



HAL
open science

Étude des conditions de formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France)

Alexandre Boutin

► **To cite this version:**

Alexandre Boutin. Étude des conditions de formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France). Sciences de la Terre. Université toulouse 3 Paul Sabatier, 2016. Français. NNT : . tel-01419930

HAL Id: tel-01419930

<https://theses.hal.science/tel-01419930v1>

Submitted on 20 Dec 2016

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

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Alexandre Boutin

le mardi 27 septembre 2016

Titre :

Étude des conditions de formations du gisement de talc-chlorite de Trimouns
(Ariège, France)

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de recherche :

Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563)

Directeur de Thèse :

Michel de Saint Blanquat

Jury :

Yves Lagabrielle	Directeur de Recherche	Rapporteur
Michel Cathelineau	Directeur de Recherche	Rapporteur
Jean-Louis Paquette	Directeur de Recherche	Examineur
Stéphanie Duchêne	Professeur d'Université	Examinatrice
Michel de Saint Blanquat	Directeur de Recherche	Directeur de thèse
Philippe de Parseval	Ingénieur de Recherche	Co-encadrant de thèse
Jean-François Robert	Directeur des ressources à Imerys Talc	Invité
Eric Porta-Bonete	Directeur de site à Imerys Talc	Invité

● Résumé

Le gisement de talc-chlorite de Trimouns est situé dans le massif nord-pyrénéen du Saint Barthélémy (Ariège, France). Il est l'objet d'une attention particulière pour ses ressources minérales exceptionnelles (tant par la qualité que l'abondance), et pour sa position stratégique dans l'histoire géologique des Pyrénées.

Le but de cette étude est de caractériser les conditions de formation du gisement et de les intégrer dans le contexte géologique régional. Pour aborder cette problématique nous avons choisi trois grands axes d'étude : 1) au moyen de l'analyse cartographique et structurale, nous procédons à une description de la géométrie du gisement, et nous proposons une histoire des relations entre minéralisation et déformation ; 2) à l'aide d'analyses thermométriques via plusieurs méthodes, nous cherchons à définir quelle est l'histoire thermique enregistrée dans les différentes unités du gisement ; 3) avec des datations in situ sur un large panel de minéraux, nous positionnons des repères temporels sur plusieurs objets géologiques afin de dater le ou les épisodes minéralisateurs sur Trimouns.

Les résultats obtenus expriment le caractère polyphasé du gisement, et ce pour les trois axes d'études suivis, déformation, thermicité et âge de la minéralisation. Les travaux sur les structures montrent que la minéralisation principale scelle une déformation probablement varisque, minéralisation qui se forme elle-même en contexte dynamique et qui est à son tour déformée. L'étude thermique met en évidence que la ou les minéralisations sont associées à un ou plusieurs événements froids, et qu'une empreinte thermique chaude est préservée dans les roches du toit et du mur du gisement. Les résultats géochronologiques montrent que la formation du talc et des chlorites à Trimouns est polyphasée et associée à une succession d'événements métasomatiques. L'Albien est l'évènement hydrothermal majeur mais des épisodes plus anciens sont enregistrés au Jurassique à Trimouns, voire au Permien dans d'autres gisements du massif et de l'ouest de la chaîne des Pyrénées.

La synthèse de nos travaux nous permet de proposer un modèle de la formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns. Ce modèle s'inscrit dans un contexte géodynamique extensif post-varisque que l'on peut mettre en relation avec les phénomènes extensifs pré-orogéniques pyrénéens du Crétacé (120-85 Ma). Ce contexte pré-orogénique est associé à l'exhumation du manteau, source probable du magnésium nécessaire à la formation du gisement. Nos travaux montrent également que le massif du Saint Barthélémy, et possiblement d'autres massifs nord pyrénéens semblables, ne sont pas des massifs "simplement" varisques mais qu'ils ont pu être profondément affectés par les évènements du cycle alpin.

Mots clés : Trimouns, talc, chlorite, Pyrénées, métasomatisme, cycle alpin, cycle varisque, processus géologiques, rifting, extension crustale.

● Abstract

The Trimouns talc–chlorite deposit is located in the north Pyrenean Saint Barthelemy massif (Ariège, France). This deposit is remarkable in its minerals' quality and quantity as well as for its strategic position in the Pyrenees geological history.

This study aims at understanding the formation conditions of the talc-chlorite deposit and at integrating them in the alpine pre-orogenic context. To this, we focus on three main themes :

- 1) Using geological and structural mapping studies, we describe the rocks and their organization as to estimate how much variscan and alpine orogenies affected them.
- 2) With thermometric analyses using different methods, we seek to define what is the thermal history recorded in the different units of the deposit.
- 3) Using in-situ dating on a wide range of minerals, we locate temporal references on various geological objects to document hydrothermal events.

Achieved results demonstrate the polyphase characteristics of the deposit, in the three focal areas used : deformation, thermal approach, and geochronology. Structural analysis shows that the mineralisation seals an other deformation, probably of the variscan period. This mineralisation is also formed in a dynamic context and then deformed as well. The thermal study highlights that mineralizations are associated with one or more cold events, and a hot thermal footprint is preserved in the footwall and the hanging wall of the deposit. Dating results show that the formation talc and chlorite in Trimouns is multiphase, associated with succession of metasomatic events. The Albian event is the major hydrothermal event but older episodes are recorded in Jurassic at Trimouns and in Permian in other fields on the western Pyrenees.

The synthesis of our works allows us to propose a model of the formation of the Trimouns talc-chlorite deposit. This model is part of a post-Variscan extensive geodynamic context that can be related to the Pyrenean extensive pre-orogenic phenomena during Cretaceous period (120-85 Ma). This pre-orogenic context is associated with mantle exhumation, likely source of magnesium necessary for the formation of talc. Our studies also show that the Saint Barthelemy massif and possibly other similar north Pyrenean massif are not "simply" Variscan but have been deeply affected by the events of the Alpine cycle.

Keywords : Trimouns, talc, chlorite, Pyrenees, metasomatism, Alpine cycle, Variscan cycle, geological processes, rifting, crustal thinning.

• Avant-Propos

Il est coutume de remercier son entourage professionnel et personnel dans quelques pages de son manuscrit de thèse.

Etrange exercice que celui des remerciements.

Comme si quelques noms gravés au bas d'un parchemin pouvaient exprimer tous les soutiens apportés, ou représenter la pléthore d'individus liés à ce travail.

Ici, point de chichis, pas de débordement sentimentaliste ou d'énumération exhaustive des personnes qui doivent être congratulées pour la tenue de cette thèse.

Aussi,

du rapporteur expérimenté au joyeux précaire de le l'ESR,
du génial directeur de thèse au formidable géologue de comptoir,
des directeurs successifs d'Imerys talc au carrier portugais marocain voire espagnol,
des structures de financements publiques ou privées,
de la chercheuse chevronnée au technicien « de base »,
de la partenaire de vie et à toutes celles et ceux que j'oublie,
et à toi qui ne lira jamais ce message :

Merci !

● Sommaire

● <i>Résumé</i>	<i>I</i>
● <i>Abstract</i>	<i>II</i>
● <i>Avant-Propos</i>	<i>III</i>
● <i>Sommaire</i>	<i>V</i>
● <i>Liste des figures</i>	<i>IX</i>
● <i>Acronymes et abréviations</i>	<i>XV</i>
● <i>Introduction générale</i>	<i>19</i>
I) Contexte géologique	23
A) Généralités sur talc et chlorites	25
(1) Minéralogie	25
(2) Formation du talc	26
(3) Répartition	27
a. Dans le monde.....	27
b. Dans les Pyrénées.....	28
c. En Ariège	29
B) Les Pyrénées	32
(1) Caractéristiques générales	32
a. Le bassin aquitain	33
b. La zone nord pyrénéenne.....	33
c. La zone axiale	34
d. La zone sud pyrénéenne	34
e. Le bassin de l’Ebre	34
(2) Le cycle varisque	34
a. La période pré-varisque	34
b. L’orogène varisque	35
c. L’extension tardi-varisque.....	37
(3) Le cycle alpin	37
a. Période pré-orogénique	37
b. Collision alpine	41
c. L’érosion quaternaire et l’activité humaine	41
C) Le massif du Saint Barthélémy	42
(1) Description générale	42
(2) Lithostratigraphie générale	44

a.	Les unités de base	44
b.	L'unité migmatitique	45
c.	La couverture métasédimentaire	47
d.	La bordure post-varisque	48
e.	« Minéralisations »	48
D)	Trimouns	50
(1)	Les formations géologiques	52
a.	Les formations du mur	52
b.	Les formations du gisement	58
c.	Les formations du toit	63
(2)	Transformations métasomatiques	70
a.	Altération des dolomies	71
b.	Altération des roches silico-alumineuses	72
c.	Bilan	73
II)	Structure et géométrie du gisement	77
A)	Introduction	79
B)	Les données structurales	81
(1)	Le mur	81
a.	Les gneiss et la bande mylonitique majeure	81
b.	Les migmatites et les granitoïdes associés	83
c.	La structure faille 1 - F1	84
d.	Les micaschistes et leurs inclusions	87
(2)	Le gisement	90
a.	Les chloritites	91
b.	Les talcites	93
c.	Les pegmatites	99
d.	Les autres inclusions	100
e.	Les contacts	101
(3)	Le toit	103
a.	Le Silurien	103
b.	Le Dévonien et le Carbonifère	104
c.	Le Mésozoïque	105
C)	Synthèse et modèle	107
(1)	Les cartes	107
a.	Analyse des cartes géologiques	108
b.	Analyse des cartes structurales et de la cinématique	108
(2)	Les coupes	109
(3)	Histoire de la déformation	116
a.	Dans le mur	116
b.	Dans le gisement	116
c.	Dans le toit	119

d.	Synthèse et questionnements.....	119
III)	<i>Approche thermométrique</i>	121
A)	Introduction	123
B)	Travaux sur les chlorites	124
(1)	Généralités	124
a.	Les chlorites.....	124
b.	Les géothermomètres	126
(2)	Résultats	128
a.	Mur.....	128
b.	Gisement	131
c.	Toit	136
(3)	Synthèse et discussion	139
C)	Raman sur matière organique.....	143
(1)	Méthode analytique.....	143
(2)	Résultats	143
(3)	Synthèse et discussion	149
D)	Conclusion et perspective	150
IV)	<i>Géochronologie</i>	153
A)	Article - Succession d'événements métasomatiques permien et mésozoïques dans l'est des Pyrénées avec application sur le gisement de talc-chlorite de Trimouns	155
B)	Résultats complémentaires	183
(1)	Description des roches étudiées	183
(2)	Méthode analytique et résultats.....	184
(3)	Discussion	185
(4)	Conclusion	185
C)	Conclusion et perspective	186
V)	<i>Synthèse et discussion</i>	187
A)	Synthèses	189
(1)	Relations entre thermométrie et structure	189
(2)	Relations entre thermométrie et datation	191
(3)	Relations datation et structure	192
B)	Modèle d'évolution	195
C)	Discussion.....	198
•	<i>Conclusions et perspectives générales</i>	201
•	<i>Références</i>	203
•	<i>Annexes</i>	219

● Liste des figures

Figure 0-1 : Carte géologique des Pyrénées. *Modifiée d'après carte BRGM.*

Figure I-1 : Structure minéralogique (a) du talc et (b) de la chlorite. Les feuillets « T » sont en jaune et les « O » en bleu.

Figure I-2 : Répartition des gisements majeurs de talc dans le monde.

Figure I-3 : « Gisements » de talc-chlorite dans les Pyrénées. *Modifiée d'après Boutin et al. (2015).*

Figure I-4 : Peintures rupestres de la grotte de Niaux.

Figure I-5 : Transport du talc à Luzenac au début du XX^{ème} siècle.

Figure I-6 : Le premier téléphérique à Luzenac.

Figure I-7 : Représentation des grands ensembles pyrénéens en (a) carte schématique et en (b) coupe suivant le profil ECORS. *Modifiée d'après (a) Clerc, 2012 et (b) Beaumont et al., 2000.*

Figure I-8 : Tentative de reconstitution géodynamique de l'Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma). *Figure tirée de Matte (2001).*

Figure I-9 : Représentation schématique des séries pré-varisques dans les Pyrénées. *Figure tirée de Carreras et Druguet (2014).*

Figure I-10 : Représentation des différentes positions de l'Ibérie (IB) par rapport à l'Eurasie (EU) : Reconstitution des positions de l'Afrique (AF), l'Amérique du nord (NA) de l'Europe et de l'Ibérie entre l'anomalie magnétique M0 (ca. 118 Ma - marquée par les traits bleus) et l'anomalie An33 (ca. 80 Ma - marquée par les traits verts) d'après (a) Olivet (1996), (b) Sibuet et al. (2004), et (c) Jammes & al. (2009). *Figure tirée de Mouthereau et al., 2014.*

Figure I-11 : Tableau récapitulatif des âges du métamorphisme et du magmatisme crétacé dans les Pyrénées. *Modifiée de Clerc et al. (2012) et mise à jour avec Fallourd et al. (2014) et Boutin et al. (2015).*

Figure I-12 : Vision du Saint Barthélémy à (a) échelle régionale et à (b) échelle locale.

Figure I-13 : Vue du massif du Saint Barthélémy et de ces principaux pics depuis le nord dans la plaine de Pamier.

Figure I-14 : Carte géologique du Massif du Saint Barthélémy. *Modifiée d'après Saint Blanquat (1989) et mise à jour avec Saint Blanquat et al. (2014).*

Figure I-15 : Log lithostratigraphique des unités géologiques du Massif du Saint Barthélémy. *Modifiée d'après Saint Blanquat (1989).*

Figure I-16 : Limite géographique du terrain d'étude principal : la zone du permis d'exploitation de Trimouns (trait rouge plein) ; la grille UTM est affichée en mètre ; détail en **annexe 1a**. *Fond cartographique tiré de IGN (2009).*

Figure I-17 : Vision de l'exploitation de Trimouns (a) en photo, et avec (b) les grandes unités géologiques (angle de vue depuis le Pradas). La distinction entre les faciès internes aux séries siluriennes et micaschisteuses n'est pas faite. Le code couleur des faciès lithologiques est celui utilisé par les géologues de l'exploitation.

Figure I-18 : Vue du « mur » de Trimouns depuis le « toit ».

Figure I-19 : Vue des roches de l'ensemble migmatitique.

Figure I-20 : Micaschistes sains (la *FI* est derrière la ligne de crête).

Figure I-21 : Vue des micaschistes chloritisés/gradient de chloritisation.

Figure I-22 : Micaschistes quartzeux.

Figure I-23 : *GSC* (a) boudinés, (b) rubanés, (c) plissés.

Figure I-24 : Roches carbonatées du mur. (a) Marbre dolomitique et (b) « skarn » ; grenat (gt).

Figure I-25 : Pegmatite du mur dans les micaschistes ; tourmaline (tur).

Figure I-26 : Vue du gisement de Trimouns (talcitites en blanc - chloritites en gris).

Figure I-27 : Chloritites issues de micaschistes.

Figure I-28 : Coupe schématique de la carrière de Trimouns et du « réseau » de minéralisation des chloritites.

Figure I-29 : les « talc-chlorite » observés au microscope optique en *LPA* (x20) ; talc (tlc), chlorite (chl).

Figure I-30 : Veine principale de talc (a) sous forme laminaire/schistosée, (b) avec des niveaux riches en matière organique, (c) de stéatite.

Figure I-31 : Pegmatites du gisement de Trimouns (a) dans la minéralisation, et (b) vue en coupe.

Figure I-32 : Vue du « toit » de Trimouns depuis le « mur ».

Figure I-33 : Dolomies (a) grises et emballées dans les schistes, et (b) blanches et massives, (c) présentant des niveaux riches en matière organique ; graphite (gr).

Figure I-34 : Exemples de minéraux contenus dans les géodes de dolomies ; (a) Fleur de talc, (b) quartz (qz) et calcite (cal), (c) monazite (mz).

Figure I-35 : Pegmatites du « toit » (a) prises dans leur encaissant dolomitique, (b) chloritisées, (c) avec un cœur quartzo-feldspathique (bloc relique).

Figure I-36 : Comparaison des compositions en terres rares « roches totales » des pegmatites du gisement et des pegmatites du toit (Parseval & al., en prép.).

Figure I-37 : Schistes de Trimouns contenant les bancs carbonatés siluriens.

Figure I-38 : Schistes ampéliteux.

Figure I-39 : Schistes du Pradas riches en quartz (qz).

Figure I-40 : Carbonates siluriens ; marbres rubanés (a) gris bleuté et (b) roses, marbres sombres quartzeux (c) massifs et (d) boudinés.

Figure I-41 : Calcschistes dévoniens.

Figure I-42 : Carbonate dévonien à scapolites.

Figure I-43 : Dépôt morainique.

Figure I-44 : Dolomie se transformant en talcinite observée au microscope optique en *LPA* (x100) ; talc (tlc), dolomite (dol).

Figure I-45 : Evolution des compositions roches totales des roches silico-alumineuses en fonction de l'infiltration du fluide hydrothermal ; données roches totales de Parseval (1992).

Figure I-46 : Coupe de pegmatite et du cortège minéral des zones métasomatisées.

Figure I-47 : Les altérations métasomatiques/hydrothermales à Trimouns. *Modifiée de Parseval (1992)*.

Figure II-1 : Gneiss (a) à l'affleurement et (b) observé au microscope optique en *LPA* (x50).

Figure II-2 : Mylonites de la *BMM* (a) à l'affleurement et (b) observées à la loupe binoculaire en *LSP* (x1).

Figure II-3 : Migmatites (a) recoupées par un granitoïde, (b) observées au microscope optique en *LPA* (x100), (c) présentant des structures fragiles.

Figure II-4 : Stéréogramme des migmatites à Trimouns.

Figure II-5 : Vue de la *FI* et de son orientation générale.

Figure II-6 : Stéréogramme des mylonites de la *F1* à Trimouns.

Figure II-7 : Vue schématique des tracés de la *FI* et de la *BMM* en carte.

Figure II-8 : Coupe *E-O* schématique des structures mylonitiques du Saint Barthélémy (position de la coupe en **figure II-7**).

Figure II-9 : Critères de cisaillement dextre dans la *FI*.

Figure II-10 : Micaschistes plissés.

Figure II-11 : Stéréogramme des micaschistes et des *GSC* à Trimouns.

Figure II-12 : Vue de la déformation progressive des micaschistes au contact de la *FI*.

Figure II-13 : Faille cassante dans les micaschistes.

Figure II-14 : Coupe *E-O* schématique des structures du mur de la série micaschisteuse de Trimouns (position de la coupe en **figure II-7**).

Figure II-15 : Stéréogramme des talcinites et des chloritites à Trimouns.

Figure II-16 : Chlorites de type 1 et 2 vue au microscope optique en *LPA* (x50).

Figure II-17 : Structure *C/S* dans les chloritites vue au microscope optique en *LPA* (x100).

Figure II-18 : Talcinites massives/stéatites (a) sans structure apparente, (b) entourées de talcinites schistosées, (c) vue au microscope optique en *LPA* (x100).

Figure II-19 : Talcinites foliées.

Figure II-20 : Talcinites schistosées.

Figure II-21 : Talcinite foliée et schistosée.

Figure II-22 : Talcinite foliée vue au microscope optique en *LPA* (x200).

Figure II-23 : Talcitite schistosée sub-parallèle à une foliation vue au microscope optique en *LPA* (x100).

Figure II-24 : Talcitite schistosée recoupant une talcitite non orientée vue au microscope optique en *LPA* (x50).

Figure II-25 : Talcitite à multiples générations de minéralisation vue (a) à la loupe binoculaire (x0.335) et (b) au microscope optique en *LPA* (x50).

Figure II-26 : Talcitites (a) massives et (b) schistosées et foliées présentant une structure héritée des dolomies.

Figure II-27 : Talcitites recoupées par une faille tardive.

Figure II-28 : Talcitites recoupées par une faille tardive vue (a) à la loupe binoculaire (x0.335) et (b) au microscope optique en *LPA* (x200).

Figure II-29 : Pegmatites du gisement (a) dans les talcitites et (b) entourées de chloritites plus ou moins schistosées.

Figure II-30 : Contact talc-chlorite brusque.

Figure II-31 : Contact talc-Silurien.

Figure II-32 : Accident talco-chloriteux à la boutonnière de Caussou ; (a) en vue globale, (b) détail de la cinématique du bloc supérieur vers le sud ; et (c) zoom sur les microfailles antithétiques.

Figure II-33 : Silurien schistosé et carbonates co-structurés.

Figure II-34 : Pegmatites du toit intrudées dans les dolomies.

Figure II-35 : Stéréogramme des faciès du Silurien.

Figure II-36 : Sarrat de Caudeval ; (a) tracé de la coupe lithologique, (b) brèche mésozoïque, (c) faciès au contact avec le Paléozoïque, (d) cargneule et brèches triasiques, (e) calcaire griotte et roche magmatique intrusive.

Figure II-37 : Brèches de la *ZIM* contenant un élément lherzolitique.

Figure II-38 : Carte de la zone orientale du massif du Saint Barthélémy (détail en **annexe 2.e** et **2.f**).

Figure II-39 : Positionnement des coupes géologiques générales.

Figure II-40 : Coupe NNE-SSO sur Trimouns.

Figure II-41 : Coupe ONO-ESE sur Trimouns.

Figure II-42 : Coupe large 1 ; Trimouns - Basqui.

Figure II-43 : Coupe large 2 ; Trimouns - Montailou.

Figure II-44 : Coupe large 3 ; Bestiac - Trimouns.

Figure II-45 : Stades structuraux des chloritites.

Figure II-46 : Stades structuraux des talcitites.

Figure III-1 : Pôles purs et intermédiaires des chlorites (naturels ou théoriques) ; ainsi que les substitutions les reliant entre eux, pour les pôles Mg (a) et Fe (b). *Modifiée de Baldeyrou-Bailly, (2003).*

Figure III-2 : Représentation graphique du géothermomètre de Bourdelle et al. (2013) dans un diagramme ternaire entre les pôles sudoïte, amésite, chlorites sans aluminium.

Figure III-3 : Evolution de la composition chimique et de la température des chlorites de Trimouns au cours de l'altération. *Modifiée de Parseval (1992).*

Figure III-4 : $X_{Fe} = f(Si)$ dans les chlorites des roches du mur de Trimouns.

Figure III-5 : $Al^{VI} = f(Al^{IV})$ dans les chlorites des roches du mur de Trimouns.

Figure III-6 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites du mur de Trimouns.

Figure III-7 : Classes modales des températures des chlorites du mur de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-8 : Classes modales des températures des chlorites du mur de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-9 : $X_{Fe} = f(Si)$ dans les chlorites des roches du gisement de Trimouns.

Figure III-10 : $Al^{VI} = f(Al^{IV})$ dans les chlorites des roches du gisement de Trimouns.

Figure III-11 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites du gisement de Trimouns.

Figure III-12 : Classes modales des températures des chlorites du gisement de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-13 : Classes modales des températures des chlorites du gisement de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-14 : Comparaison des températures des chlorites issues de micaschistes et de pegmatites du gisement de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-15 : Comparaison des températures des chlorites issues de micaschistes et de pegmatites du gisement de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-16 : $X_{Fe} = f(Si)$ dans les chlorites des roches du toit de Trimouns.

Figure III-17 : $Al^{VI} = f(Al^{IV})$ dans les chlorites des roches du toit de Trimouns.

Figure III-18 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites du toit de Trimouns.

Figure III-19 : Classes modales des températures des chlorites du toit de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-20 : Classes modales des températures des chlorites du toit de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-21 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites de Trimouns.

Figure III-22 : $X_{Fe} = f(Si)$ dans les chlorites des roches du gisement de Trimouns.

Figure III-23 : Classes modales des températures des chlorites de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-24 : Classes modales des températures des chlorites de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

Figure III-25 : Carte des températures de chlorites sur Trimouns selon le thermomètre de Bourdelle et al. (2013). Fond cartographique tiré de IGN (2009).

Figure III-26 : Carte des positions des coupes « thermo » et des points d'échantillons pour les données *RSCM*. Fond cartographique tiré de IGN (2009).

Figure III-27 : Coupe thermique Pradas-Caudeval.

Figure III-28 : Coupe thermique Trimouns-Basqui.

Figure III-29 : Coupe thermique Trimouns-Fourcat.

Figure III-30 : Grille Pression-Température classique à Trimouns et sur le massif du Saint Barthélémy.

Figure III-31 : Grille Pression-Température (**a**) du talc et de la chlorite à Trimouns, (**b**) des événements chauds sur le massif du Saint Barthélémy, et (**c**) des épisodes métasomatiques sodiques et calco-sodiques dans les Pyrénées.

Figure IV-1 : Chronologie des datations à la carrière de Trimouns et des minéralisations en Europe occidentale. *Modifiée de Boutin & al. (2015)*.

Figure IV-2 : Vue du contact entre les marbres gris bleuté et les talcites.

Figure IV-3 : Marbres gris bleuté (échantillon M1S3) observés au microscope optique (x40) en (**a**) *LSP*, et en (**b**) *LPA* ; calcite (cal), biotite (bt), épidote (ep), qz (quartz), tnt (titanite).

Figure IV-4 : Diagramme concordia Tera-Wasserburg pour les titanites de l'échantillon M1S3.

Figure IV-5 : Données isotopiques uranium-plomb pour les titanites de l'échantillon M1S3 (erreurs à 1σ).

Figure V-1 : Représentation schématique de l'impact des structures sur la thermicité observée en surface.

Figure V-2 : Schémas de l'évolution des températures en fonction des structures régionales majeures (**a**) au nord et (**b**) à l'est de Trimouns.

Figure V-3 : Carte des échantillons de chloritite dont la température et la date de minéralisation ont été estimées (gisement en jaune).

Figure V-4 : Evolution des déformations dans les minerais sur l'échelle des temps géologiques.

Figure V-5 : Coupe schématique N-S de Trimouns à la fin du Varisque.

Figure V-6 : Coupe schématique N-S de Trimouns en cours de minéralisation (avant la phase de déformation majeure).

Figure V-7 : Coupe schématique N-S de Trimouns avant l'inversion.

• Acronymes et abréviations

Å : angström

Al^{IV} : aluminium de site tétraédrique

Al^{VI} : aluminium de site octaédrique

BMM : bande mylonitique majeure

C/S : structure mêlant cisaillement et schistosité

CFNP : chevauchement frontal nord pyrénéen

CFSP : chevauchement frontal sud pyrénéen

E : est

Ech. : échantillon

FI : structure faille 1

FNP : faille nord-pyrénéenne

FSP : faille sud pyrénéenne

GSC : gneiss à silicates calciques

LPA : lumière polarisée analysée

LSP : lumière seulement polarisée

MNP : massif nord pyrénéen

N : nord

O : ouest

RSCM : raman spectrometry of carbonaceous material

S : sud

T° : température

XFe : rapport du fer sur la somme du fer et du magnésium

XFe³⁺ : rapport du fer trivalent sur le fer total

ZA : zone axiale

ZIM : zone interne métamorphique

ZNP : zone nord pyrénéenne

ZSP : zone sud pyrénéenne

Les abréviations de minéraux utilisées dans les figures sont celles issues de Whitney et Evans (2010).

● Introduction générale

Trimouns : les trois monts.

Les habitants de la région ont ainsi baptisé ce col jadis perché à 1840 mètres d'altitude et autrefois environné de trois monts, où affleurerait une roche blanche et onctueuse : le talc.

Situé dans le massif nord-pyrénéen du Saint Barthélémy, le gisement de talc-chlorite de Trimouns est exceptionnel tant par la qualité de ses minerais que par son volume.

Les études géologiques en faisaient jusqu'ici le résultat d'événements chevauchants hercyniens (vers 300 Ma) (Zwart, 1954 ; Fortuné et al., 1980). Les travaux récents résumés ci-dessous ont fortement remis en question ce modèle et proposent une formation du talc beaucoup plus récente, au Crétacé (vers 100 Ma), en liaison avec des processus géologiques complètement différents liés à une extension, à des décrochements, ainsi qu'à une exhumation du manteau sous-continental de type marge passive (Saint Blanquat et al., 1986 ; Saint Blanquat, 1989 ; Schärer et al., 1999 ; Boulvais et al., 2006 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et Lagabrielle, 2014). En effet, des études de terrain récentes sur le versant nord des Pyrénées ont montré l'existence au milieu du Crétacé d'une exhumation du manteau sous-continental associée à un amincissement crustal extrême, en particulier entre l'étang de Lherz (Choukroune, 1976 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc, 2012 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Clerc et al., 2015) et Prades (Ariège) (Saint Blanquat et al., 2016). De même, l'interprétation de profils géophysiques dans le bassin aquitain ainsi que de nouvelles données de terrain dans le bassin de Mauléon et les chaînons béarnais montrent également l'existence d'un amincissement crustal extrême et l'exhumation tectonique du manteau sous-continental et de la croûte inférieure dans l'ouest des Pyrénées à la même période (Jammes et al., 2009 ; Jammes et al., 2010 ; Vacherat, 2014).

En plus de ces nouvelles données qui changent complètement notre regard sur la signification des roches du manteau - les lherzolites - dans la zone nord pyrénéenne, de nombreuses études dans cette région montrent le rôle important joué par les fluides dans l'évolution mécanique et chimique des roches de la croûte et du manteau lors de ces phases d'exhumation. On peut noter en particulier les albitites et les gisements de talc-chlorite (dont Trimouns) que l'on retrouve dans toute cette zone (Schärer et al., 1999 ; Boulvais et al., 2006 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014 ; Boutin et al., 2016) (**Fig. 0-1**). Ces résultats nous permettent de montrer l'existence d'un événement hydrothermal d'ampleur régionale, d'âge Crétacé (entre l'Aptien et le Cénomanién), qui serait contemporain de l'exhumation du manteau et de l'amincissement de la croûte.

C'est donc tout le contexte géodynamique associé à la formation du talc qui est remis en question, et il est fondamental de le préciser pour le suivi et l'avenir de l'exploitation à Trimouns, mais aussi pour l'étude d'autres gisements ailleurs dans le monde.

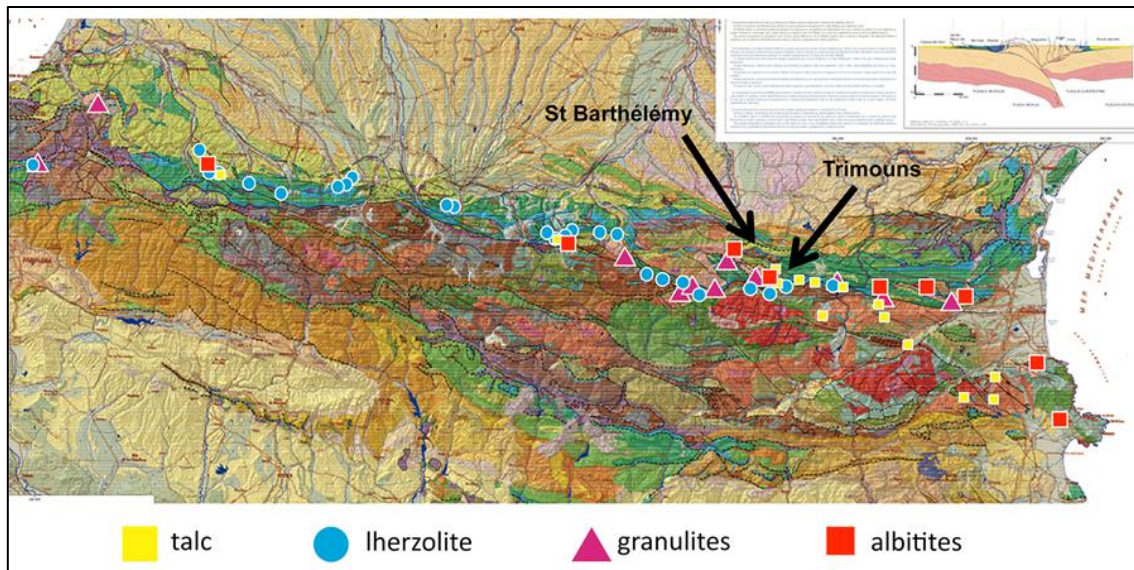


Figure 0-1 : Carte géologique des Pyrénées. *Modifiée d'après carte BRGM.*

Il est classiquement admis que les massifs nord-pyrénéens représentent des morceaux de socle paléozoïque exhumés et basculés avant le Mésozoïque, qui auraient constitués des horsts plus ou moins émergés et soumis à l'érosion pendant l'extension crétacée. Les données récentes démontrent l'existence de déformations alpines polyphasées dans ce socle considéré comme varisque. Le socle antémésozoïque (varisque de fait) a pu être par endroit profondément affecté par des événements alpins pré- et/ou syn-orogénique.

Les données apportées par ce travail permettront d'aborder les questions suivantes :

- les caractéristiques et l'importance des phases pré-orogéniques dans les Pyrénées ;
- l'héritage tectonique et thermique entre le Varisque et l'Alpin ;
- la complexité des événements métasomatiques liés au talc et à la chlorite sur Trimouns ;
- les relations entre géodynamique et formation du gisement.

Le but de la thèse est de comprendre la formation du gisement de Trimouns et de l'intégrer au nouveau contexte géologique régional rapidement évoqué ci-dessus. Le projet est basé sur une nouvelle cartographie géologique du gisement et de ses alentours, jusqu'aux contacts avec la couverture mésozoïque. Pour cela une carte ainsi qu'un échantillonnage des différentes unités et un suivi des contacts qui les séparent ont été réalisés. L'étude de terrain est couplée à une étude structurale (géométrie et déformations) et pétrologique (roches totales, in situ sur minéraux, thermobarométrie) ainsi qu'à une étude géochronologique in-situ sur minéraux de terres rares et titanifères, et ce, dans le but de mieux cerner les « **Conditions de formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns** ».

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une bourse **CIFRE** (Conventions Industrielles de Formation par la Recherche) de l'**ANRT** (Agence Nationale de la Recherche et de la Technique) qui a financé et permis la collaboration entre le laboratoire **Géosciences Environnement Toulouse** et l'entreprise **Imerys Talc Luzenac France**.

Cette entreprise produit des dizaines de produits finis ; en effet, loin de l'image d'Epinal de la poudre de talc réservée aux fesses des bambins, le talc (et les chlorites) s'utilise dans de nombreux matériaux industriels (détails des applications du talc en **annexe 1.a**). L'utilisation actuelle de ce minéral s'inscrit également dans une logique de développement durable, en tant que minéral ne nécessitant pas de

traitement chimique, et remplaçant dans certains cas des substances nocives. Le talc est ainsi un minéral industriel de premier ordre.

Il est donc stratégique pour l'entreprise, dans le contexte économique actuel, de sécuriser et fiabiliser ses prévisions d'exploitation à moyen et long terme. De plus ces travaux fourniront des guides d'exploration pour la découverte de nouveaux gisements de talc, ou d'extensions au gisement actuel, à même de pérenniser l'activité de l'entreprise.

L'acquisition des données cartographique et structurales et l'échantillonnage se sont déroulés lors des campagnes d'extraction de la carrière de Trimouns (d'avril à octobre) avec les équipes de Imerys Talc Luzenac France. Une première campagne de terrain a été menée lors de la période d'extraction du talc de 2012 (de mai à octobre). Des compléments d'informations furent apportés lors de campagne de terrain ultérieures en 2013 et 2014 notamment au niveau du site de la carrière où de nouvelles zones sont fréquemment mises à jour par l'exploitant. La réalisation des supports d'échantillons (lames minces polies, sections polies...) et leur observation (microscopie optique, microsonde électronique, MEB) ont été réalisées au laboratoire du Géosciences Environnement Toulouse.

Le manuscrit est organisé en cinq parties.

- 1) Dans la première, le contexte géologique du massif du Saint Barthélémy et de Trimouns est présenté. Plusieurs notions, notamment sur le talc, la chlorite, et la série lithologique sont définies.
- 2) La seconde partie présente les données structurales et microstructurales. Les résultats de ces travaux sont des supports en cartes ou en coupe à deux échelles.
- 3) La troisième partie propose une approche des événements thermiques à l'aide de deux méthodes. La première est basée sur le géothermomètre des chlorites et la seconde sur la spectrométrie Raman sur matière organique dont les données furent acquises au BRGM à Orléans avec Abdeltif Lahfid.
- 4) La quatrième partie présente les résultats géochronologiques (datation U-Pb in situ sur minéraux de terres rares et titanites) réalisés au laboratoire Géosciences Rennes avec Marc Poujol. Ce travail est présenté sous la forme d'un article scientifique publié et de résultats complémentaires.
- 5) La dernière partie met en perspective les résultats structuraux, thermiques et géochronologiques dans un modèle et présente quelques perspectives.

I) Contexte géologique



Le gisement de talc-chlorite de Trimouns sur le massif du Saint Barthélémy.

A) Généralités sur talc et chlorites

Pour aborder le contexte géologique de notre objet d'étude, nous proposons une approche de la minéralogie des minéraux ubiquistes que sont le talc et la chlorite. Nous présentons aussi les modes de formation de ces minéralisations dans le but d'introduire les notions générales qui seront fréquemment employées dans cette étude.

(1) Minéralogie

Le talc est un silicate de magnésium hydroxylé appartenant au groupe des phyllosilicates. Il est le minéral le plus tendre (1 sur l'échelle de Mohs - rayable à l'ongle). Il cristallise dans le système cristallin monoclinique ou triclinique à Trimouns (Martin et al., 1999).

Sa formule chimique est $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$. Sa structure est un empilement de couches TOT (T : tétraédrique - O : octaédrique). L'unité de base ou feuillet élémentaire (TOT) a pour épaisseur 9.36 Å soit de l'ordre de 10^{-10} mètre (**Fig. I-1a**). Les sites tétraédriques sont remplis par les atomes de silices et les sites octaédriques par ceux de magnésium ; on peut néanmoins observer des substitutions dans les deux types de sites notamment avec le fer ou l'aluminium (Martin et al., 1999 et références incluses), ces changements n'influent que peu sur la composition chimique globale (silicium et magnésium).

