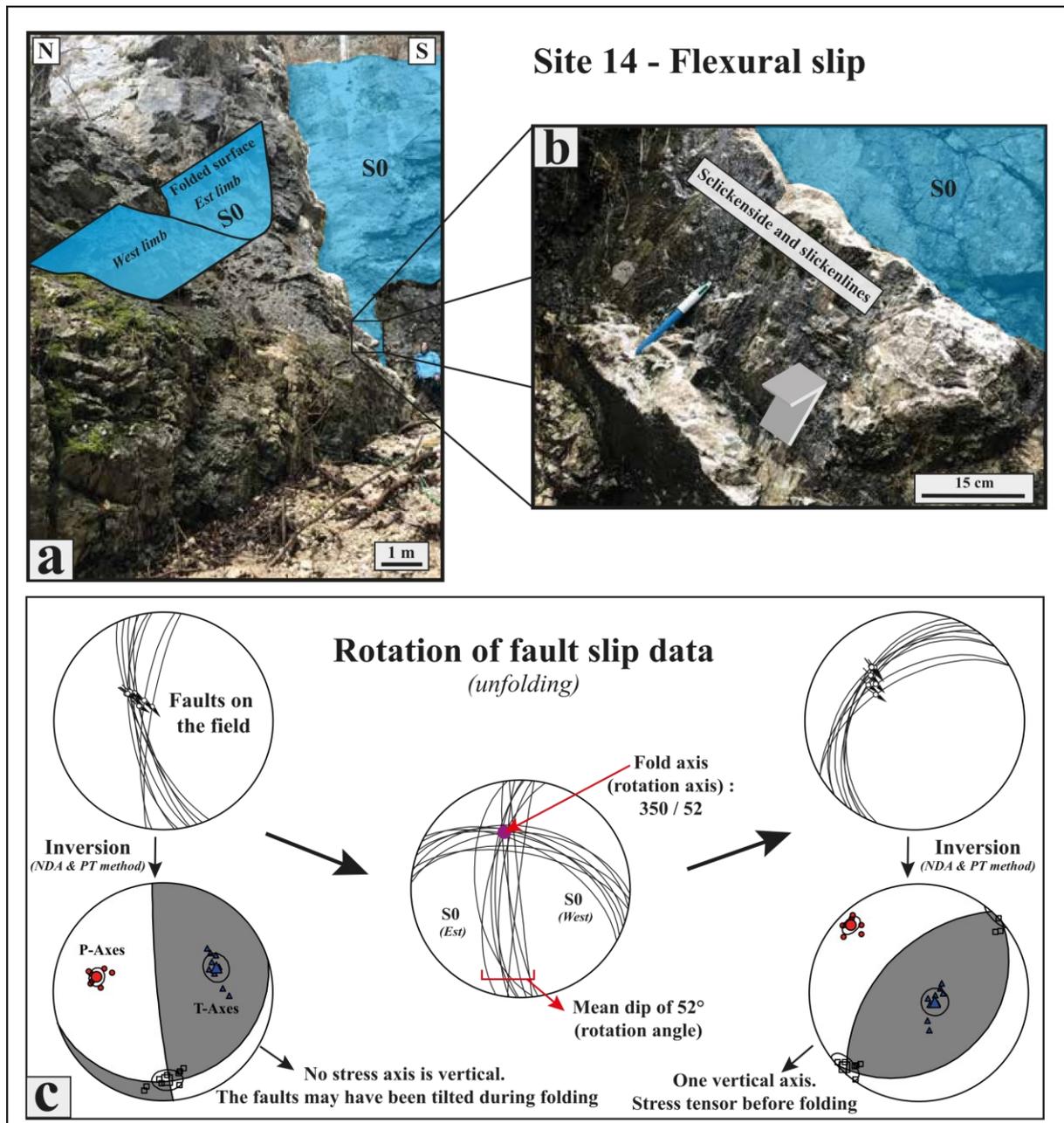
Location	Samples	Name of location	Stratigraphy	Notation	Lithology	Coordinates	Sample type	Structure
Location 1	FAV21-1	Faverge	Aptian-Albian	n6-7	Biodetrital limestone	45°44'24.06"N	Cataclasis	Thrust A
	FAV21-2					6°16'45.52"E	Fault plane	Strike-slip
Location 2	MER21-2	Mermets	Valanginian	n2b	Bicolor limestone	45°37'30.79"N	Fault plane	Thrust B
	MER21-2M					6°1'44.33"E	Host-Rock	Host-Rock
Location 3	THO21-1	Thoiry	Barremian-Aptian	n5-4	Limestone (Urgonian)	45°34'46.60"N 6°3'37.25"E	Fault plane	Strike-slip
Location 4	MOU21-2	Mouxy	Barremian-Aptian	n5-4	Limestone (Urgonian)	45°40'36.81"N	Cataclasis	Thrust II
	MOU21-3					5°57'38.03"E	Fault plane	Strike-slip
Location 5	PL20-1	Planfay	Miocene	m2P	Conglomerates	45°16'55.15"N 5°43'0.73"E	Fractured pebble	Thrust II
Location 6	PT20-1A	Petesset	Miocene	m2P	Conglomerates	45°15'40.30"N	Fractured pebble	Thrust II
	PT20-1M					5°42'39.09"E	Host-Rock	Host-Rock
Location 7	QEC21-2	Quaix en Chartreuse	Valanginian	n2F	Fontanil limestone	45°15'10.73"N	Fault plane	Strike-slip
	QEC21-2M					5°42'59.54"E	Host-Rock	Host-Rock
Location 8	SE20-1	Saint-Egrève	Miocene	m2P	Conglomerates	45°14'30.63"N	Fractured pebble	Thrust II
	SE21-2					5°41'31.90"E	Host-Rock	Host-Rock
	SE20-M							
Location 9	L19-1	Saint-Nizier-du-Mouchero	Miocene	m	Conglomerates	45°	Fractured pebble	Thrust I
	L19-2					9'57.59"N		
	SNZ20-1					5°37'31.53"E		
	SNZ20-2							
	SNZ20-3							
	SNZ20-M						Host-Rock	Host-Rock
Location 10	LEV21-1	Lans-en-Vercors	Maestrichtian	c7	Flinty limestone	45°		
	LEV21-2					7'32.92"N 5°36'8.11"E	Fault plane	Strike-slip

Location 11	AIX21-1	Aix-les-bains	Barremian -Aptian	n5-4	Limestone (Urgonian)	45°40'50.67"N 5°54'45.53"E	Fault plane	Strike-slip
Location 12	CHAT21-ST2	Châtelard	Valanginian	n2S	Flinty limestone	45°25'52.96"N 5°47'56.15"E	Fault plane	Thrust IIIa
Location 13	VER20-2	Rencurel	Barremian -Aptian	n5-4	Limestone (Urgonian)	45°4'59.25"N 5°28'36.74"E	Cataclasis site	Thrust IIIa
	VER20-3						Sigmoid cement	Thrust IIIa
Location 14	VER20-M	Tunnel Epine	Portlandien	j9	Limestone	45°34'48.07"N 5°48'17.01"E	Host-Rock Veins on fault plane	Host-Rock
	TEP20-1A						Host-Rock	Thrust IIIb
Location 15	TEP20-M	Les Echelles	Barremian -Aptian	n4U	Limestone (Urgonian)	45°26'31.55"N 5°46'58.70"E	Fault plane	Thrust IIIb
	ECH21-1						Host-Rock	Host-Rock
Location 16	ECH21-M	Le Rocher en Vercors	Barremian -Aptian	n4U	Limestone (Urgonian)	45°13'10.97"N 5°28'24.15"E	Fault plane	Bed to bed sliding
	RV21-1							
Location 17	PTR20-1	Pont-en-Royans	Valanginian	n2bF	Bicolor Fontanil limestone	45°3'59.23"N 5°21'29.71"E	Vein	Vertical normal veins

Annexe 6 Tableau des localisations des massifs subalpins.

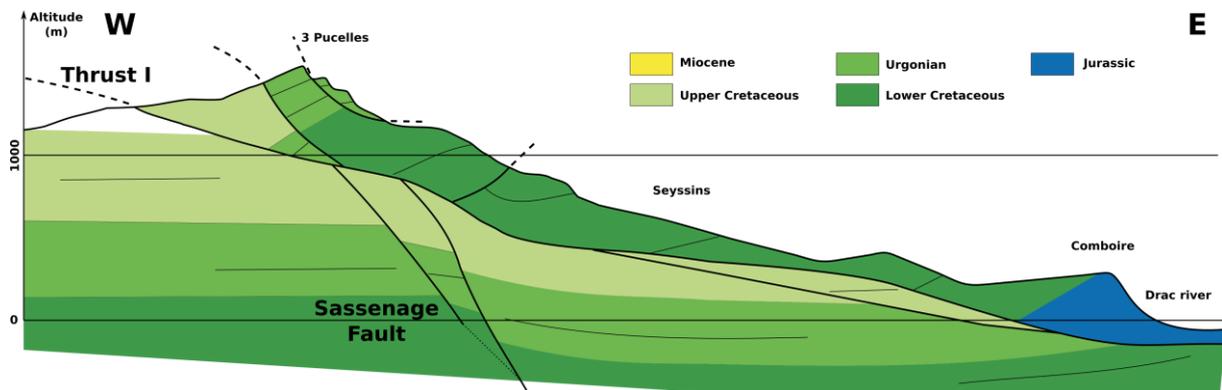
Annexe 7 : Données complémentaires aux localisations de Pont-en-Royans et du Tunnel de l'Épine





Annexe 7 Photographies de terrain illustrant les relations entre les fentes en échelon extensives et les failles décrochantes et inverses de la localisation de Pont-en-Royans. Explication du debascullement des données de paleostress de la localisation du Tunnel de l'Epine.

Annexe 8 : Coupe géologique de l'Est du massif du Vercors



Annexe 8 Coupe de la partie Est du massif du Vercors au niveau de Saint-Nizier-du-Moucherotte, basé sur les travaux de terrain de Jean-Claude Chabot.

Annexe 9 : Données des analyses isotopiques

Localisation	N° Localisation	Nom analyse	Type Echantillon	Type accident	135C PDB	185O PDB	2SE d13C PDB	2SE d18O VSMOW	U-Pb Age
Massifs Subalpins									
Faverge	1	FAV21-2	Plan strié	Faïlle décrochante	1,07	-7,72			Unknown
		FAV21-M	Host-Rock	Host-Rock	0,33	-4,55			/
Mermets	3	MER21-2	Plan strié	Faïlle inverse	0,18	-7,10			Yes
		MER21-2M	Host-Rock	Host-Rock	0,14	-3,86			/
Thoiry	4	THO21-1A	Plan strié	Faïlle décrochante	0,40	-17,80			Yes
		THO21-1M	Host-Rock	Host-Rock	1,43	-7,45			/
Petteset	7	PT20-1A1	Conglomérat Fracturé	Faïlle inverse	-1,99	-10,63			Yes
		PT20-1A2			2,05	-5,05			No
		PT20-1M	Host-Rock	Host-Rock	1,87	-4,87			/
		SE20-1			1,94	-6,90			Yes
		SE21-1			0,09	-9,03			Yes
		SE21-4	Conglomérat Fracturé	Faïlle inverse	0,18	-7,78			Yes
		SE21@1			0,42	-10,05	0,40	0,22	Yes
		SE21@2			0,73	-9,23	0,49	0,22	Yes
Saint-Egrève	10	SE21@3			1,75	-9,80	0,48	0,19	Yes
		SE21@5			1,69	-5,45	0,41	0,19	/
		Matrice							
		SE21@6	Host-Rock	Host-Rock	1,56	-4,11	0,43	0,22	/
		Matrice							
		SE20-M			1,78	-5,92			/
Quaix en Chartreuse	11	QEC21-2	Plan strié	Faïlle décrochante inverse	0,47	-12,43			Yes
		QEC21-2M	Host-Rock	Host-Rock	0,56	-3,03			/
		SNZ20-2B			1,75	-4,96			Yes
		SNZ20-3B			1,85	-3,86			No
		SNZ20-1			1,88	-4,95			No
		SNZ20-2			1,73	-4,82			No
		SNZ20-3			1,77	-4,66			No
		SNZ20-1D			0,16	-9,98			Yes
		SNZ20-1@1 V3			-0,28	-11,46	0,50	0,18	Yes
		_Dated							
Saint-Nizier-du-Moucheroite	12	SNZ20-1@2 V3	Conglomérat Fracturé	Faïlle inverse massifs subalpins	1,30	-5,62	0,43	0,19	Yes
		_Dated							
		SNZ20-1@3 V1			2,52	-6,24	0,42	0,20	No
		SNZ20-1@4 V1			2,02	-5,98	0,42	0,21	No
		L19-2@1_Coeur			-7,43	-8,27	0,47	0,20	Yes
		L19-2@2_Bordure			-0,25	-10,94	0,38	0,23	Yes

		L19-2@3_Bordure			0,29	-11,59	0,39	0,21	Yes		
		SNZ-3@2			-9,22	-8,79	0,48	0,20	Yes		
		SNZ20-M	Host-Rock	Host-Rock	1,31	-4,82			/		
		LEV21-1B	Plan strié	Faïlle décrochante	-2,42	-10,60			No		
Lans-en-Vercors	13	LEV21-1H	Plan strié	Faïlle décrochante	-5,51	-9,21			Yes		
		LEV21-2	Plan strié	Faïlle décrochante inverse	-2,34	-9,08			/		
		LEV21-M	Host-Rock	Host-Rock	-1,07	-8,63			Yes		
Aix-les-bains	15	AIX21-1	Plan strié	Faïlle décrochante	-4,98	-12,76			Yes		
Chatelard	16	CHAT21-ST2	Plan strié	Faïlle inverse	1,04	-12,14			Yes		
		VER20-2	Brèche	Plan de faille inverse	1,13	-2,67			No		
		VER20-2bis				1,01	-2,46			No	
		VER20-3	Remplissage	Faïlle inverse	0,74	-2,16			No		
		VER20-M	Sigmoïdes	Host-Rock	-1,09	-6,17			/		
Rencurel	22	VER20-3AD	Veine de brèche de faille	Faïlle inverse	-0,89	-8,63			Yes		
		VER20-2@2	Clasts		0,99	-5,44	0,53	0,12	Yes (73 Ma)		
		VER20-2@5	Veines dans remplissage	Faïlle inverse	1,60	-9,42	0,53	0,15	Yes		
		VER20-2@6				1,66	-9,67	0,55	0,18	Yes	
Tunnel de l'Épine	23	TEP20-1A	Brèche de faille	Faïlle inverse	-0,71	-11,29			Yes		
		TEP20-1B	Brèche de faille	Faïlle inverse	-0,98	-11,32			Yes		
		TEP20-M	Host-Rock	Host-Rock	-1,35	-5,99			/		
Les Echelles	24	ECH21-1	Plan strié	Faïlle inverse	0,32	-11,02			Yes		
		ECH21-M	Host-Rock	Host-Rock	1,61	-4,09			/		
		PtR-1	Fentes en échelon	Failles normales	-7,82	-2,67			Yes		
Pont-en-Royans	30	PtR-2					-9,54	-3,34			Unknown
		PtR-MN	Host-Rock	Host-Rock	-3,34	0,77			/		
		PtR-MR					-3,66	0,52			/
Alpes Externe											
Villard Raymond	33	ORN19-7	Fentes de tension	Fentes de tension	-0,24	-8,26			No		
		ORN19-7M	Host-Rock	Host-Rock	0,09	-8,26			/		
		ORN19-7M					0,08	-8,26			/
Faïlle Ornon	34	ORN19-1A	Plan strié	Faïlle inverse	-1,78	-11,41			No		
		ORN19-1B					-1,84	-11,49			No
		ORN19-5			Sigmoïdes	Sigmoïdes	-3,84	-10,99			No

		FP19-1M	Host-Rock	Host-Rock	0,45	-11,32			/
La Grave	35	FP19-1-VH	Veine horizontales (dans schistosité)	Veines Compressives	0,50	-11,14			No
		FP19-5- VV	Veines Verticales	Extension	0,80	-11,20			No
		FP19-6M	Host-Rock	Host-Rock	-1,57	-12,53			/
Col Lautaret 1	36	FP19-7M	Host-Rock	Host-Rock	-1,38	-12,48			/
		FP19-8	Veine	Veines compressives	-1,52	-13,06			No
		FP19-9	Veine	Veines compressives	-1,80	-13,17			No
Vallée du Fournel 18	37	9_M_1	Host-Rock	Host-Rock	-0,32	-8,65			/
		9_V3_1	Fentes de tension	Fonctionnement compressif du Front Pennique	-0,18	-8,08			No
Vallée du Fournel 19	38	FP19-20	Sigmoïdes	Veines compressives dans la schistosité	-0,94	-11,78			Unknown
		FP19-21	Plan de faille	Faille normale tardive	-1,25	-11,95			No
		MM20-1		Faille inverse	-0,42	-5,83			No
Montmaur	39	MM20-2	Conglomérat Fracturé	des bassins oligocènes de Gap	-0,84	-6,40			No
		MM 20-2 bis			-0,87	-6,21			No
		MM20-2M	Host-Rock	Host-Rock	1,54	-3,97			/
Châteauneuf-d'oze	40	CHO20-1	Cataclasite	Faille inverse	-0,15	-7,94			No
		CHO20-M	Host-Rock	Host-Rock	-0,74	-7,05			/
Astoin	41	AST20-1a@1	Veine	Chevauchement Digne	1,08	-7,76	0,55	0,20	No
		LA20-3	Plan strié	Faille	-10,41	-13,36			No
Laffrey	45	LA20-4	décrochant	décrochante	-10,27	-13,09			No
		LA20-M	Host-Rock	Host-Rock	-1,71	-5,22			/
Alpes Internes									
		FP19-10	Plan de Faille	Plan de Faille et fentes en échelon	-2,72	-10,75			No
		FP19-10b	Faille		1,78	-8,40			No
Col Lautaret 2	46	FP19-11bis	Plan de Faille	Plan de Faille et fentes en échelon	-3,23	-12,01			No
		FP19-11b-M	Host-Rock	Host-Rock	1,07	-9,87			/
		BRI21-1A	Plan strié	Faille décrochante	3,10	-11,38			No
Clarée	47	BRI21-2	Plan strié	Faille normale	2,60	-13,02			No
		BRI21-1M	Host-Rock	Host-Rock	3,47	-2,44			/
		BRI21-2M	Host-Rock	Host-Rock	3,17	-4,24			/
Clarée Hématite	48	BRI21-3	Veines	Veines dans schistosité	3,45	-1,53			No
		PC20-1	Brèche	Faille normale	-5,92	-12,48			No
Puy-Chalvin	49	PC20-2A	Plan strié	Faille décrochante	-8,78	-14,44			Yes