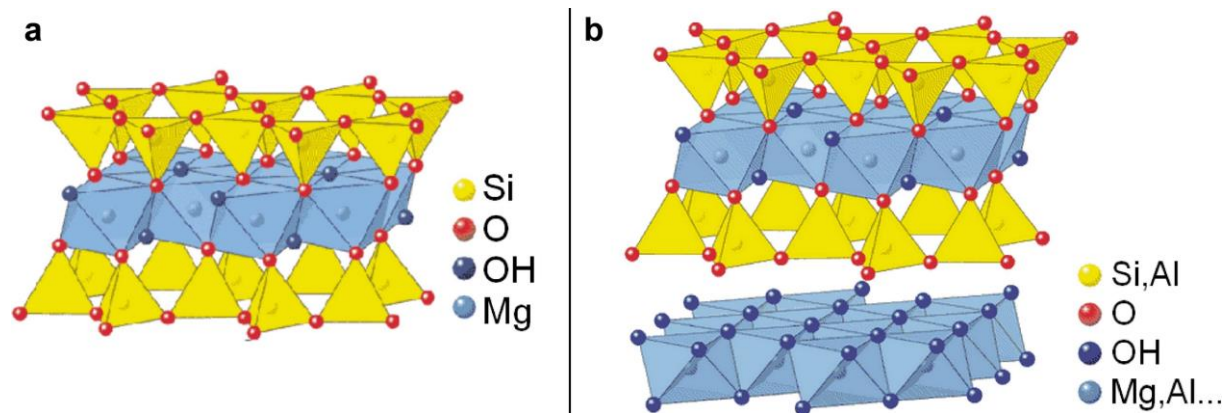


Figure I-1 : Structure minéralogique (a) du talc et (b) de la chlorite. Les feuillets « T » sont en jaune et les « O » en bleu.

Le comportement du talc à grande échelle est directement lié à cette structure minéralogique et à sa composition chimique. Les liaisons entre les feuillets (entre tétraèdres) sont extrêmement faibles faisant du talc un matériel incompetent. Ainsi à l'échelle d'un gisement les talcites sont facilement déformées.

Le groupe des chlorites, quant à lui, représente une solution solide complexe. Les chlorites appartiennent à la famille des phyllosilicates. Ces minéraux sont des aluminosilicates pouvant contenir nombre d'autres éléments, leur formule globale peut être écrite sous la forme :

$(R^{2+}, R^{3+}, \square)_6 [(Si_{4-x}, Al_x)_4 O_{10}](OH)_8$ (e.g. Wiewióra et Weiss, 1990) où R est un cation (Mg, Fe, Mn, Ni, Na, Li, Al) et \square les lacunes de site octaédrique.

Elles cristallisent dans le système cristallin monoclinique, triclinique, ou orthorhombique. Leur structure minéralogique est proche de celle du talc (**Fig. I-1b**), un feuillet octaédrique isolé de type brucite ce rajoutant à la succession TOT du talc. L'épaisseur de cette argile TOT-O est d'environ 14 Å. Les substitutions dans les différents sites sont nombreuses et sont la cause de la grande variété du groupe des chlorites. Suite notamment aux travaux de Bayliss (1975), la classification des chlorites dénombre une dizaine de pôles purs en fonction des proportions d'élément clef comme le magnésium, le fer, le manganèse, etc. Des notions plus précises sur la minéralogie des chlorites seront exposées dans le chapitre III pour introduire des notions utilisées dans la géothermométrie de ce minéral.

Comme le talc, la chlorite est un matériau assez facilement déformable de par sa structure en feuillet. La chlorite la plus abondante sur Trimouns est une chlorite magnésienne dont le pôle pur est le clinochlore : $Mg_3 (Mg_2Al) [Si_3AlO_{10}](OH)_8$.

(2) Formation du talc

Le talc et la chlorite sont des espèces minérales largement répandues. Nous abordons ici la mise en place des minéralisations de talc qui conduisent à la formation de gisements. La minéralisation des chlorites n'est évoquée que lorsqu'elle est complémentaire au talc.

Quatre paramètres majeurs contrôlent la formation du talc.

1) La roche mère.

Les gisements de talc sont issus de roches mères soit magnésiennes (magnésites, dolomies, ou serpentinites) soit siliceuses (quartzites ou pélites gréseuses).

2) Le fluide.

C'est sous l'action de fluides hydrothermaux que sont apportés ou mis en solution les éléments chimiques nécessaires à la formation du talc : MgO, SiO₂, CO₂ et H₂O. On parlera dans ces cas d'altération métasomatique : transformation à l'état solide de roches par interaction avec un fluide.

3) Les structures géologiques.

Dans tous les types de gisement, les structures tectoniques ont un contrôle certain sur la circulation des fluides à grande échelle mais aussi pour la micro-fracturation qu'elle engendre. C'est fréquemment dans des zones de cisaillement que se développe le minéral blanc. La porosité de la roche mère a également un rôle déterminant dans la circulation des fluides minéralisateurs.

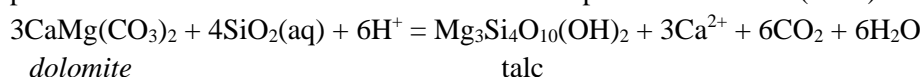
4) Le métamorphisme.

Ce dernier a son importance pour apporter des conditions de pression et de température suffisantes pour engendrer la transformation.

On distingue trois grands types de mode de formation pour les gisements de talc en fonction des roches mères rencontrées.

Type 1 : les roches magnésiennes carbonatées (type dolomie).

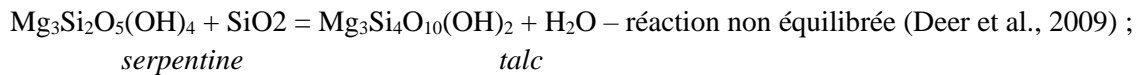
C'est par apport de silice sur les carbonates que la réaction se fait. Cette réaction a été notamment décrite pour la transformation des dolomies en talcites par Parseval et al. (2004) à Trimouns :



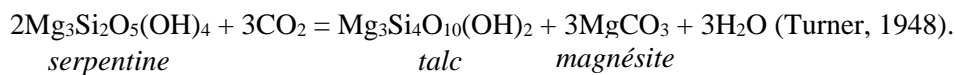
Les conditions P-T pour ce type de gisement sont de 250°C à 350°C, et de 2.5 kbar (Parseval, 1992). A un plus haut degré de métamorphisme, on ne crée plus de talc à partir de la dolomite mais de la trémolite (Skippen, 1974 ; Deer et al., 2009). Talc, trémolite et calcite peuvent également coexister mais à dans des conditions de températures supérieures à celles de formation de la minéralisation de Trimouns (env. 450°C - Bowers et Helgeson, 1983).

Type 2) : les roches magnésiennes non carbonatées ultrabasiques (type serpentine).

Les roches mères ultrabasiques peuvent soit être affectées par un apport de silice :



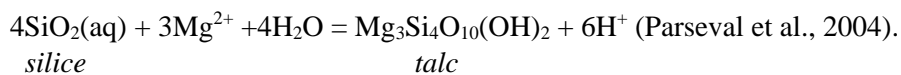
soit un apport de dioxyde de carbone :



Ces types de gisements se forment avec des températures pouvant avoisiner les 500°C mais généralement inférieures et à des pressions autour du kilobar.

Type 3) : les roches siliceuses.

Ce mode de minéralisation se réalise par apport de magnésium sur roches siliceuses (et surtout silico-alumineuses). Une telle réaction permet également de créer du talc par mobilisation en solution de la silice contenu dans ces roches qui ajoutée au magnésium dans des fluides minéralisateurs précipite en talc :



Trimouns est un exemple de couplage entre les réactions de type 1 et 3.

Il existe également quelques rares gisements d'origine sédimentaire qui se présentent entre des couches de sédiments souvent carbonatés résultant de l'évolution diagénétique de sédiments magnésiens. Ces talcs présentent en général une couleur sombre avec un taux de matière organique inférieur à 1%. On parle alors des « black talc » (Li et al., 2013).

(3) Répartition

a. Dans le monde

Le talc est un minéral assez commun qui se forme sur tous les continents. Comme dit précédemment il existe trois grands types de mode de formation de gisement de talc. Le planisphère ci-dessous (**Fig. I-2**) propose une liste non exhaustive des principaux gisements de talc du monde. Les données comportent les gisements des principaux groupes industriels exploitant le talc.

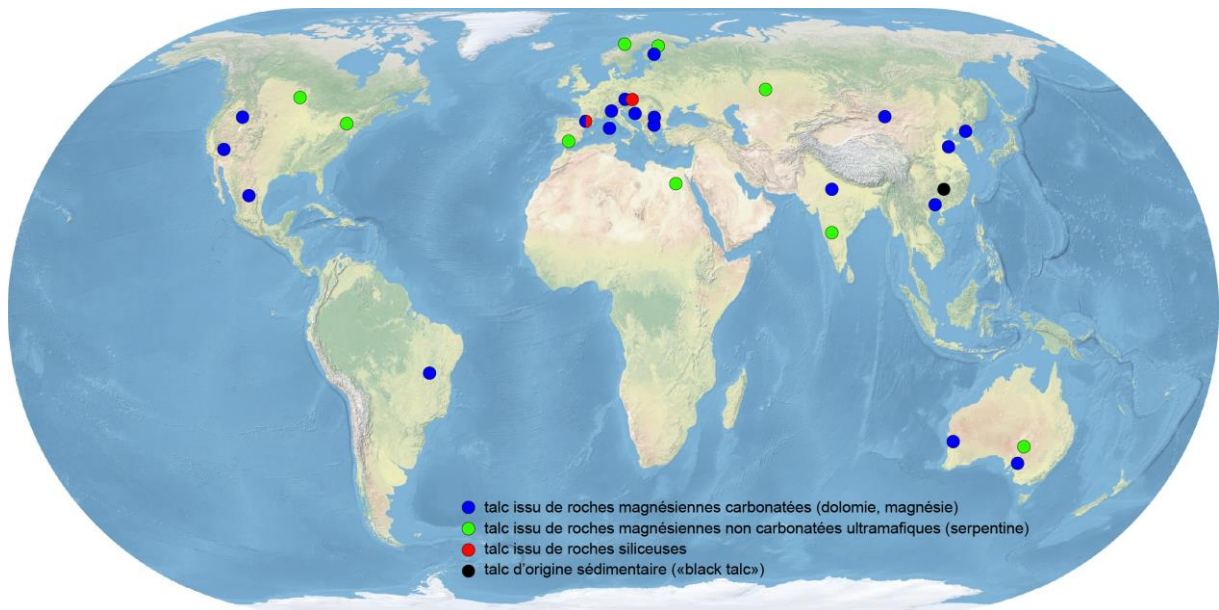


Figure I-2 : Répartition des gisements majeurs de talc dans le monde.

Les trois types de minéralisations exposés précédemment sont toujours associés à des zones de failles ayant permis la circulation des fluides dans la roche mère. Il y a peu d'étude sur les contextes géologiques structuraux des modes de formation des différents gisements de talc. Il est néanmoins observé qu'à l'échelle de l'Europe c'est le métamorphisme régional en lien avec le cycle varisque ou alpin qui a permis de créer les conditions nécessaires (Moine et al., 1989).

Ce sont les minéralisations de type 1 (talc issu de carbonates) qui constituent la majeure partie des gisements de talc. 75% de la production mondiale de talc est tirée des gisements de type 1 et de ceux du type 3 (talc issu de roche siliceuse). Ces deux modes de formation sont souvent couplés entre eux.

b. Dans les Pyrénées

Les Pyrénées contiennent de nombreux « gisements » de talc souvent couplés à de la chlorite (Aranitis, 1967 ; Fortuné, 1971 ; Fortuné, 1972). Actuellement, la plupart des gisements anciennement décrits ne sont plus exploités ou épuisés. Le seul vrai gisement économiquement rentable est Trimouns.

Nous avons tout de même choisi de parler de « gisement » pour toutes les anciennes exploitations décrites par Aranitis (1967), Fortuné (1971, 1972), (**Fig. 0-1** et **Fig. I-3**).

Les occurrences talqueuses (même ténues) sont légions d'après les indices relevés dans les notices des cartes géologiques du BRGM.

La plupart des gisements, sont situés dans l'est des Pyrénées et préférentiellement dans des zones de failles affectant les terrains paléozoïques (**ZA** ou **MNP**). Ces gisements sont toujours compris entre des roches carbonatées (plutôt dolomitisées) et silicatées/silico-alumineuses ; l'altération de ces dernières donnant préférentiellement de la chlorite.

Les roches mères du talc sont des dolomies siluriennes ou des calcaires dolomitisés du Dévonien comme au gisement de Las Embollas essentiellement talqueux (Fortuné, 1971). Les chloritites ont pour origine des séries micaschisteuses (Trimouns, La Porteille, Montner), parfois en contact des granites qui présentent aussi des traces de chloritisation (Col de Jau), (Aranitis, 1967).

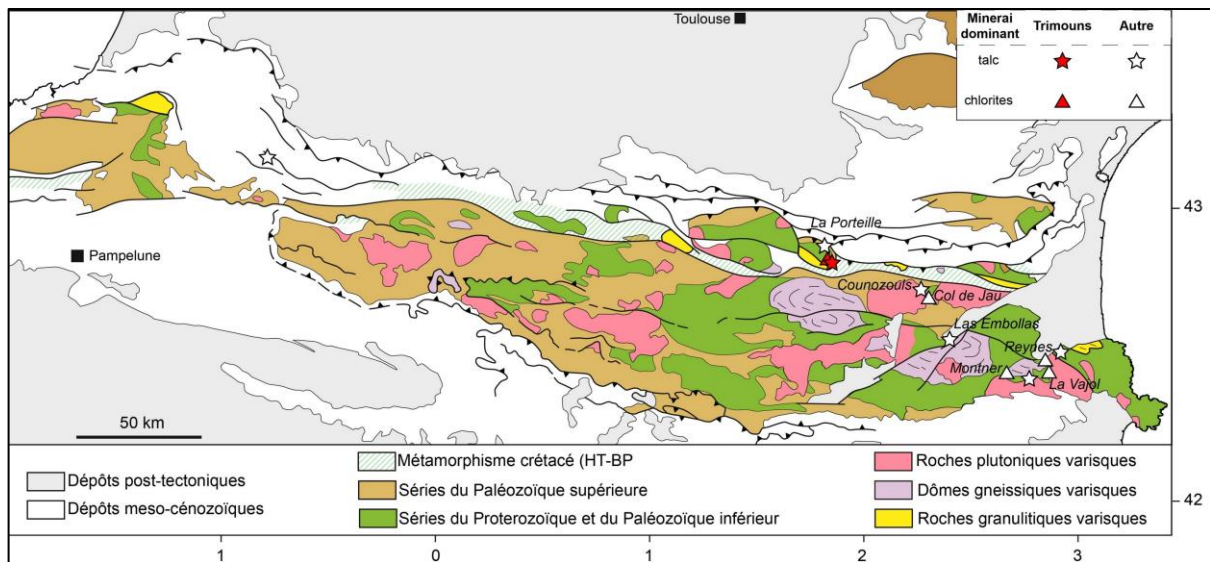


Figure I-3 : « Gisements » de talc-chlorite dans les Pyrénées. Modifiée d’après Boutin et al. (2015).

Il n’y a pas de gisement de talc lié à l’altération de roches ultrabasiques. On pourra néanmoins trouver des affleurements où talc et serpentine sont mêlés comme dans l’Agly (Aubray et al., 2015).

Les conditions de formation de ces minéralisations n’ont été estimées qu’à Trimouns et autour de 300°C et 2 à 3 kbar (Parseval, 1992 ; Boiron et al., 2005). Boulvais et al. (2006) relie la genèse de ces gisements à la circulation de fluide d’origine marine infiltrés en profondeur.

c. En Ariège

Avec Trimouns, la Porteille et d’autres occurrences mineures (Pradas, Salvanière…), le territoire du département de l’Ariège est riche en minéralisation de talc et de chlorites.

Déjà au Néolithique, le talc était utilisé dans la région. Vers 11550 avant JC, le minéral blanc était associé à des pigments naturels pour donner les peintures rupestres de la grotte de Niaux (**Fig. I-4**) situé à 17 km de Trimouns. Plusieurs statues en talc furent découvertes sur des sites comme Montségur et datés autour du XII^{ème} siècle. Cependant rien ne prouve que Trimouns fût la seule source de talc pour la confection de ces objets.



Figure I-4 : Peintures rupestres de la grotte de Niaux.

➤ Trimouns et l'exploitation industrielle

Il est impossible de parler du gisement de Trimouns sans évoquer l'activité d'extraction qui l'a transformé durablement et mis à nu depuis plus d'un siècle, aussi, voici un bref rappel de l'histoire autour de Trimouns.

Avant la période industrielle, le site, bien que connu de tous les « locaux », ne faisait pas l'objet d'une attention particulière.

Les premières tentatives d'exploitation du gisement commencèrent au milieu du XIX^{ème} siècle. Tout d'abord, le minerai était descendu dans la vallée à dos d'âne ou dans des chariots tirés par des bœufs. Le talc était ensuite broyé au village de Luzenac dans des moulins à farine (**Fig. I-5**).



Figure I-5 : Transport du talc à Luzenac au début du XX^{ème} siècle.

Entre 1850 et 1888, des productions de plusieurs centaines de tonnes par an permirent d'alimenter les vigneron Ariègeois (le talc étant associé au sulfate de cuivre pour traiter les vignes) et les apothicaires toulousains qui utilisaient cette roche dans leur préparation. L'extraction industrielle sera vraiment initiée par le développement des marchés papetiers et l'arrivée du chemin de fer dans la haute vallée de l'Ariège. Ainsi en 1888, la production atteint 800 tonnes de minerai.

En 1905 la société anonyme des « talcs de Luzenac » fut créée et la production atteint alors les 20 000 tonnes avec les nouveaux moyens mis en œuvre. Avec l'installation d'un premier téléphérique (**Fig. I-6**), la production va s'accroître rapidement pour atteindre 50 000 tonnes en 1914, puis progresser régulièrement jusqu'à 75 000 tonnes en 1930 et 100 000 tonnes en 1950.



Figure I-6 : Le premier téléphérique à Luzenac.

En 1961, la construction de la route actuelle assure une meilleure liaison entre la carrière et l'usine.

La mécanisation de l'activité d'extraction et la forte demande en talc dans l'industrie va permettre un accroissement significatif du minerai extrait pour atteindre plus de 400 000 tonnes au début du XXI^{ème} siècle soit 8 % de la production du marché mondial.

Depuis 2011 la carrière est exploitée par l'entreprise Imerys Talc qui, avec 9 carrières et 15 usines de par le monde, fournit 15% de la production mondiale de talc en ce début de siècle.

➤ Trimouns et l'activité scientifique

La taille du gisement de Trimouns et les autres affleurements de talc du massif du Saint Barthélémy ont fait affluer nombre de géologues qui ont étudié les terrains du *MNP*. Des premiers travaux recensés en 1865 à notre étude une cinquantaine de publications scientifiques (dont une dizaine de thèses) portèrent sur le massif du Saint Barthélémy et/ou Trimouns.

Les travaux réalisés jusqu'à la première moitié du XX^{ème} siècle étaient surtout axés autour de la description des roches, les études sur l'altération des dolomies et sur les fluides responsables de la minéralisation commencèrent avec Capdecombe (1950) et poursuivis notamment par Moine et al (1979), Moine et al. (1982), Moine (1982), Moine et al. (1989), et Parseval (1992).

L'étude géochronologique de Schärer et al. (1999) montre que la minéralisation a un âge albien soit en phase pré-orogénique du cycle alpin. Enfin Boulvais et al. (2006) démontre que le fluide hydrothermal est dérivé de l'eau de mer, et qu'il a circulé à travers la croûte continentale.

B) Les Pyrénées

(1) Caractéristiques générales

Frontière naturelle entre l'Espagne et la France, les Pyrénées s'étendent sur près de 435 km du golfe de Gascogne (Cap Higer) à l'ouest à la mer Méditerranée (Cap de Creus) à l'est. Les Pyrénées se présentent comme une chaîne de montagnes à vergence double (nord et sud) asymétrique avec un versant ibérique plus étendu, allongé suivant un axe nord 110°, dans un domaine orogénique long de quelques 1000 km des Asturies à la Provence.

Les Pyrénées actuelles sont le résultat de plusieurs événements géologiques, en particulier des deux derniers cycles orogéniques : cycle hercynien/varisque (ca. Paléozoïque supérieur) et cycle alpin (ca. Mésozoïque-Cénozoïque).

Les Pyrénées varisques étaient situées dans le domaine externe de l'orogène au sud-ouest de l'Europe. L'orogénèse varisque dans les Pyrénées est polyphasée. Elle fut marquée par un événement compressif à vergence sud-ouest suivi d'une phase transpressive dextre, engendrant un métamorphisme HT-LP accompagné d'épisodes de magmatismes calco-alcalin (Debon et al., 1995 ; Denèle et al., 2014). La phase d'érosion de la chaîne au Permien s'est accompagnée d'un amincissement crustal et d'un retour à une épaisseur crustale normale avant le début du Mésozoïque.

Durant la phase précoce des Pyrénées alpines, le domaine correspondant aux futures Pyrénées est affecté par une phase de rifting liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne (Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et al., 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Saint Blanquat et al., 1986 ; Olivet, 1996) avec mise à nu du manteau sub-continental (Lagabrielle et Bodinier, 2008). Les Pyrénées alpines sont le résultat de la collision de l'Ibérie et de l'Eurasie. Passé la phase compressive du Paléogène, une phase d'extension se manifeste au Miocène, liée à la rotation du bloc Corse-Sardaigne et l'ouverture du Golfe du Lion.

Ces cycles orogéniques varisque et alpin partagent des directions structurelles semblables (**E-O à ONO-ESE**), les structures varisques ayant probablement été réutilisées lors du cycle alpin.

Ces cycles ont tous deux été marqués par un événement thermique de haute température et de basse pression (Pin et Vielzeuf, 1983 ; Vielzeuf, 1984 ; Saint Blanquat, 1989 ; Saint Blanquat, 1993 ; Golberg et Leyreloup, 1990).

Classiquement, le domaine orogénique de la chaîne est structuré en cinq grandes zones qui résultent de la superposition des épisodes géodynamiques (**Fig. I-7**) :

- le bassin aquitain ;
- la *zone nord pyrénéenne (ZNP)* ;
- la *zone axiale (ZA)* ;
- la *zone sud pyrénéenne (ZSP)* ;
- le bassin de l'Ebre.

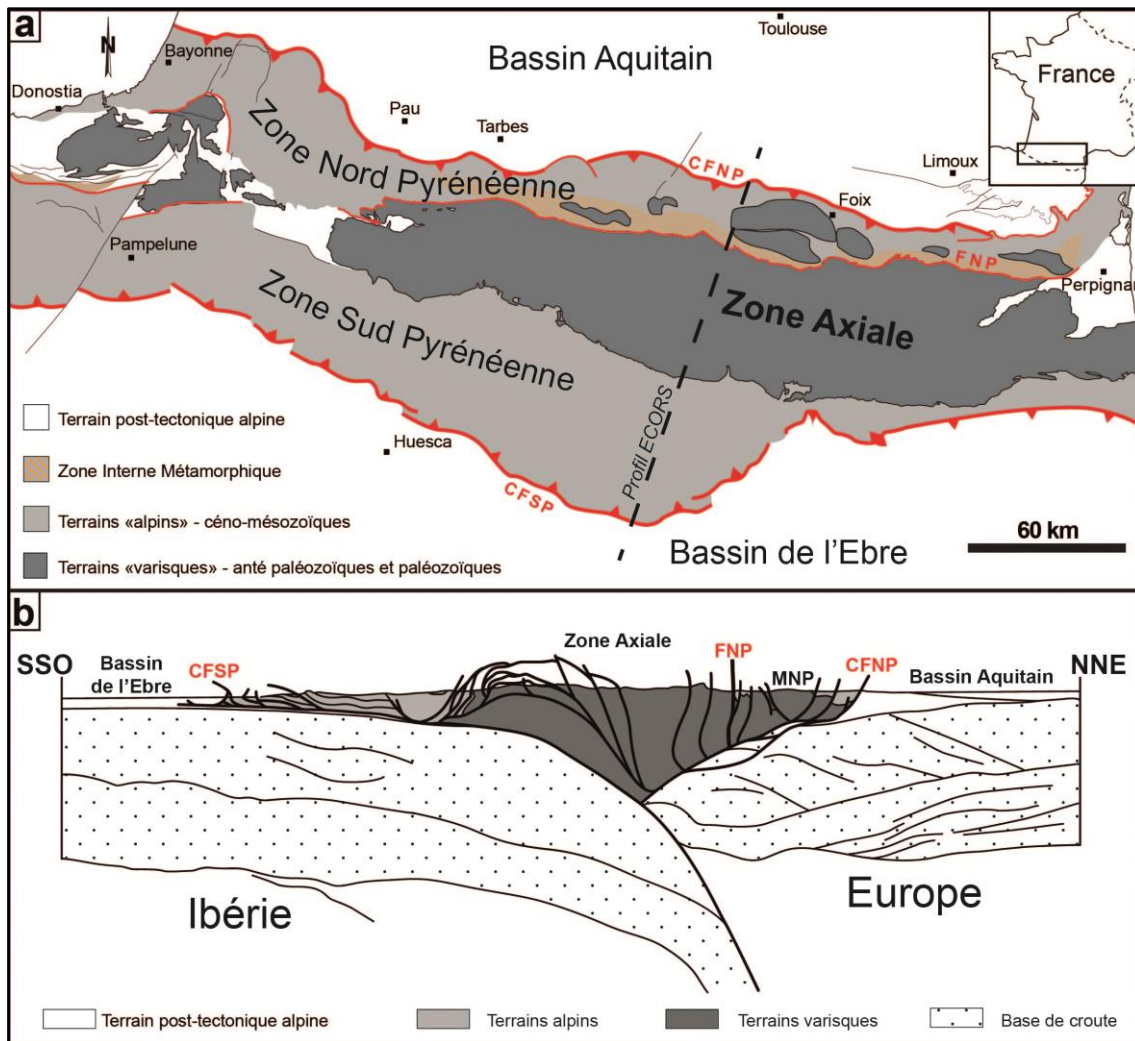


Figure I-7 : Représentation des grands ensembles pyrénéens en (a) carte schématique et en (b) coupe suivant le profil ECORS. Modifiée d'après (a) Clerc, 2012 et (b) Beaumont et al., 2000.

a. Le bassin aquitain

Ce bassin constitue l'avant pays septentrional du domaine orogénique pyrénéen. Il est limité au nord par le massif Armoricaïn et au nord-est par le massif central. Il est au contact de la ZNP via le *chevauchement frontal nord pyrénéen (CFNP)* (Fig. I-7).

Le remplissage du bassin a été contrôlé par la flexure engendrée par l'orogène, les dépôts distaux sont peu déformés et ceux proches du *CFNP* sont légèrement plissés (Baby et al., 1988).

b. La zone nord pyrénéenne

Chevauchant sur le Bassin Aquitain au nord avec le *CFNP*, la *ZNP* est séparée de la *ZA* par la *faille nord pyrénéenne (FNP)* (Fig. I-7). Cette dernière est considérée comme la limite entre les plaques ibérique et eurasienne (Mattauer, 1968 ; Van der Voo et Boessenkool, 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Choukroune, 1989).

La *ZNP* est essentiellement constituée roches mésozoïques pour ses bassins, et de roches paléozoïques pour les écaïlles de socle : les *massifs nord-pyrénéens (MNP)*.

Ces *MNP* sont alignés suivant l'allongement de la chaîne, et sont majoritairement situés à l'est des Pyrénées. Ils sont toujours basculés vers le nord, les roches les plus profondes étant exhumées au sud. Les *MNP* sont bordés (généralement au sud) par la *zone interne métamorphique (ZIM)* (Souquet et al., 1977) (**Fig. I-7a**). Elle correspond à des terrains qui ont été soumis à un métamorphisme haute température - basse pression au Crétacé (Ravier, 1959 ; Golberg et Leyreloup, 1990). C'est également dans cette zone que se situe la plupart des roches ultrabasiques (Iherzolite), (Clerc, 2012).

c. La zone axiale

Cette zone correspond à la partie haute de la chaîne, elle inclut d'ailleurs tous les grands sommets. Elle est en position centrale entre les deux versants alpins de la chaîne, la *ZNP* et la *ZSP* (**Fig. I-7**). Elle constitue la racine de la chaîne de montagnes s'ancrant en profondeur (**Fig. I-7b**) comme l'a révélé le profil sismique ECORS (Choukroune, 1989 ; Roure et al., 1989), ainsi que les profils de sismique passive du projet PYROPE (Chevrot et al., 2014).

Les terrains constituant la *ZA* sont essentiellement paléozoïques, et sont notamment intrudés de granoïdes ordoviciens (Barbey et al., 2001 ; Cocherie et al., 2005 ; Denèle et al., 2009).

La *ZA* est représentée dans le centre et l'est de la chaîne, sa largeur atteint 60 km. Dans l'ouest de la chaîne, elle n'affleure que de manière discontinue (**Fig. I-7a**).

d. La zone sud pyrénéenne

La *ZSP* est limitée au nord par la *faille sud pyrénéenne (FSP)*, et chevauche le bassin de l'Ebre via le *chevauchement frontal sud pyrénéen (CFSP)* (**Fig. I-7**).

Contrairement à son homologue nordiste, la *ZSP* est essentiellement constituée de terrains mésozoïques à tertiaires.

e. Le bassin de l'Ebre

Ce domaine méridional de la chaîne constitue le bassin d'avant pays au sud de la chaîne des Pyrénées mais aussi celui des orogènes ibérique et catalan desquels il recueille également les matériaux. Il est essentiellement constitué de roches sédimentaires détritiques tertiaires.

(2) Le cycle varisque

a. La période pré-varisque

Le cycle orogénique varisque fait suite au cycle appelé Cadomien (ca. 750 Ma à ca. 540 Ma - Chantraine et al., 2001). Appelé aussi hercynien, le cycle varisque correspond à la succession d'événements géologiques et géodynamiques ayant donné lieu à la formation et la destruction de la chaîne de montagnes du même nom. Il s'est étalé entre le Dévonien moyen et le Permien supérieur.

Les terrains pré-varisques des Pyrénées décrit dans la littérature sont constitués des séries du Paléozoïque inférieur (Laumonier et al., 2004) : les métasédiments argilo-grauwackeux des groupes de Carança, Canaveilles et Cabrils (Ediacarien), les ensembles grésopélitiques et argilo-silteux de la

formation d'Evol. Les dépôts cambro-ordoviciens sont situés le long de la marge active entre le Gondwana au nord et le bloc formé par l'Afrique et l'Amérique du sud actuelles (Fernández-Suárez et al., 2014) et marquent la transition d'un domaine océanique profond vers une plateforme mixte de haute latitude (Monod, 2014 et références incluses).

La période ordovicienne (ca. 488 Ma à ca. 444 Ma), est plus particulièrement marquée par un important plutonisme mis en place dans les séries cambriennes (Carreras et Druguet, 2014). Ces phénomènes magmatiques ont surtout affecté l'est de la chaîne actuelle (Barbey et al., 2001 ; Deloule et al., 2002 ; Cocherie et al., 2005 ; Denèle et al., 2009), et sont généralement interprétés comme liés à un rifting continental de la bordure du Gondwana.

b. L'orogène varisque

Cet orogène est la conséquence de la collision des deux supercontinents Laurussia et Gondwana qui formeront ainsi le supercontinent Pangée. Elle résulte de la fermeture par subduction des océans Rhéic et Galice-Bretagne sud où les deux microcontinents (Avalonia et Armorica) se retrouvent pris entre les deux supercontinents (**Fig. I-8**). La position des Pyrénées dans cet orogène est externe (Matte, 1986).

Dans les Pyrénées, la phase précoce de la collision se caractérise par des dépôts de sédiments carbonatés (calcaires griottes) et silico-clastiques du Dévonien puis du Carbonifère (premiers sédiments syn-tectoniques du Viséen).

L'ensemble varisque est constitué de trois grands ensembles :

- la croûte supérieure constituée de séries métasédimentaires cambriennes à carbonifères présentant un faible degré métamorphique ;
- les dômes migmatitiques et gneissiques et leurs couvertures métasédimentaires (HT-BP) précambriennes ;
- les plutons calco-alcalins intrusifs dans la croûte supérieure.

Ces ensembles sont marqués par de grandes phases de déformations au Carbonifère (ca. 330-305 Ma) :

- la phase D1 caractérisée par des mouvements compressifs nord-sud à vergence sud et à un épaissement crustal, cette phase est aussi accompagnée du métamorphisme Barrovien ;
- la phase D2a est liée à un régime transpressif, elle est marquée par un métamorphisme haute température - basse pression et à la mise en place de plutons granitiques per-alumineux ;
- la phase D2b toujours associée au même régime, elle est liée à des plis de grande ampleur ayant pour cœur les dômes gneissiques et également marquée par le magmatisme calco-alcalin.

La dénomination de ses phases ainsi que leur nombre varient en fonction des auteurs (Guitard et al., 1998 ; Denèle, 2007 ; Laumonier et al., 2010).

La totalité des dépôts associés à l'orogène varisque est résumé dans la **figure 9** (Carreras et Druguet, 2014).

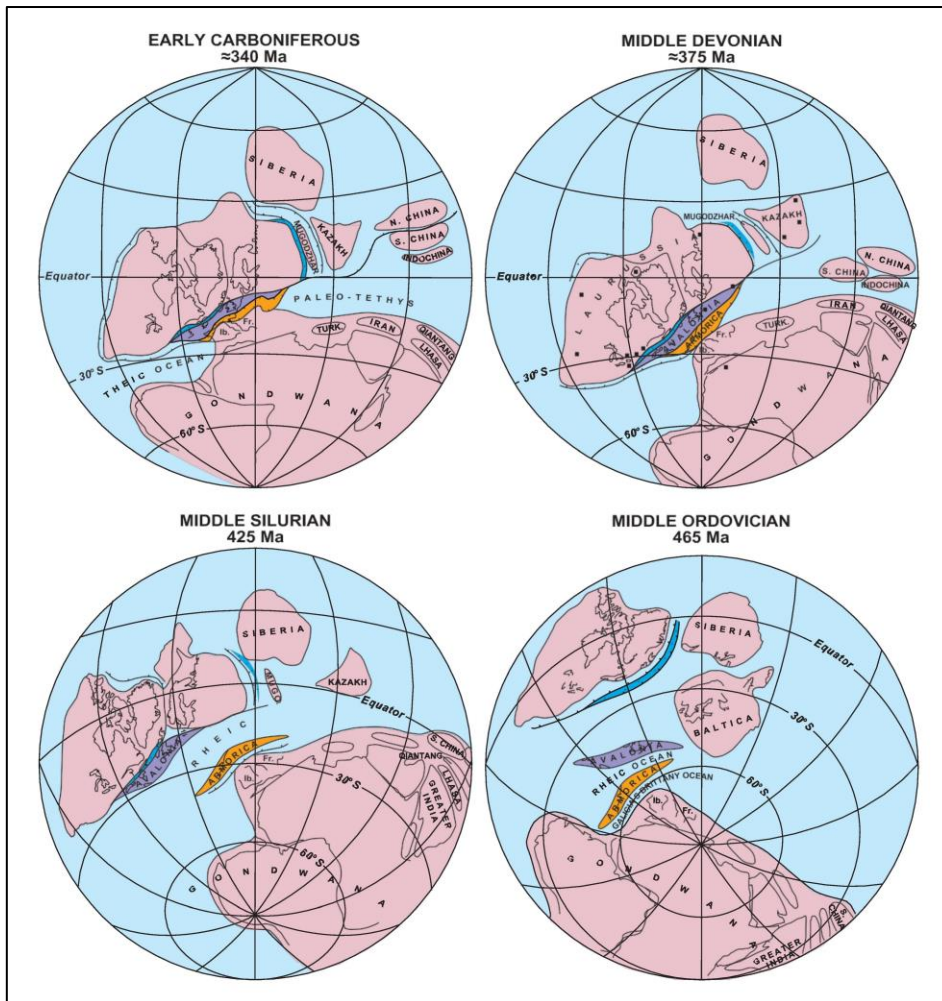


Figure I-8 : Tentative de reconstitution géodynamique de l’Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma). *Figure tirée de Matte (2001).*

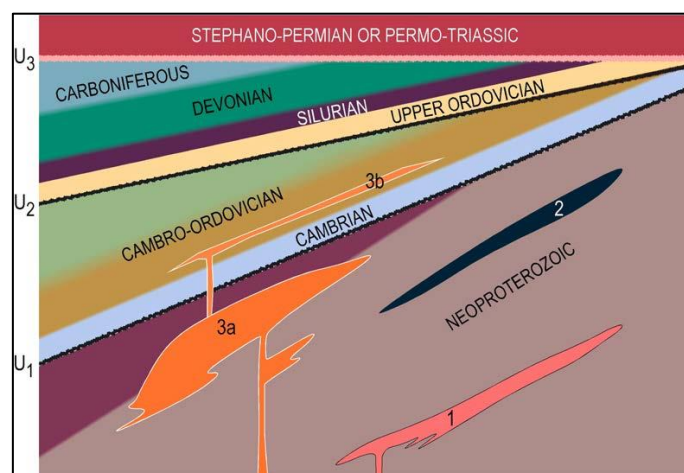


Figure I-9 : Représentation schématique des séries pré-varisques dans les Pyrénées - U1 : discordance cambrienne, U2 : discordance ordovicienne, U3 : discordance varisque - 1 : granitoïdes et porphyres de l’Ediacarien, 2 : Roches volcaniques basique de l’Ediacarien, 3a : Granitoïdes et porphyres de l’Ordovicien, 3b : Roches volcaniques acides de l’Ordovicien. *Figure tirée de Carreras et Druguet (2014).*

c. L'extension tardi-varisque

La phase tardi-varisque est marquée par la discordance des séries de la fin du Carbonifère (Stéphanien) sur les séries antérieures évoquées au-dessus (**Fig. I-9**). Cette phase permet grâce à un refroidissement de la croûte de localiser la déformation donnant lieu à la mise en place de grandes zones de cisaillements (Saint Blanquat, 1993).

Le régime extensif et l'érosion massive de la chaîne se manifestent dès le Permien (e.g. Muñoz, 1992) avec les occurrences du magmatisme calco-alcalin (Denèle et al., 2012), et des dépôts détritiques.

(3) Le cycle alpin

a. Période pré-orogénique

C'est à partir du Trias (ca. 250 Ma - Ziegler, 1990), à l'ouverture de l'océan Atlantique nord et au début du rift pyrénéen que l'on place le début du cycle alpin (pré-collision). La sédimentation péligo-gréseuse (Trias inférieur) est progressivement remplacée par des dépôts évaporitiques (dolomie puis gypse au Trias moyen). Le Trias supérieur est marqué par présence d'ophites (Béziat et al., 1991) conséquence de la mise en place d'une grande province magmatique.