		PC20-1a@1			-8,20	-15,02	0,50	0,22	unkno w
		PC20-1a@2	Ciment Brèche	Faille normale	-8,50	-15,36	0,54	0,23	unkno w
		PC20-1a@3			-8,49	-15,41	0,51	0,21	unkno w
		4_M_1	Host-Rock	Host-Rock	1,92	-5,91		Exten sion	/
Falaise du Tournoux 18	50	2A_R3_S_1			0,03	-22,79			Yes
		2B_R3_C_1	Ciment Brèche		-0,09	-22,37			Yes
		3B_R3_1		Faille normale	-4,62	-18,92			No
		3B_V3_2	Veine Brèche		-0,75	-18,26			Yes
Falaise du Tournoux 19	51	FP19-12M	Host-Rock	Host-Rock	1,83	-7,56			/
		FP19-12	Brèche	Faille normale	-2,18	-20,95			Yes
		FP19-12B		(HDFS daté)	-1,71	-21,39			Yes
		1A_M	Host-Rock	Host-Rock	2,15	-13,33			/
		1A_bis_M			2,09	-13,6			/
		1B_V1_1			2,59	-10,7			No
		1C_V1_1	Veines horizontales	Schistosité	2,48	-9,87			No
Tête d'Oréac	52	1C_V1_3			2,48	-11,72			No
		1A_1E			2,12	-12,87			No
		1A_V3_2C	Fentes en échelon	Faille normal	2,18	-12,39			No
		1B_V3_2			1,96	-12,81			No
		1D_V3_1			1,88	-12,55			No
		7_M_1	Host-Rock	Host-Rock	2,25	-5,01			/
		HeFP20- V0_@1	Remplissag e claire brèche	Brèche à hématite HDFS	-4,10	-19,67	0,46	0,22	No
		HeFP20- V0_@2			-0,58	-19,60	0,62	0,19	No
		HeFP20- V0_M_@3			3,59	-9,66	0,54	0,18	No
Col de la Pousterle	53	HeFP20- V0_M_@4	Clasts	Host-Rock	3,58	-8,50	0,56	0,21	No
		6_C3_1	Brèche à oxydes (ciment)	Faille normale	-3,04	-20,07			No
		6_R3_2			-0,95	-17,69			No
		5_V3_1	Fentes en échelon	Faille normale	1,66	-4,97			No
		FP19-13	Host-Rock	Host-Rock	1,77	-4,30			/
		FP19-17	Fente en échelon	Faille normale	2,17	-4,71			No
		FP19-17x			2,21	-4,70			No
		10_M_1	Host-Rock	Host-Rock	1,26	-2,26			/
Argentière	54	10_V2_1	Fentes en extrados de plis	Plis compressifs	1,29	-1,87			No
Col Izoard	55	FP19-42	Fente en échelon	Faille normale	0,79	-3,38			No
		FP19-42M	Host-Rock	Host-Rock	1,46	-2,83			/
		13_M_1	Host-Rock	Host-Rock	3,43	-6,97			/
Ponteil	56	13_V3_S_1			3,46	-17,1			No
		13_V3_C_2	Brèche	Faille normale	2,53	-16,04			No
		13_V3_3			3,4	-23			No
Réotier	57	11_M_1	Host-Rock	Host-Rock	2,1	-4,28			/

Réotier_C ompressif		11_V1_1	Veines de boudinage	Enfouissement	1,58	-7,32	No
Vallée du Guil	58	FP19-38	Plan de faille	Failles décrochantes HDFS	2,25	-11,66	No
		FP19-38M	Host-Rock	Host-Rock	2,30	-7,30	/
		FENO2-M	Host-Rock	Host-Rock	0,57	-8,93	/
Fenils	60	FENO2-A-1	Brèche	Failles	0,77	-7,95	No
		FENO2-B-1		normales	0,74	-8,82	No

Annexe 9 Tableau de l'ensemble des données isotopiques obtenues au cours de cette thèse.

Annexe 10 Complément terrain et pétrographie Bilau et al., 2021

1. Lithologies

All lithologies are carbonaceous rocks. Compressive tension gashes inside sigmoidal deformation were sampled in the Fournel Valley location. In the Reotier location, boudinage veins are markers of significant flattening related to thinning of sedimentary units in a compressional context. In L'Argentière location, compressive features are expressed at fold extrados quartz-calcite veins. Metre-scale folds also mark an important flattening related westward to nappe westward transport.

Extensional and compressionnal features were sampled in the Tête d'Oréac location. Eastward of the Tête d'Oréac and southward of the Tournoux scarp, the Col de la Pusterle (Pusterle pass) outcrop is featured by a normal fault with significant offset (> 300m, Fig. 3a). This fault is part of the High-Durance Fault System (HDFS). Here, en-echelon normal veins were sampled. A consistently sub-horizontal S0+S1 was measured. Conjugated faults are locally more expressed, but eastward dipping faults are also dominant here. En-echelon veins are vertical and related to normal faults, and are exclusively composed of calcite. Tournoux and Ponteil scarps show larger metre-scale cataclastic extensional structures with consistently dominant eastward dipping orientations.

Sample N°	Valley	Location name	Coordinates (degree, minute, second)	Altitude (m)	Lithology	Stratigraphic age	Structure
FP-18-1	Fournel	Oréac	44°48'0.64"N 6°30'10.12"E	1751	Calc-schists	Late Cretaceous	'en échelon' Veins
FP-18-2	Fournel	Tournoux Scarp	44°48'29.75" N	1910	dolomitic limestone	Middle Triassic	Cataclastic
FP-18-3	Fournel		6°30'31.38"E		dolomitic limestone	Middle Triassic	Veine breccia
FP-18-4	Fournel		44°48'29.18" N 6°30'32.45"E	1908	dolomitic limestone	Middle Triassic	Protolith
FP-18-5	Fournel	Pusterle Pass	44°47'55.70" N 6°30'53.30"E	1640	Calc-schists	Middle Triassic	'en échelon' Veins
FP-18-6	Fournel				Quartzites	Middle Triassic	Protolith
FP-18-7	Fournel					Calc-schists	Middle Triassic
FP-18-8	Fournel	Upper Valley	44°47'22.33" N	1693	Flysch (Champsaur sandstone)	Late Eocene (Priabonian)	Late Veins (in kinks)
FP-18-9	Fournel		6°27'21.14"E		Flysch (Champsaur)	Late Eocene (Priabonian)	Late Veins (in kinks)

r sandstone)							
FP-18-10	Durance	Argentière	44°48'11.90" N 6°33'33.04"E	1035	Calc-schists	Late Jurassic (Malm)	Fold extrados vein
FP-18-11	Durance	Panorama spot	44°40'0.03"N 6°35'50.06"E	983	Dolomite	Early Triassic	Boudinage Vein
FP-18-13	Tramouillon	Ponteil scarp	44°42'48.17" N 6°33'57.14"E	1540	Calc-schists	Middle Triassic	Normal Fault breccia

Annexe 10, GPS coordinates of outcrops. Lithology and stratigraphy are based on field observations and 1/50 000 geological map.

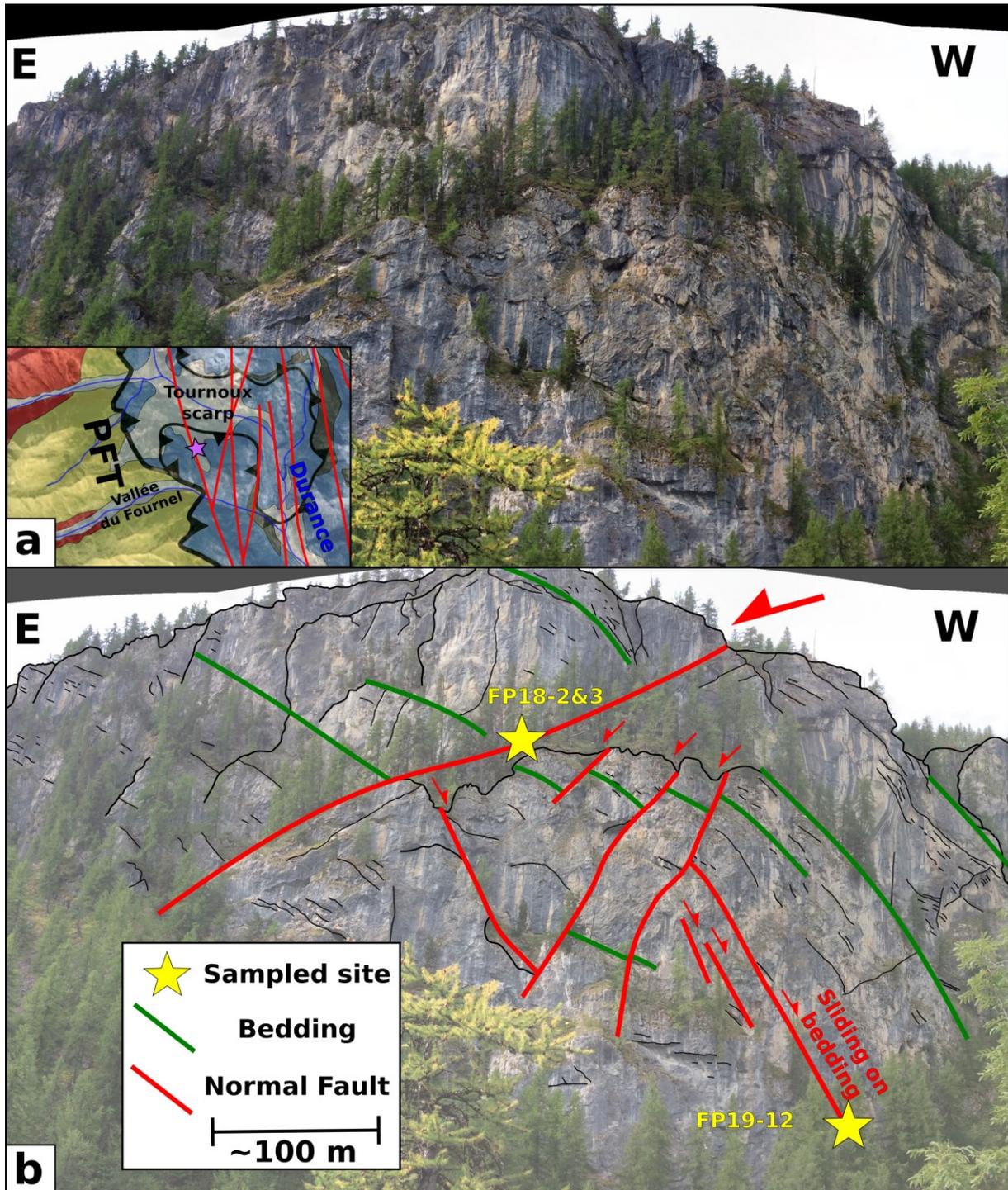


Fig. S1. Panoramic view of the Tournoux scarp. High-Durance normal faults and sampling sites of FP18-2&3 and FP19-12.

Located on the northern side of the Tête d'Oréac, the Tournoux scarp is the other side of the so-called Tête d'Oréac scarp presented in Fig. 3a. Here, the dolomitic limestones dip towards the west with a variable dip. The two dated cataclasites were sampled on the same scarp, on distinct conjugated extensional structures (Fig. S1). Sample FP18-2&3 are representative of the main eastward normal fault motion and sample FP19-12 is related to conjugated eastward normal fault motion. The $\sim 20\text{-}50^\circ$ west dipping bedding locally acted as a weakness plane concentrating the extensional deformation. When the bedding and faults are nearly of same dip, this results in sliding on the

bedding surface (Fig. S2a). Locally, both east and west-dipping fractures are observed (Fig. S2b). Sample FP19-12 came from the main fault (Fig. S2a), it shows multiple calcite filling generations (Fig. S2c), as confirmed by petrographic analyses (Fig. S3&S4). In the field, two slickenside orientations are measured, of $\sim 50^\circ$ and $\sim 70^\circ$ dip, towards the north. The older ones correspond to the steepest generation, clearly showing a main normal component, while the younger ones show a partly dextral strike-slip component (Fig. S2d).

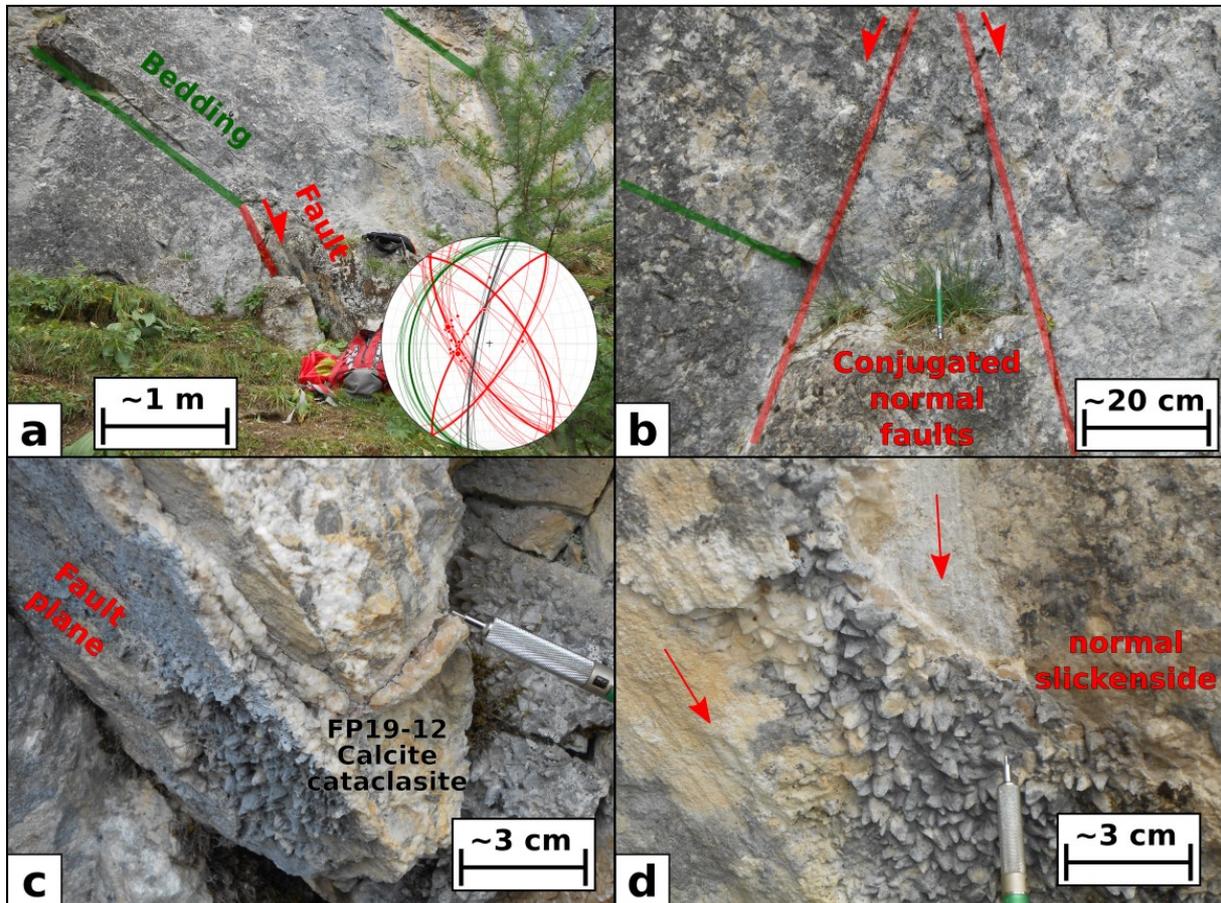


Fig. S2. Field photographs of FP19-12 sampling site of Tournoux scarp, with the corresponding Wulff stereogram, in lower hemisphere (colours in the stereogram refer to colours of highlighted structures on the picture).

2. Geochemistry

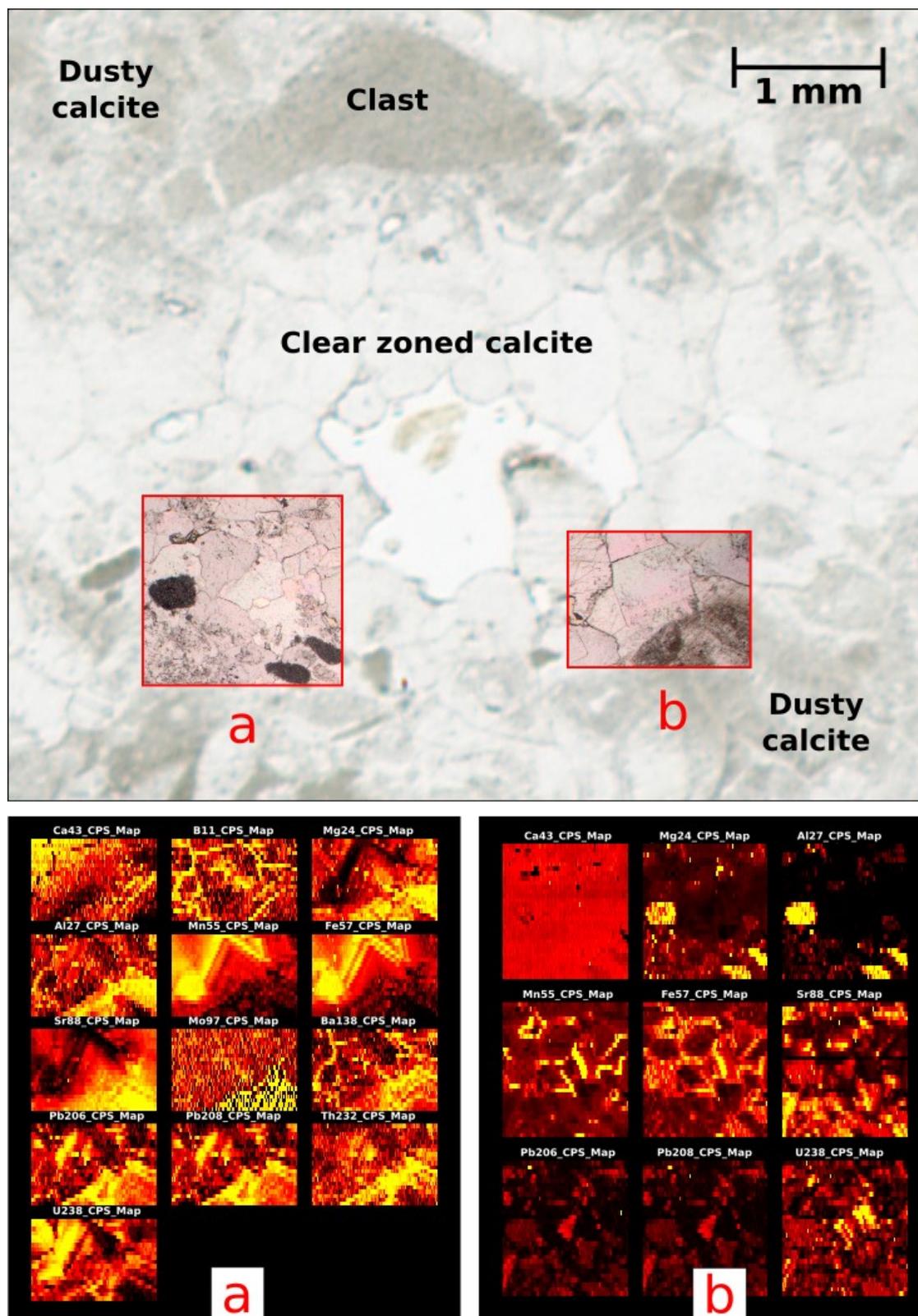


Fig. S3. Elemental maps of the cataclasite filling calcite showing (a) compositional patterns in the so-called « clear » calcite and that recrystallized between clast and (b) the boundary with the « dusty » calcite corresponding to cataclasite clasts (thin-section FP18-2B). Zonings appear in the clear calcite.