Toujours dans cette mouvance d'ouverture de l'océan atlantique, la période du Jurassique voit la formation d'un pré-rift pyrénéen et le dépôt de quelques plateformes carbonatées dans le bassin aquitain mais également de quelques faciès volcaniques localisés (tuf) en réponse à dislocation de la Pangée. Les dépôts se succèdent entre périodes de régressions et de transgressions marines.

A la fin du Jurassique, un retrait des niveaux marins permet, en autres, des dépôts de bauxite (Monod, 2014 et références incluses). Cette période voit aussi la propagation du rift atlantique vers le nord.

Le début du Crétacé voit s'ouvrir le golfe de Gascogne (rifting) avec des séries de dépôts carbonatés en discordance sur le Jurassique (Biteau et al., 2006). Lors de la formation du golfe de Gascogne, l'Ibérie tourne par rapport à l'Eurasie et finira par se positionner contre l'Eurasie.

Le trajet de l'Ibérie avant d'entrer en collision avec l'Europe fait l'objet de plusieurs hypothèses (**Fig. I-10**) :

- 1) par coulissage lors de mouvements décrochants sénestres avec formation de bassin pull-apart (Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996) (**Fig. I-10a**) ;
- 2) lié à contexte d'extension d'arrière arc suite à une subduction (Sibuet et al., 2004 ; Vissers et Meijer, 2012) (**Fig. I-10b**) ;
- 3) lié à des déplacements latéraux fini-jurassiques s'achevant en transtension au Crétacé (Jammes et al., 2009 ; Jammes et al., 2010) (**Fig. I-10c**).

Malgré leurs différences, ces scénarii utilisent tous la **FNP** comme structure accommodant l'ouverture du golfe de Gascogne. Cette structure a également un héritage hercynien, certaines déformations varisques étant liées à celle-ci (e.g. Saint Blanquat, 1993 ; Carreras et Druguet, 2014). Les différents modèles s'accordent également sur le fait que le rifting pyrénéen s'est propagé vers l'est. Ceci est mis en évidence par les bassins subsidés à flyschs à l'Aptien-Albien dans la **ZSP** (bassin d'Organya, bassin Cantabre) et dans la **ZNP** (fossé à Flyschs) (Débroas, 1990).

Les hypothèses du mouvement de l'Ibérie sont reconstituées entre les anomalies magnétiques M0 (118 Ma) et A33 (80 Ma). Il y a donc un « gap » d'informations sur les positions de l'Ibérie et de l'Eurasie au milieu du Crétacé (ca. Albien à Coniacien). Or c'est durant cette période que les évidences

d'hyper-extension et d'exhumation du manteau ont été estimées notamment par Vielzeuf et Kornprobst (1984), Lagabrielle et Bodinier (2008), Lagabrielle et al. (2010) et Clerc (2012). Les modèles proposés jusqu'alors n'intégraient que peu cette vision de croûte amincie au milieu du Crétacé.

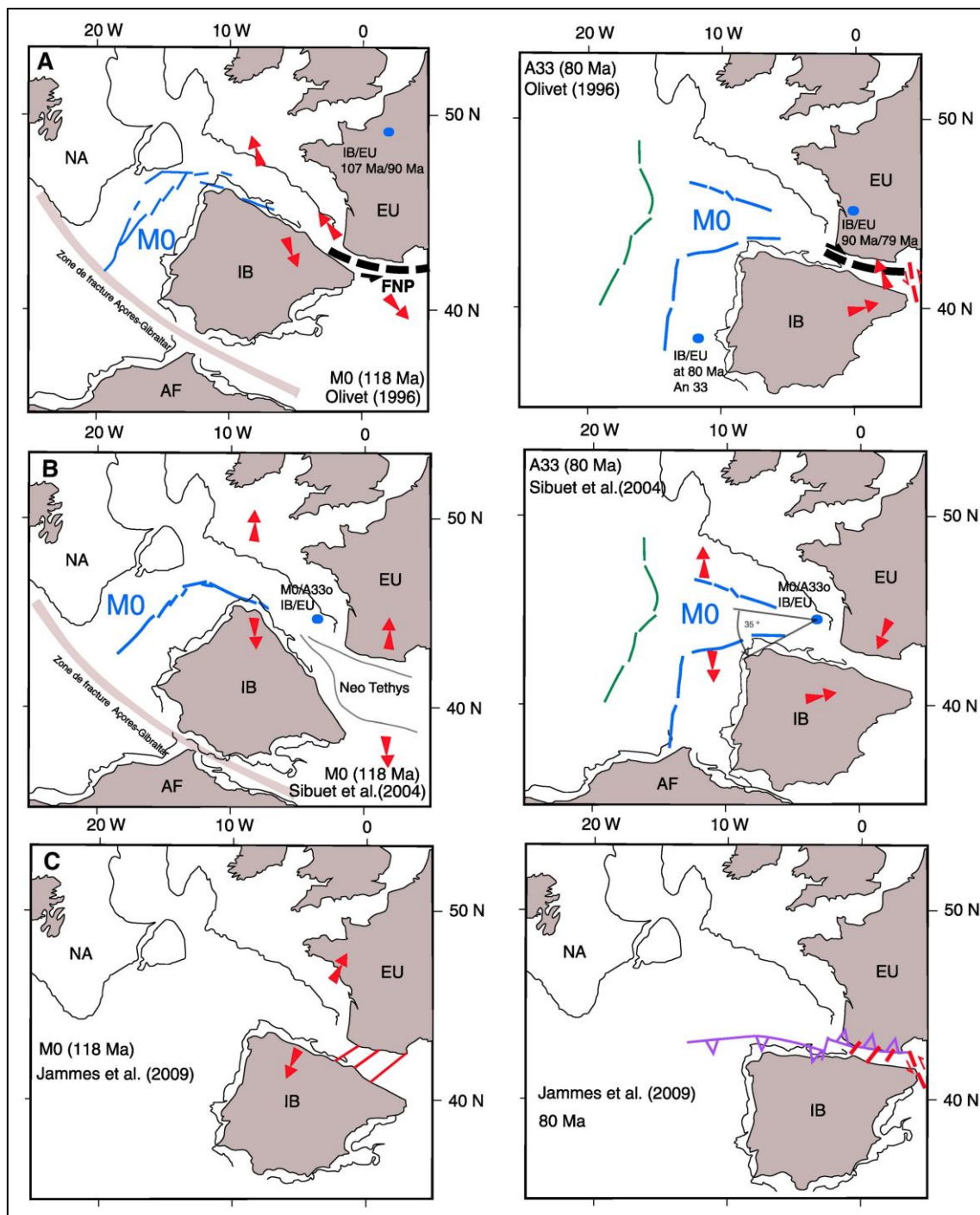


Figure I-10 : Représentation des différentes positions de l'Ibérie (IB) par rapport à l'Eurasie (EU) : Reconstitution des positions de l'Afrique (AF), l'Amérique du nord (NA) de l'Europe et de l'Ibérie entre l'anomalie magnétique M0 (ca. 118 Ma - marquée par les traits bleus) et l'anomalie An33 (ca. 80 Ma - marquée par les traits verts) d'après (a) Olivet (1996), (b) Sibuet et al. (2004), et (c) Jammes & al. (2009). Figure tirée de Mouthereau et al. (2014).

Sur cet amincissement crustal (daté du Crétacé), les principaux effets observés dans la **ZNP** sont :

- 1) le métamorphisme haute température - basse pression (env. 600°C max. et 3kbar max. - Golberg et Leyreloup, 1990) dans ce qui deviendra la **ZIM** ; ce métamorphisme est observé d'est en ouest de la chaîne, principalement au nord de la FNP (Choukroune, 1976 ; Débroas, 1987) sauf à l'ouest de la chaîne où il est situé au sud des massifs basques (nappe des marbres) ;
- 2) un magmatisme alcalin daté de la période Albien-Santonien sur l'ensemble de la chaîne (Montigny et al., 1986 ; Golberg et al., 1986 ; Castañares et al., 1997 ; López-Horgue et al., 1999 ; Castañares et al., 2001 ; López-Horgue et al., 2009) entraînant un métamorphisme de contact ;
- 3) des circulations de fluides hydrothermaux relayées par les accidents (métasomatisme magnésien, sodique, calco-sodique...) ((Dauteuil et Ricou, 1989 ; Schärer et al., 1999 ; Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014 ; Boutin et al., 2016) ;
- 4) la mise en place de fragments mantelliques lherzolitiques dans les brèches sédimentaires polygéniques (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc, 2012 ; Clerc et al., 2012).

Ces phénomènes marquent la dernière étape avant la convergence des plaques ibérique et eurasiennne.

Une synthèse des âges de ces événements géologiques a été proposée par Clerc (2012), (**Fig. I-11**).

On notera que le modèle de mise en place des lherzolites par exhumation du manteau est encore discuté, puisque certains auteurs interprètent les brèches lherzolitiques comme des brèches de faille liées à l'inversion (Débroas et al., 2010 ; Debroas et al., 2013). Cette période de rotation de l'Ibérie finit sur une convergence à partir de 85 Ma environ (Campanien).

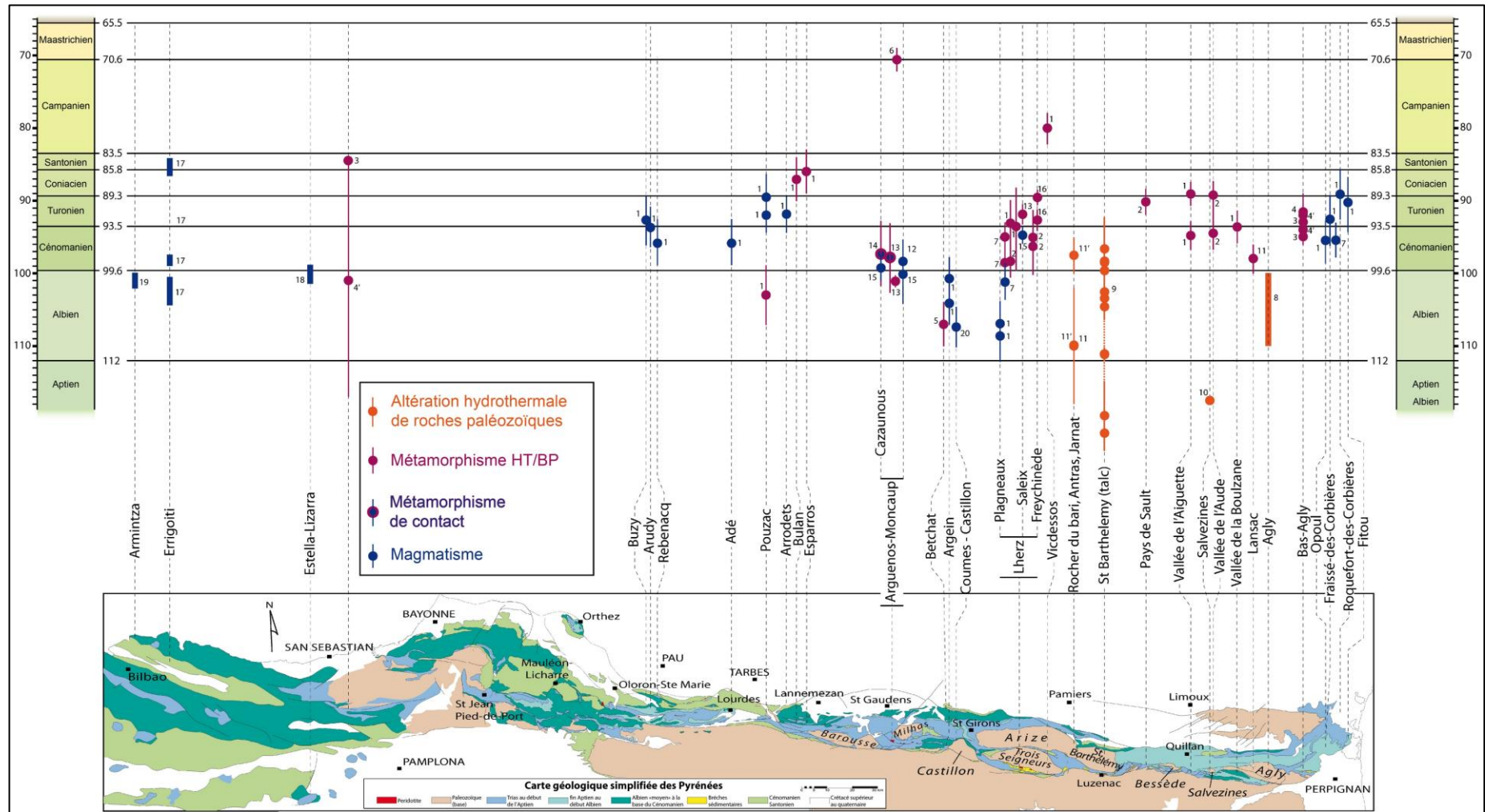


Figure I-11 : Tableau récapitulatif des âges du métamorphisme et du magmatisme crétacé dans les Pyrénées. Basé sur les données de **1** : Montigny et al. (1986) - **2** : Golberg et Maluski (1988) - **3, 4, 4'** : Albarède et Michard-Vitrac (1978) - **5** : Thiebaut et al. (1988) - **6** : Hervouet et al. (1987) - **7** : Golberg et al. (1986) - **8** : Nicolas (1998) - **9** : Boutin & al. (2015), Schärer et al. (1999) [112-97 Ma] - **10** : Boulvais et al. (2007) - **11** : Pujol et al. (2010) - **11'** : Fallourd et al. (2014) - **12** : Pujol & Clerc (non publié) - 13, 14, 15, 16 : Monier & Clerc (non-publié) - **17** : Castañares et al. (1997) ; Castañares et al. (2001) - **18** : López-Horgue et al. (1999) - **19** : López-Horgue et al. (2009) - **20** : Henry et al. (1998) - synthèse reprise et complétée d'après (Débroas, 2003 ; Débroas et Azambre, 2012 ; Clerc, 2012 ; Fallourd et al., 2014 ; Boutin et al., 2016). Modifiée de Clerc et al., (2012) et mise à jour avec Fallourd et al., (2014) et Boutin et al. (2016).

b. Collision alpine

La convergence de l'Eurasie et de l'Ibérie commence à la fin du Santonien (ca. 84 Ma - Puigdefàbregas et Souquet, 1986) et se manifeste par l'inversion des structures extensives. En réponse aux chevauchements induits dans la **ZNP**, un sillon sous pyrénéen se met en place dans lequel se dépose les « flyschs Sénoniens » et des marnes. Dans la **ZSP**, au début du Campanien, le chevauchement de Boixols répond au régime compressif induit dans la **ZA** par les mouvements de l'unité de socle de Gavarnie (Bond et McClay, 1995). C'est à cette période (ca. 75 – 70 Ma) que l'on admet que la collision des marges continentales s'effectue (Beaumont et al., 2000 ; Jolivet et al., 2007 ; Mouthereau et al., 2014).

Le Paléocène est dominé par les sédiments marins de type hémipélagiques (Rat, 1988) et carbonatés à l'ouest de la chaîne. Une plateforme carbonatée s'étend vers l'est des deux côtés de la **ZA** à la fin du Paléocène (Rasser et al., 2005 ; Biteau et al., 2006).

Au début de l'Eocène, la transgression marine atteint l'est de la **ZNP** et le bassin d'Aquitaine. En revanche, la **ZSP** est marquée par une régression liée à la surrection de la **ZA**.

Cette régression touche également la **ZNP** dès le Lutétien et permet la mise en place de systèmes fluviaux et le dépôt des poudingues de Palassou suite à l'érosion de la chaîne (Plaziat, 1981).

Les dépôts fluviaux (grès conglomératiques) sont également mis en place au sud, notamment dans les bassins de Tremp et d'Ager.

A l'Oligocène supérieur, le **CFSP** permet le soulèvement du sud des Pyrénées. En résulte également l'individualisation du bassin de Jaca en piggyback (Hogan et Burbank, 1996).

La convergence des plaques eurasiennne et ibérique s'atténue au début du Miocène (anomalie « 6C » - Roest et Srivastava, 1991). Les dernières déformations liées au soulèvement de la **ZA** suivent au Miocène (Vergés et al., 2002). Elles sont marquées par les anticlinaux du Mas d'Azil, de Lavelanet et du Plantaurel (**ZNP**).

A cette période, les avant pays pyrénéens recueillent les matériaux de l'érosion de la chaîne essentiellement molassiques. Ces séries sont légèrement (voire pas du tout) déformées, et sont suivies au Pliocène par les dépôts des grands cônes alluviaux tel celui de Lannemezan (Monod, 2014 et références incluses).

c. L'érosion quaternaire et l'activité humaine

Les dépôts quaternaires sont quant à eux marqués par les successions des périodes glaciaires et interglaciaires. Ce sont donc les glaciers qui ont grandement structuré cette période avec vallées en « U », dépôts de moraines, verrous glaciaires et cirques.

De la même manière le réseau hydrographique développé dans cette période va permettre le dépôt de nombreuses terrasses alluviales dans les bassins d'avant pays.

Si le terme d'Anthropocène défini notamment par Crutzen et Stoermer (2000) fait encore débat, l'activité humaine a impacté le paysage et les terrains géologiques des Pyrénées. Une preuve flagrante, le sujet d'étude de cette thèse : Trimouns, immense cicatrice sur le flanc du Saint Barthélémy, avec des dizaines de millions de mètres cube exploités et déplacés.

C) Le massif du Saint Barthélémy

Ce massif a alimenté de nombreuses légendes en Ariège et de nombreuses fascinations.

Un historiographe du roi Louis XIV, Pierre Olhagaray, a même écrit en 1609 :

« [...] Il est nécessaire de savoir que Tabe ou Tabor est la plus haute montagne es monts Pyrénées, d'où l'on voit beaucoup de notables secrets de nature, la levée du soleil avec une grandeur & Majesté incompréhensible [...] ».

Compte tenu de l'altitude du massif (2368 m maximum), ce commentaire « officiel » est plus qu'exagéré par rapport à la zone axiale et son pic d'Aneto culminant à 3404 m.

(1) Description générale

Dans le département de l'Ariège, premier bastion pyrénéen depuis le midi toulousain, le massif du Saint Barthélémy se situe à une petite centaine de kilomètres de Toulouse (**Fig. I-12a**). Anciennement nommé Massif de Tabe (de l'occitan Tava), ce massif porte le nom d'un de ses pics : le Saint Barthélémy (2348 m). C'est cependant le pic Soularac (2368 m) qui est le plus haut sommet faisant de ce massif le plus haut des *MNP*.

Le Saint Barthélémy est limité par la vallée de l'Ariège au sud et l'ouest, par la vallée de Lesponne (Nalzen) au nord et par les gorges de la Frau à l'est (**Fig. I-12b**).

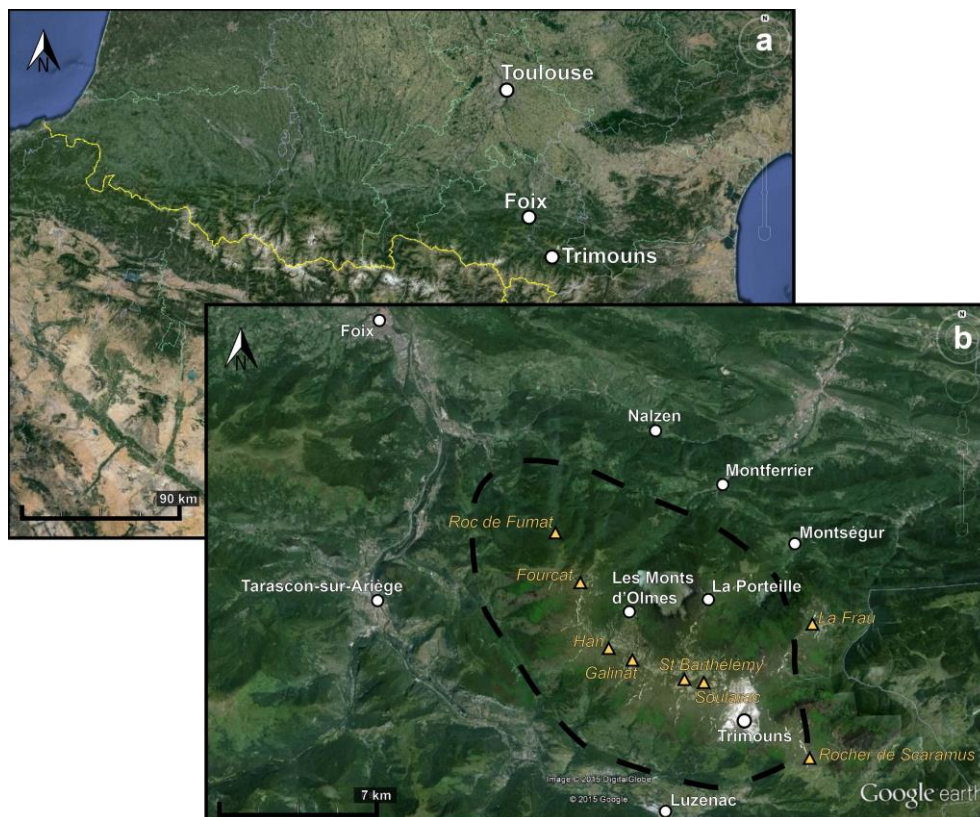


Figure I-12 : Vision du Saint Barthélémy à (a) échelle régionale et à (b) échelle locale (triangles orange : pic - ronds blancs : localités - Pointillés : position du massif).

Ce massif constitue le premier grand relief des Pyrénées Ariègeaises depuis Toulouse, ses sommets sont aisément visibles depuis la plaine de Pamier (**Fig. I-13**).

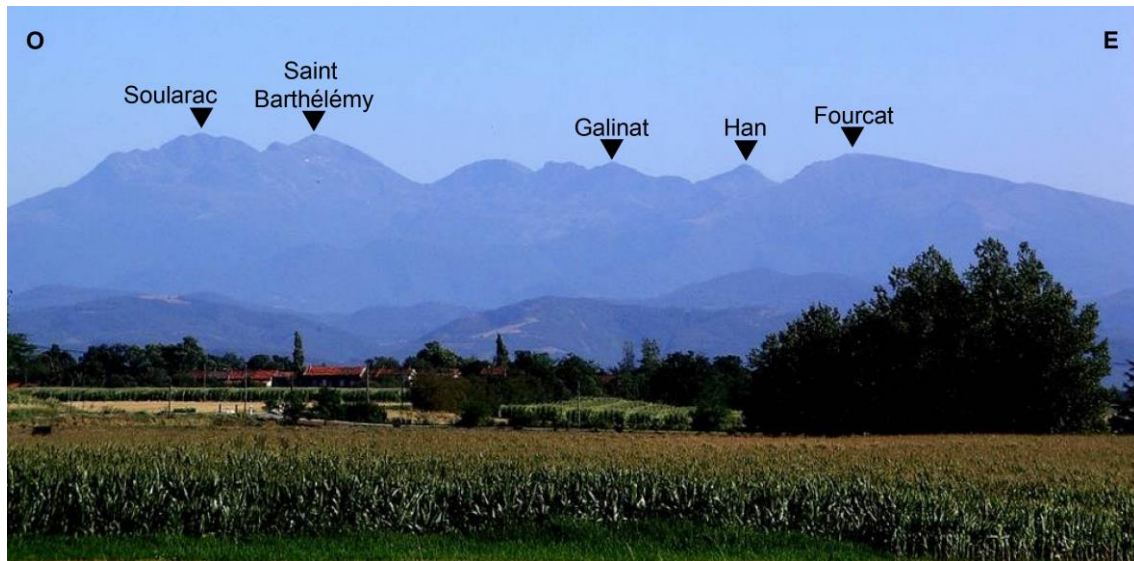


Figure I-13 : Vue du massif du Saint Barthélémy et de ces principaux pics depuis le nord dans la plaine de Pamier.

Comme indiqué par Mangin (1967) la position du massif comme premier relief imposant depuis la plaine lui permet « d'accrocher les nuages », ce qui, couplé à l'influence à la fois du climat océanique et méditerranéen, en fait un lieu propice pour le développement d'un large réseau hydrographique. Ce riche apport permet au flanc nord du massif d'être verdoyant : hêtraies et sous-bois puis alpages au-dessus de 1400 m au nord, bouleau et sapin au sud (côté Trimouns) ou autres types de futaies.

L'activité humaine dans le massif est marquée par la présence de la station de ski des « Monts d'Olmes » (versant nord), les élevages de bovins et d'ovins (pâtures) et par la carrière de talc de Trimouns (et anciennement la carrière de la Porteille).

D'un point de vue scientifique, outre Trimouns, le Saint Barthélémy a également été l'objet de nombreuses études. Les premiers travaux recensés datent de la seconde moitié du XIX^{ème} siècle (Garrigou, 1865), plusieurs travaux ont suivis notamment ceux de Lacroix (1891) et Levat (1899) respectivement dédiés à la minéralogie des filons quartzeux et des phosphates du massif.

Alors que les travaux de Casteras (1933) et Raguin (1933) portèrent respectivement sur les structures et roches du massifs, c'est avec Zwart (1954) que la première étude complète fut faite sur le massif. La carte du massif alors produite reste, dans les grandes lignes, proche des documents récents.

Les unités du Paléozoïque furent l'objet des travaux de Mangin (1967) et de Guchereau (1975). Mangin (1967) a décrit les séries de la couverture paléozoïque supérieur et produit une carte de la partie septentrionale du massif. Guchereau (1975), bien que travaillant à l'échelle du massif, a surtout décrit les structures et les unités gneissiques du Paléozoïque inférieur ainsi que la zone mylonitique qui est interprétée comme un accident chevauchant.

Les terrains du bassin de Nalzen qui bordent le nord du massif ont été étudiés par Tomasi (1966). Ses travaux ont mis l'accent sur les déformations alpines qui ont affectées ce bassin.

Soula (1982) interprète le massif comme un fragment de dôme gneissique hercynien et Passchier (1982) définit la zone mylonitique massive comme la *bande mylonitique majeure (BMM)* - zone de déformation ductile. Deux ans plus tard, cette zone de déformation est associée à la tectonique crétacée (Passchier, 1984). Saint Blanquat (1989) associe la *BMM* à l'extension tardi-hercynienne (jeu en faille normale ductile). Saint Blanquat (1989) a produit une carte (**Fig. I-14**) au cours de ses nombreux travaux sur le massif que nous avons complétée à notre compte en y incorporant des éléments cartographiques récents (Boutin et al., 2016).

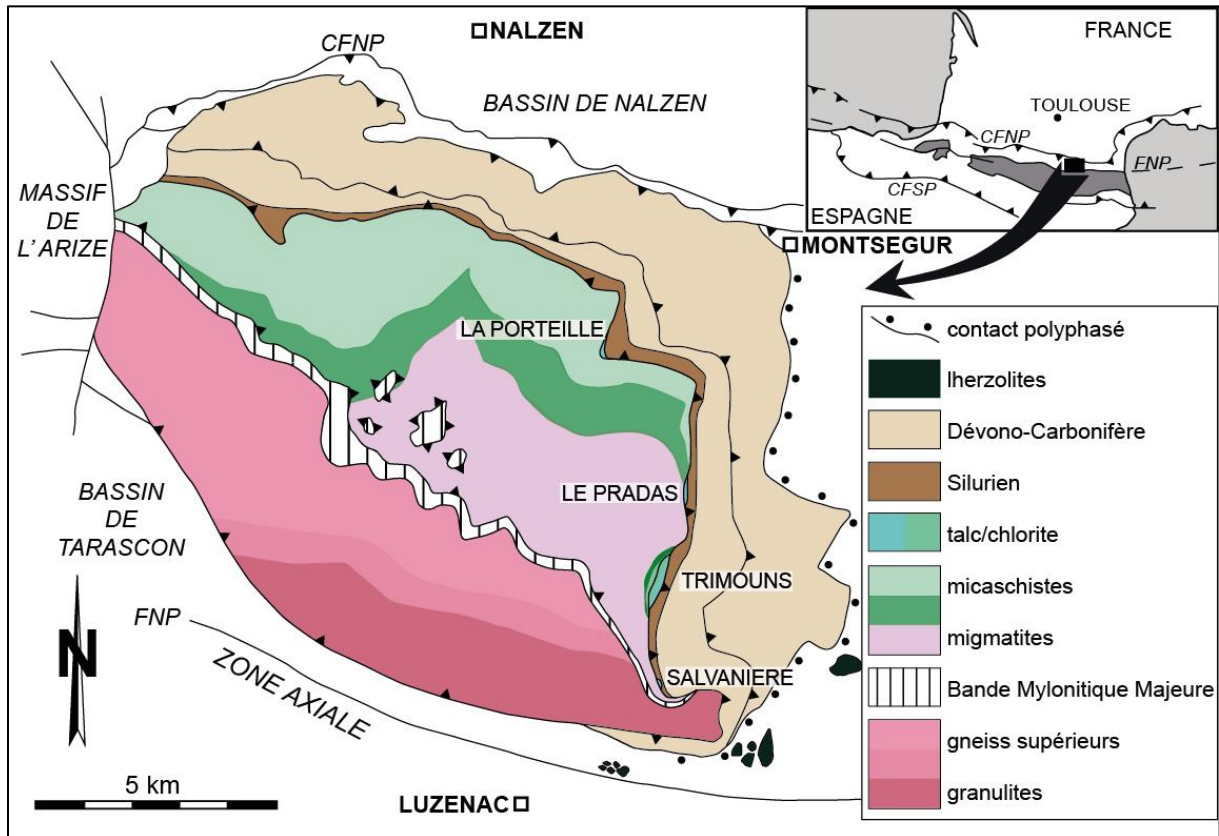


Figure I-14 : Carte géologique du Massif du Saint Barthélémy. Modifiée d'après Saint Blanquat (1989) et mise à jour avec Saint Blanquat et al. (2014).

(2) Lithostratigraphie générale

a. Les unités de base

➤ Les gneiss

A sa base, le Saint Barthélémy est majoritairement constitué de séries gneissiques pouvant atteindre le faciès des granulites (tous les *MNP* n'atteignent pas ce degré de métamorphisme). Ces séries cristallines ont été mises en évidence par Zwart (1954) qu'il nomme « vieux paragneiss ». Ces roches affleurent sur le versant sud du massif (**Fig. I-14**) sur 3-4 km de largeur. Cette unité est marquée par le cycle varisque,

et le protolithe est daté par chronologie relative (e.g. Zwart, 1954) entre le Précambrien et le Cambrien pour les unités les plus hautes dans la série lithostratigraphique (**Fig. I-15**).

On peut différencier cette unité en fonction du degré de métamorphisme atteint. Saint Blanquat (1989) distingue la base des gneiss comme appartenant au faciès des granulites. Celles-ci présentent une texture foliée et sont essentiellement composées de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite, de grenat, de cordiérite et en moindre quantité de sillimanite et d'hypersthène. L'hétérogénéité de ces roches est générée par l'alternance de niveaux riches en biotite et hypersthène et des niveaux quartzofeldspathiques (le grenat est présent dans les deux niveaux). Les niveaux les moins foliés peuvent contenir des hypersthènes et des grenats pluri-centimétriques.

En remontant la série, les gneiss sont de moins en moins métamorphiques. Ces gneiss qualifiés d'intermédiaires par Saint Blanquat (1989) présentent une structure ocellée (yeux allant du mm au cm). La partie supérieure de l'unité des gneiss est la moins métamorphisée. Ces gneiss dits supérieurs (**Fig. I-14**) sont marqués par l'apparition de la muscovite (primaire). C'est dans le haut de la série des gneiss qu'est observée la structure mylonitique majeure du massif : la **BMM** interprétée comme une zone de cisaillement tardi-varisque (voir chapitre II).

➤ Les amphibolites

Des roches basiques s'intercalent dans toute l'unité gneissique (**Fig. I-15**). Elles prennent la forme de lentilles (1 à 2 mètres maximum) et sont composées de biotite, de plagioclase, d'hornblende, de grenat, de diopside, et d'un peu de quartz (Saint Blanquat, 1989). Les contacts entre les gneiss et les amphibolites ortho-dérivées sont francs, alors que les transitions gneiss - amphibolites para-dérivées sont plus complexes.

➤ Les marbres

Appelés aussi cipolins (Zwart, 1954), ces marbres sont présents dans toute l'unité de gneiss (**Fig. I-15**) avec la même structuration lenticulaire. Ils sont principalement constitués de calcite ou de dolomie et en moindre mesure de diopside, grossulaire, forstérite, spinelle, titanite, biotite, plagioclase et hornblende (Saint Blanquat, 1989). Ils sont de plus en plus déformés vers le haut de l'unité et sont parfois entièrement mylonitisés.

b. L'unité migmatitique

Située au-dessus des gneiss, cette unité est composée essentiellement de migmatites et de corps magmatiques (leucogranites, pegmatites, granodiorites). Cet ensemble a une épaisseur apparente maximale d'environ 2 km. La migmatisation des roches a probablement eu lieu lors de l'orogénèse varisque (Zwart, 1954). L'âge des protolithes de cette unité a été estimé au Précambrien voire au Cambro-Ordovicien (Zwart, 1954).

Les migmatites sont présentes « au cœur » du massif (**Fig. I-14**). Les principaux sommets du massif (**Fig. I-13**) sont constitués de cette lithologie. Comme expliqué précédemment, le passage des gneiss aux migmatites est marqué par une zone de transition qui correspond à une structure particulière : la **BMM**.

Guchereau (1975) et Arnoux et Majza (1986) ont pris soin de différencier les migmatites en (1) diatexites (homogènes) à la base, et en (2) métatexite (hétérogènes) dans le haut de la série. Notre carte ne comprenant que les unités supérieures de l'ensemble migmatitique, nous avons fait le choix de reprendre

la classification opérée par Zwart (1954) et Saint Blanquat (1989) axée autour de la différence entre roches migmatitiques et granitiques et non celle de Guchereau (1975) et Arnoux et Majza (1986).

➤ Les migmatites

Elles forment un ensemble très hétérogène (diatexite et métatexite) présentant des superpositions de (1) bancs restitiques riches en biotite, sillimanite et muscovite, et de (2) bancs leucocrates à quartz et feldspath issus de la fusion partielle datée de l'événement hercynien (Delaperriere et al., 1994). Les épaisseurs de ces deux niveaux varient du centimètre au décimètre et leur géométrie est très variable (plis). Le contact avec les micaschistes est souvent progressif (**Fig. I-14**) et dans certains cas plus franc (voir structure **FI**).

➤ Les granodiorites

Ces corps prennent la forme de sills dans les migmatites et ne dépassent pas la trentaine de mètres d'épaisseur (Saint Blanquat, 1989). Ils peuvent « abriter » en leur sein des enclaves de granites, quartzites, amphibolites ou carbonates, déformés et métamorphisés (Saint Blanquat, 1989). Les granodiorites sont composées de quartz, plagioclase, orthose, biotite, muscovite, sillimanite, d'un peu de grenat, d'hornblende et de cordiérite (Saint Blanquat, 1989).

➤ Les granites

Des corps importants de granites affleurent dans tout l'ensemble migmatitique. Ils sont composés de quartz, plagioclase, orthose, biotite, muscovite et en moindre quantité de grenat, de sillimanite, d'andalousite et de cordiérite. Sur les cartes lithologiques présentées dans cette étude, ils sont regroupés sous l'appellation « granitoïdes » (regroupés avec les leucogranites).

➤ Les leucogranites

Comme les autres granitoïdes du massif, ils sont présents dans tout l'ensemble des migmatites. Ils forment des corps soit décamétriques continus (Zwart, 1954 ; Passchier, 1982 ; Saint Blanquat, 1989), soit des niveaux en amandes plus fin (Guchereau, 1975) comme à Trimouns. Plus clair que les autres granites, ils contiennent essentiellement du quartz, du plagioclase de l'orthose et de la muscovite, et plus rarement de la tourmaline, du grenat et de la sillimanite (Saint Blanquat, 1989). Sur les cartes lithologiques présentées dans cette étude, ils sont regroupés sous l'appellation « granitoïdes » avec les granites.

➤ Les roches basiques

Ces roches sont localisées (1) à l'étang du diable sous forme de gabbro (pouvant passer progressivement à des diorites) (Lacroix, 1890 ; Raguin, 1938 ; Zwart, 1954 ; Saint Blanquat, 1989), et (2) entre le col de Cadène et le pic du Han sous forme de corps boudinés à cœur péridotitique et aux bords amphibolitiques puis granodioritiques (Zwart, 1954 ; Saint Blanquat, 1989).

➤ Les pegmatites

Ces corps magmatiques sont présents dans certaines migmatites supérieures, dans les minéralisations de talc et de chlorite, et également dans la couverture paléozoïque inférieure (Cambro-Ordovicien et

Silurien). Elles sont absentes du Paléozoïque supérieur. Les pegmatites contiennent du quartz, du plagioclase, de la biotite, de la muscovite, de la tourmaline et d'autres minéraux accessoires. Les pegmatites du Saint Barthelemy n'ont pour l'instant pas fait l'objet de datations absolues. On peut néanmoins relier leur mise en place à la migmatisation varisque.

c. La couverture métasédimentaire

On différencie cette couverture du socle « cristallin » (l'ensemble des gneiss) car elle constitue une zone moins métamorphisée et avec des protolithes surtout d'origine sédimentaire (carbonates et pélites). Ces roches vont du Cambrien au Carbonifère et ont donc subi les deux derniers orogènes. La description des séries de la couverture affectées par les épisodes métasomatiques liés aux minéralisations est plus détaillées dans la partie I.D.1.c.

➤ Le Cambro-Ordovicien

Essentiellement constitué de niveaux pélitiques métamorphisés durant l'orogénèse varisque, le Cambro-Ordovicien comprend les séries micaschisteuses qui ne sont peu métamorphisées et d'origine sédimentaires. Déjà évoqués dans l'ensemble migmatitique, les micaschistes sont de moins en moins métamorphisés plus on remonte dans la série (en s'éloignant du contact avec les migmatites). On observe aussi plus localement et en intercalation avec les micaschistes des roches contenant des minéraux de silicates calciques appelés *gneiss à silicates calciques (GSC)*. Ces roches sont présentes à Trimouns, La Porteille, sur le versant nord du massif sur la route menant à la station des monts d'Olmes. Quelques corps lenticulaires carbonatés, sont également présents dans la série cambro-ordovicienne. Le protolithe de ces roches devait être issu de petits corps calcaires ordoviciens au milieu des niveaux pélitiques.