Two elemental maps of FP18-2B cataclasite calcite fillings were acquired (Fig. S3). In the map B, 13 elements were monitored. The limit between clear calcite zoned crystals and dusty calcite is well marked in ^{55}Mn , ^{57}Fe and anti-correlated to ^{88}Sr .

Two additional maps were produced in the thin section FP19-12B, with similar zoning features as in sample FP18-2&3 cataclasites (Fig. S4).

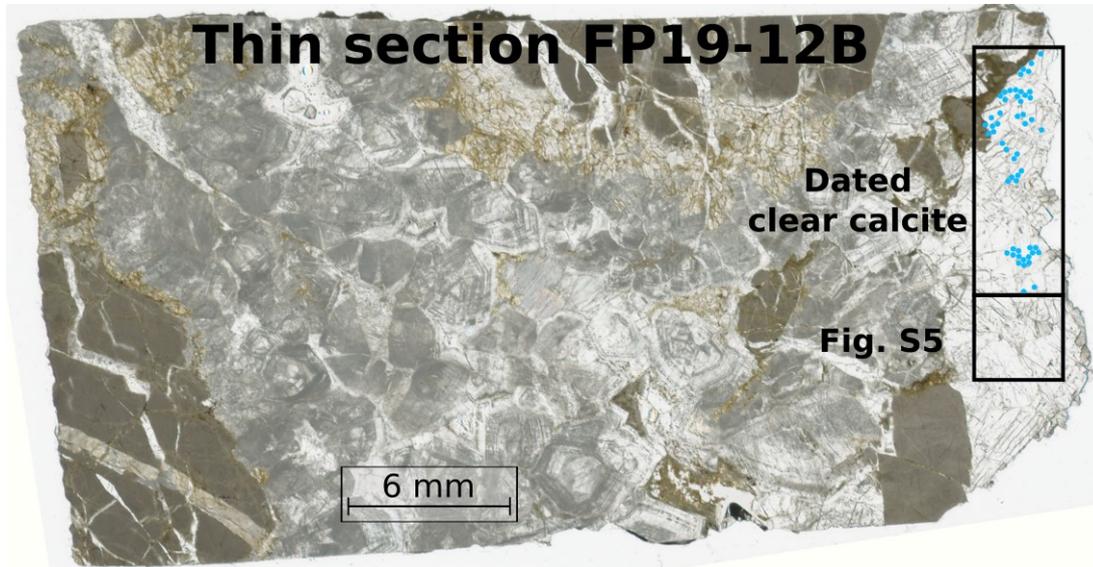


Fig. S4. FP19-12B thin section with mapped and dated zones.

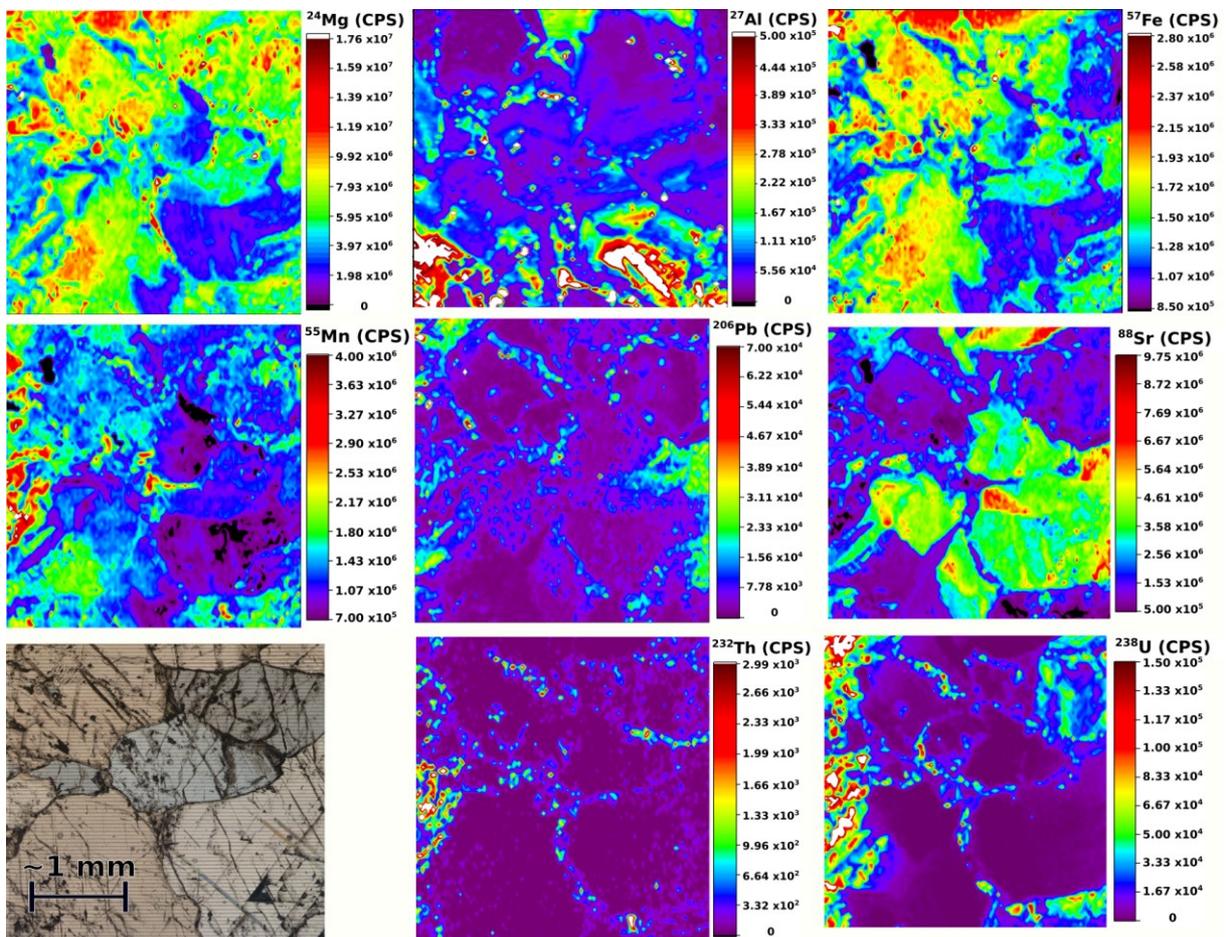
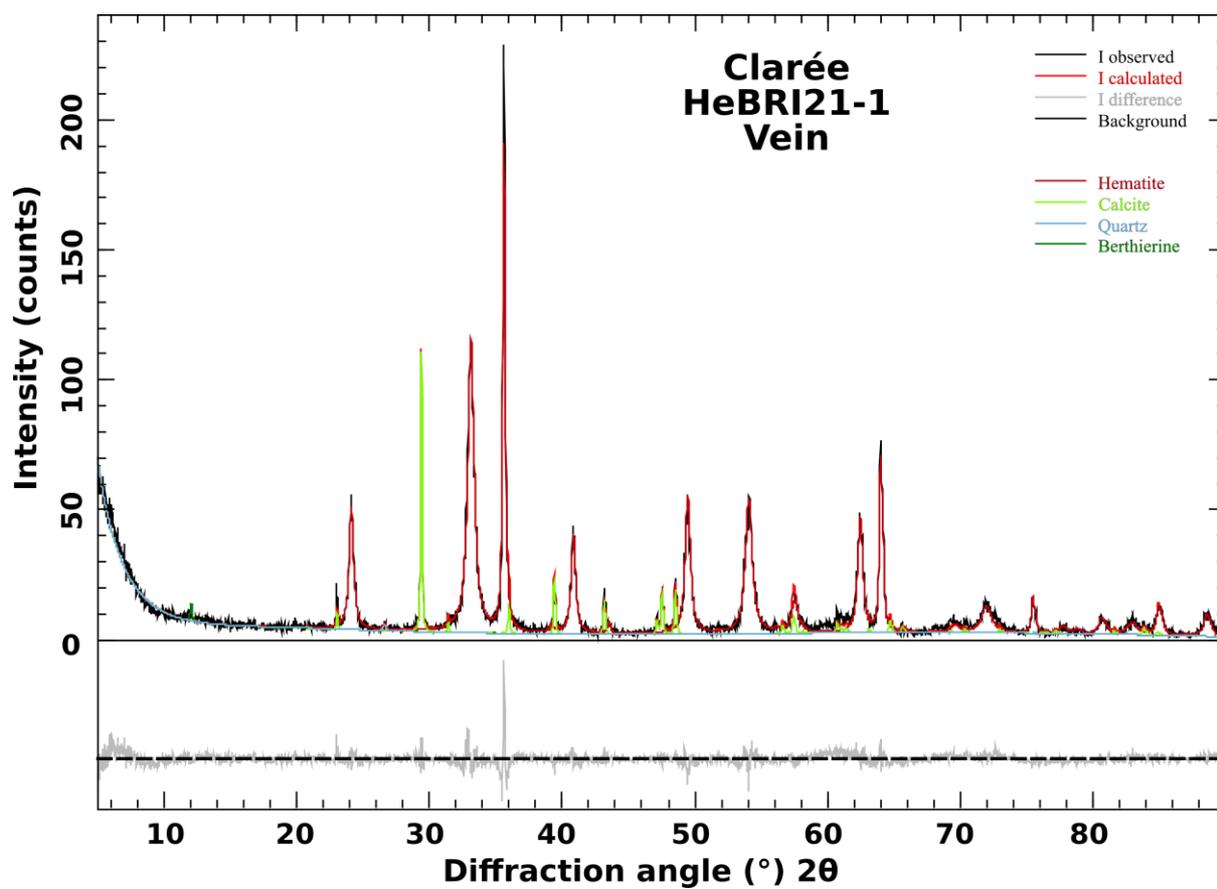


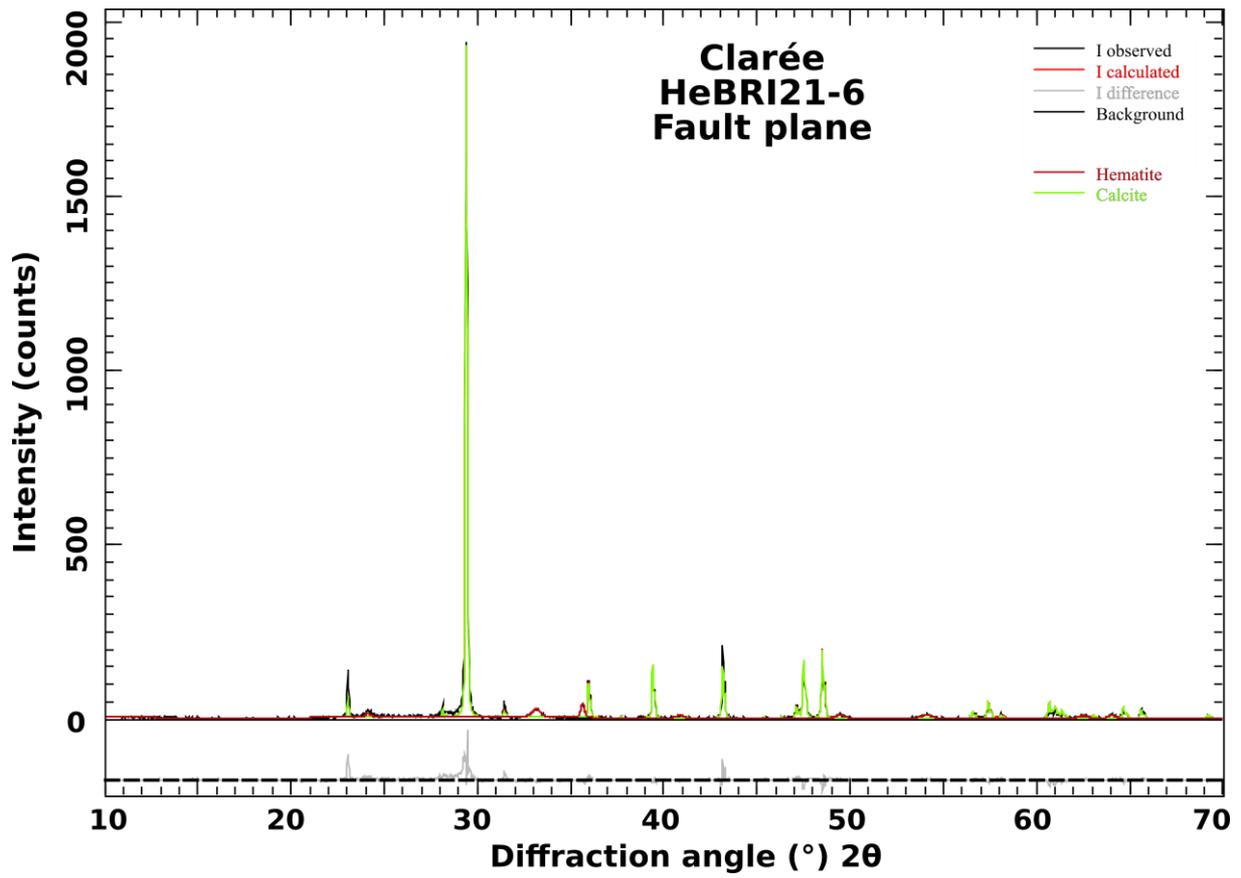
Fig. S5. Trace element maps in dated cataclasite filling clear calcite, expressed in CPS (Count Per Second), thin-section FP19-12B. The spot size is 30 μm and the map is 80 lines.

Blocky texture is observed in dated clear calcite fillings (Fig. S5). Calcite appears as fractured crystals of nearly 1 mm size. ^{238}U , ^{232}Th and ^{206}Pb contents are higher at crystals interfaces and show very moderate and homogeneous contents inside the crystals. Other elements show a large variability inside crystals with similar patterns for ^{55}Mn and ^{24}Mg . High ^{24}Mg content can be a marker of dolomite. ^{88}Sr content vary from $5 \cdot 10^5$ to $8.72 \cdot 10^6$ CPS, two groups of crystals can be defined based on average ^{88}Sr content, $\sim 4 \cdot 10^6$ and $\sim 7 \cdot 10^5$ CPS. In each group, ^{88}Sr content is homogeneous, which suggest that several crystallization phases occurred. At crystals interfaces, ^{238}U content range from $\sim 2 \cdot 10^4$ to $1.5 \cdot 10^5$ and relative low content of ^{206}Pb range from ~ 0 to $2 \cdot 10^4$, the ratio of $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ goes to more than 100. Thus, due to the laser spot size, it is likely that we dated this late calcite that crystallized along crystal interfaces.

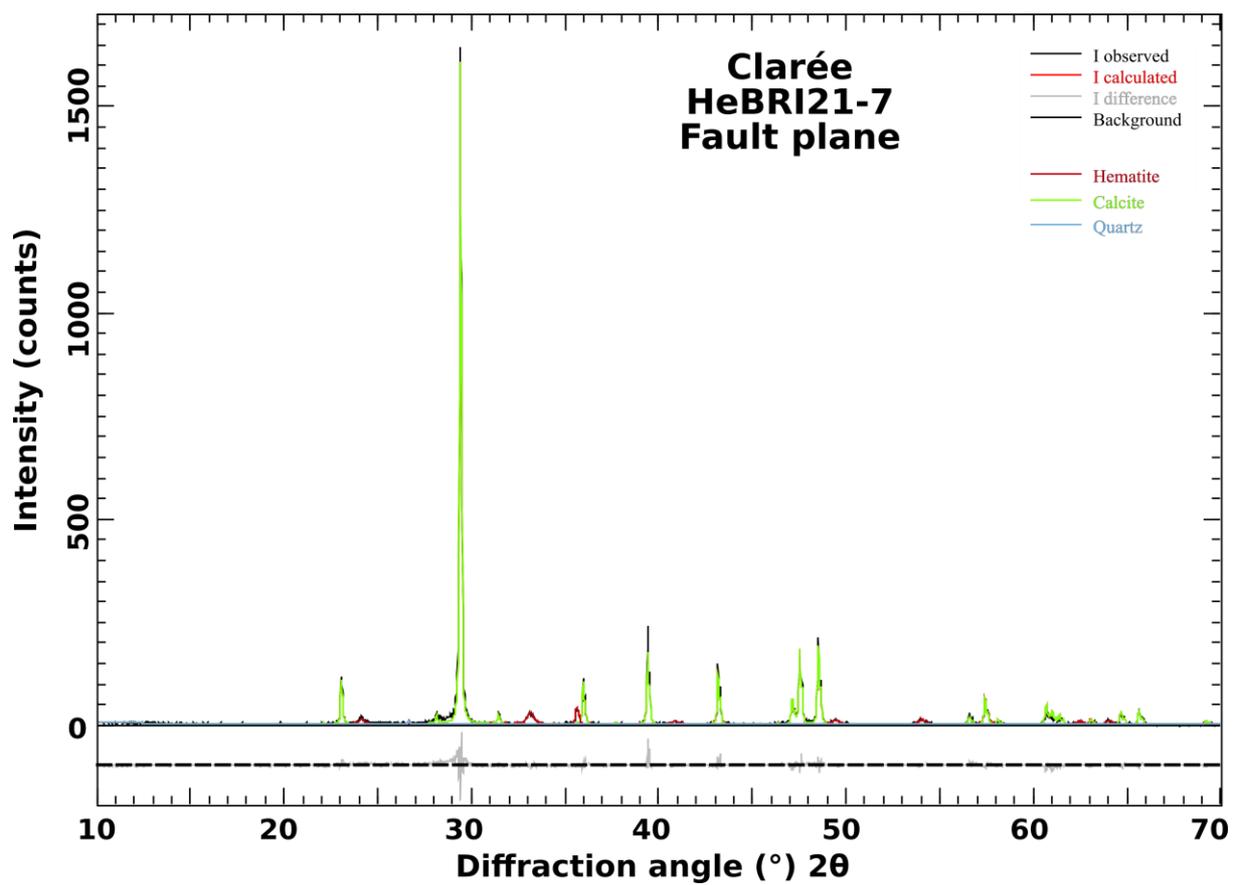
Annexe 11 : Spectres DRX échantillons d'hématite