➤ Le Silurien

Il est constitué essentiellement par la formation caractéristique des schistes « carburés » (très riches en matière organique) d'une puissance apparente très variable car tectonisée et de nature très incomplète. On considère néanmoins que l'ensemble silurien fait une centaine de mètres d'épaisseur (Mangin, 1967). Ce niveau contient aussi de nombreux bancs carbonatés aussi peu épais (de l'ordre de la 50 mètres maximum) plus ou moins dolomitiques. La présence de ces roches carbonatées dans le Silurien n'est pas continue à l'échelle du massif. Les roches dolomitiques ont été attribuées à l'Ordovicien par de nombreux auteurs (voir plus loin dans le chapitre).

➤ Le Dévonien

Le Dévonien est marqué par l'alternance de niveaux détritiques et carbonatés. Le Dévonien inférieur est plutôt constitué de calcschistes riches en argiles et minéraux carbonatés suivi progressivement du Dévonien moyen marqué par des calcaires bleu sombre légèrement recristallisés. La partie supérieure du Dévonien est séparée des deux précédents ensembles par un contact tectonique. Sa base présente des calcaires (bleu clair) défini par Mangin (1967) comme calcaires à microrhythmes. Le haut de la série contient les calcaires dits « griottes ». L'ensemble dévonien a été estimé à une puissance de l'ordre de 400 mètres (Mangin, 1967).

➤ Le Carbonifère

Non présent sur l'ensemble du massif, le Carbonifère débute par le niveau des lydiennes à nodules phosphatés (de quelques mètres) mais se présente le plus souvent par les schistes noirs du Viséen et par quelques intercalations gréseuses. L'épaisseur du Carbonifère est difficilement estimable car il est assez tectonisé, néanmoins on estime que ces niveaux font 150 mètres de puissance au minimum (Mangin, 1967).

d. La bordure post-varisque

Marquée au nord par le Bassin de Nalzen, à l'est par le pays de Sault et au sud par la **ZIM**, la bordure du massif est constituée du Permo-Trias, du Jurassique et du Crétacé.

Bien que l'on n'ait pas une datation absolue sur le Permien, on considère qu'il entre dans cet ensemble post-hercynien dans la mesure où il est associé au Trias et donc à priori peu impacté par la fin du cycle varisque. Cette période contient surtout les niveaux « lie de vin » typique du Permo-Trias et n'est présent que sur le côté nord de la bordure (Nalzen). Dans la continuité de ces dépôts on peut observer des calcaires et des dolomies Jurassiques, puis vers le nord, des brèches albo-cénomaniennes (Tomasi, 1966). A l'est du massif, ce sont surtout des brèches mésozoïques qui constituent cette bordure. Dans le sud, elles sont suivies de flyschs crétacés supérieurs qui butent sur la **FNP** (Fig. I-14).

e. « Minéralisations »

Le Saint Barthélémy a souvent été décrit comme parcouru par un accident minéralisé dit « talqueux ». En réalité, la minéralisation est hétérogène (talc et chlorite) et discontinue. Les corps minéralisés pouvant être qualifiés de gisement étant à Trimouns, du Pradas et la Porteille. Trimouns est le seul gisement exploité, le Pradas (extension nord de Trimouns) n'a pas encore été exploité mais entre dans la zone du permis d'exploitation de Trimouns. Le corps minéralisé de La Porteille est la seule autre minéralisation du massif à avoir eu la qualification de gisement ; actuellement, ce site n'est plus exploité. Les études sur les minéralisations en talc-chlorite du massif ont plus souvent eu pour sujet Trimouns à quelques exceptions (Viguié, 1987), les travaux sur Trimouns ayant toujours été extrapolés aux autres gisements « frères » du massif.

La minéralisation a longtemps été considérée comme associée au cycle varisque, mais depuis les travaux de Schärer et al., (1999), il a été montré qu'une partie de la minéralisation est albienne avec quelques épisodes antérieurs au Jurassique (Boutin et al., 2016).

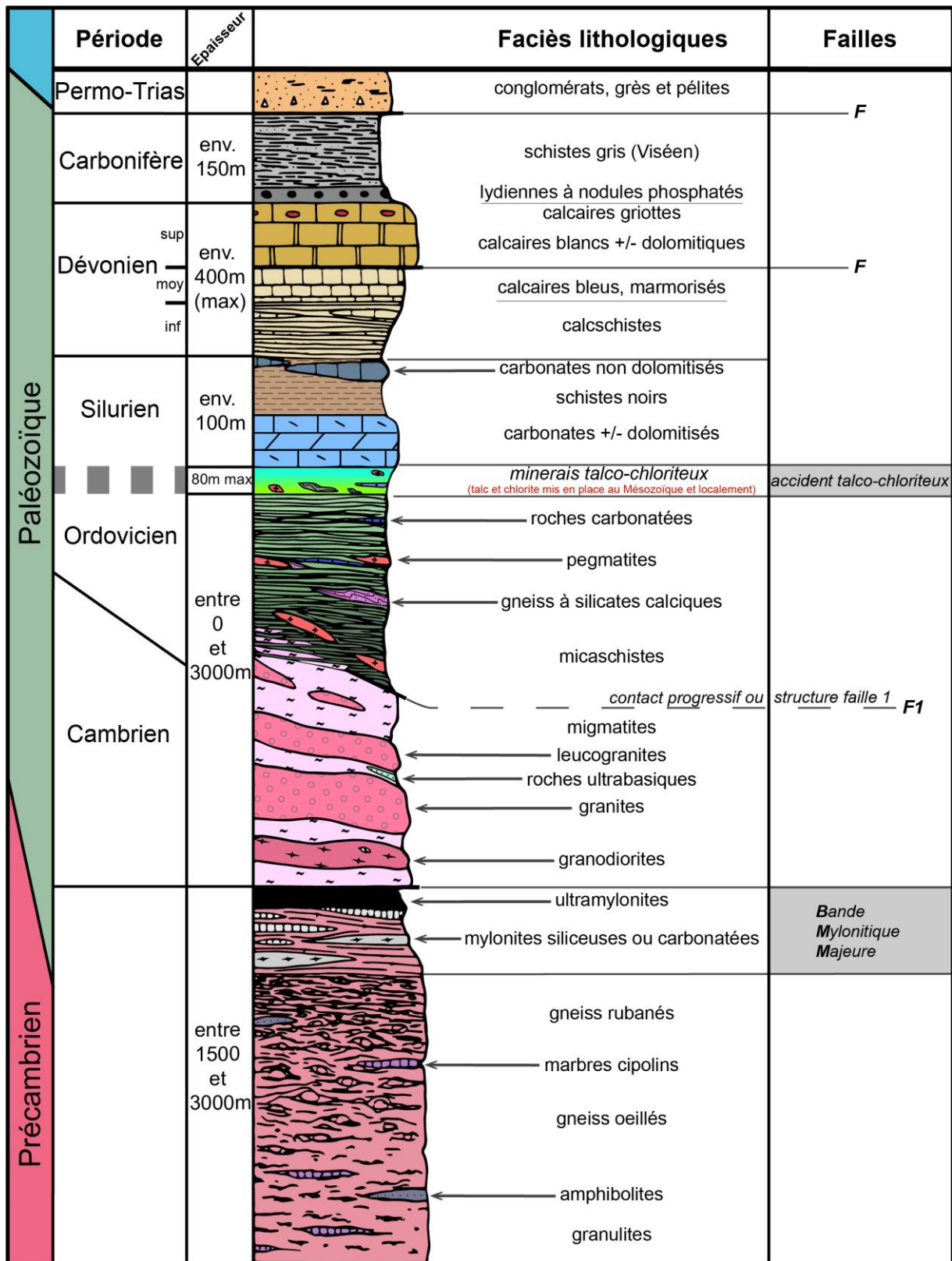


Figure I-15 : Log lithostratigraphique des unités géologiques du Massif du Saint Barthélémy.
Modifiée d'après Saint Blanquat (1989).

D) Trimouns

Dans cette partie nous allons décrire plus précisément les lithologies observées sur la zone du permis d'exploitation de Trimouns (**Fig. I-16**). Le choix d'une description détaillée sur Trimouns est lié à deux raisons principales :

- les lithologies de Trimouns sont celles qui sont au contact proche de la minéralisation et qui sont plus ou moins impactées les processus de calcification et de chloritisation, leur étude est de premier ordre quant à la compréhension de la formation du gisement ;
- les lithologies de Trimouns entrent dans les limites de la zone du permis d'exploitation de la carrière, et sont celles qui sont soumises au processus minier, leur étude fine permet de mieux connaître les différents types de roches sur la carrière ainsi que leur position pour faciliter leur extraction.

Lors que nous évoquons ici le terme Trimouns, il ne s'agit plus du col qui culminait à 1840 m mais de la zone du permis d'exploitation (ou exploitation) de Trimouns qui comprend, non seulement, la carrière de talc-chlorite, mais aussi ses environs. La surface géographique de cette autorisation administrative d'exploitation est notée en trait plein rouge sur la **figure I-16**. Cette carte a été découpée en secteurs en s'inspirant de la nomenclature utilisée par Imerys Talc Luzenac France. Les secteurs P1, P2, P3, P4 correspondent aux zones exploitées du gisement, soit ce que l'on appelle les secteurs de la carrière. Toute la nomenclature de la **figure I-16** est destinée à un meilleur repérage sur le terrain des zones étudiées et de l'échantillonnage réalisé notamment pour l'exploitant de la carrière. La **figure I-16** est également à retrouver en **annexe 2.a** dans un format plus grand avec les positions des cartes géologiques et des échantillons (lames minces et sections). Une carte lithologique détaillée (sans aspect structural) des faciès présentés dans cette partie est exposée en format A3 en **annexe 2.b**.

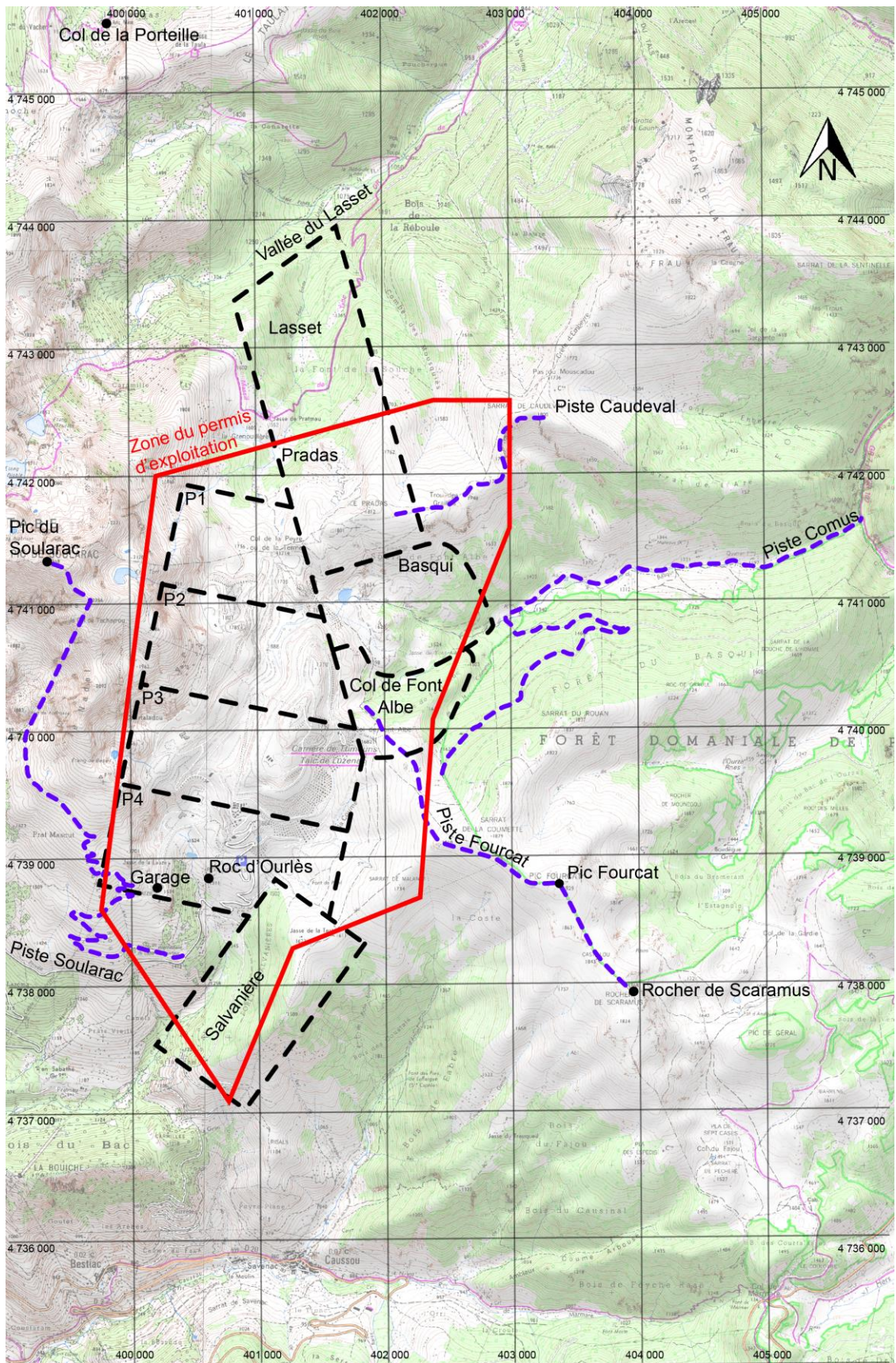


Figure I-16 : Limite géographique du terrain d'étude principal : la zone du permis d'exploitation de Trimouns (trait rouge plein) ; la grille UTM est affichée en mètre ; détail en **annexe 1a**. *Fond cartographique tiré de IGN (2009).*

(1) Les formations géologiques

Le gisement de Trimouns s'articule autour de l'accident talco-chloriteux orienté à environ N10° et à pendage vers l'est. Les terrains précambriens à cambro-ordoviciens constituent le mur de cette faille et les séries paléozoïques supérieures son toit (Fig. I-17). Les terrains seront décrits du mur vers le toit. Les roches du mur et du toit n'étant que peu minéralisées, on parlera de roches stériles ou de stériles par opposition au minerai talco-chloriteux du gisement.

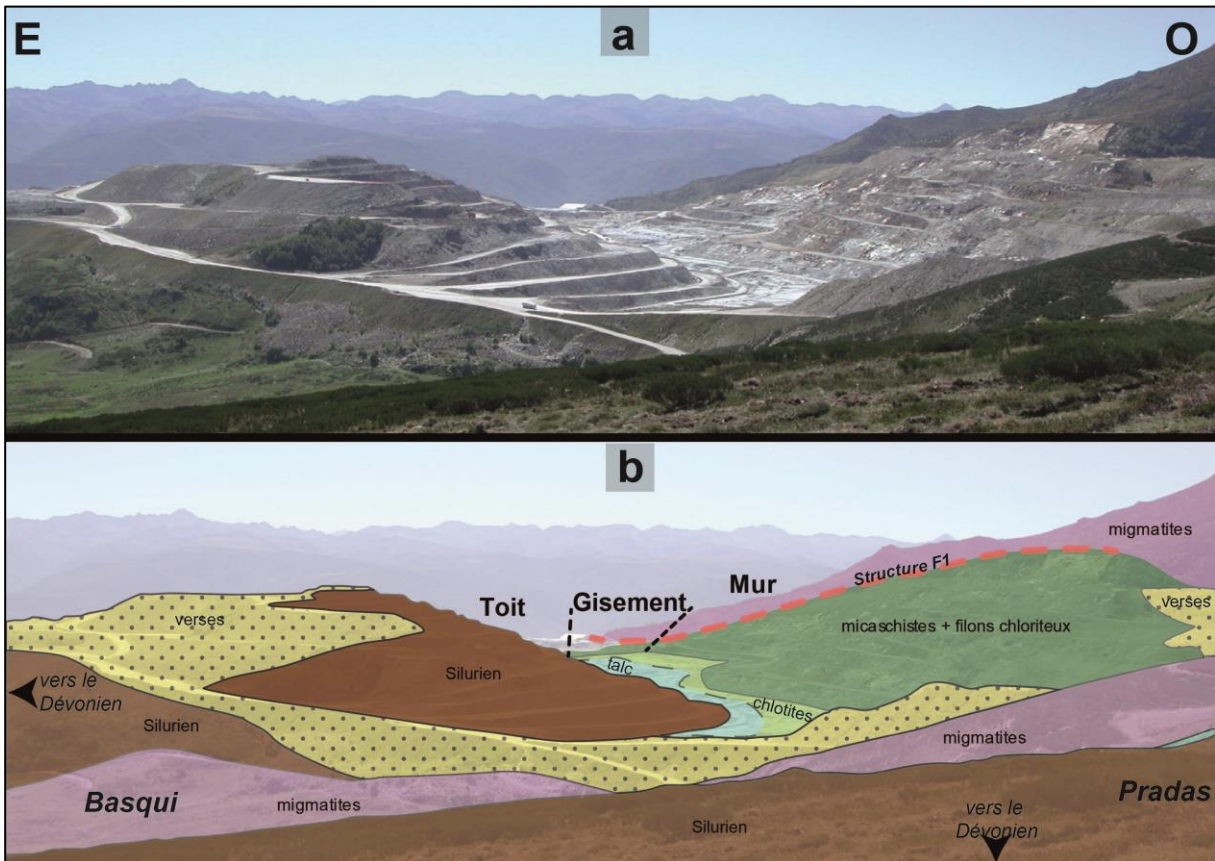


Figure I-17 : Vision de la zone du permis d'exploitation de Trimouns (a) en photo, et avec (b) les grandes unités géologiques (angle de vue depuis le Pradas). La distinction entre les faciès internes aux séries siluriennes et micaschisteuses n'est pas faite. Le code couleur des faciès lithologiques est celui utilisé par les géologues de l'exploitation.

a. Les formations du mur

A Trimouns, le mur est constitué des séries migmatitiques, des micaschistes et autres roches associées (Fig. I-18). Ces deux ensembles sont soit séparés par la structure faille 1 (ou *F1* - voir chapitre II), soit en contact progressif (sans bande de cisaillement). Les terrains du mur sont situés à l'ouest de l'accident talco-chloriteux (Fig. I-17).

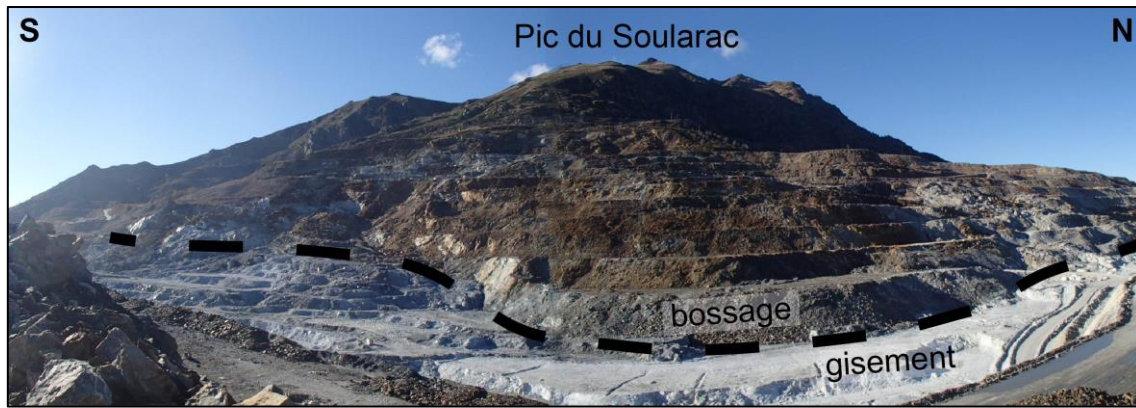


Figure I-18 : Vue du mur de Trimouns depuis le « toit ».

➤ Les migmatites

Cette unité est surtout constituée de migmatites de type diatexite. Nous regroupons également dans cet ensemble les corps métriques de granitoïdes (granites, diorites, leucogranites, pegmatites). Ces roches n'ont visiblement pas été affectées par le métasomatisme et ne sont pas (ou très peu) chloritisées.

Sur la carrière, les migmatites ne sont pas au contact de l'accident talco-chloriteux, en revanche au nord (Pradas, Basqui) et au sud (Salvanière) du site elles sont en contact avec la minéralisation.

Ces roches sont caractérisées par un litage migmatitique, alternance de niveaux leucocrates et mélanocrates (**Fig. I-19**). Les granitoïdes présents dans cet ensemble sont souvent en contact intrusif dans les migmatites (**Fig. I-19**).



Figure I-19 : Vue des roches de l'ensemble migmatitique.

Pour l'exploitant, ce faciès constitue la roche stable par excellence. Le stade ultime de l'emprise de la fosse de la carrière (le terrain laissé après exploitation du minerai) a les migmatites comme support.

➤ Les micaschistes

Les micaschistes se situent au-dessus de l'ensemble migmatitique (**Fig. I-15**). Si au nord du massif ils sont très développés (**Fig. I-14**), à Trimouns il y a seulement 200 à 300 mètres d'épaisseur apparente de micaschistes ; cette série est donc réduite sur la carrière.

Sur la centre de carrière (secteur P2 et P3), ils sont essentiellement séparés des migmatites (à l'ouest) par la structure cisailante **FI** ; ailleurs sur Trimouns, le contact est progressif. Vers l'est, les micaschistes sont au contact des minéralisations talco-chloriteuses.

Ces roches sont globalement composées de quartz, de biotite, de muscovite, de plagioclase, parfois d'andalousite, rarement de grenat, et de minéraux accessoires. Les minéraux tels que la sillimanite et la cordiérite sont absents de ces roches hormis à la zone de transition avec les migmatites.

En fonction des variations de composition et de structures on peut séparer ces roches en quatre groupes.

▪ Les micaschistes sains

Ces roches ne sont pas ou très peu affectées par la chloritisation et sont donc appelées micaschistes sains (ou **C/S** - voir chapitre II). La circulation de fluide n'a que peu infiltré cette sous unité qui n'est pas marquée par des transformations métasomatiques. Les micaschistes sains peuvent néanmoins contenir par endroit quelques veines de chloritites. Ces roches sont reconnaissables à leur patine ocre (**Fig. I-20**). Les micaschistes sains sont limités à leur base par la structure faille 1 (**FI** - voir chapitre II) à l'ouest ou par les migmatites au nord, et sont suivis des micaschistes chloritisés à l'est. Ils sont quasiment inexistantes au nord de Trimouns (Basqui - Pradas) ainsi qu'au sud (Salvanière).



Figure I-20 : Micaschistes sains (ou **C/S**).

Pour l'exploitant, les micaschistes sains ou « **C/S** » représentent une zone stable comme les migmatites. Les écaillés murs quant à elles sont des obstacles à l'extraction du minerai, celles-ci étant « emballées » dans les minéralisations.

▪ *Les micaschistes chloritisés*

Ces micaschistes sont ceux affectés par la chloritisation (e.g. Fortuné et al., 1980 ; Parseval, 1992). La présence de chlorite y est notable comparée aux micaschistes sains mais on ne considère pas cette roche comme du minerai, quartz, micas et feldspath étant encore très présents (>50%). Par sa couleur gris/vert propre aux chlorites dont il est constitué, ce faciès se différencie très bien de la roche saine.

Les micaschistes chloritisés se présentent comme une bande d'une épaisseur apparente allant du mètre (au Pradas) à la cinquantaine de mètres (au sud du bossage à Trimouns). Cette bande matérialise un gradient de chloritisation dans les micaschistes (**Fig. I-21**). La limite inférieure de ce gradient est appelée le front de chloritisation (côté ouest vers les micaschistes sains), et le haut de la série est au contact des chloritites. Dans le chapitre 2, on assimile ce faciès au contact entre les micaschistes (sains/non altérés) aux chloritites.

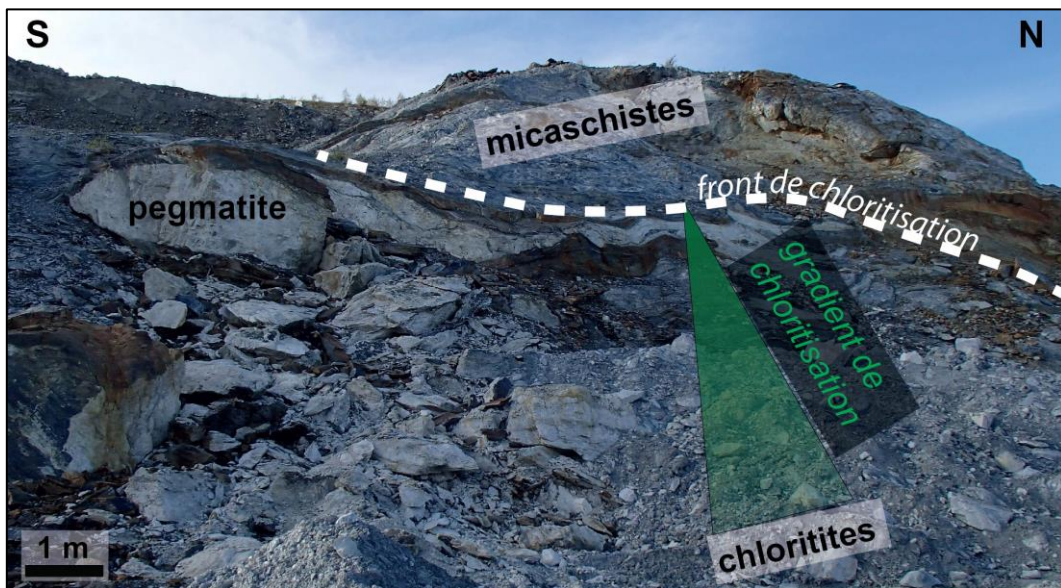


Figure I-21 : Vue des micaschistes chloritisés/gradient de chloritisation.

Pour l'exploitant, ce faciès fait l'objet d'un suivi géotechnique particulier ; de par sa richesse en chlorites, ces micaschistes peuvent constituer des zones de glissement de matériaux appelées glissoirs.

▪ *Les micaschistes quartzeux*

Ces micaschistes sont proches des micaschistes sains. Ils diffèrent de ces derniers uniquement par leur richesse en quartz (**Fig. I-22**). Cette composition ne permet pas une altération en chlorite massive ; le gradient de chloritisation (faciès micaschiste chloritisé) est d'ailleurs peu développé à leur contact. Ce faciès est situé au centre de la carrière (secteur P2), il constitue une « avancée » du mur sur le gisement appelée bossage par l'exploitant (**Fig. I-18**). Ce faciès localisé est dans la suite du manuscrit inclus dans les micaschistes sains. Il est cartographié sur la lithologie détaillée de Trimouns en **annexe 2.b**.



Figure I-22 : Micaschistes quartzeux.

Pour l'exploitant, ce faciès est qualifié de zone stable, les chloritites en étant absente. Des « glissoirs » (moins stables) de micaschistes chloritisés entourent ce bossage au nord (secteur P1) et au sud (secteur P3).

➤ Les gneiss à silicates calciques

Les Gneiss à Silicates Calciques (**GSC**) se présentent sous forme de roches boudinées (**Fig. I-23a**), rubanées (**Fig. I-23b**), ou plissées (**Fig. I-23c**). Les niveaux des **GSC** fortement déformés/boudinés témoignent d'un épisode chaud non anatectique. Contrairement aux **GSC** dans le reste du massif, ceux de Trimouns ne sont pas forcément situés à la base du Cambro-Ordovicien. Saint Blanquat, (1989) considère les **GSC** comme « un ensemble inférieur discontinu sous les micaschistes », à Trimouns ils peuvent se trouver associés aux micaschistes sains (base de la série micaschisteuses - **Fig. I-15**) comme à la base de la minéralisation (chloritites). Les **GSC** ont donc été affectés par des mouvements tectoniques.

Le rubanement (centimétrique) est constitué de niveaux verts (épidote, clinozoïsite, actinote, diopside et minéraux accessoires), des niveaux blancs (quartz, plagioclase, minéraux accessoires) et des niveaux rouges (biotite voire grenat). La composition peu riche en micas de ces roches est moins propice à une forte altération métasomatique en chlorites (Parseval, 1992).

Les corps de **GSC** sont plutôt lenticulaires allant rarement jusqu'au décimètre. Leur contact avec les micaschistes est tectonisé notamment au nord (secteur P1) où ils forment une écaille pluri-décimétrique qui est en contact avec la minéralisation chloriteuse.

Pour l'exploitant, ces roches s'apparentent à des roches stériles stables et non chloritisées au même titre que les micaschistes sains.

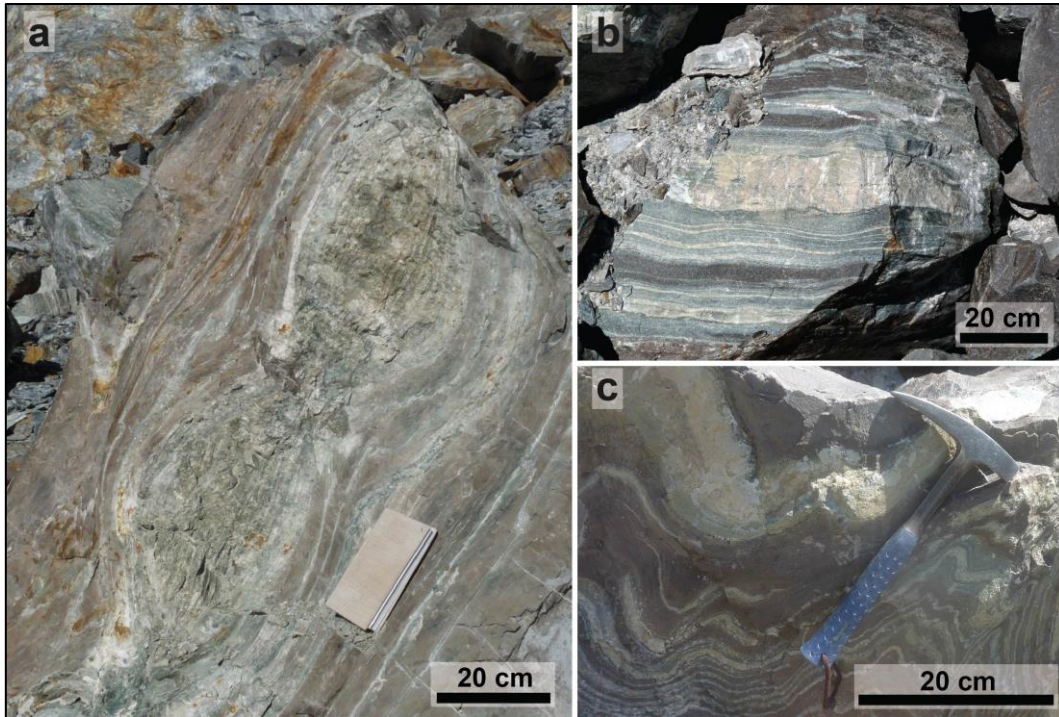


Figure I-23 : GSC (a) boudinés, (b) rubanés, (c) plissés.

➤ Les roches carbonatées du mur

La plupart des roches carbonatées du mur sont des marbres dolomitiques recristallisés. Le protolithe de ces marbres doit être issu de petits corps carbonatés du Cambro-Ordovicien pris dans les sédiments pélitiques. Ils ont une apparence rubanée (alternance de niveaux gris-bleuté à blanc - **Fig. I-24a**).

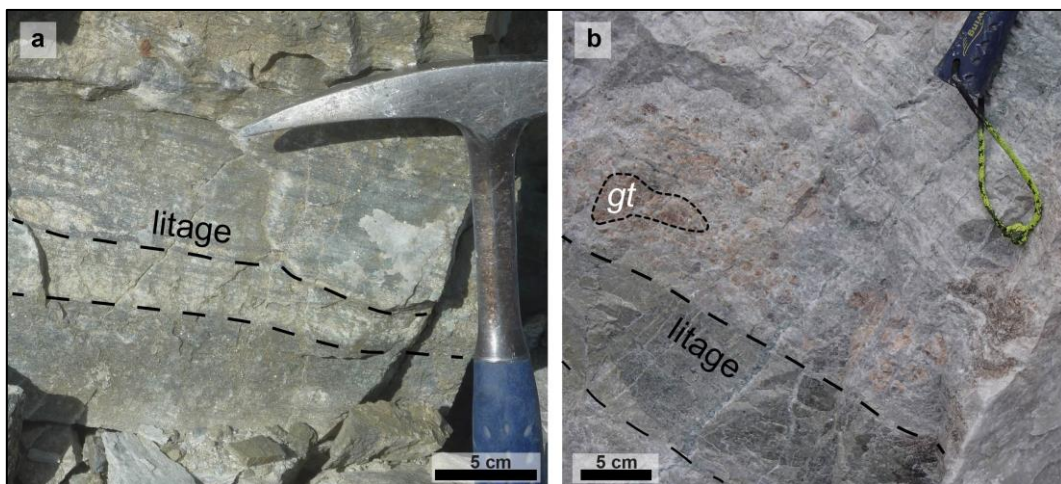


Figure I-24 : Roches carbonatées du mur. (a) Marbre dolomitique et (b) « skarn » ; grenat (gt).

Ces roches sont rares sur la carrière (quelques affleurements contenus dans la série micaschisteuse) et non observés ailleurs sur l'exploitation de Trimouns. Ces marbres sont principalement constitués de dolomite voire de calcite. Ils peuvent aussi être porteurs de diopside, d'épidote, ou d'actinotes prismatiques et de nombreux minéraux accessoires.

On observe une autre roche carbonatée dans le mur. D'aspect semblable aux marbres dolomitiques cette roche appelée « skarn » contient du grenat (**Fig. I-24b**). Ce faciès est extrêmement localisé (voir carte lithologique détaillée en **annexe 2.b**) et ne se retrouve pas ailleurs sur le massif.

Pour l'exploitant, ces marbres dolomitiques ne sont pas différenciés des micaschistes des écaïlles mur.

➤ Les pegmatites du mur

Les pegmatites s'observent dans toute la série micaschisteuse. Leur composition minérale classique est le quartz, le plagioclase, les micas (noirs et blancs), et la tourmaline.

Ces pegmatites forment des lentilles ou des filons (orientés N-S) (**Fig. I-21**) co-structurés avec les micaschistes (**Fig. I-25**). La taille de ces corps est de l'ordre du mètre et peut approcher le décamètre plus on se rapproche de la base de la série des micaschistes sains (détail de la structuration des pegmatites dans le chapitre II).

Pour l'exploitant, ces pegmatites ne sont pas différenciées des micaschistes des écaïlles mur.

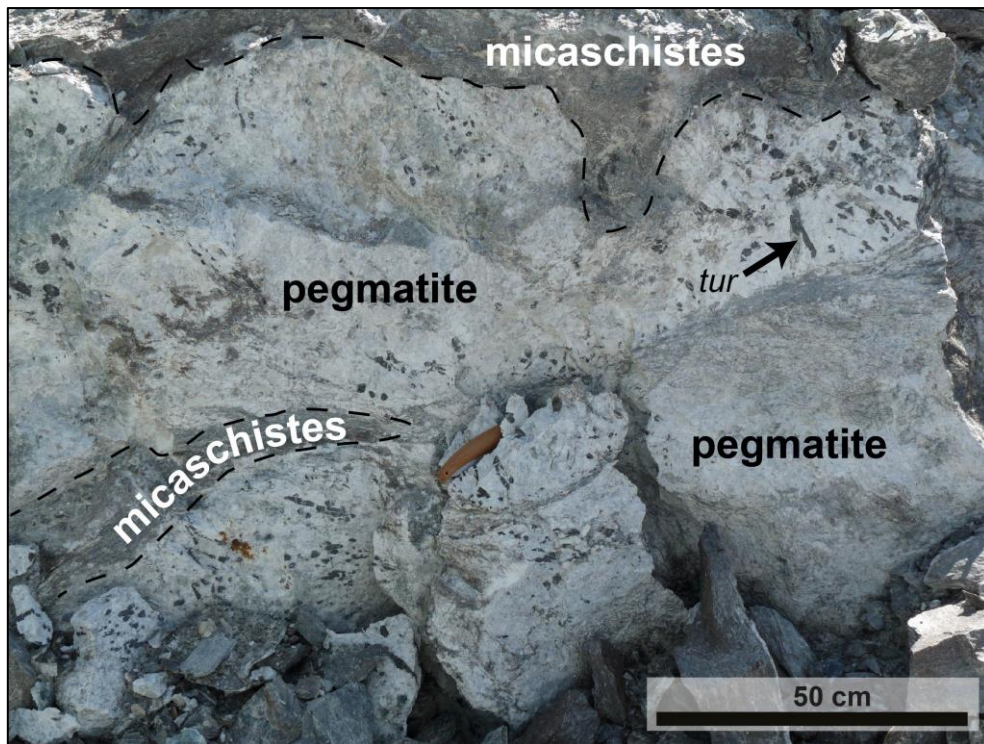


Figure I-25 : Pegmatite du mur dans les micaschistes ; tourmaline (tur).

b. Les formations du gisement

Le gisement est constitué par les minéralisations talqueuses et chloriteuses (**Fig. I-26**) mais aussi par les inclusions de roches dites stériles appartenant à des séries silico-alumineuses ou métasédimentaires.



Figure I-26 : Vue du gisement de Trimouns (talçitites en blanc - chloritites en gris).

➤ Les chloritites

La plupart des chloritites dérivent des micaschistes mais peuvent aussi provenir de l'altération des pegmatites ; les processus de formation de ces deux lignées sont abordés plus loin dans ce chapitre. L'aspect des minerais chloriteux varie dans une large palette de couleur (de vert à gris - **Fig. I-27**).

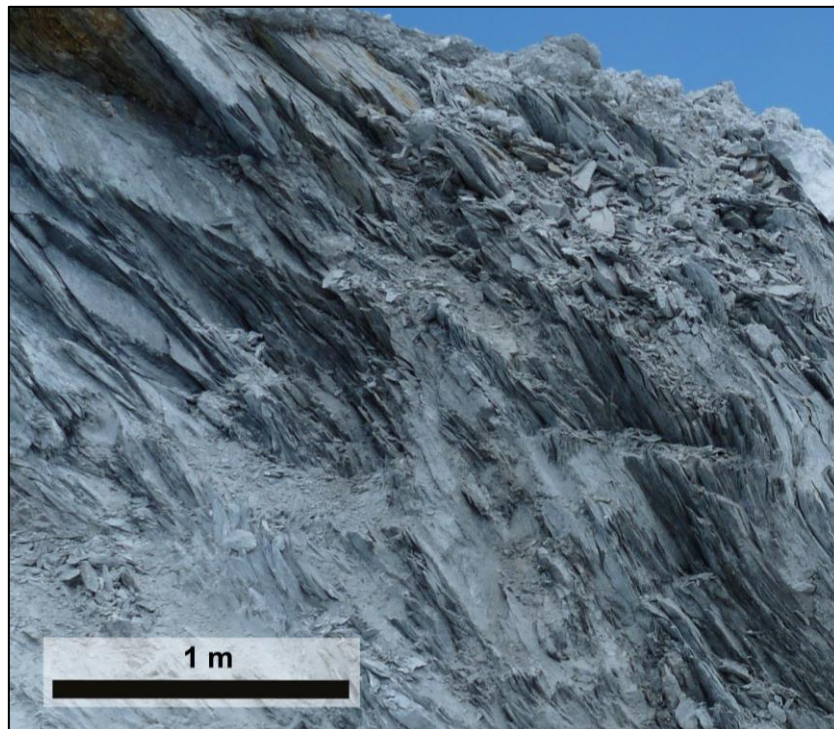


Figure I-27 : Chloritites issues de micaschistes.