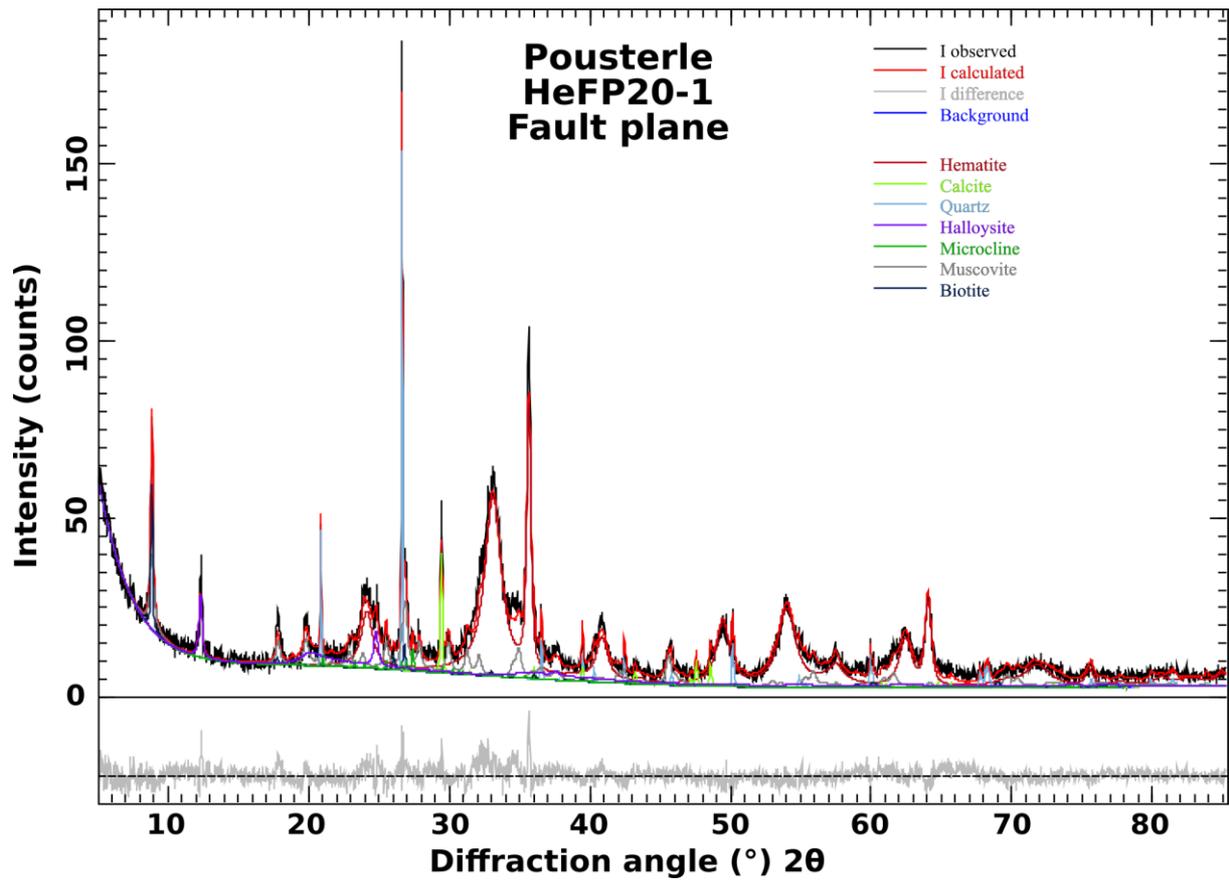
Spectre de DRX de l'échantillon d'hématite de Briançon HeBRI21-1.



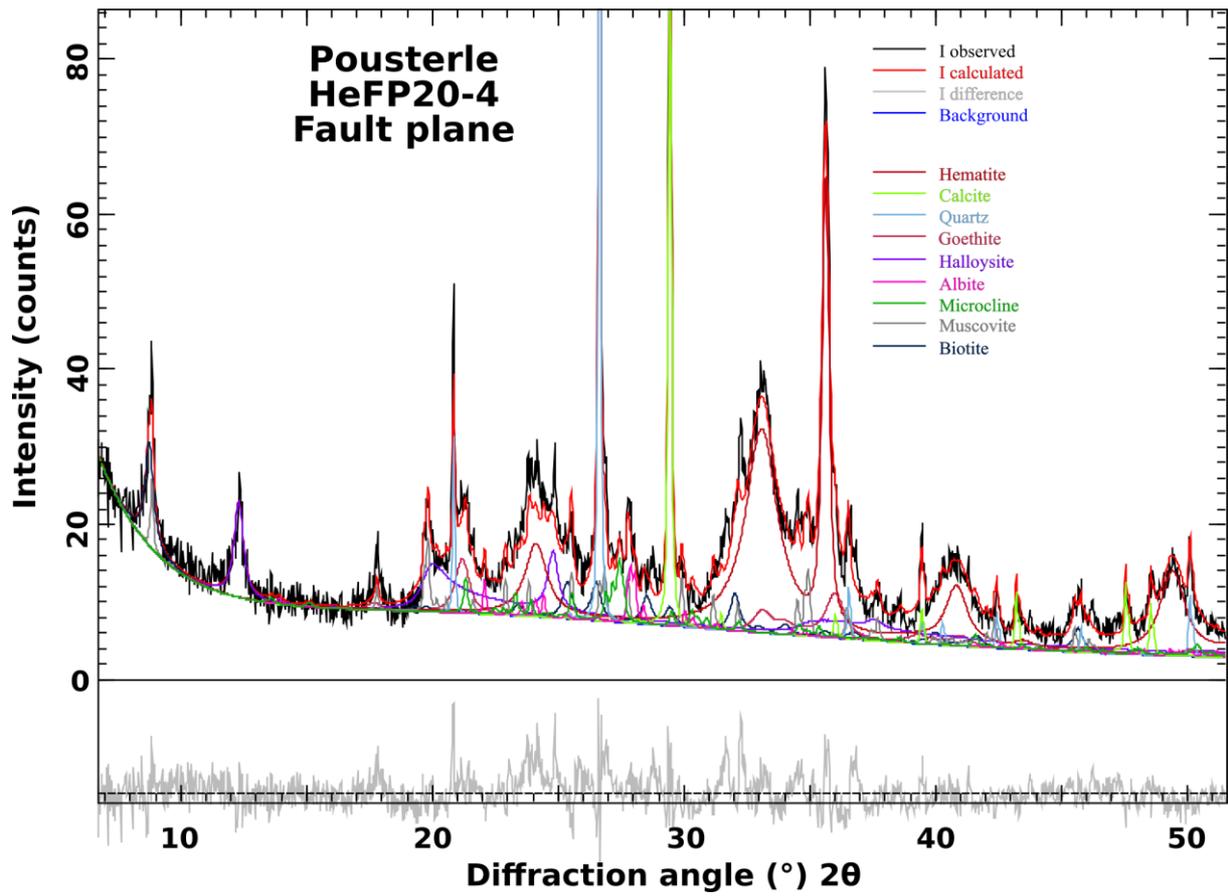
Spectre de DRX de l'échantillon d'hématite de Briançon HeBRI21-6.



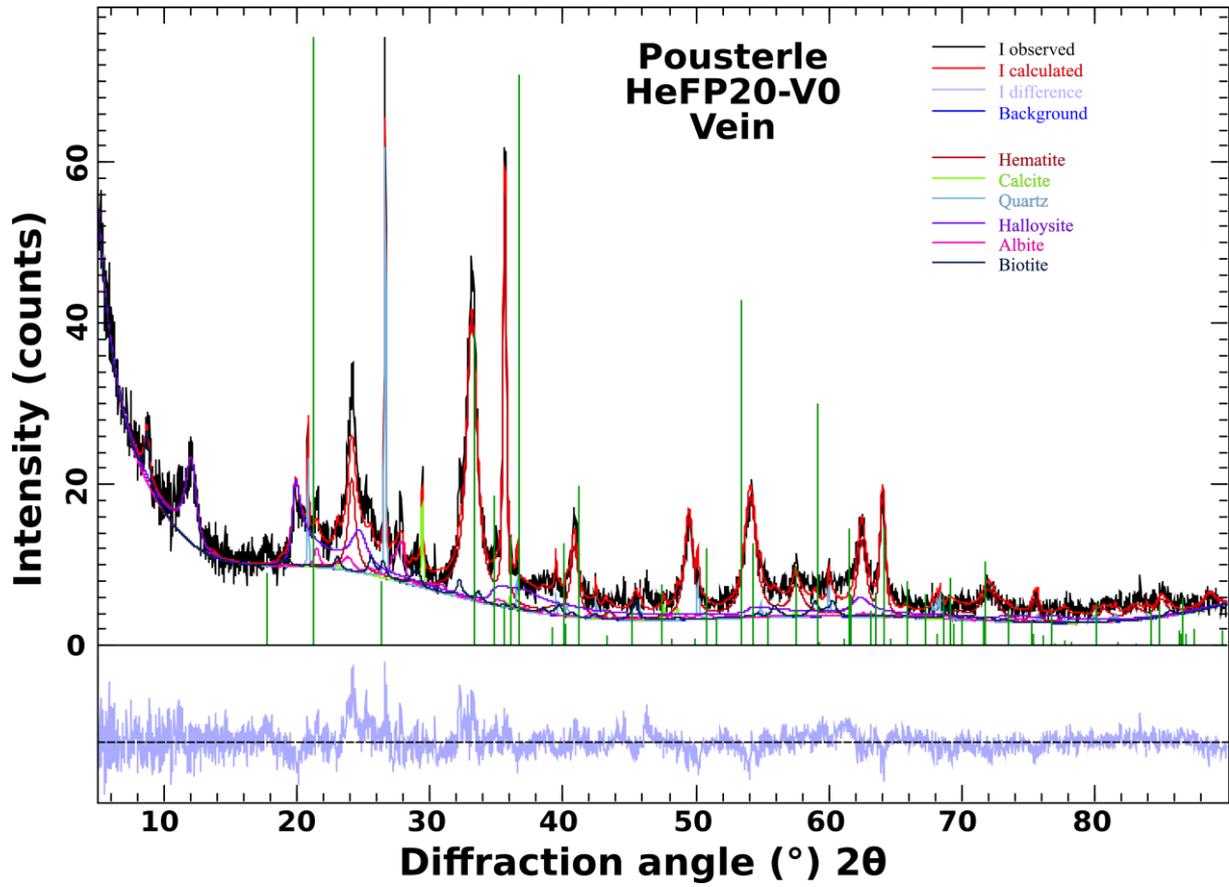
Spectre de DRX de l'échantillon d'hématite de Briançon HeBRI21-7



Spectre de DRX de l'échantillon d'hématite de la Pusterle HeFP20-1.



Spectre de DRX de l'échantillon d'hématite de la Pousterle HeFP20-4.



Annexe 11 Spectre de DRX de l'échantillon d'hématite de la Pousterle HeFP20-V0.

Annexe 12 Tableau du type d'échantillon

Localisation	N° Localisation	Nom Ech.	Information échantillon
Massifs subalpins			
Faverges	1	FAV21-1	Brèche de faille majeur
		FAV21-2	Plan strié décrochant
Ecole	2	ECO21-1	Brèche de glissement banc-banc
		ECO21-2	Plan strié
Thoiry	3	THO21-1	2 plan striés conjugués et décrochants
		MER21-1	Faille oblique cataclasée
Mermets	4	MER21-2	Plan de faille inverse
		MOU21-1	Plan décrochant éboulis
Mouxy	5	MOU21-2	Brèche de faille plan principal
		MOU21-3	Plan strié décrochant
Planfay	6	PL20-1	Galet fracturé
Pétesset 1	7	PT20-1	Galet fracturé
Pétesset 2	8	PT20-2	Galet fracturé
Mollard	9	MO20-1	Galet fracturé
		SE21-1	
Saint-Egrève	10	SE21-2	Galet fracturé
		SE21-3	
		SE20-1	
		QEC21-1	Plan strié
Quaix-en-Chartreuse	11	QEC21-2	Plan strié
		QEC21-3	Veine verticale
St-Nizier	12	SNZ20-1 à 5	Galets fracturés
		L19-1 et 2	
Lans-En-Vercors	13	LEV21-1	Plan strié décrochant
		LEV21-2	Plan strié inverse et décrochant
Autrans	14	CO20-1	Galet fracturé
Aix-Les-Bains	15	AIX21-1	Plan strié décorchant
		Chat Strie 1	Plan strié décrochant
Châtelard	16	Chat21-2	Plan strié inverse
		Chat21-3	Veines
Barnier	18	BA20-1	Galet fracturé
		CA20-1	
Chalais	19	Chalais21-1	Galet fracturé
		Chalais21-2	
	20	VEV20-1	Veines

Veurey-Voroize		VEV20-2	Galet fracturé
		VV21-43	Galet fracturé
Meaudre	21	ME20-1	Plan strié
		ME20-2	Host Rock
		VER20-1	Plan strié
		VER20-2	Brèche de faille (sigmoïde)
Rencurel	22	VER20-3	Brèche de faille (sigmoïde)
		VER20-4	Plan strié
		VER20-5	Lentille argileuse
		VER20-6	Calcaire Miocène
Tunnel de l'Épine	23	TEP20-1	Brèche de faille
		TEP20-2	Brèche de faille
Les Echelles	24	ECH21-1	Plan strié inverse
Merlas	25	MLS20-1	Galet fracturé
Saint-Quentin	26	SQM20-1	Galet fracturé
		RV21-1	Brèche de faille
Le Rocher en Vercors	27	RV21-2	Brèche de faille
		RV21-3	Plan strié
		SG20-1	Plan strié oblique
		SG20-2	Plan strié inverse
Saint Gervais	28	SG20-3	Plan strié 2 stries (verticales / horizontales)
		SG20-4	Veines obliques
		SG20-5	Veines obliques
		SC20-1	Plan strié décrochant
		SC20-2	Plan strié 2 stries (verticales / horizontales)
		SC20-3	Plan strié décrochant conjugué
Serre-Cocu	29	SC20-4	Plan strié inverse
		SC20-5	Brèche zone oxydée
		SC20-6	Brèche bloc oxydé
		SC20-7	Veines
		PTR-1	Fentes en échelon
Pont en Royans	30	PTR-2	Fentes en échelon et faille inverse
		SNR21-1	Veine
Saint Nazaire en Royans	31	SNR21-2	Faille oblique perpendiculaire au chevauchement
		SNR21-3	Faille verticale parallèle au chevauchement (en extradors)
Alpes Externe			
Allemond	32	AL20-1	Veine dans schistosité
		AL20-2	Veine dans schistosité
		AL20-M	Host Roch
Villard Raymond	33	ORN19-07	Veines horizontales
		ORN19-08	Veines horizontales
		ORN19-01	Plan de faille inverse
Faille d'Ornon	34	ORN19-02	Plan de faille inverse
		ORN19-03	Plan de faille inverse

		ORN19-04	Plan de faille inverse
		ORN19-05	Veines dans sigmoïdes
		ORN19-06	Host Rock
		FP19-1	Veine dans schistosité
		FP19-2	Host Rock
La Grave	35	FP19-3	Veines calcites verticales tardives
		FP19-4	Veines calcite + Qtz dans schistosité
		FP19-5	Veine verticales
		FP19-6	Host Rock
		FP19-7	Host Rock
Col Lautaret 1	36	FP19-8	Veines verticales
		FP19-9	Veines verticales
		FPLaut20-1	Veines verticales et horizontales.
		FP-18-8	Veines dans kinks
Vallée du Fournel 18	37	FP-18-9	Veines dans kinks
		FP19-20	Veines dans kinks
Vallée du Fournel 19	38	FP19-21	Failles normales
		MM20-1	Galet fracturé
Montmaur	39	MM20-2	Galet fracturé
		MM20-3	Galet fracturé
		CHO20-1	Brèche de faille
Châteauneuf-d'oze	40	CHO20-2	Plan strié
		CHO20-3	Plan strié
Astoin	41	AST20-1	Brèche de faille
Authon	42	AUT20-1	Brèche de faille
Baumes-de-Venise	43	BAU20-1	Veines
Le Gouredon	44	GOU21-1	Plan strié
		LA20-1	Fentes en échelon
		LA20-Qtz	Plan strié
Laffrey	45	LA20-Noir	Brèche de faille
		LA20-2	Plan strié
		LA20-3	Plan strié
		LA20-4	Brèche de faille
Alpes Internes			
		FP19-10	Plan strié
Col Lautaret 2	46	FP19-11	Plan strié
		FP19-11bis	Plan strié
		BRI21-1	Plan strié décrochant
Clarée	47	BRI21-2	Plan strié normal
		BRI21-3	Veines horizontales
		BRI21-4	Plan strié normal-décrochant
Clarée Hématite	48	BRI21-5	Brèche avec Oxydes
		HeBRI21	Plan strié à hématite et veines
		PC20-1	Brèche de faille
Puy-Chalvin	49	PC20-2	Plan strié
		FP-18-2	Brèche de faille
Falaise du Tournoux 18	50	FP-18-3	Brèche de faille
		FP-18-4	Host-Rock

Falaise du Tournoux 19	51	FP19-12	Brèche de faille
		FP-18-1	Fentes en échelon + Veines dans schistosité
Tête d'Oréac	52	FP19-22	Veines dans schistosité
		FP19-23	Fentes en échelon
		HeFP18	Plan strié à hématite
		FP-18-5	Fentes en échelon verticales
		FP-18-6	Brèche à hématite
		FP-18-7	Fentes en échelon verticales (référence)
Col de la Pousterle	53	FP19-13	Host-Rock
		FP19-14	Brèche a oxydes
		FP19-15	Veines en échelon
		FP19-16	Veine calcite verticale
		FP19-17	Fentes en échelon
		FP19-18	Veine calcite conjuguée
		FP19-19	Veine calcite conjuguée
		HeFP20-1	Plan strié à hématite
		HeFP20-4	Plan strié à hématite
		HeFP20-V0	Veine dans la brèche de calcite
		FP-18-10	Veines en extradors
		FP19-24	Veines obliques dans la schistosité et veines verticales
Argentière	54	FP19-25	Veines dans schistosité
		FP19-27	Veines tardives verticales
		FP19-28	Charnières et veines obliques
		FP19-40	Veines dans schistosité
Col d'Izoard	55	FP19-41	Faillle décrochantes senestres
		FP19-42	Fente en échelon
		FP-18-13	Brèche de faille normale
Ponteil	56	FP19-29	Veine dans faille normale tardive qui se branchent
		FP19-30	HR marnes-calcaire
		FP19-31	Plan de faille normal
Réotier	57	FP-18-11	Veines de boudinage
Vallée du Guil	58	FP19-38	Plan de faille décrochant
		FP19-39	Veine dans la schistosité
		FP19-36	Plan de faille normal
Maison du Roy	59	FP19-37B	HR calcaire blanc
		FP19-37N	HR calcaire noir

Fenils	60	FEN02A	Brèche de faille
		FEN02B	Brèche de faille

Annexe 12 Tableau des échantillons prélevés au cours de cette thèse