Il faut distinguer deux types de corps chloriteux, (1) ceux issus de la veine dite principale, et (2) les veines secondaires à l'ouest et donc sous le corps principal (**Fig. I-27**). Ce second type de corps chloriteux se présente comme un réseau enchevêtré de veines (**Fig. I-28**) traversant les micaschistes chloritisés. Ces corps plus modestes sont connectés à la veine principale.

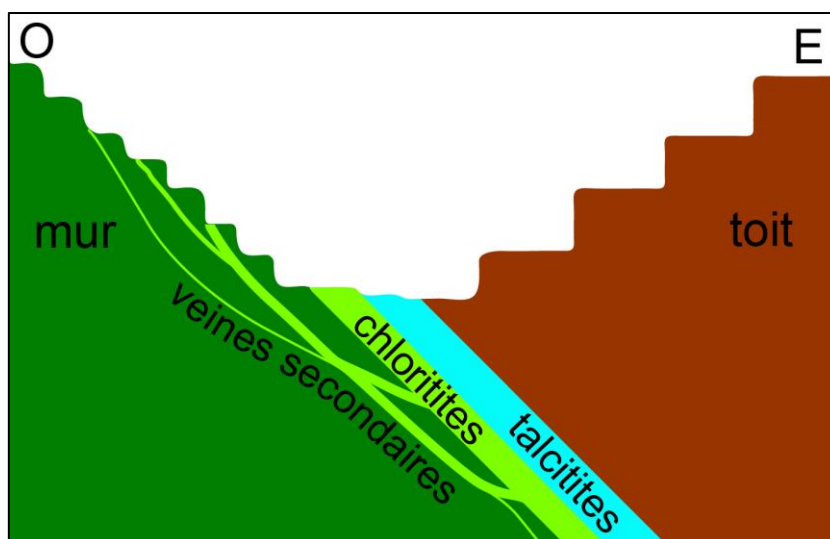


Figure I-28 : Coupe schématique de la carrière de Trimouns et du « réseau » de minéralisation des chloritites.

La veine principale a une épaisseur variable, elle est plutôt évasée au nord et au sud elle ne fait que quelques mètres au centre de la carrière (secteur P2 - bossage). Elle peut contenir plusieurs inclusions stériles de type écaille mur ou pegmatitique. On relève trois grandes veines secondaires sur la carrière. Une au sud (secteur P3) derrière une écaille mur, une en amont du bossage (secteur P2), et une au nord (secteur P1), qui se prolonge vers le nord (appelée veine 3 par l'exploitant). Les chloritites de Trimouns sont essentiellement constituées de clinocllore (voir détails chapitre III) et de quelques minéraux accessoires (apatite, titanite, rutile).

Pour l'exploitant, les chloritites sont simplement appelées « les chlorites ». Cette unité correspond surtout aux minerais de type 1^{ère} Blanche, 1^{ère}, 2^{nde}, 3^{ème} (**Annexe 1.b**). La majeure partie de la production en minerais chloriteux est issu de l'altération des micaschistes mais les pegmatites peuvent générer des chloritites d'un vert plus soutenu sur plusieurs décamètres.

➤ Les talc-chlorites

Plusieurs niveaux de minerai montrent un mélange équivalent de talc et de chlorites. Il faut distinguer deux types de talc-chlorite.

Le premier type de talc-chlorite constitue une zone de transition entre les veines principales de talc et de chlorite. Sur le terrain cette zone se caractérise difficilement et se confond souvent avec le corps chloriteux mais peut être représentée par une bande métrique entre les talcites « pures » et les chloritites « pures ». En microscopie optique, on reconnaît cette zone par son rapport équilibré entre la proportion de talc et de chlorite. Les lamelles de talc et de chlorites sont enchevêtrées (**Fig. I-29**).

Le second type de talc-chlorite est la conséquence de la répartition des roches stériles dans les minéralisations. Un bloc carbonaté (marbres dolomitiques) dans la veine principale de chloritites, s'altérera en talc. A l'inverse, une « écaille mur » micaschisteuse dans la veine de talcites s'altérera en chlorites. Ces deux cas aboutissent à des zones de contact entre les deux minerais.

Au Pradas, se sont les « talc-chlorites » qui affleurent. Les minéralisations « pures » sont observées en profondeur (mis en évidence par analyse de sondages).

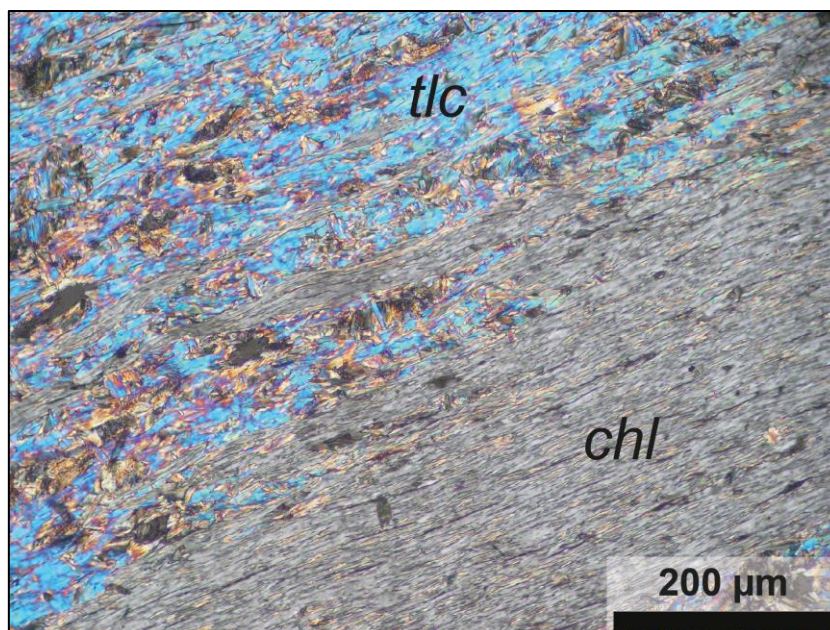


Figure I-29 : Les talc–chlorite observés au microscope optique (x20) en *LPA* ; talc (tlc), chlorite (chl).

Pour l’exploitant, ce « faciès », qui est difficilement cartographiable, est généralement associé à la veine chloriteuse principale. Ces talc-chlorite correspondent au minerai intermédiaire comme les 1^{ère} TO, 2^{ème} TO, et 3^{ème} (Annexe 1.b).

➤ Les talcites

La majorité des talcites de Trimouns constituent une veine principale (**Fig. I-26**) au contact des faciès du Silurien à son toit. Bien que pouvant contenir des inclusions stériles (pegmatites et plus rarement micaschistes ou marbres), la veine principale est surtout constituée de talcites à débit planaire ou schistosée (**Fig. I-30a**). Ces talcites peuvent contenir des niveaux riches en matière organique hérités de la dolomie dite rubanée (Parseval, 1992) (**Fig. I-30b**). On trouve localement des talcites massives (appelées stéatites) qui peuvent contenir les mêmes niveaux de matière organique (**Fig. I-30c**).

Les talcites contiennent plus de 50% de talc mais peuvent contenir des minéraux accessoires comme des apatites, des sulfures de type pyrite, et du graphite hydrothermal (Parseval, 1992).

Quelques niveaux talqueux sont situés « côté mur » autour des corps carbonatés (marbres dolomitiques). De petites occurrences de talcites peuvent être observées dans le mur et dans le toit mais sont moins développées que le réseau de veines de chlorites. Ces occurrences n’ont pas fait l’objet d’un suivi cartographique.

Pour l’exploitant, les talcites de la veine principale représentent le « coffre-fort » de Trimouns avec les qualités les plus blanches et les plus riches en talc (forte valeur ajoutée). Cette unité correspond aux minerais de type 000, 00, 00 TO, OXO TO, 1^{ère} talqueuse, 2^{ème} talqueuse, et 3^{ème} (Annexe 1.b). Les occurrences dans le toit sont de puissance trop faible pour être exploitées.

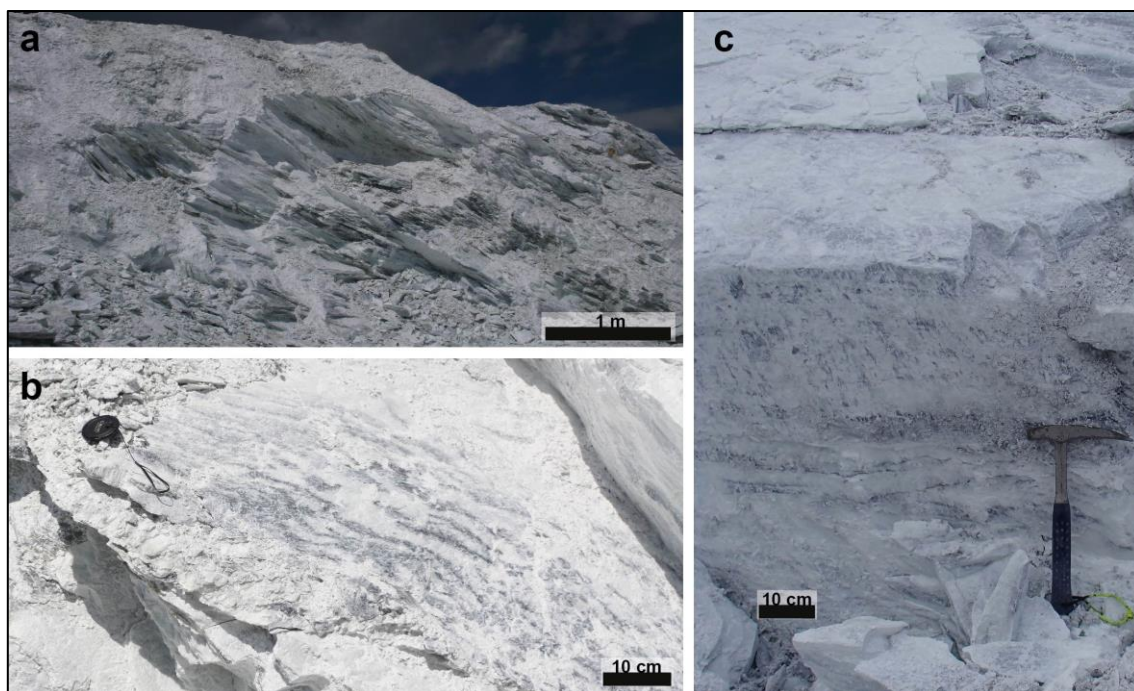


Figure I-30 : Veine principale de talc (a) sous forme laminaire/schistosée, (b) avec des niveaux riches en matière organique, (c) de stéatite.

➤ Les écailles mur

Certaines enclaves de micaschistes sont « noyées » dans le gisement. Dans cette configuration, ces roches constituent ce que l'exploitant appelle des « écailles mur » : enclaves stériles du mur prises dans la minéralisation et chloritisées en bordure. Leur description lithologique est semblable à celle des faciès du mur (soit les micaschistes sains ou chloritisés, les marbres dolomitiques ou les « skarns »). Leur modèle de mise en place sera discuté dans la partie structure.

Pour l'exploitant, les micaschistes sains « C/S » représentent une zone stable comme les migmatites. Les écailles mur quant à elles sont des obstacles à l'extraction du minerai, celles-ci étant « emballées » dans les minéralisations.

➤ Les pegmatites du gisement

Ces pegmatites se retrouvent dans tous les niveaux minéralisés (chloritites et talcites). Elles constituent des lentilles ovoïdes « emballées » dans les minerais (**Fig. I-31a**).

Elles ont la même minéralogie que les pegmatites du mur mais se différencient de celles-ci sur plusieurs autres points.

- 1) **Leur forme.** Plutôt ovoïdes (de l'ordre du mètre) et non en filon (**Fig. I-31a**), elles s'organisent en chapelets le long de la minéralisation talqueuse et chloriteuse. Leur présence est plus marquée au nord et au sud du gisement principal. Rares au Pradas, elles sont absentes dans la partie sud de la zone d'exploitation.
- 2) **Leur bordure.** Elles sont altérées en surface et présentent une séquence d'altération métasomatique allant de la pegmatite saine à la chlorite (Moine et al., 1989), (**Fig. I-31b**)

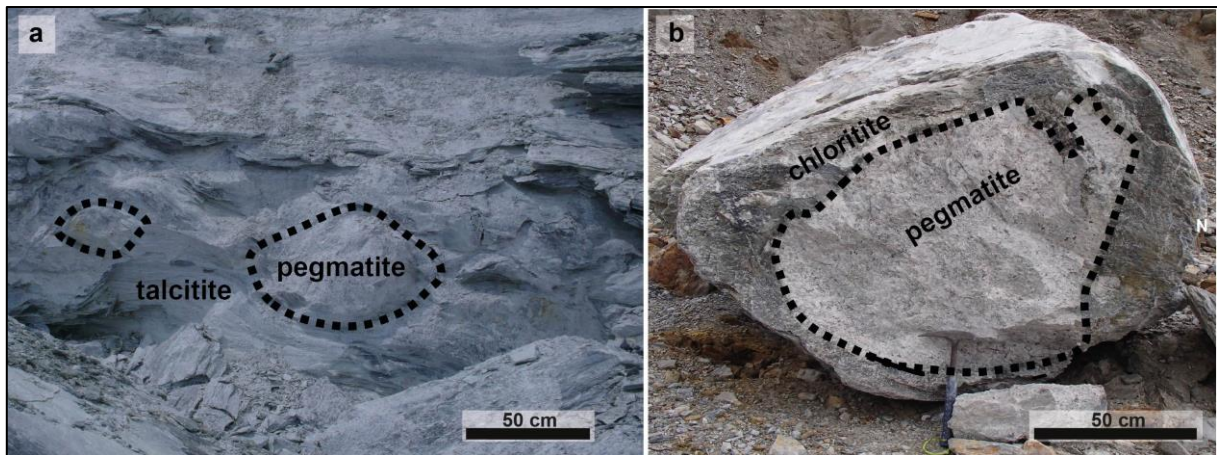


Figure I-31 : Pegmatites du gisement de Trimouns (a) dans la minéralisation, et (b) vue en coupe.

Pour l'exploitant, ces inclusions freinent l'extraction du minerai et sont considérées comme des roches stériles classiques (à mettre en verse).

c. Les formations du toit

Tous les terrains du toit sont dans la couverture paléozoïque du massif du Saint Barthélémy. Ils sont constitués par des faciès dolomitiques, schisteux et calcaires (marmorisés) (**Fig. I-32**).

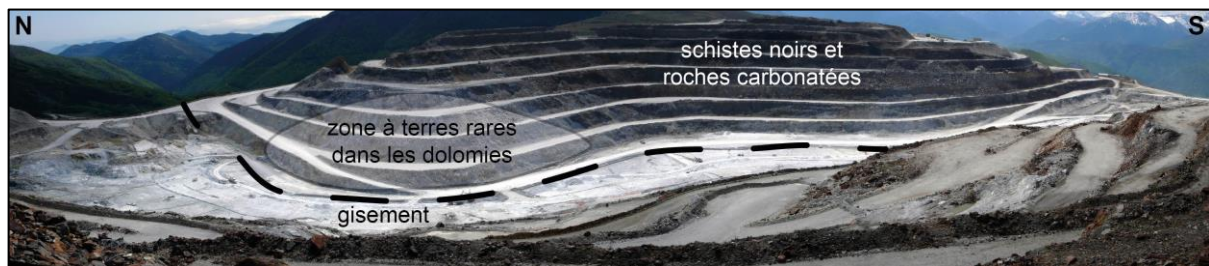


Figure I-32 : Vue du « toit » de Trimouns depuis le « mur ».

➤ Les dolomies

Ces roches constituent le protolithe des talcites. Elles sont présentes sous forme de corps lenticulaires entourés par les schistes siluriens (**Fig. I-33a**). Parfois conséquents, ces bancs peuvent atteindre 80 mètres de puissance comme au nord de la carrière de Trimouns (dans la zone à terres rares - **Fig. I-32**). Plus généralement, les dolomies forment des bancs métriques à décamétriques. Elles sont grises (**Fig. I-33a**) à blanches (**Fig. I-33b**) et peuvent contenir des niveaux riches en matière organique (**Fig. I-33c**). Généralement bordées par les schistes à l'est, elles font souvent contact avec la minéralisation talqueuse à l'ouest. Le contact avec les schistes siluriens est souvent tectonisé. Vers les talcites, la limite entre les deux faciès marque le front d'altération hydrothermale de la dolomite en talc. Ce front est relativement franc ; en moins d'un mètre on observe le passage d'une roche 100% dolomitique à un minerai 100% talqueux. Cette zone de transition (métrique) peut être marquée par une couche graphiteuse issue de l'altération de la dolomite en talc (voir plus loin dans ce chapitre).

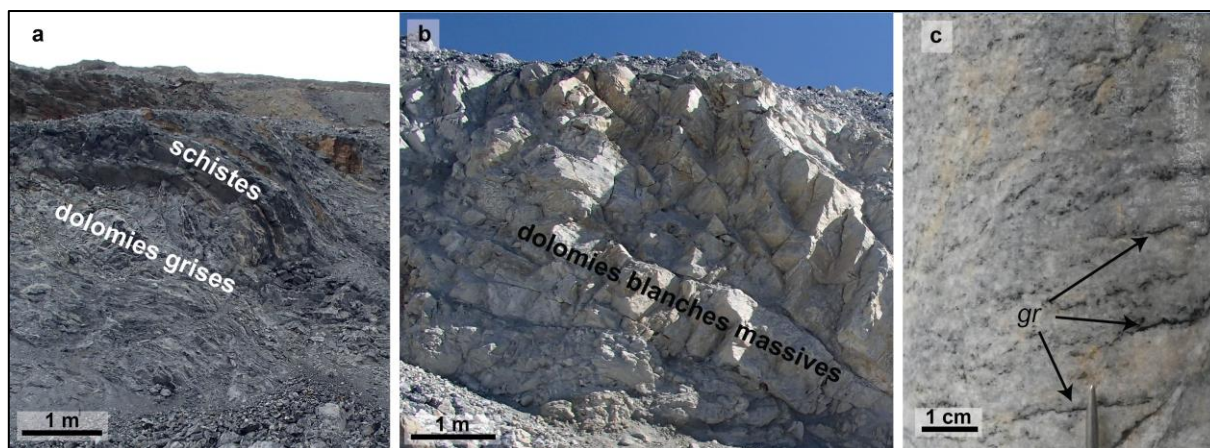


Figure I-33 : Dolomies (a) grises et emballées dans les schistes, et (b) blanches et massives, (c) présentant des niveaux riches en matière organique ; graphite (gr).

Les dolomies sont constituées de dolomite en majorité. Dans la zone à terres rares (**Fig. I-32**) au nord de la carrière (Secteur P1 et P2) on observe de nombreuses géodes dans lesquelles se trouve une grande diversité de minéraux néoformés. Ces cavités contiennent souvent du talc en feuillet appelé fleur de talc (**Fig. I-34a**) mais également de la calcite ou du quartz (**Fig. I-34b**), ainsi qu'un large panel de minéraux de terres rares (Parseval et al., 1997 ; Favreau et al., 2002) allant des silicates (allanite, dissakisite...), aux carbonates (bastnaesite, synchisite...) en passant par les phosphates (monazite, xénotime...). Ces minéraux automorphes de terres rares (**Fig. I-34c**) ont été associés aux épisodes métasomatiques liées à la talcification (Parseval, 1992 ; Parseval et al., 1997 ; Schärer et al., 1999), et ont fait l'objet d'analyses ayant permis de dater des épisodes métasomatiques mésozoïques (Schärer et al., 1999 ; Boutin et al., 2016).

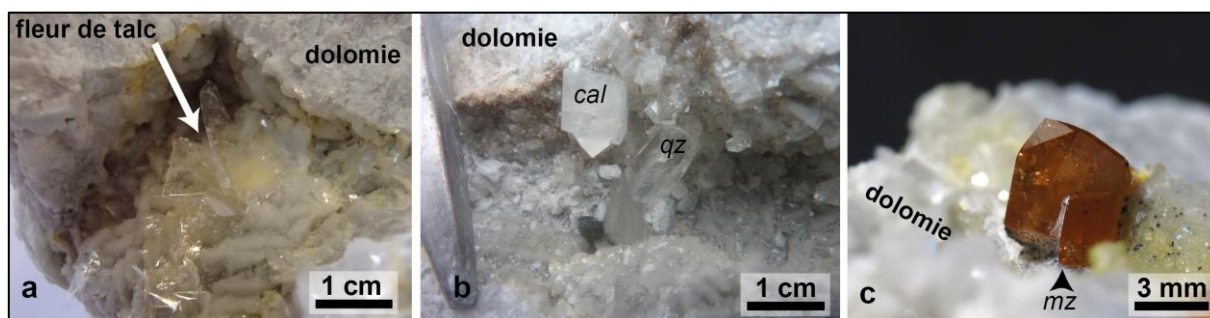


Figure I-34 : Exemples de minéraux contenus dans les géodes de dolomies - (a) Fleur de talc, (b) quartz (qz) et calcite (cal), (c) monazite (mz).

Au Pradas, peu de dolomies sont à l'affleurement mais elles sont présentes en profondeur (observées par sondage). Au sud de l'exploitation, les dolomies sont également moins développées. Celles du roc d'Ourlès présentent une caractéristique particulière : elles sont parcourues de veines de quartz plaquées de rosaces de trémolites rétro-morphosées partiellement en talc (Lacroix, 1891).

On observe une variation d'épaisseur des bancs du nord (secteur P1-P2) vers le sud (secteur P3). Cette variation latérale des dépôts carbonatés sera abordée dans le chapitre II.

Ces dolomies étaient classiquement considérées comme ordoviciennes (Zwart, 1954 ; Fortuné et al., 1980 ; Parseval, 1992) puisque c'est au niveau de la base du toit qu'elles sont les plus présentes, sous les schistes siluriens. Mangin (1967) situe les dolomies de Porteille dans la série silurienne. Cette hypothèse est basée sur le fait qu'elles sont incluses dans la série schisteuse. De même au Pradas on pourra observer des corps dolomitiques empaquetés dans les ampélites du Silurien. Si l'hypothèse ordovicienne des carbonates pris dans le Silurien peut s'expliquer par l'extrême incompetence des schistes et la forte déformation subie, l'hypothèse silurienne est plus probable car (1) aucun carbonate n'est connu à l'Ordovicien dans la région (Guitard et al., 1998 ; Monod, 2014), et (2) plusieurs calcaires marmorisés siluriens ont été décrits dans les *MNP* proches comme l'Arize et les Trois Seigneurs (Barrouquère et al., 1977). Cependant la littérature ne fait pas mention de dolomie silurienne. Ce sont plutôt des calcaires contenant de la calcite qui sont observés. A La Porteille, Mangin (1967) décrit, au-dessus de l'accident talco-chloriteux, des dolomies séparées de calcaires par un front de dolomitisation. Cette observation est confirmée par Boulvais et al. (2006). Les dolomies observées dans le Paléozoïque sont donc des dolomies secondaires issues de la transformation de calcaires. L'hypothèse silurienne pour un protolithe carbonaté est plus probable que l'hypothèse ordovicienne des dolomies. La période de dolomitisation est encore à définir (voir hypothèses chapitre V).

Pour l'exploitant, les dolomies sont les roches stériles à extraire en premier lieu pour pouvoir accéder aux minerais. Elles sont également utilisées pour « empierrer » les pistes de roulages pour les engins de transport et les talus des villages environnants.

➤ Les pegmatites du toit

Elles sont intrusives dans les dolomies. Assez rares, elles n'ont été observées que dans les dolomies de la zone à terres rares (**Fig. I-32**) des secteurs P1 et P2 (échantillon P257).

Elles diffèrent de leurs homologues du gisement et du mur suivant trois critères.

1) La taille. D'épaisseur encore plus modeste que celles du gisement, elles ne dépassent pas le mètre mais peuvent former des filons allongés allant de 1 m à 2 m de longueur (**Fig. I-35a**).

2) Le degré d'altération. Elles sont presque entièrement altérées en une chloritite d'un vert soutenu (**Fig. I-35b**) avec parfois des blocs reliques de roche saine préservés (**Fig. I-35c**).

3) La composition. Ces pegmatites ont les mêmes proportions en éléments majeurs que celles du gisement (**Fig. I-36**).

Les teneurs en terres rares sont différentes. Les teneurs en niobium, tantale et béryllium sont bien plus élevées dans les pegmatites du toit (**Fig. I-36**). Au regard de ces différences, si on place les deux types pegmatites dans la même lignée (même source) celle du toit sont plus évoluées/différenciées que celles du gisement (Černý et Ercit, 2005). Selon Parseval & al. (en préparation), ces pegmatites riches en minéraux de terres rares peuvent servir de source aux minéraux de terres des dolomies du toit et expliquent les concentrations exceptionnelles de ces minéraux.

Pour l'exploitant, ces roches sont traitées comme des roches stériles classiques.

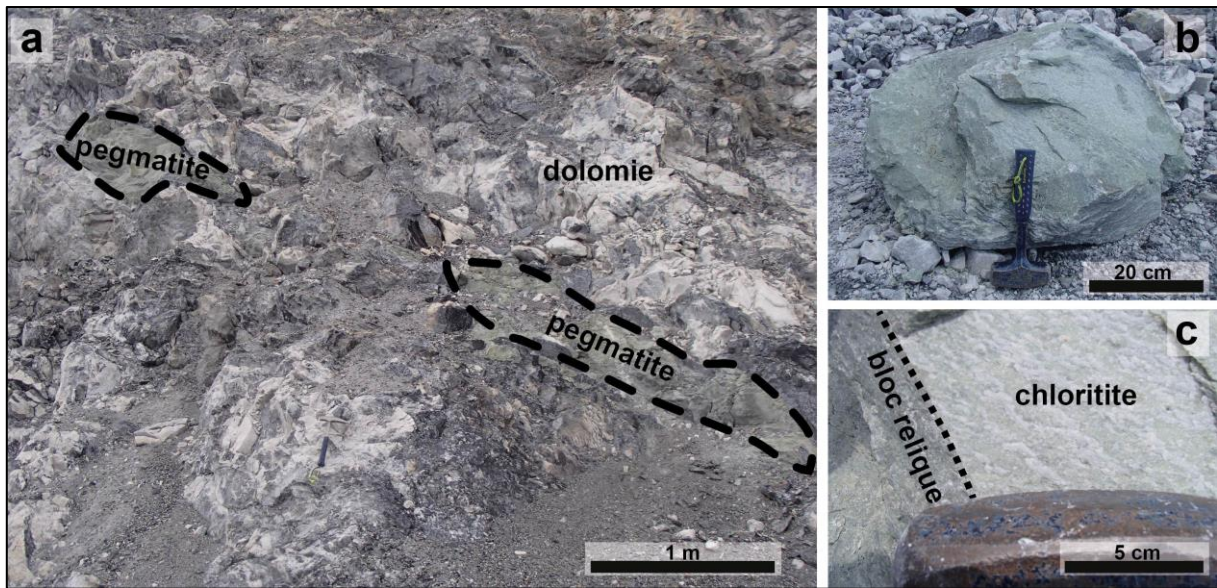


Figure I-35 : Pegmatites du « toit » (a) prises dans leur encaissant dolomitique, (b) chloritisées, (c) avec un cœur quartzo-feldspathique (bloc relique).

	Pegmatite du gisement (%)	Pegmatite du toit (%)		Pegmatite du gisement (ppm)	Pegmatite du toit (ppm)
SiO ₂	71,7	72	La	1,85	0,537
Al ₂ O ₃	14	16,43	Ce	5,86	1,17
Fe ₂ O ₃	0,6	0,15	Nd	1,99	0,579
MnO	traces	<l.d.	Sm	0,69	0,216
MgO	4	0,4	Eu	0,08	0,201
CaO	0,6	0,87	Gd	0,56	0,203
Na ₂ O	3,2	7,35	Dy	0,44	0,219
K ₂ O	1,8	1,07	Yb	0,31	0,08
TiO ₂	0,1	<l.d.	Lu	0,04	<l.d.
P ₂ O ₅	0,2	0,32	Ba	284	10,5
Perte au feu	2,7	1,16	Be	3	263
Total	98,9	99,75	Ga	8	27,6
			Nb	<5	177
			Rb	137	239
			Sr	13	17,7
			Ta	<5	221
			Zn	35	6,3
			Zr	17	47,8

Figure I-36 : Comparaison des compositions en terres rares « roches totales » des pegmatites du gisement et des pegmatites du toit (Parseval & al., en préparation).

➤ Les schistes noirs

Ce faciès représente la majorité du matériel silurien présent à Trimouns (**Fig. I-37**). Ils bordent les carbonates et dolomies par l'intermédiaire de faibles passées talco-chloriteuses (partiellement minéralisées et non exploitables) témoignant de l'influence du métasomatisme à l'intérieur des roches du toit. Ces schistes sont constitués de quartz, de chlorites, de muscovites, de quelques oxydes et sont riches en graphite. Cette richesse en matière organique fait qu'ils sont parfois qualifiés d'ampélites. En remontant dans la série des schistes, on constate un enrichissement en matière organique se traduisant sur le terrain par un aspect de plus en plus sombre et gras (**Fig. I-38**).

Au Pradas, ils sont plus riches en quartz (**Fig. I-39**) ; on peut même observer des bancs quartzitiques. Certains des schistes de la région du Pradas et du Basqui présentent une patine argentée/alumineuse moins sombre que les schistes noirs sur la carrière. L'ensemble de ces schistes est extrêmement tectonisé. La structure de ces roches sera abordée dans le chapitre II.



Figure I-37 : Schistes de Trimouns contenant les bancs carbonatés siluriens.

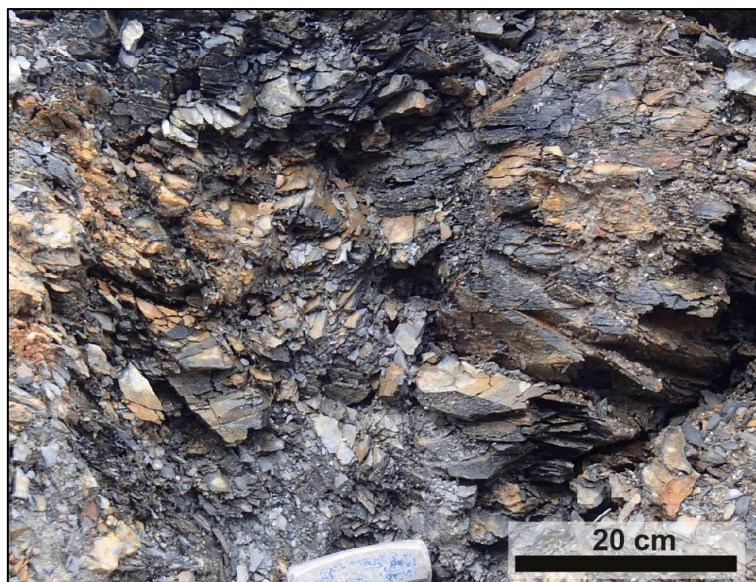


Figure I-38 : Schistes ampéliteux.



Figure I-39 : Schistes du Pradas riches en quartz (qz).

Pour l'exploitant, ces roches sont traitées comme des roches stériles classiques.

➤ Les carbonates non dolomitisés

Plusieurs types de carbonates marmorisés autres que les dolomies sont présents dans le Silurien. Ces niveaux peu développés ne dépassent jamais les dix mètres de puissance. On distingue 3 types de carbonates.

1) Les **marbres gris bleuté** qui sont au contact de la veine de talc. Ils présentent un léger rubanement (**Fig. I-40a**), et contiennent de la calcite, des micas, du quartz, des actinotes prismatiques et des titanites. Ils sont chloritisés sur leur bordure (sur quelques centimètres). Ils ne sont présents qu'au sud du site (secteur P3), et orientés N10° sub-verticaux.

2) Les **marbres roses rubanés** situés plus haut dans la série silurienne. Ils sont essentiellement constitués de calcites et de micas de type phlogopite et sont de couleur rose à blanche (**Fig. I-40b**).

3) Les **marbres sombres quartzeux** (**Fig. I-40c**) situés au-dessus du faciès précédent. Ils peuvent être boudinés (**Fig. I-40d**) l'espace entre boudin étant rempli d'une minéralisation chloriteuse contenant titanites et calcites automorphes.

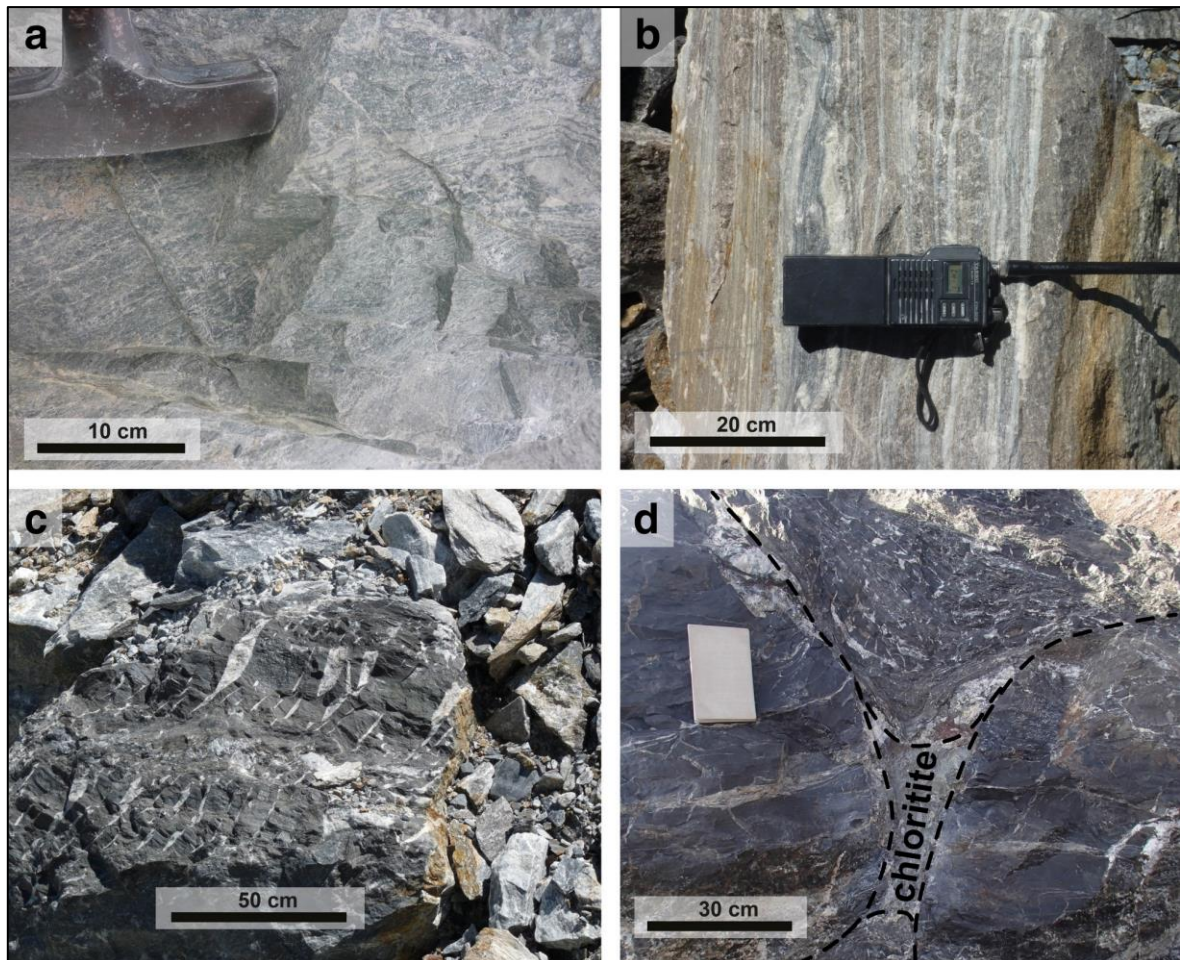


Figure I-40 : Carbonates siluriens ; marbres rubanés (a) gris bleuté et (b) roses, marbres sombres quartzeux (c) massifs et (d) boudinés.

Pour l'exploitant, ces roches sont traitées comme des roches stériles classiques.

➤ Les séries dévoniennes et carbonifères

Le Dévonien apparaît surtout dans les secteurs de Salvanière et de Font-Albe à l'est. Ces roches sont des calcschistes composés de calcite, chlorite, mica et de biotite (**Fig. I-41**) qui reposent sur les schistes siluriens. Cette série de calcschistes est considérée comme étant du Dévonien inférieur à moyen. On note que les calcschistes au contact du Silurien sont partiellement chloritisés (Zwart, 1954 ; Mangin, 1967 ; Arnoux et Majza, 1986).



Figure I-41 : Calcschistes dévoniens.

Vers l'est, les faciès du Dévonien sont plus carbonatés (parfois marmorisés) et moins schisteux. Ils sont constitués majoritairement de calcite, et de quartz, chlorite, mica, et de très peu de biotite. Rarement, on observe des scapolites dans ces roches carbonatées (**Fig. I-42**). On considère ces faciès carbonatés comme du Dévonien supérieur (Zwart, 1954 ; Mangin, 1967 ; Arnoux et Majza, 1986).



Figure I-42 : Carbonate dévoniens à scapolites.

Les roches du Carbonifère (lydiennes et schistes noir viséens) et les séries sus-jacentes (permiennes et mésozoïques) ne sont pas présentes sur la l'exploitation de Trimouns. Elles ne font pas l'objet d'une cartographie aussi précise que les roches décrites jusqu'à présent mais sont apparentes sur la carte lithologique à grande échelle (voir chapitre 2 - **annexe 2.e**). La structure de ces roches est abordée dans le chapitre II. Ces faciès lithologiques sont l'objet d'une approche thermométrique dans le chapitre III. Pour l'exploitant, ces séries sont traitées comme des roches stériles classiques car leur taux de chloritisation est très faible. Une partie des terrains dévonien est recouverte par la verse de l'activité minière.

➤ La couverture Quaternaire

Outre les verses portées par « l'Homme de Trimouns », les terrains quaternaires sont formés de dépôts glaciaires (blocs arrondis) et de terre végétale. Une grande partie des talwegs des secteurs nord (Pradas, Basqui, Lasset), et sud (Salvanière et Ourlès) sont constitués de blocs morainiques (**Fig. I-43**) issus du démantèlement de l'ensemble migmatitique sous l'influence des glaciers. Les nombreux lacs du massif du Saint Barthélemy installés dans d'anciens cirques glaciaires témoignent également de ces glaciations quaternaires. Plusieurs cartes de cette étude ne présentent pas ces terrains ; dans ces cas, ce sont les roches sous-jacentes qui sont représentées sur la carte soit par interprétation/extrapolation, soit par analyses de sondages.



Figure I-43 : Dépôt morainique.

(2) Transformations métasomatiques

Sur le site de Trimouns, les talcites sont issues de l'altération métasomatique des roches dolomitiques, et de l'interaction entre fluides siliceux et apport de magnésium (Parseval, 1992). Les chloritites quant à elles proviennent de l'altération hydrothermale des roches silico-alumineuses (séries micaschisteuse et pegmatitique). Parseval (1992) parle de réactions couplées entre les processus de talcification et de chloritisation ; le lessivage opéré par le métasomatisme générant les chlorites permet de mettre en solution la silice pouvant engendrer de la talcification.

a. Altération des dolomies

La transformation de la dolomie de Trimouns en talc est étudiée depuis Capdecombe (1950). A l'échelle de l'affleurement, la zone de transition entre talcites et dolomies pures est franche (moins d'un mètre). A l'échelle microscopique, la limite entre talc et dolomite est nette (**Figure I-44**). Sur le gisement, les talcites conservent les structures des dolomies. Suite à ce constat, Moine et al. (1989) et Parseval (1992) partent du principe que la transformation de la dolomie en talc se fait à volume constant. Cependant, la réaction de formation de talc à partir des dolomies implique une diminution de volume de 30% entre dolomies et talcites (Parseval, 1992).

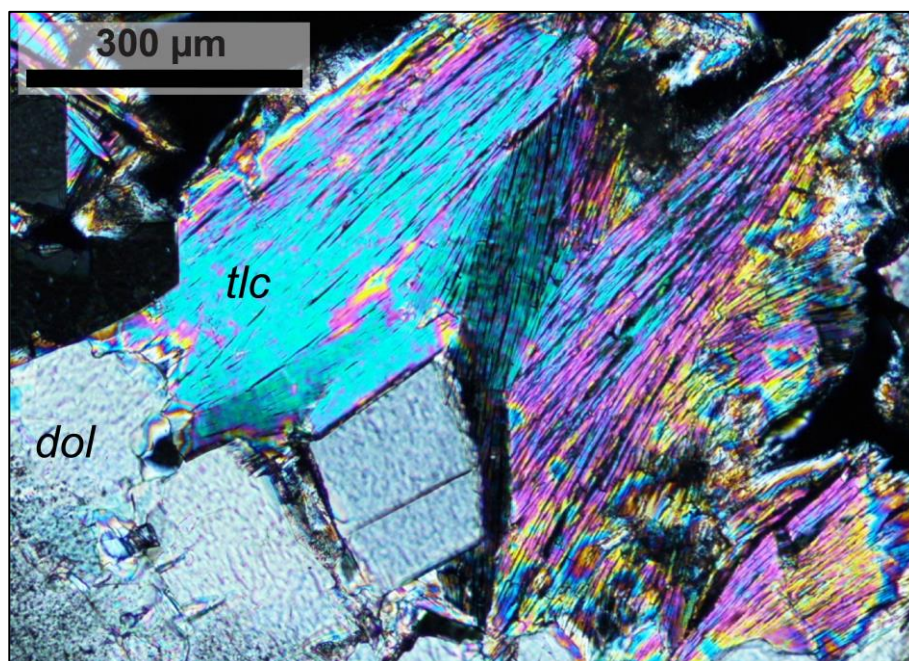


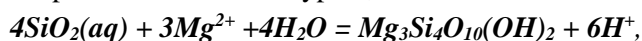
Figure I-44 : Dolomie se transformant en talcite observée au microscope optique (x100) en LPA ; talc (tlc), dolomite (dol).

Les auteurs compensent cette réaction par la réaction de transformation du talc à partir de silice et de magnésium (mode de formation de type 3 - voir plus haut).

Ainsi, la réaction de type 1,



couplée à la réaction de type 3,



permet d'établir la réaction bilan de la formation du talc suivante :



On constate que la source de magnésium vient soit des dolomies, soit des solutions hydrothermales. Les fleurs de talc (**Fig. I-34a**) illustrent cette précipitation du talc directement depuis le fluide. Le calcium et le dioxyde de carbone repartent en solution. Les calcites présentes dans les roches du toit sont liées à la précipitation du Ca^{2+} en solution, alors que le dioxyde de carbone engendre du graphite par procédé de décarbonatation (Parseval, 1992). L'origine hydrothermale du carbone est mise en évidence par la

richesse du graphite en isotope lourd du carbone (^{13}C) (Parseval, 1992 grâce aux travaux de Schidlowski et al., 1979 et Soman et al., 1986).

b. Altération des roches silico-alumineuses

Les chloritites sont issues de l'altération des roches silico-alumineuses. Ces dernières sont représentées par les micaschistes et les inclusions pegmatites. Contrairement à l'altération des dolomies, la transformation des roches silico-alumineuses est moins franche, et peut s'étendre sur plusieurs mètres. L'altération se décline en un cortège de zones métasomatisées allant de la roche saine au minerai chloriteux en passant par plusieurs zones intermédiaires. Ce cortège a été décrit par Moine et al. (1989), Parseval (1992) et résumé dans la **figure I-45** et illustré dans la **Figure I-46** pour les pegmatites. Suivant le degré d'infiltration des solutions hydrothermales, que ce soit dans les micaschistes ou les pegmatites, on observe :

- 1) la roche saine, non altérée ;
- 2) la zone à phlogopite reconnaissable à son ton rosé, elle est plus difficilement observable dans les micaschistes qui sont sombres ;
- 3) la zone à quartz-chlorite, pas encore considérée comme minerai ;
- 4) la chloritite, de couleur noire-grise si issue des micaschistes ou verte si issue des pegmatites.

Altération métasomatique sur :	Poids oxydes (%)	Roche saine	Zone à phlogopite	Zone à quartz-chlorite	Chloritite
		← Infiltration →			
Pegmatites	SiO ₂	71.7	62	46	35.8
	Al ₂ O ₃	14	13.9	12.6	17.6
	Fe ₂ O ₃	0.6	0.9	1.2	1.5
	MnO	traces	traces	traces	traces
	MgO	4	14	30.4	33
	CaO	0.6	0.4	0.3	0.4
	Na ₂ O	3.2	1.8	traces	traces
	K ₂ O	1.8	1.6	0.4	0.1
	TiO ₂	0.1	0	0	0
	P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.2	0.3
	Perte au feu	2.7	5.3	9	11.3
Total	98.9	100.1	100.1	100	
Micaschistes	SiO ₂	65.59	51.59	52.87	31.53
	Al ₂ O ₃	15.07	14.5	14.14	19.42
	Fe ₂ O ₃	3.84	2.62	2.45	5.05
	MnO	traces	traces	traces	0.02
	MgO	5.83	19.92	19.78	30.32
	CaO	1.23	0.45	0.54	0.75
	Na ₂ O	1.77	0.02	traces	0.01
	K ₂ O	2.08	2.24	traces	0.08
	TiO ₂	0.73	0.69	0.96	0.91
	P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.17	0.3
	Perte au feu	3.46	6.97	8.96	11.45
Total	99.8	99.2	99.87	99.84	

Figure I-45 : Evolution des compositions roches totales des roches silico-alumineuses en fonction de l'infiltration du fluide hydrothermal ; données roches totales de Parseval (1992).

N.B. : Les transferts d'éléments majeurs de la **figure I-45** (>10%) sont **surlignés**.

Pour la chloritisation des roches sur Trimouns, le fluide minéralisateur apporte essentiellement du magnésium (enrichissement en MgO vers le minerai - **Fig. I-45**) qui interagit sur les minéraux des roches

saines (muscovite, biotite, feldspath - Moine et al., 1982) pour libérer de la silice (perte en SiO₂ vers les chloritites - **Fig. I-45**).

Les chloritites sont constituées principalement par une chlorite magnésienne, le clinochlore. Les chloritites provenant des micaschistes contiennent des minéraux accessoires titanifères, des titanites (<2-3% de la roche) et des rutilites (<1% de la roche). Ces minéraux sont issus de la transformation des biotites des micaschistes (Parseval, 1992).

Les fluides métasomatiques nécessaires à la minéralisation de chloritites ont été décrits par Moine et al. (1989), et Parseval (1992). Les réactions d'altération des roches silico-alumineuses ne peuvent pas être réduite à une équation bilan car elles impliquent plusieurs minéraux de roches mères différentes. Ainsi Moine et al. (1982) et Moine (1982) décrivent plusieurs réactions de transformation en chlorites des minéraux des roches silico-alumineuses impliquant les biotites, les muscovites et les albitites. Pour simplifier les apports et transferts d'éléments entre roches silico-alumineuses et chloritites, on représente généralement le processus de chloritisation en comparant les pourcentages (poids oxyde) des roches totales des roches mères et du minerai (**Fig. I-45**).

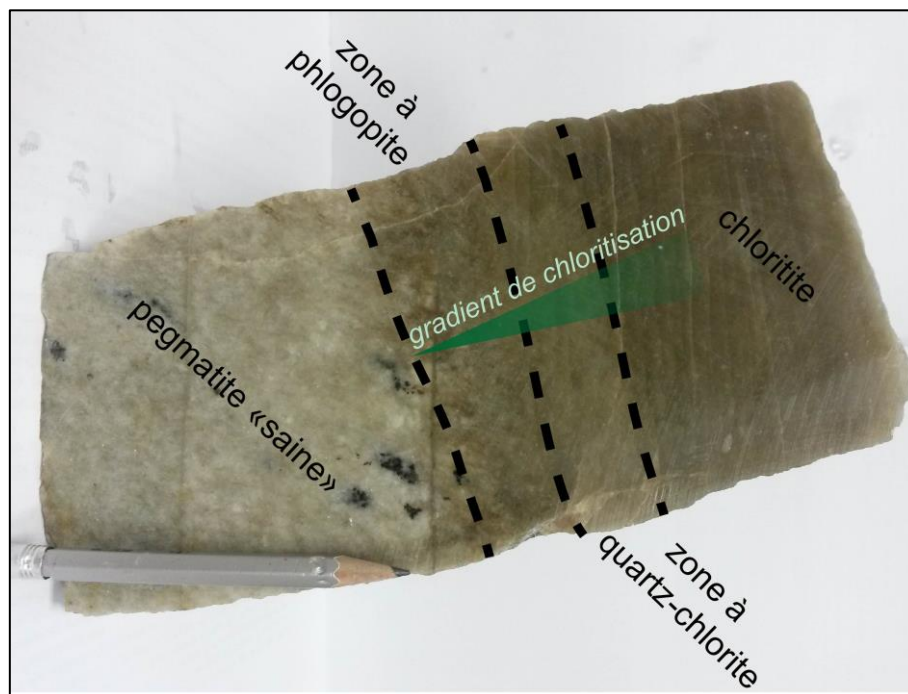


Figure I-46 : Coupe de pegmatite et du cortège minéral des zones métasomatisées.

c. Bilan

Sur Trimouns, les réactions de talcification et chloritisation impliquent toutes les deux un apport de magnésium (**Fig. I-47**). Ce dernier est soit issu des dolomies soit directement contenu dans le fluide. L'origine du magnésium utilisé de la dolomitisation qui transforme les carbonates siluriens sera discutée dans le chapitre V.

La silice a également un grand rôle dans les deux transformations :

- 1) pour la chloritisation, la silice est libérée en solution (**Fig. I-47**) ;
- 2) pour la talcification, la silice en solution réagit avec la dolomie ou avec le magnésium déjà présent dans le fluide (**Fig. I-47**).

Boulvais et al., (2006) montrent que le fluide minéralisateur est dérivé de l'eau de mer. Ce fluide est néanmoins marqué par des rapports isotopiques caractéristiques d'une circulation dans la croûte. L'origine de la silice en solution provient de cette circulation dans les roches de la croûte, notamment de l'altération des roches du mur (micaschistes) mais également du quartz des matériaux siluriens (toit) (Moine et al., 1989). Les deux processus métasomatiques sont dits « couplés » car (1) ils sont tous deux dépendants d'un apport en magnésium, (2) la silice mise en solution lors de la chloritisation est utilisée lors de la réaction de talcification. Néanmoins, si les chloritites et talcites peuvent se former de manières concomitantes (Parseval, 1992), les études géochronologiques récentes suggèrent qu'un épisode de chloritisation « seul » (non associé au talc) a pu survenir à Trimouns (voir chapitre IV - Boutin et al., 2016).

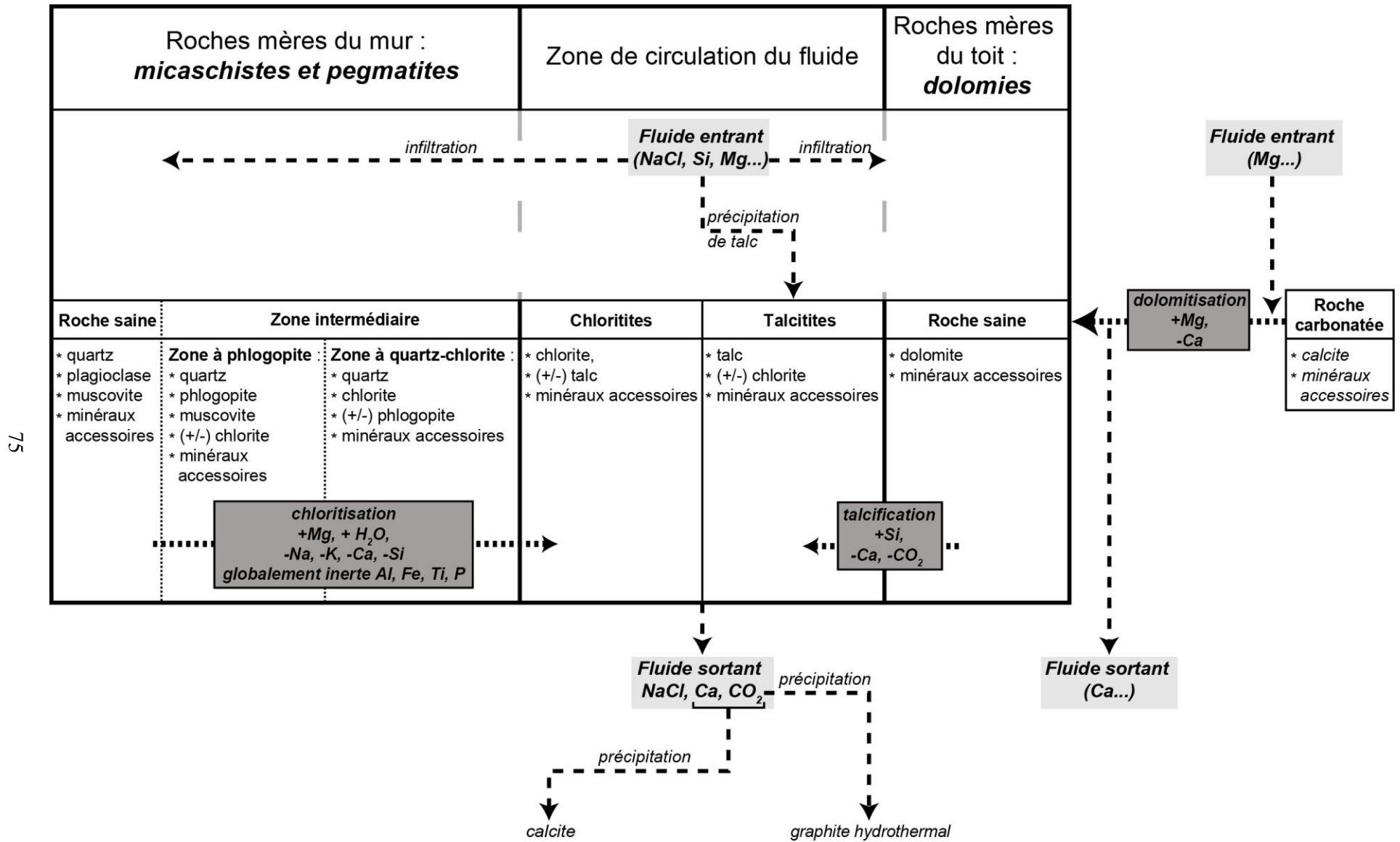
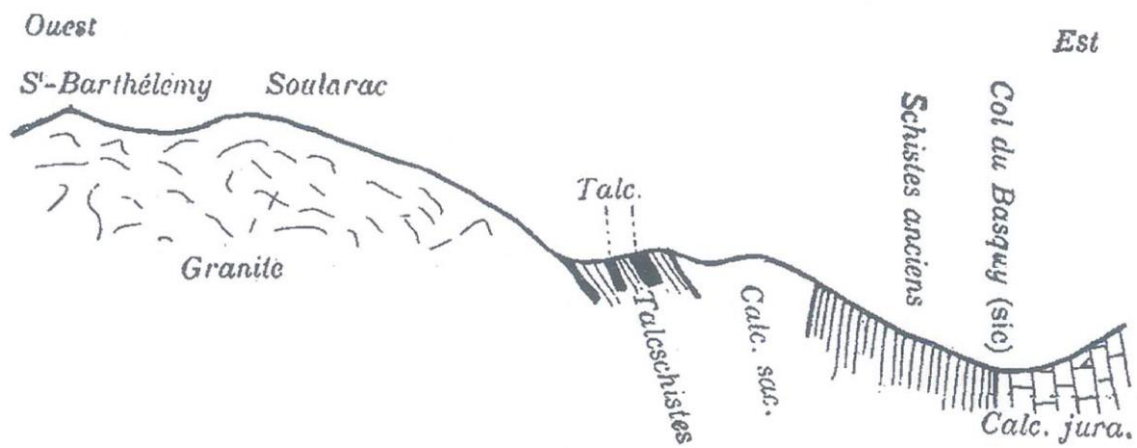


Figure I-47 : Les altérations métasomatiques/hydrothermales à Trimouns. Modifiée de Parseval (1992).

II) Structure et géométrie du gisement



Une des premières coupes géologiques de Trimouns par Mengaud, (1909) d'après Mussy (1868).

A) Introduction

Une étape fondamentale pour comprendre la formation du gisement de Trimouns est celle de la caractérisation de la structure et de l'histoire de la déformation. Les anciennes visions de la formation du site, exposées dans le chapitre I, proposaient un modèle basé sur une structuration essentiellement varisque de Trimouns. Tous les terrains du Saint Barthélémy étant anté-mésozoïques, ils étaient associés naturellement à la géodynamique varisque. Aussi l'interprétation de la mise en place du talc et de la chlorite était simple : 1) action de l'orogénèse varisque sur les roches mères du gisement et 2) circulation de fluide minéralisateur en période tardi-varisque.

Cette vision a d'abord été renouvelée par les modèles extensifs basés sur l'évolution tectono-métamorphique du socle et de sa couverture paléozoïque (St Blanquat, 1985 ; St Blanquat et al., 1986 ; St Blanquat, 1989 ; St Blanquat et al., 1990 ; St Blanquat, 1993). Plus récemment, les âges mésozoïques - jurassiques et crétacés - obtenus par la géochronologie U-Pb sur les minéraux associés à la formation du talc et des chlorites par Schärer et al. (1999) et Boutin et al. (2015) ont clairement montré que le processus minéralisateur doit être inscrit dans le cadre de la géodynamique post-varisque et pré-orogénèse alpine, en relation probable avec un contexte extensif. La mise en évidence d'un important épisode de métasomatose calco-sodique ayant affecté le socle varisque entre 120 et 90 Ma (Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014) renforce cette nouvelle perspective et est en accord avec les travaux actuels qui interprètent les Pyrénées pré-orogéniques comme une marge continentale hyper-étirée dans laquelle le manteau supérieur a été exhumé jusqu'à la surface (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; St Blanquat et al., 2016).

On est donc passé d'une histoire géologique de Trimouns simplement varisque à une histoire beaucoup plus longue et donc potentiellement plus compliquée car poly-orogénique. La liste des événements potentiellement enregistrés dans la structure du gisement s'est allongée : varisque et tardi-varisque, la transition permo-triasique, le pré-rifting jurassique, l'extension crétacée, les différentes phases compressives entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire... Comment faire la part de tous ces différents événements dans l'enregistrement géologique à Trimouns ? Comment caractériser le rôle des héritages structuraux (varisque sur la minéralisation crétacée, crétacé extensif sur l'inversion qui lui fait suite ?)

Une observation structurale de premier ordre que l'on peut faire à Trimouns est que le talc scelle une déformation et qu'il est lui-même plus ou moins déformé. Cette observation nous pose la question de la relation entre la formation du minerai et la formation du gisement, c'est à dire l'accumulation de minerai dans le site qui deviendra Trimouns. Elle nous pose donc la question de la relation entre minéralisation et déformation : puisque l'on peut observer du talc non déformé (la stéatite), est-ce que la minéralisation est statique ? Est-elle associée à une déformation qui se serait arrêtée avant la fin du processus minéralisateur ? Ou cette stéatite représente-t-elle des zones abritées préservées d'une déformation postérieure à la formation du talc ?

Il est donc plus que nécessaire d'étudier et de caractériser à nouveau l'histoire de la déformation à Trimouns et de la confronter aux nouvelles idées sur la géologie pyrénéenne. Les conséquences seront importantes à la fois pour la compréhension de la géologie pyrénéenne et celle des processus géologiques d'amincissement et de rupture de la croûte continentale, mais aussi pour l'exploitant, en tant que guide de prospection pour la recherche d'analogues de Trimouns et de gisements futurs.

Le but de ce chapitre est donc de caractériser l'histoire structurale de Trimouns et de ses abords. Les données structurales obtenues sur le terrain et les données microstructurales obtenues sur lames minces sont présentées par unité principale du bas vers le haut, jusqu'au contact avec le Mésozoïque. Toutes ces données sont ensuite synthétisées et discutées à l'aide de cartes géologiques et structurales, et par des coupes interprétatives. Un modèle structural est ensuite proposé.

Pour faciliter leur lecture et leur utilisation, les cartes et les coupes ont été imprimées en planches hors-texte au format A3 et disposées en fin de volume. Toutes les représentations stéréographiques sont faites sur des canevas de Schmidt (equal area) hémisphère inf. avec du logiciel StéreoNet 9.5 (Allmendinger et al., 2012).

B) Les données structurales

Les structures sont multiples dans le gisement de Trimouns et ses alentours. Comme évoqué en introduction, une des clefs de la compréhension de la formation du gisement est l'étude des structures des chloritites et des talcites. Si la tectonique des terrains paléozoïques autour de Trimouns a largement été abordée par les études précédentes (Zwart, 1954 ; Guchereau, 1975 ; Fortuné et al., 1980 ; Arnoux et Majza, 1986 ; Saint Blanquat, 1989 ; Saint Blanquat, 1993), la question de la relation entre formation de la chlorite et du talc et déformation régionale a été le parent pauvre des études structurales sur le gisement. Nous nous proposons donc d'aborder plus finement ces déformations et les autres structures présentes dans les minerais, et ce, selon deux axes principaux, telle que vue sur le terrain à échelle macroscopique complétée par une étude des textures en lame mince, étape indispensable pour faire le lien entre minéralisation et déformation.

Il s'agit donc ici de donner les éléments structuraux observés sur le terrain et en lame mince pour chaque unité lithologique ainsi que pour leurs contacts, afin de préciser pour chacune et chacun la chronologie relative des déformations. Le but est d'essayer de caler cette chronologie par rapport à la métasomatose talco-chloriteuse.

(1) Le mur

a. Les gneiss et la bande mylonitique majeure

Les gneiss représentent la base de la série lithologique du massif du St Barthélémy (voir chapitre I). A l'affleurement, l'épaisseur visible maximale est estimée à 3-4 km (St Blanquat, 1989). La série gneissique est essentiellement para-dérivée (métapélites, quelques niveaux de marbres) mais on observe des lentilles plus ou moins épaisses d'orthogneiss et quelques niveaux mafiques de type amphibolite correspondant à d'anciennes intrusions felsiques et mafiques déformées. Ces différents protholites sont dérivées de matériaux précambriens (Zwart, 1954 ; Delaperrière et al., 1994 ; Lemirre et al., en prép.) et d'intrusions du Paléozoïque inférieur, et sont affectés par un métamorphisme tardi-varisque de type Haute Température - Basse Pression ayant conduit à la formation de granulites à Bi-Sill-Opx-Cd-Gr (Vielzeuf, 1984 ; St Blanquat, 1989 ; St Blanquat et al., 1990 ; St Blanquat, 1993 ; Lemirre et al, en prép.). Le trait structural principal de ces roches est décrit dans les travaux de Saint Blanquat (1989, 1993) qui font état d'un gradient de déformation de plus en plus intense du bas (**Fig. II-1**) vers le haut de la série (**Fig. II-2a et b**), qui est constitué par une zone de cisaillement à faible pendage vers le nord (Bande Mylonitique Majeure ou **BMM**) qui montre un déplacement vers le sud du bloc supérieur.

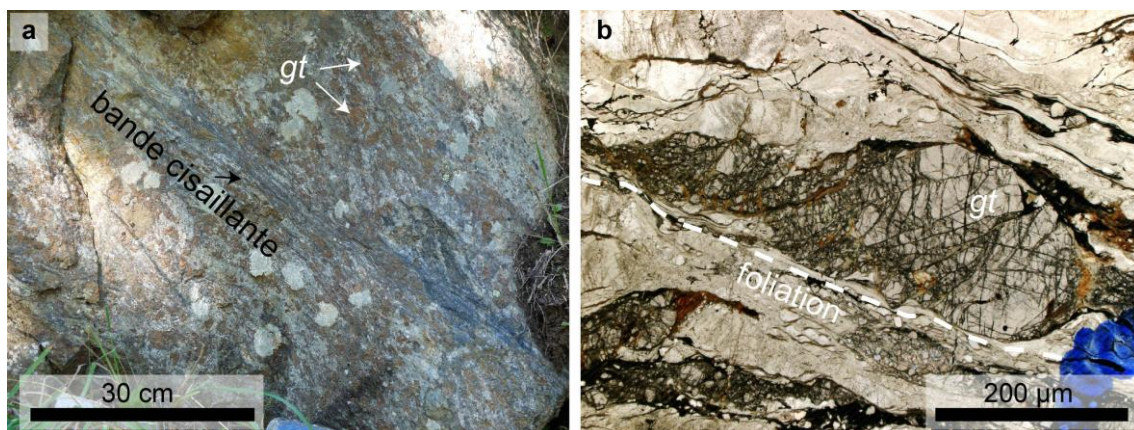


Figure II-1 : Gneiss (a) à l’affleurement et (b) observé au microscope optique en *LPA* (x50).

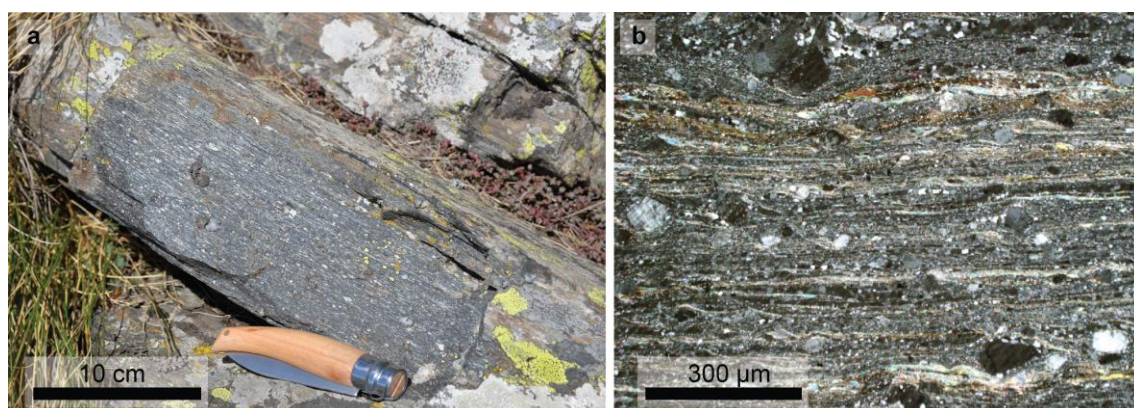


Figure II-2 : Mylonites de la *BMM* (a) à l’affleurement et (b) observées à la loupe binoculaire en *LSP* (x3).

Les gneiss ont une orientation moyenne de N260 à N280 avec un pendage moyen de 20-30° vers le nord. L'orientation de la linéation d'allongement dans les gneiss est la même des granulites basales jusqu'aux ultramylonites de la *BMM* avec une orientation N330-350 avec un faible plongement de 10-20° vers le nord. Le fait que la linéation ne soit pas perturbée par la *BMM* démontre le caractère progressif de la déformation qui s'inscrit dans la continuité du pic du métamorphisme varisque (St Blanquat, 1989 ; St Blanquat et al., 1990 ; St Blanquat, 1993).

La *BMM* traverse le massif du Saint Barthélémy d'ouest en est. Son orientation moyenne est de 295N15. La *BMM* a joué en faille normale vers le sud (St Blanquat, 1993) à la période tardi-varisque. Cet âge tardi-varisque de la haute température a été montré par les datations U-PB de Delaperriere et al. (1994) sur zircon et monazite, ainsi que par celles plus récente de Baptiste Lemirre (thèse en cours au laboratoire GET). Des âges crétacés (autour de 110 - 100 Ma) ont été obtenu par Costa et Maluski (1988) par la méthode Ar/Ar sur micas et feldspaths. Comme ces âges sont indépendants de la texture de déformation, ils ont été attribués à une réouverture des minéraux sans déformation associée (St Blanquat, 1989). Ils pourraient cependant indiquer un rejeu de la *BMM* au Crétacé mais l'étude structurale de la *BMM* ne permet pas de différencier deux phases de déformation distinctes, tardi-varisque et alpine. Des zones de cisaillement localisées et peu épaisses ductiles et fragile-ductiles se rencontrent dans toute l'épaisseur

des gneiss. Elles traduisent une déformation extensive en contexte rétrograde, au passage de la transition fragile-ductile (Saint Blanquat, 1989 ; Saint Blanquat, 1993).

b. Les migmatites et les granitoïdes associés

Cette unité, située au-dessus des gneiss et de la **BMM**, a une épaisseur visible maximale d'environ 2 km. Les migmatites sont situées à la base de cette unité et sont en contact des gneiss via la **BMM**, et les micaschistes représentent le toit de cette série. Le passage entre migmatites et micaschistes est progressif c'est à dire que du haut vers le bas on observe les micaschistes, des diatexites puis des métatexites intrudées par de nombreuses lentilles de roches magmatiques variées (gabbros, diorites, granodiorites, leucogranites) et des filons de pegmatites. Certains granitoïdes (leucogranites et pegmatites) en recourent le litage migmatitique (**Fig.II-3a**).

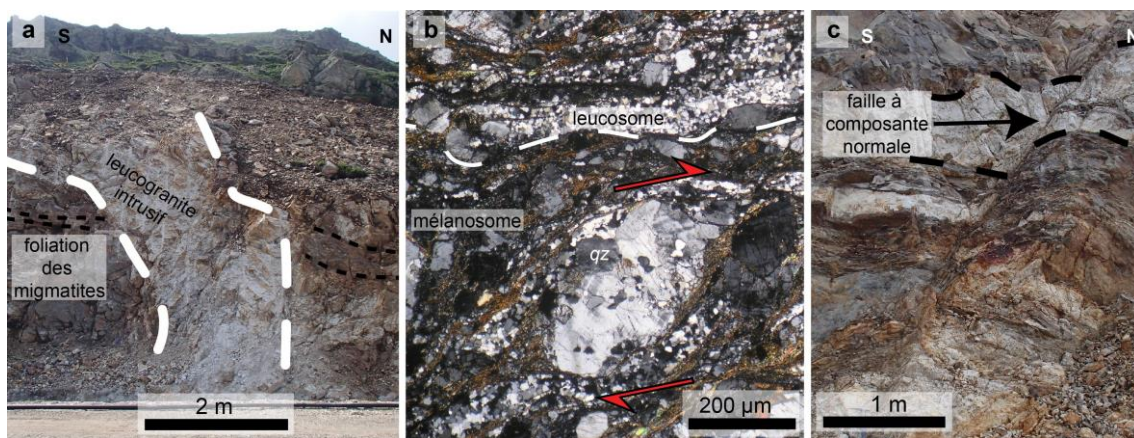


Figure II-3 : Migmatites (a) recoupées par un granitoïde, (b) observées au microscope optique en **LPA** (x100), (c) présentant des structures fragiles.

La mise en place de ces corps granitiques est donc postérieure à la migmatisation. A l'ouest de Trimouns, le jeu dextre/top sud de la zone de cisaillement appelée **FI** (voir § suivant) a pour conséquence de réduire cette unité et de mettre en contact diatexites et micaschistes. Le litage migmatitique est parfois recoupé par une foliation chaude, formée en condition magmatique ou sub-magmatique, et qui montre des critères de cisaillement top vers le sud, mais litage et foliation sont le plus souvent sub-parallèles (**Fig.II-3b**). A l'échelle du massif, les foliations et le litage de l'ensemble migmatitique forment un demi-dôme à pendage faible à moyen vers le nord au nord et vers l'est à l'est. Les linéations ne sont pas plissées par le dôme et restent parallèles aux linéations des gneiss et des mylonites des gneiss (N330 et N350, faible plongement vers le nord - **Fig. II-4**). Des veines de quartz orientées est-ouest et sub-verticales témoignent d'un étirement nord-sud tardi- ou post-migmatitique. On observe dans cette unité des zones de cisaillement ductile - fragile tardives à cinématique dextre - normale qui recourent le litage migmatitique et toutes les intrusions (**Fig.II-3c**), et dont certaines sont en continuité avec la **FI**. A l'échelle cartographique, le litage migmatitique est recoupé par la **BMM** et la **FI**. A une échelle plus locale, on peut voir que les migmatites se parallélisent très rapidement aux mylonites.

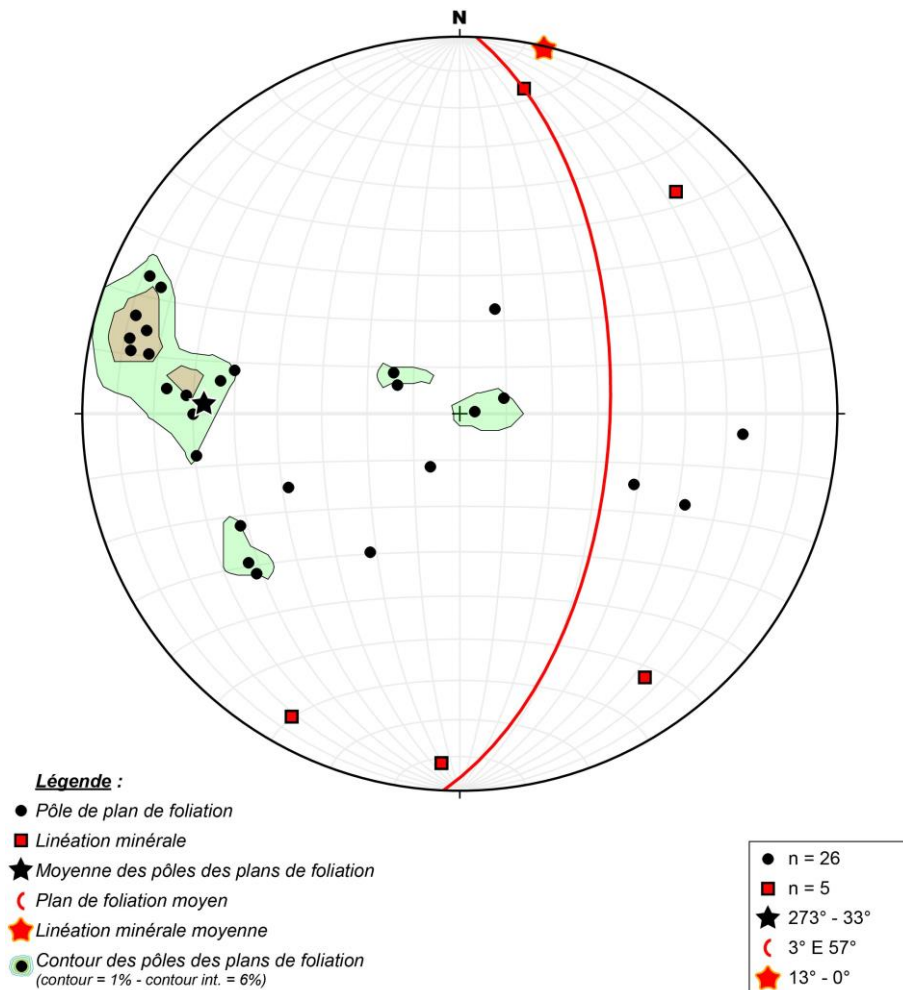


Figure II-4 : Stéréogramme des migmatites à Trimouns.

c. La structure faille 1 - F1

La structure faille 1, ou **F1** (terme carrier), est une zone de cisaillement qui affecte les migmatites sensu lato et les micaschistes. Elle est moins épaisse et plus localisée que la **BMM**. Elle est constituée des équivalents mylonitiques des roches qu'elle traverse (migmatite, granitoïdes, micaschistes). La **F1** est orientée entre N10 avec un pendage moyen de 56° vers l'est (**Fig. II-5** et **Fig. II-6**).

Elle est observable sur une longueur de 2 km et fait une dizaine de mètres d'épaisseur. Au sud, la **F1** se connecte à la **BMM** au niveau du garage de Trimouns (**Fig. II-7**). Elle vient se brancher sur la **BMM** au niveau d'une virgation de celle-ci, probablement associée à une géométrie de type rampe latérale (**Fig. II-8**). Au nord de cette jonction, elle recoupe les migmatites sur environ un kilomètre, puis elle met en contact micaschistes et migmatites. Vers le nord, elle se termine en une chevelure de zones de cisaillement plus fines de type "queue de cheval" (**Fig. II-7**).

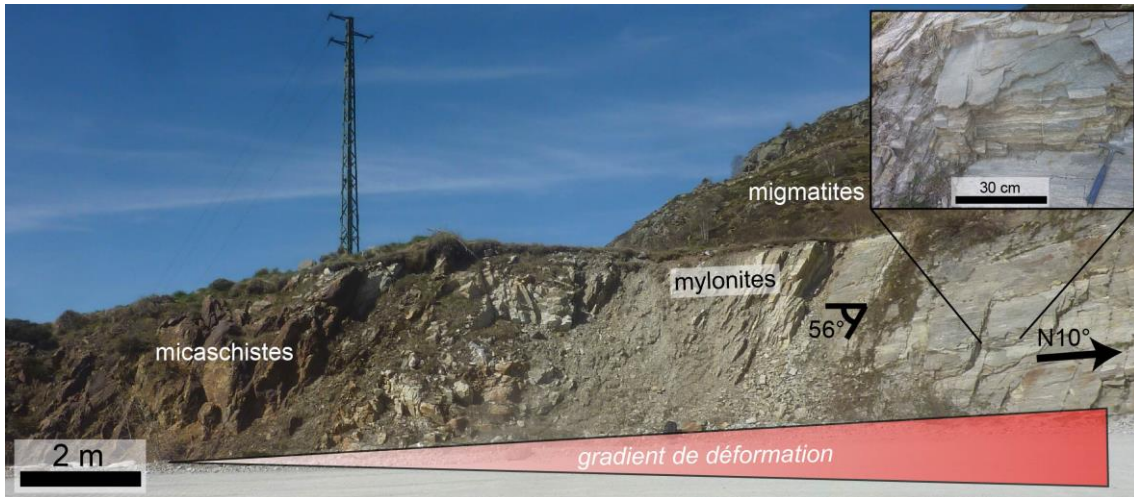


Figure II-5 : Vue de la *F1* et de son orientation générale.

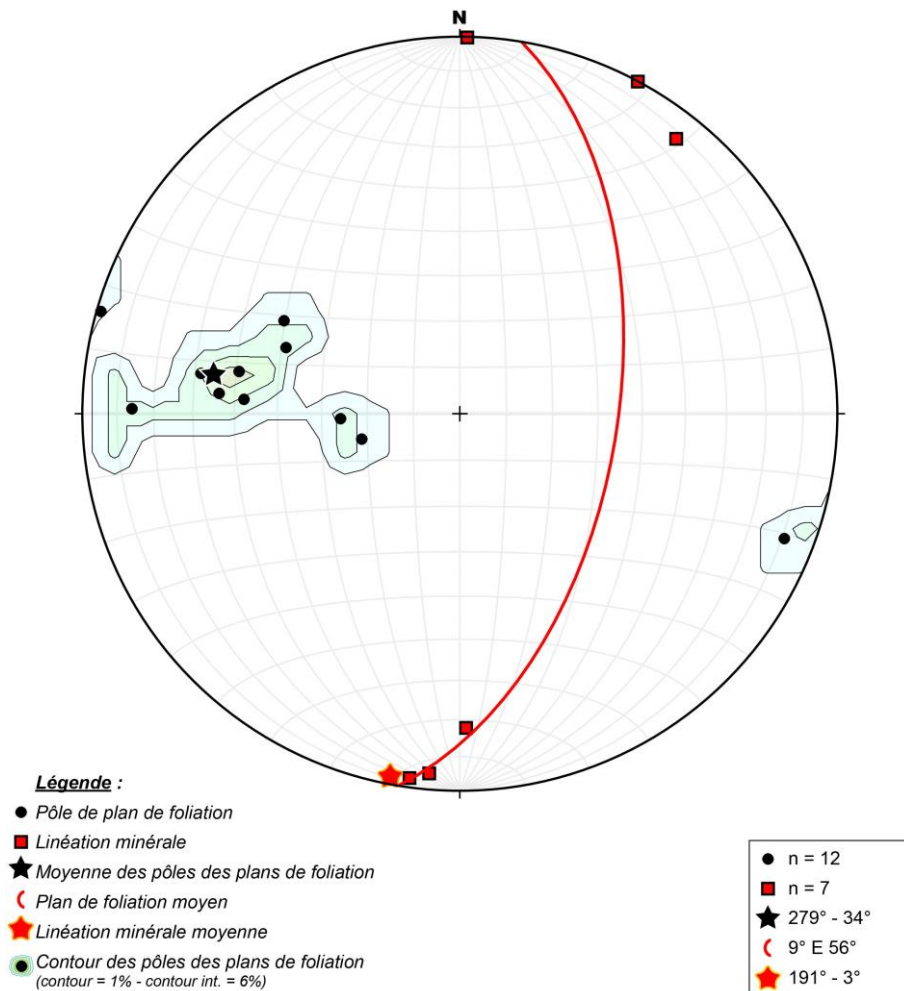


Figure II-6 : Stéréogramme des mylonites de la *F1* à Trimouns.

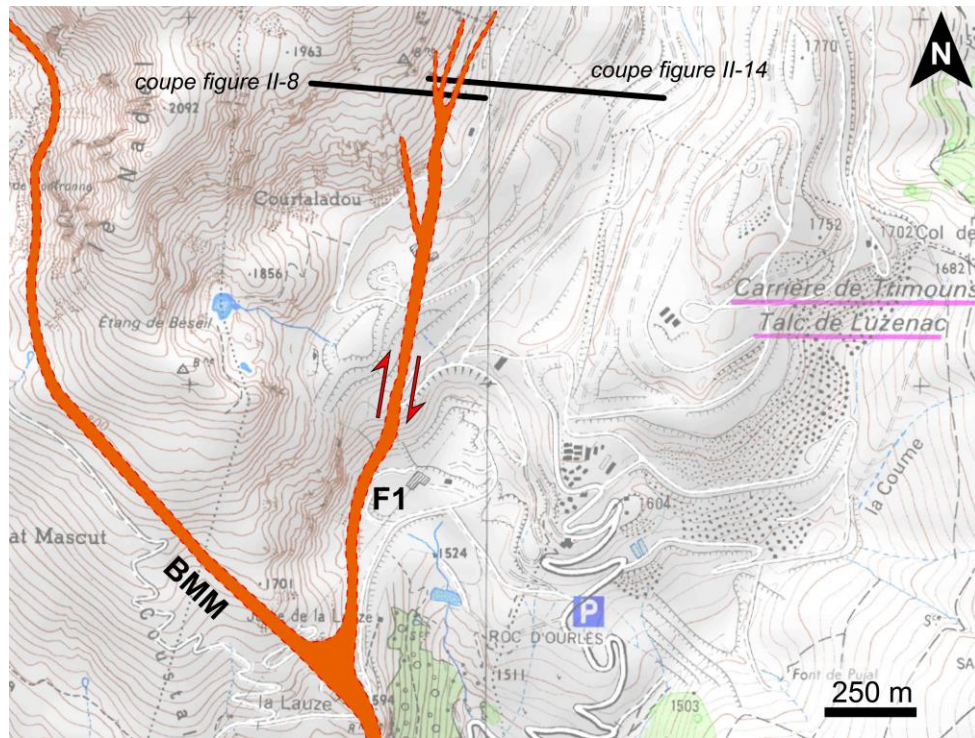


Figure II-7 : Vue schématique des tracés de la *F1* et de la *BMM* en carte.

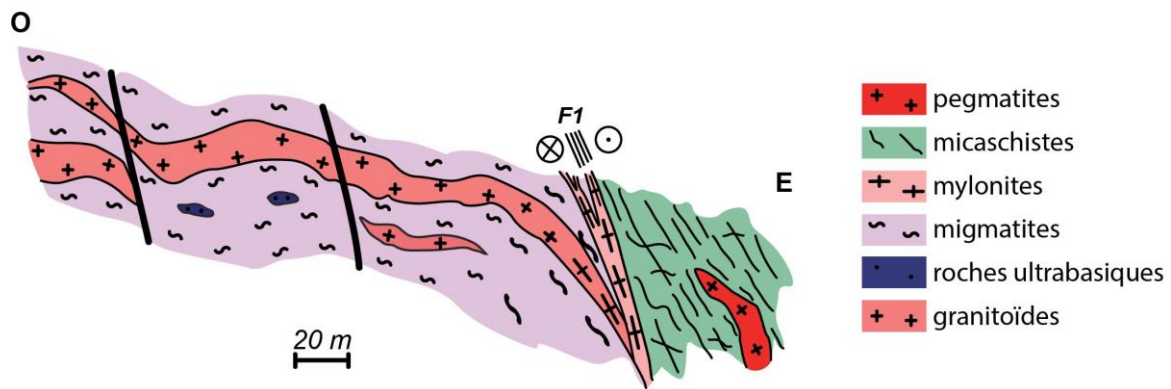


Figure II-8 : Coupe E-O schématique des structures mylonitiques du Saint Barthélémy (position de la coupe en **figure II-7**).

La linéation d'allongement est sub-horizontale (**Fig. II-6**). L'ensemble de cette zone de cisaillement montre des critères de cisaillements dextres (**Fig. II-9a & b**). En lame mince, la *F1* montre des textures mylonitiques à ultramylonitiques et des structures de déformation relativement coaxiales. La continuité cartographique entre la *BMM* et la *F1* et les conditions de déformation similaires montrent que ces deux zones de cisaillement sont liées. Les mouvements top vers le sud de la *BMM* et dextre de la *F1* doivent donc être contemporains, au moins en partie. La *F1* pourrait donc accommoder un déplacement relatif vers le sud de l'ensemble des unités constituant le toit de la *BMM* plus important à l'est qu'à l'ouest.

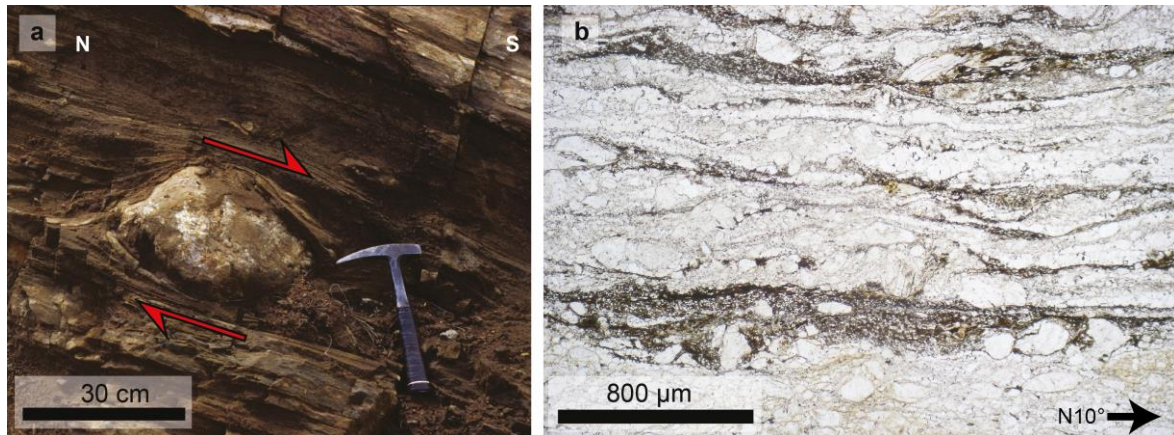


Figure II-9 : Critères de cisaillement dextre dans la *FI*.

d. Les micaschistes et leurs inclusions

L'unité des micaschistes est d'origine métasédimentaire à dominante pélitique. L'âge du protolithe est inconnu bien que probablement Protérozoïque supérieur et/ou Paléozoïque inférieur. La lithologie des micaschistes est largement dominante dans l'ensemble supérieur du mur mais on observe dans cette unité des lentilles de gneiss à silicates calciques (*GSC*), des filons de leucogranites et de pegmatites, ainsi que quelques rares niveaux de roches carbonatées.

Le litage d'origine (méta-)sédimentaire (S0-1) des micaschistes est affecté par des plis d'échelles variées (métriques à centimétriques) dont le plan axial est constitué par la schistosité majeure (S2) (**Fig. II-10**), qui est orientée en moyenne N16 avec un pendage de 31° vers l'est (**Fig. II-11**). Cette schistosité porte une linéation en moyenne N20 sub-horizontale.

Les micaschistes montrent un continuum de déformation de la base vers le haut, c'est à dire le gisement de talc-chlorite. Les micaschistes de la base de l'unité (micaschistes sains - voir chapitre I), proches de la *FI*, montrent des structures de cisaillement dextre (**Fig. II-12**), et ces structures disparaissent peu à peu quand on s'éloigne de la *FI* (**Fig. II-12**), c'est à dire également quand on monte vers le gisement (vers les micaschistes chloritisés ou quartzeux - voir chapitre I). L'orientation de la schistosité et de la linéation ne varie pas. Les plis sont présents dans toute l'épaisseur de la série.

On observe des porphyroblastes d'andalousite réorientés et déformés par la schistosité S2 (**Fig. II-12**). Les conditions métamorphiques nécessaires pour la cristallisation de ces minéraux sont antérieures à la déformation S2.

Il n'y a pas de différence structurale majeure entre les différents types de micaschistes, qu'ils soient sains ou partiellement chloritisés. De plus, en carte, le front de chloritisation qui sépare les micaschistes sains des micaschistes chloritisés est parfois oblique sur la schistosité S2, ce qui n'est pas un critère suffisant pour déterminer la chronologie relative entre déformation et métasomatose. Ceci peut en effet s'interpréter de deux manières : schistosité S2 postérieure à la métasomatose ou métasomatose postérieure à S2 (voir ci-dessous - § Chloritites).

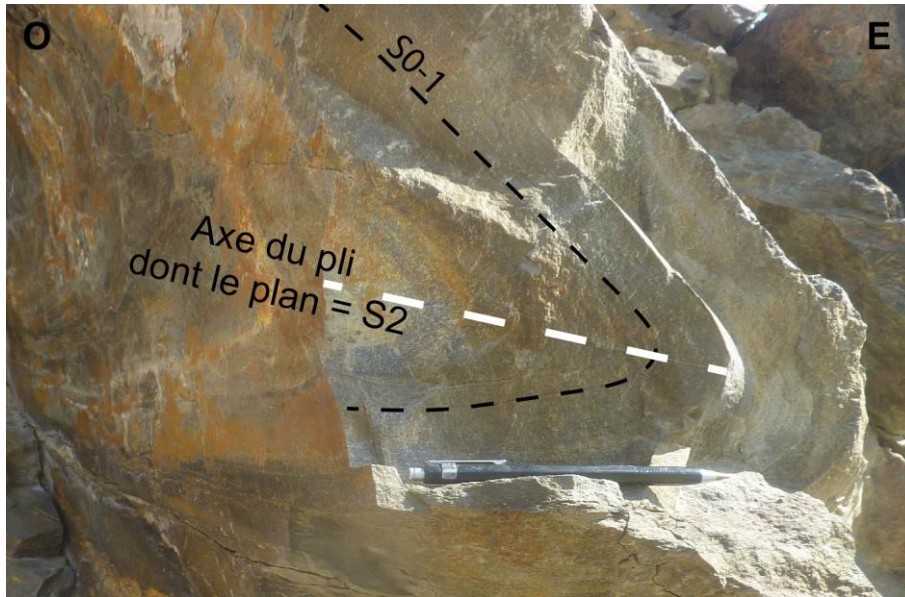


Figure II-10 : Micaschistes plissés.

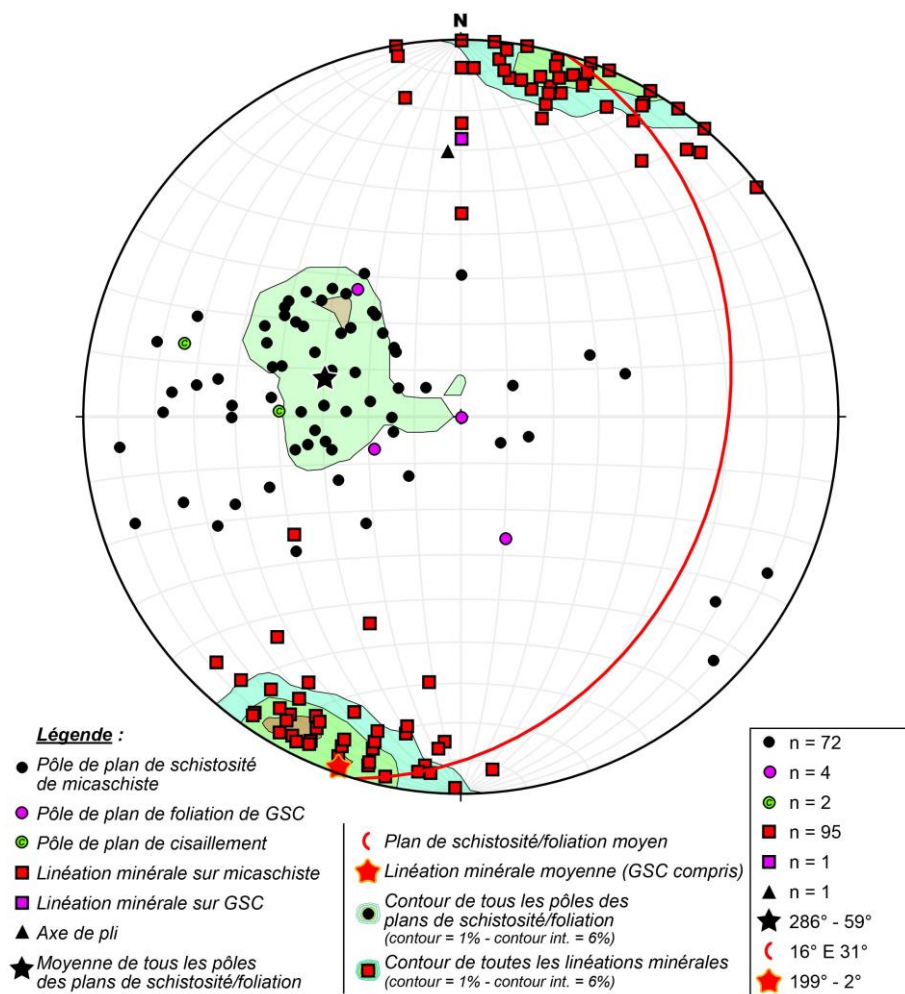


Figure II-11 : Stéréogramme des micaschistes et des GSC à Trimouns.

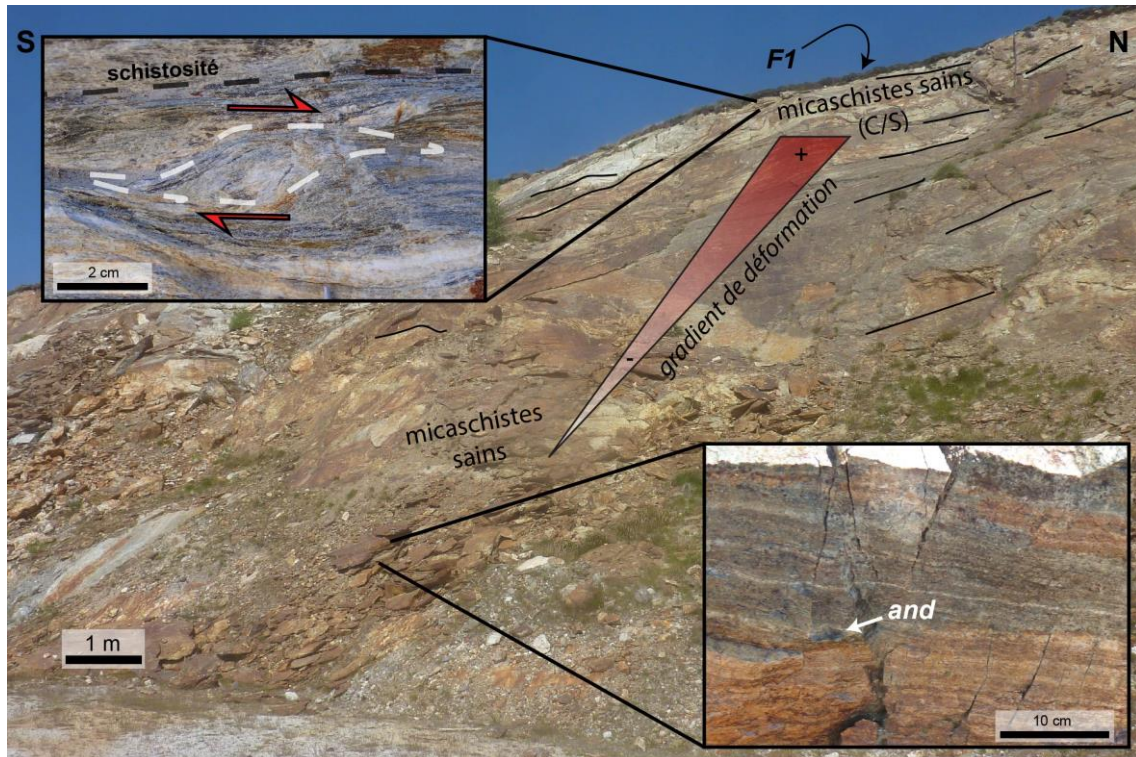


Figure II-12 : Vue de la déformation progressive des micaschistes au contact de la *F1*.

On observe également des mouvements tardifs cassants qui recoupent l'ensemble des structures. Ils sont marqués par des failles sub-parallèles à la schistosité qui portent des stries orientées **E-O** (Fig. II-13).



Figure II-13 : Faille cassante dans les micaschistes.

Les *GSC* et les rares marbres dolomitiques forment des lentilles de taille variable dispersées dans la partie inférieure des micaschistes. De par leur lithologie, plus compétente que les micaschistes, ils montrent une déformation moins homogène et moins pénétrative. Ils sont cependant déformés et montrent des plis parallèles à la linéation nord-sud, des cisaillements et du boudinage (Fig. I-23), en

contexte de déformation chaude, ce qui explique l'orientation un peu dispersée de leurs éléments structuraux par rapport aux micaschistes.

L'ensemble des micaschistes est traversé par des filons de pegmatites concordants et/ou sécants sur la S2 et qui sont orientés N-S à NE-SO à pendage variable vers l'est (**Fig. II-14**). Ces filons sont peu ou pas déformés. A l'approche du gisement, on observe une sorte de boudinage de ces filons puisqu'ils forment des lentilles discontinues de taille variable (**Fig. II-14**).

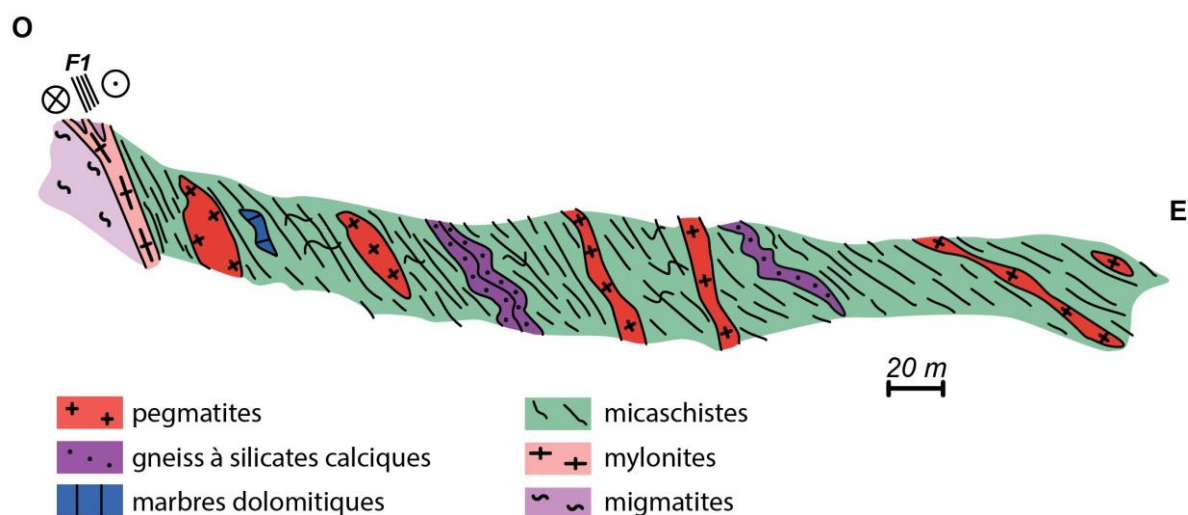


Figure II-14 : Coupe E-O schématique des structures du mur de la série micaschisteuse de Trimouns (position de la coupe en **figure II-7**).

(2) Le gisement

Le gisement est constitué par les chloritites, issues de la transformation des micaschistes, par les talcites, issues de la transformation des marbres siluriens dolomités, et par les talc-chlorites formés par un mélange en proportions variables de talc et de chlorite, qui correspondent soit à la transition plus ou moins rapide entre talcrite et chloritite, soit à une minéralisation hétérogène liée à un protolithe lui-même hétérogène (lentille carbonatée dans les micaschistes ou lentille schisteuse dans les dolomies). On peut y ajouter les chloritites issues de la transformation des pegmatites qui s'observent à la fois dans les chloritites des micaschistes et dans les talcites, quelques rares lentilles de marbres, ainsi que des lentilles de micaschistes non transformées dans les chloritites (ou "écailles-mur").

Les éléments structuraux du gisement sont reportés dans le stéréo de la **figure II-15**. Un certain nombre des données de linéation et de foliation ont été obtenues en numérisant des données anciennes à partir des cartes structurales de St Blanquat (1989), ce qui, étant donné l'évolution rapide de la topographie à Trimouns, n'a pas permis de les classer formellement entre chloritite ou talcrite. Nous présentons donc dans le stéréo des orientations moyennes de la schistosité et de la linéation pour le gisement dans son ensemble. L'analyse cartographique (voir plus bas) permettra une analyse plus fine.

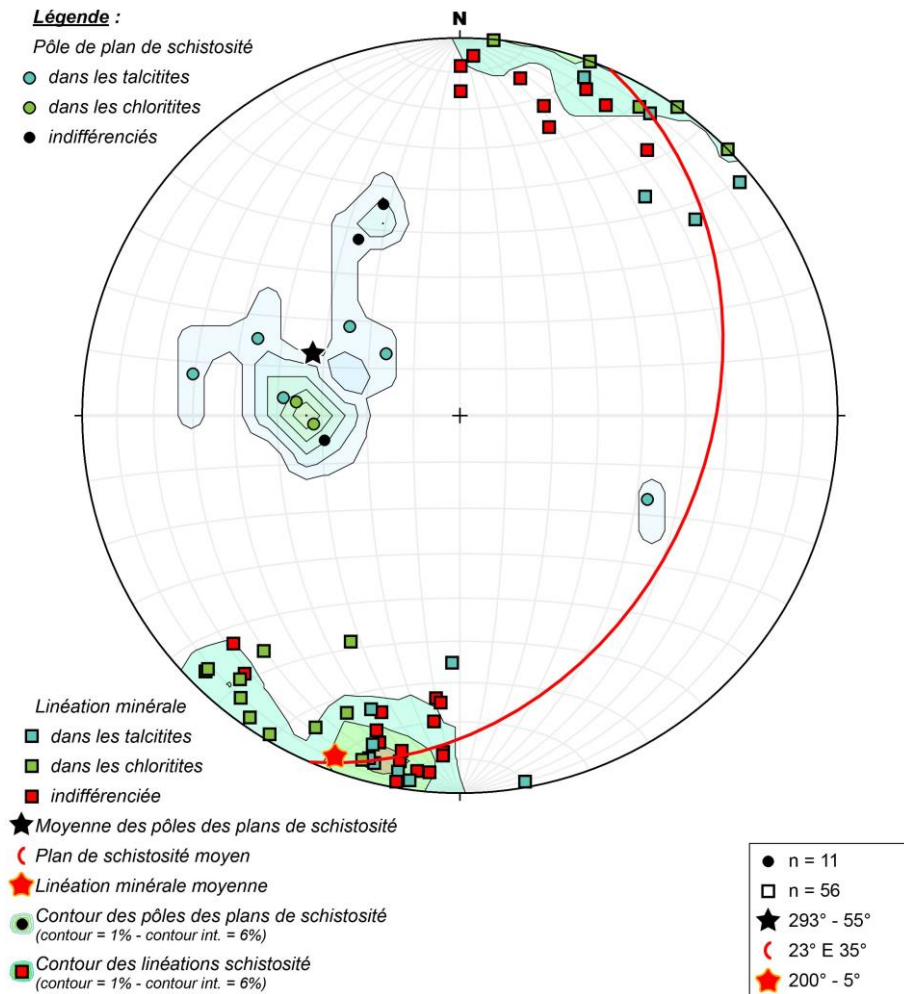


Figure II-15 : Stéréogramme des talcites et des chloritites à Trimouns.

A l'échelle de la carrière, le gisement présente une géométrie variable. Son allongement suit une direction N10 et il montre des pendages vers l'est faibles ($< 40^\circ$) au nord, et de plus en plus fort vers le sud. L'épaisseur de la couche minéralisée est elle aussi variable, faible au nord, plus importante au centre où elle peut atteindre 80 m d'épaisseur, et de plus en plus faible vers le sud.

L'élément planaire dominant dans le gisement (schistosité et/ou foliation, voir plus bas) a une orientation moyenne de 23E35. La linéation minérale d'allongement portée par ces plans a une orientation moyenne de 200S5. Ces orientations montrent un parallélisme entre la structuration du mur et celle du gisement.

a. Les chloritites

Macroscopiquement, les chloritites présentent un débit planaire marqué et orienté **NNE-SSO** à pendage moyen (20-40°) vers l'est, soit proche des orientations observées dans les micaschistes (**Fig. II-15**).

Ce plan porte une linéation d'allongement orientée entre **N-S** et **NE-SO** (**Fig. II-15**). Ce plan est la structure dominante (**Fig. I-27**), la roche est très homogène, et on n'observe pas de structure héritée de la roche mère (à moins que la schistosité ne soit une structure héritée, voir ci-dessous). Comme les autres unités, les chloritites sont traversées par des failles normales nord-sud à pendage moyen à fort vers l'est.

En lame mince, on observe plusieurs générations de chlorite (**Fig. II-16**) : une première génération ne présente pas d'orientation préférentielle marquée et semble avoir cristallisé statiquement. Une deuxième génération semble recouper la première et définit une foliation. Parfois, on observe une texture en amande de type *C/S* (**Fig. II-17**). La comparaison entre les textures et ces analyses microsonde de chaque famille texturale montre que les différentes générations de chlorites du gisement ont globalement des compositions chimiques semblables (voir chapitre III).

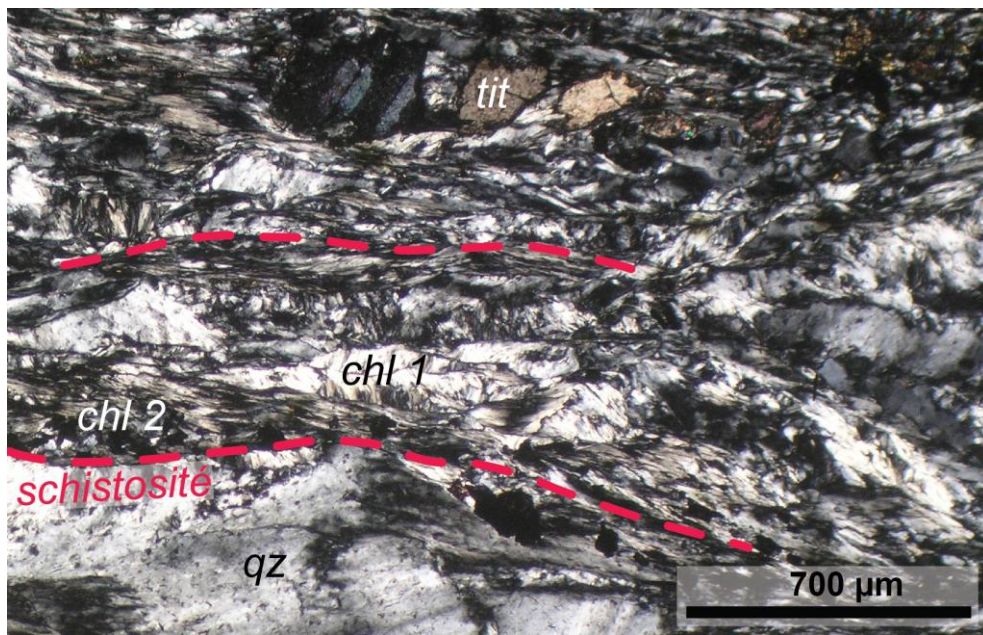


Figure II-16 : Chlorites de type 1 et 2 vue au microscope optique en *LPA* (x50).

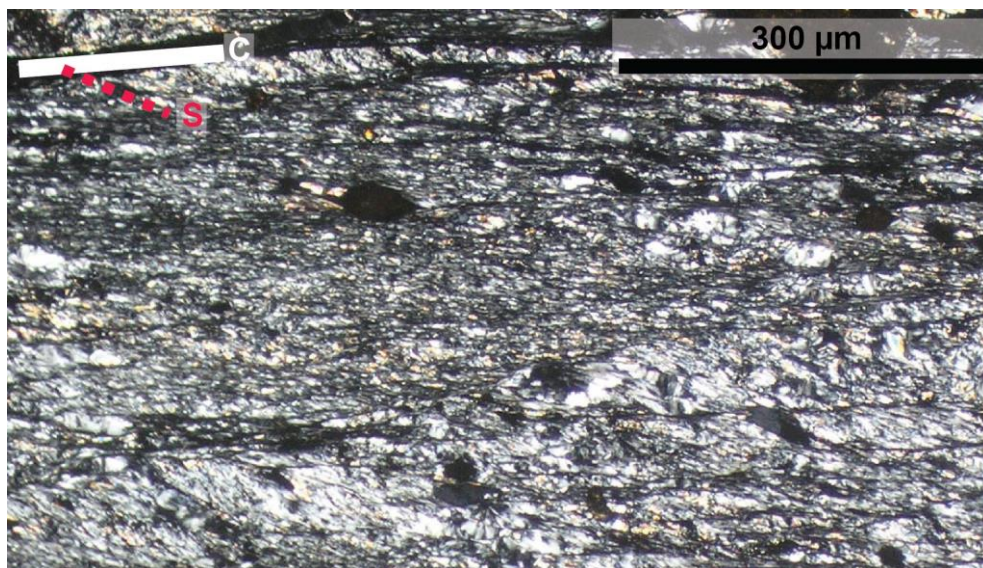


Figure II-17 : Structure *C/S* dans les chloritites vue au microscope optique en *LPA* (x100).

Deux interprétations sont possibles.

1) Soit il y a une chloritisation statique d'une structure héritée schistosée, avec des chlorites qui remplacent les micas des micaschistes, en respectant plus ou moins leur orientation (pseudomorphose). Dans ce cas la schistosité des chloritites est une pseudo-schistosité, antérieure à la minéralisation, et fossilisée par la minéralisation.

2) Soit il y a une chloritisation statique précoce (chlorite 1), suivie d'une déformation pendant laquelle cristallise une nouvelle génération de chlorites qui forment donc une foliation. Dans ce cas, cette foliation des chloritites est syn- ou tardi-minéralisation.

La texture observée, avec des chlorites 2 qui semblent vraiment recouper des chlorites 1, suggère que la deuxième hypothèse est la plus vraisemblable. Une première conséquence serait la mise en évidence de plusieurs phases de chloritisation. Une deuxième conséquence serait que l'on a une continuité structurale entre la schistosité des micaschistes et la foliation/schistosité des chloritites. Ce qui pose la question de leurs âges respectifs ainsi que celle du rôle de l'héritage structural dans la métasomatose.

b. Les talcites

Sur l'affleurement, le talc se présente sous deux formes principales :

- un talc massif appelé aussi stéatite ;
- un talc marqué par un débit planaire marqué, de type schistosité et/ou foliation.

Des structures héritées fossilisées par la minéralisation talqueuse sont souvent observées dans l'un ou l'autre de ces types, et l'ensemble peut être affecté par des structures cassantes tardives. Les stéatites sont entourées par des talcites à débit planaire. Le gisement de talc est donc constitué par une succession de lentilles de stéatites emballées dans des talcites à débit planaire. L'étude microstructurale en lame mince permet de retrouver ces types principaux, et de préciser les relations entre minéralisation et déformation.

➤ Le talc massif : la stéatite

La stéatite est la forme massive du talc. A l'échelle macroscopique, elle apparaît comme une roche massive sans orientation préférentielle des minéraux constituants (**Fig. II-18a**). La stéatite n'est pas présente de manière homogène sur le gisement. Elle forme des lentilles de taille variable, métrique à décimétrique, allongées parallèlement à l'orientation principale du gisement. Les plus importantes sont localisées au centre du gisement (voir carte géologique du gisement en **annexe 2.b**) sur une zone d'environ 250 m de long et de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. La forme en amande de ces lentilles et le fait qu'elles soient moulées par la talcite à débit planaire montrent qu'elles sont probablement le résultat d'une déformation ayant affecté la stéatite massive (**Fig. II-18b**). Les archives de sondages, et les études internes de l'exploitant témoignent aussi de cette tendance de concentration de la stéatite au cœur de Trimouns. L'observation en lame mince confirme l'absence d'orientation préférentielle des lamelles de talc dans la stéatite (**Fig. 18c**), ce qui suggère une cristallisation statique du minerai.

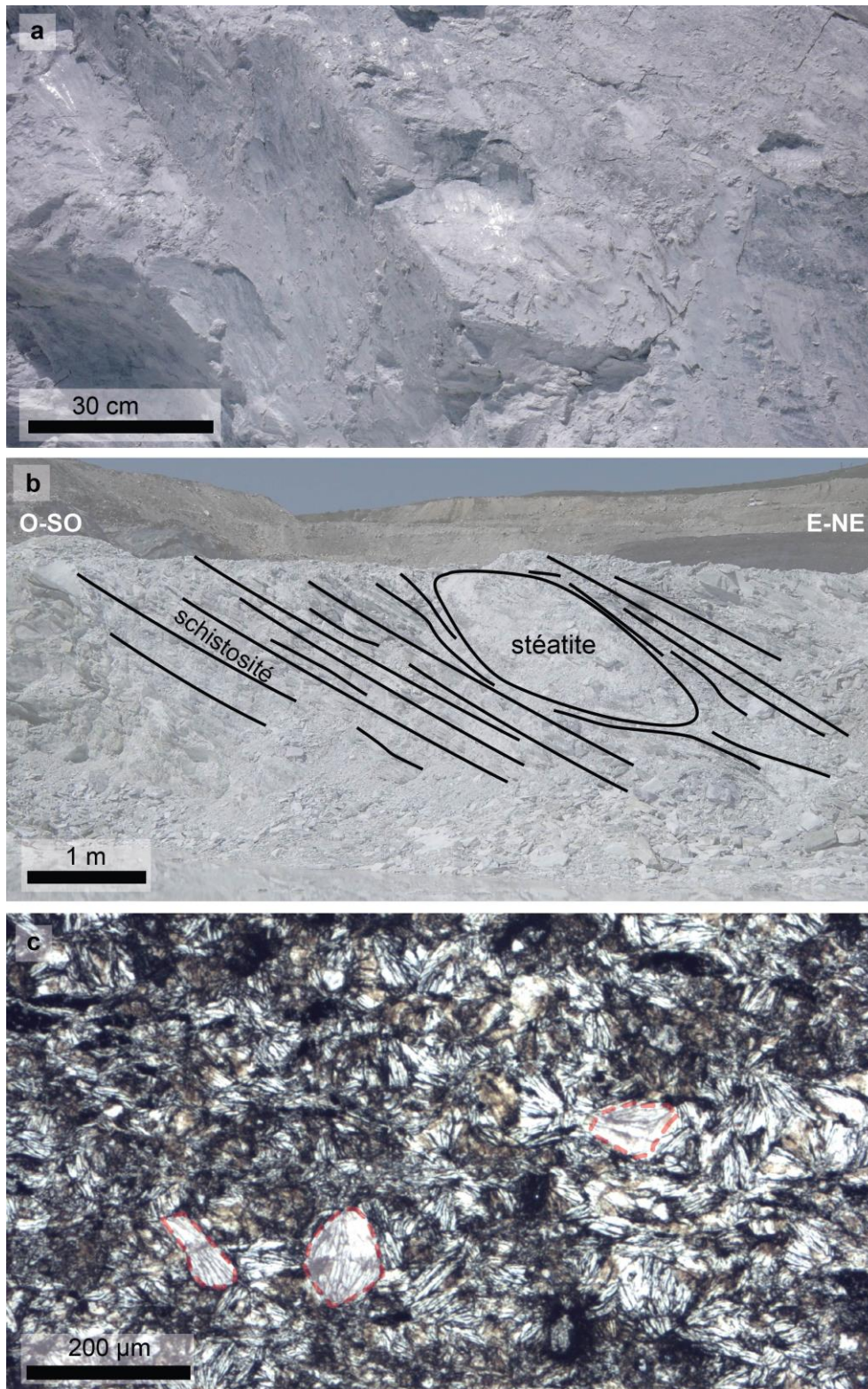


Figure II-18 : Talcitites massives/stéatites (a) sans structure apparente, (b) entourées de talcitites schistosées, (c) vue au microscope optique en *LPA* (x100).

➤ Le talc à débit planaire

A l'affleurement, la talcinite apparaît le plus souvent avec un débit planaire bien marqué. Un examen attentif montre qu'il en existe deux types principaux, une talcinite foliée et une talcinite schistosée. La talcinite foliée est relativement massive mais, à la différence de la stéatite, elle montre un rubanement et une orientation préférentielle des lamelles de talc qui forment une foliation (**Fig. II-19**).



Figure II-19 : Talcinites foliées.

Le type de talcinite le plus fréquent est une talcinite feuilletée par une schistosité (**Fig. II-20**). Cette schistosité est relativement régulière mais elle montre parfois un débit en amande de type *C/S* avec un mouvement apparent du haut vers l'est. Elle peut aussi définir des plis serrés ou des figures plus complexes. Cette schistosité porte une linéation minérale. Bien que cette schistosité soit très présente, elle n'est pas répartie spatialement de manière homogène, et elle montre une disposition en lentilles au cœur desquelles on trouve soit de la stéatite, soit de la talcinite foliée. Foliation et schistosité sont le plus souvent sub-parallèles, ou font un angle de moins de 30° (**Fig. II-21**).

En lame mince, la talcinite foliée montre une texture homogène dans laquelle les lamelles de talc montrent une orientation préférentielle marquée (**Fig. II-22**).

La talcinite schistosée montre une texture hétérogène avec des plans de schistosité marqués par de fines lamelles de talc et des impuretés qui recoupent plus ou moins une texture antérieure foliée et plus ou moins sub-parallèle (**Fig. II-23**) ou une structure sans orientation préférentielle (**Fig. II-24**).

Certains échantillons montrent plusieurs générations de talc, un talc 1 massif et/ou folié recoupé par des veines de talc. Ces veines sont parfois plissées et le plan axial des plis est constitué par la schistosité (**Fig. 24a & b**).



Figure II-20 : Talcites schistosées.

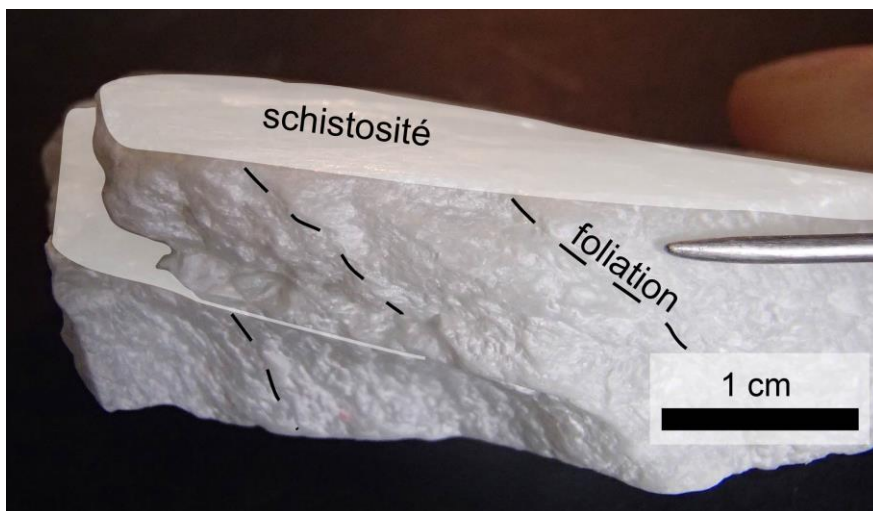


Figure II-21 : Talcite foliée et schistosée.

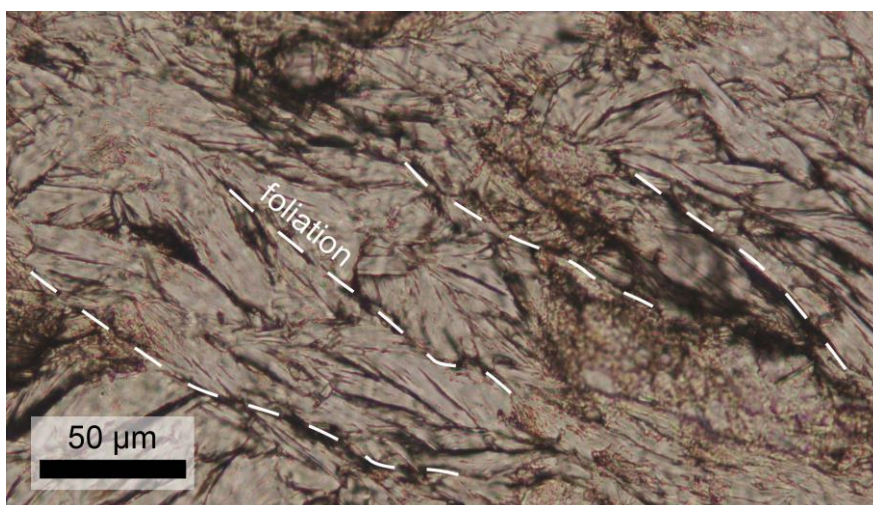


Figure II-22 : Talcite foliée vue au microscope optique en *LSP* (x200).

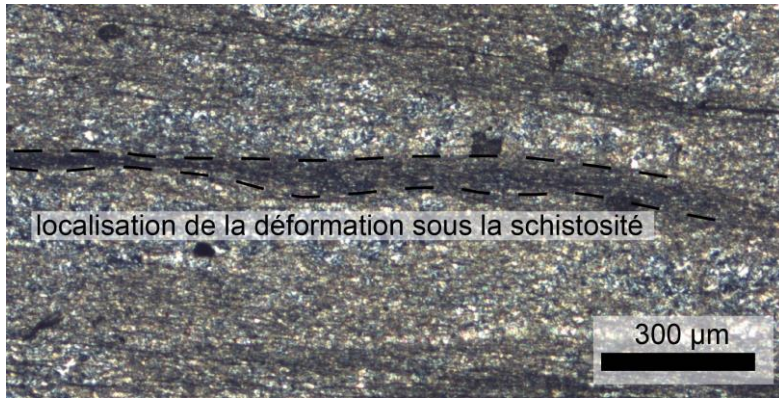


Figure II-23 : Talcite schistosée sub-parallèle à une foliation vue au microscope optique en *LPA* (x100).

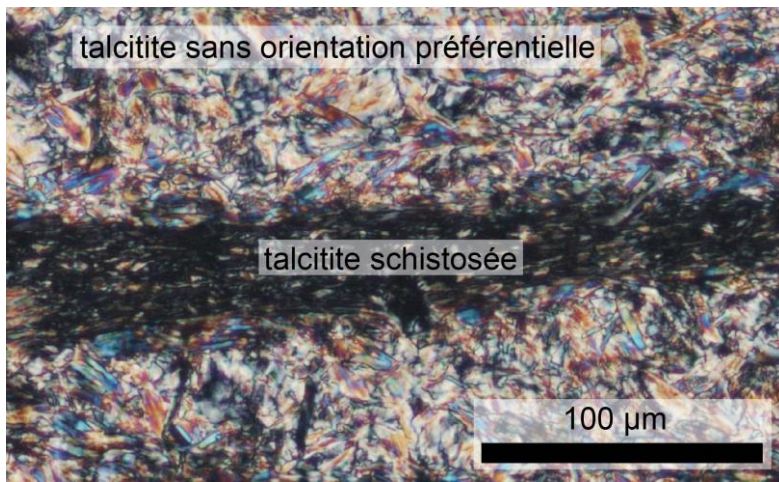


Figure II-24 : Talcite schistosée recoupant une talcrite non orientée vue au microscope optique en *LPA* (x50).

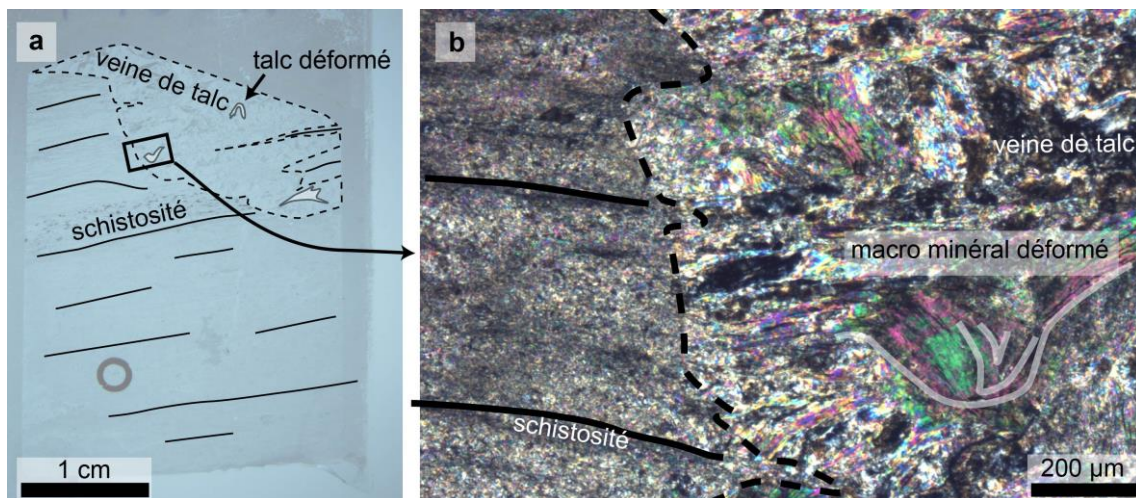


Figure II-25 : Talcite à multiples générations de minéralisation vue (a) à la loupe binoculaire (x0.335) et (b) au microscope optique en *LPA* (x50).

➤ Les structures héritées dans le talc

A l'approche du toit, il est fréquent d'observer des structures héritées dans la talcinite. Elles sont marquées par des niveaux de matière organique et ont été décrites comme héritées de la roche mère dolomitique (dolomies rubanées) (Fortuné et al., 1980 ; Parseval, 1992). Ces structures, qui sont parfois géométriquement complexes et qui témoignent donc de déformation(s) antérieure(s) à la dolomitisation et à la minéralisation, peuvent s'observer dans la stéatite (**Fig. II-26a**) ou dans les autres types de talcinites, foliées ou schistosées (**Fig. II-26b**).

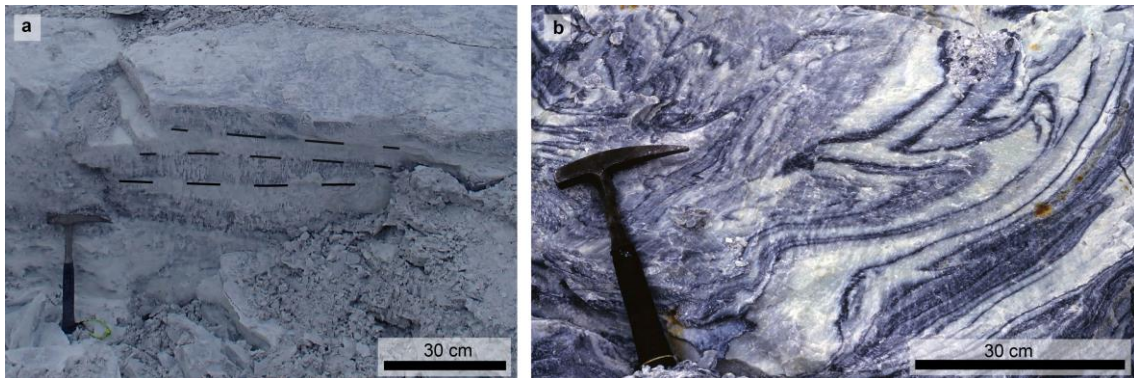


Figure II-26 : Talcinites (a) massives et (b) schistosées et foliées présentant une structure héritée des dolomies.

➤ Les failles dans le talc

Tout comme les autres unités sous-jacentes, les talcinites sont traversées par des structures cassantes, marquées par des miroirs de faille parfaitement lisses (**Fig. II-27**). Ces structures recoupent toute les autres et sont donc les plus tardives.



Figure II-27 : Talcinites recoupées par une faille tardive.

En lame mince, on observe que ces failles induisent une (re)cristallisation de talc. Dans la **figure II-28**, on observe que toutes les lamelles de talc sont orientées parallèlement à la faille, mais également qu'au niveau du miroir de faille le talc a les mêmes angles d'extinction sur une trentaine de microns d'épaisseur. Ceci suggère soit que la faille s'est formée lors de la minéralisation, soit – comme le montrent les relations de terrain - qu'elle a fonctionné après la minéralisation mais dans des conditions qui ont permis la cristallisation ou la recristallisation de talc.

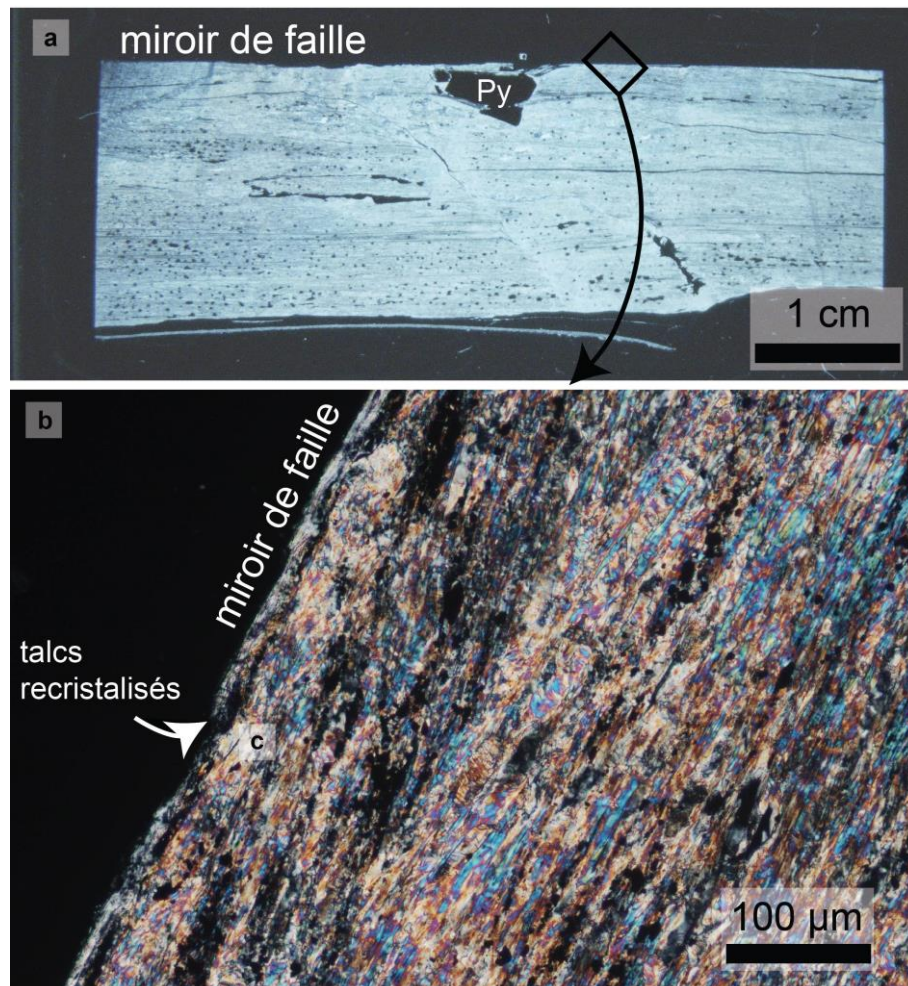


Figure II-28 : Talcitites recoupées par une faille tardive vue (a) à la loupe binoculaire (x0.335) et (b) au microscope optique en *LPA* (x200).

c. Les pegmatites

Le gisement est marqué par la présence de pegmatites qui se présentent sous la forme de boules plus ou moins elliptiques. Ces boules sont de taille variable, du décimètre à quelques mètres. Elles sont disposées parallèlement à la schistosité principale, et leur grand axe est parallèle à la linéation N-S sub-horizontale du gisement. Ces boules de pegmatites apparaissent clairement moulées par la schistosité des chlorites et talcites (**Fig. II-29a & b**). En coupe, dans les boules de pegmatites qui ne sont pas entièrement transformées, on observe que les chlorites sont orientées parallèlement à la schistosité en bordure de la boule et ne sont pas orientées dans les zones abritées situées de part et d'autre (**Fig. II-29b**).

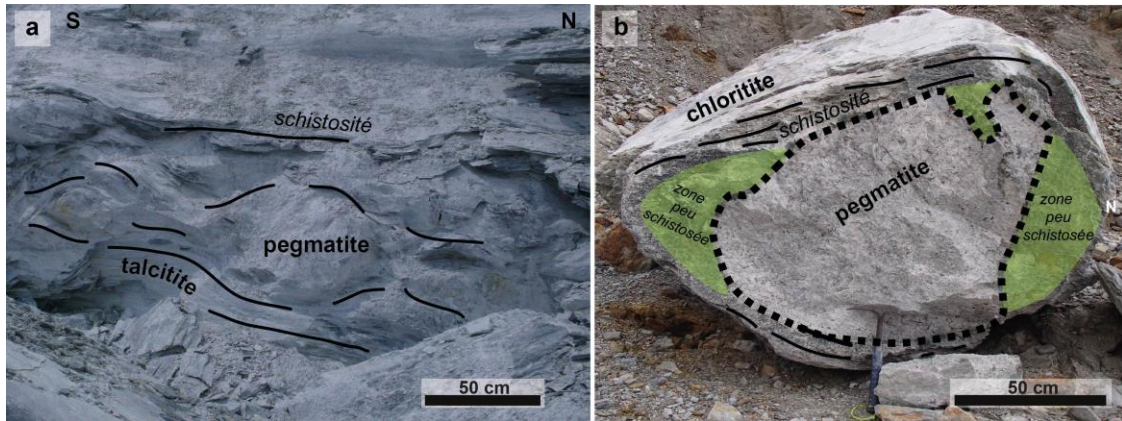


Figure II-29 : Pegmatites du gisement (a) dans les talcites et (b) entourées de chloritites plus ou moins schistosees.

La formation des boules de pegmatite est probablement liee a une deformation cisailante qui a boudine les filons plans initiaux que l'on peut observer dans le mur et dans le toit. Nos observations, en particulier la presence de zones abritees chloriteuses, suggere que cette deformation a eu lieu pendant un episode de mineralisation talco-chloriteuse. Les boules les plus petites ont pu etre completement transformees alors que les plus grandes ne l'ont pas ete. Du fait de la durete de la pegmatite par rapport a son encaissant transforme ou pas, la deformation n'a pas atteint le coeur des pegmatites qui montrent donc une chloritite statique.

Cependant, on peut aussi envisager un scenario plus discontinu avec successivement :

- une deformation qui boudine les filons,
- une mineralisation statique,
- une deformation qui cree la schistosite dans les conditions de stabilite du talc et de la chlorite, et dans laquelle les boules de pegmatites plus ou moins transformees se comportent comme des clastes avec des zones abritees de part et d'autre.

d. Les autres inclusions

Le gisement contient des ecailles ou lentilles de micaschistes non completement chloritises et plus rarement de lentilles de marbres dolomitiques ou de **GSC**. Ces inclusions appelees les "ecaillages-mur" sont plus ou moins co-structurees avec les chloritites encaissantes. La question de savoir si ces ecaillages sont d'origine tectonique, si ce sont des lentilles non completement transformees, ou encore si elles resultent d'une combinaison de ces deux processus, ecaillage tectonique plus metasomatose, est ouverte. La mise en place de ces corps est expliquee par Fortuné et al. (1980) comme un ecaillage des micaschistes du mur lie a un chevauchement du toit lors de la mineralisation. Ce modele s'accordait sur l'origine tardi-varisque de la mineralisation, or la mise en place du minerai en periode pre-alpine avec des mouvements d'extension et de decrochement. L'ecaillage est donc soit (1) lie a des mouvements tectoniques anterieurs a la mineralisation donc varisque a tardi-varisque ; soit (2) syn-mineralisation dans un contexte extensif pre-alpin.

Cette question se pose egalement pour les autres inclusions evoquees au-dessus.

La co-structuration apparente (voir **annexe 2.c** et **annexe 2.d**) entre inclusions et gisement est due à la déformation tardi- à post-minéralisation qui a formé la schistosité principale.

e. Les contacts

Le contact micaschiste - chloritite est progressif, il est matérialisé par un front métasomatique plus ou moins diffus (**Fig. I-21**). Ce contact coïncide au faciès des micaschistes chloritisés. Il ne correspond pas à une ancienne structure tectonique ou à une discontinuité lithologique.

Le contact entre chloritites et talcitites (marqué par le faciès talc-chlorite - voir chapitre I) est parfois diffus lorsque le passage chloritite - talcité est progressif à l'échelle du mètre ou parfois très brusque (**Fig. II-30**), sans doute lorsqu'il est repris par la schistosité syn- à post-minéralisation.

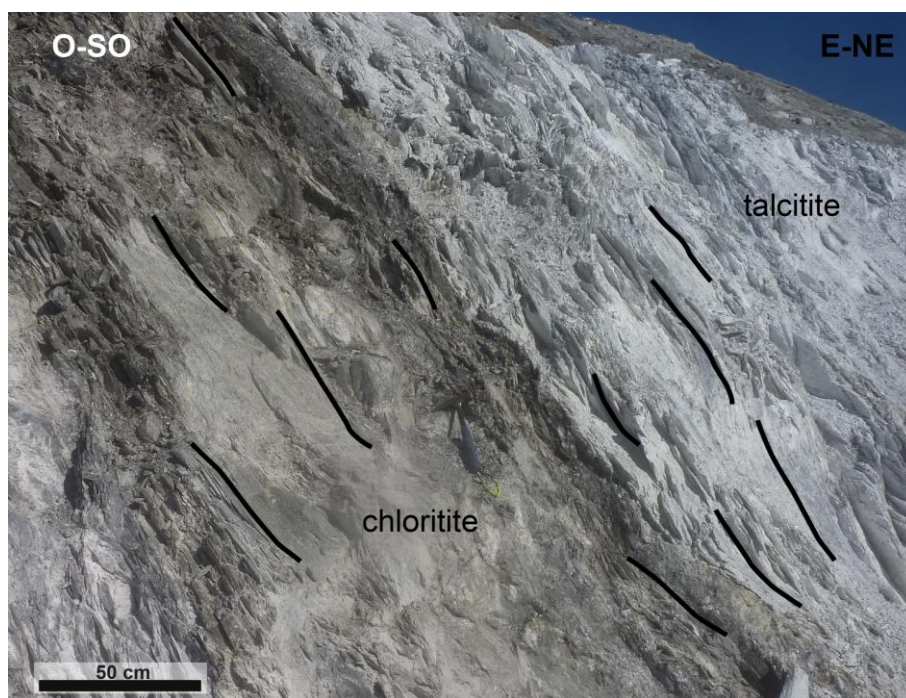


Figure II-30 : Contact talc-chlorite brusque.

Ce contact ne montre pas de déformation particulière et ne correspond pas à une discontinuité mécanique. Avant la métasomatose, ce contact devait pourtant correspondre au contact de base du Silurien sur le socle sous-jacent, ici les micaschistes du Paléozoïque inférieur - Précambrien, qui est un contact tectonique varisque d'ampleur régionale. Le fait qu'il n'ait pas été réutilisé mécaniquement lors du ou des épisode(s) de déformation syn ou post minéralisation(s) peut s'expliquer par le fait que le talc est le minéral le plus facilement déformable et donc que toute déformation subséquente à sa formation va se localiser dans la masse du talc et/ou à son contact supérieur (voir ci-dessous).

Le contact talcité - Silurien nommé aussi "accident du talc" est le contact tectonique principal du gisement (**Fig. II-31**).

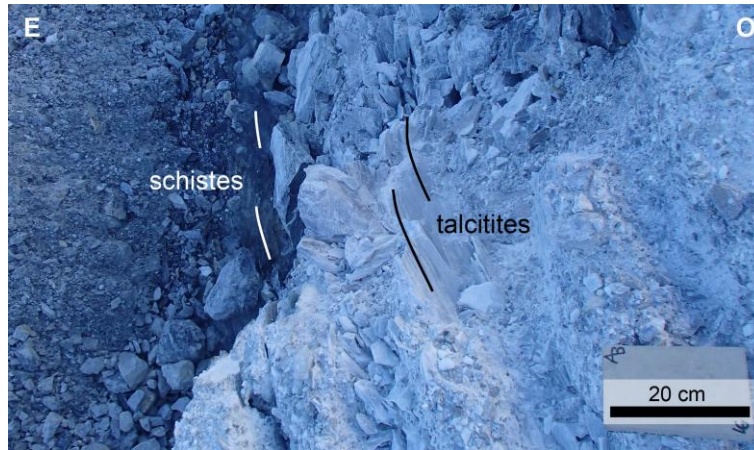


Figure II-31 : Contact talc-Silurien.

En raison d'irrégularités structurales, son tracé ne coïncide pas toujours exactement avec le contact talc - dolomie, et le plus souvent, ce contact marque la transition entre les talcites et schistes du Silurien. On peut observer à certains endroits des transitions talcites - dolomies continues et non déformées. Ce contact montre un gradient de rigidité - entre les talcites et la dolomie non transformée ou les schistes - beaucoup plus marqué que celui entre talcites et chloritites, ou chloritites et micaschistes. Il est donc beaucoup plus facilement exploitable par la déformation. C'est le contact tectonique principal de Trimouns, et il se prolonge vers le nord jusqu'à la carrière de la Porteille au moins, et vers le sud jusqu'à la boutonnière de Caussoù où il montre des critères de cisaillement top vers le sud dans de minces niveaux de chloritites (**Fig. II-32**), et au sud de laquelle il est verticalisé. Outre le gisement de la Porteille, il est jalonné sur tout son tracé de petites lentilles talco-chloriteuses.

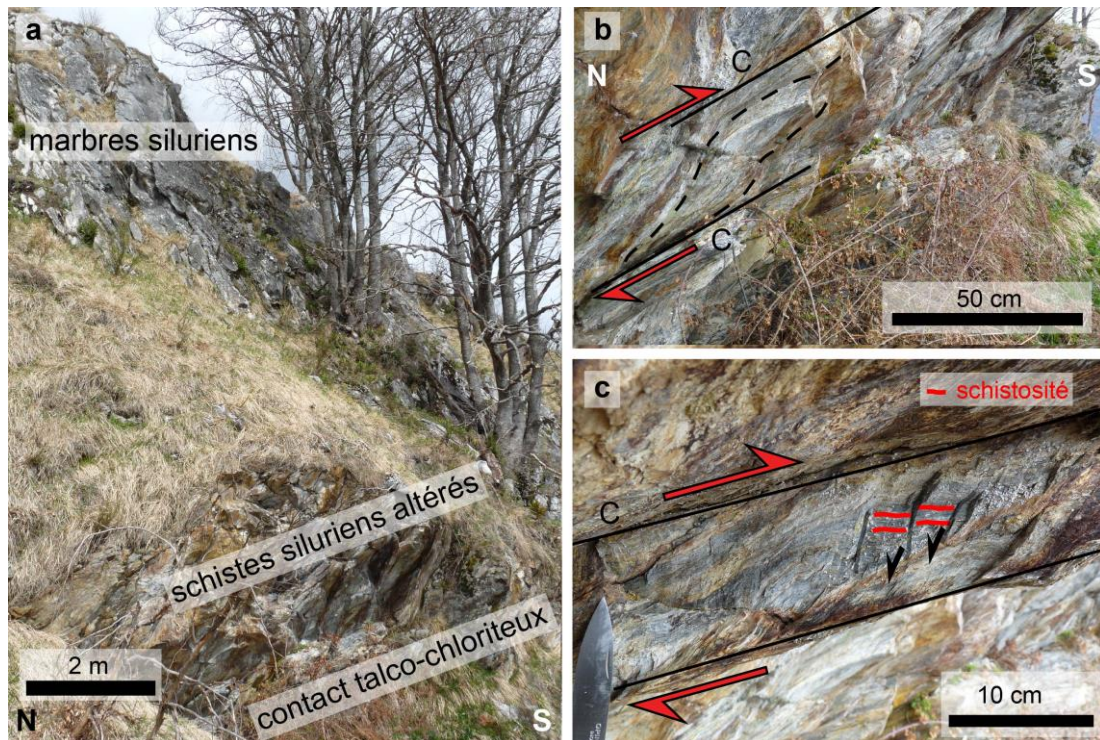


Figure II-32 : Accident talco-chloriteux à la boutonnière de Caussoù ; (a) en vue globale, (b) détail de la cinématique du bloc supérieur vers le sud ; et (c) zoom sur les microfailles antithétiques.

(3) Le toit

a. Le Silurien

Les formations du Silurien ont une épaisseur d'une centaine de mètres et sont constituées de roches fortement tectonisées, comme en témoigne la forte schistosité que l'on peut observer dans tous les faciès. Les déformations sont autant observées dans la masse pélitique des schistes noirs que dans les bancs dolomitiques ou les différents marbres. Tous ces bancs constituent en fait des lentilles tectoniques et sont co-structurés avec les schistes noirs encaissants (**Fig. II-33**).



Figure II-33 : Silurien schistosé et carbonates co-structurés.

Le Silurien contient quelques filons de pegmatites (pegmatite du toit – voir chapitre I) qui sont entièrement chloritisés (**Fig. II-34**).

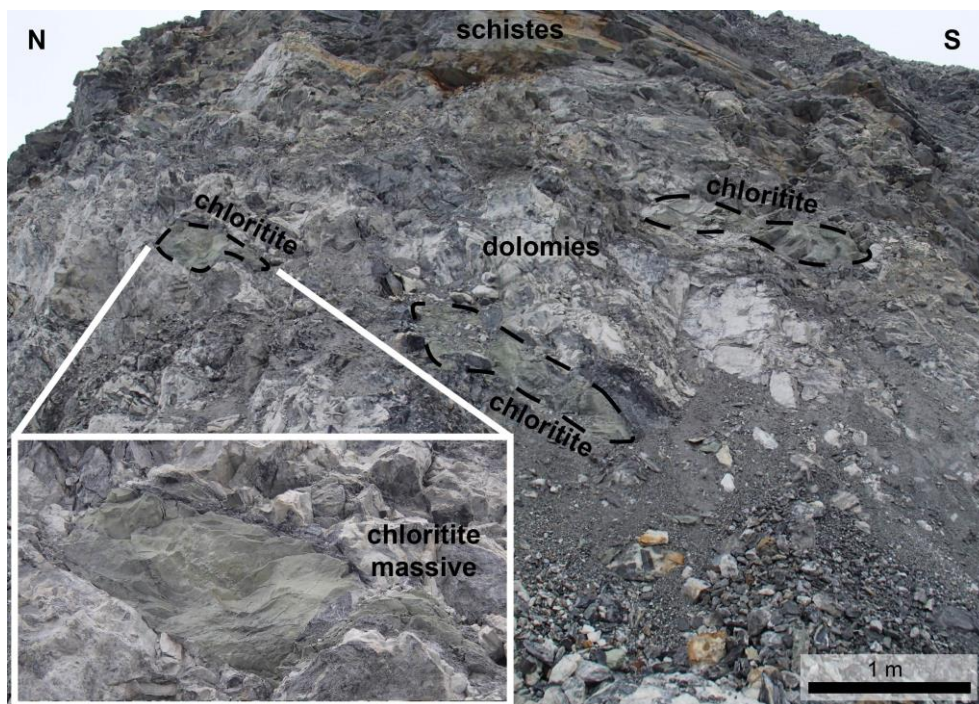


Figure II-34 : Pegmatites du toit intrudées dans les dolomies.

Ils sont orientés est-ouest à plongement moyen vers le sud et ne sont pas affectées par la schistosité comme les autres chlorites du gisement. Ces chloritites du toit sont donc soit postérieures à la schistosité, soit préservées des déformations qui ont affectées les chloritites et les talcitites.

L'ensemble des données structurales du Silurien est présenté dans le stéréogramme de la **figure II-35**. La dispersion des données structurales montre l'aspect très tectonisé des roches du Silurien.

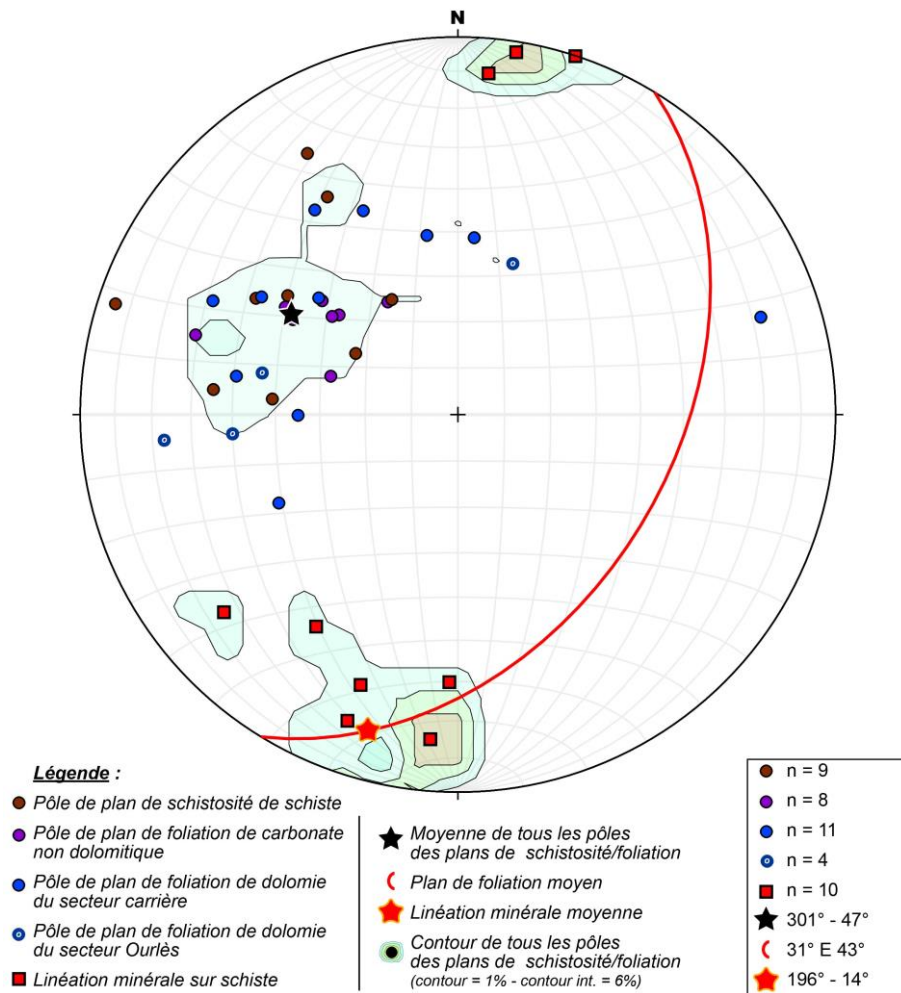


Figure II-35 : Stéréogramme des faciès du Silurien.

b. Le Dévonien et le Carbonifère

Le Dévonien est séparé en deux unités structurales par un accident tectonique sub-parallèle à la foliation/schistosité majeure régionale du Paléozoïque supérieur. La présence de cet accident est déduite de la nature plus intense et localisée de la déformation à son niveau, ainsi que du type de cette déformation, à caractère nettement cisailant. Comme il sépare deux unités constituées de Dévonien lithologiquement différents (calcschistes plus ou moins gréseux pour la partie inférieure, carbonates massifs pour la partie supérieure) dont la superposition pourrait reconstituer l'ensemble de la série dévonienne, il est difficile de l'interpréter sans équivoque en termes de chevauchement, ce qui a été fait par d'autres auteurs (Raymond, 1987). Cet accident porte une linéation d'étirement en moyenne N-S. Quelques critères de cisaillement montrent un déplacement vers le sud du bloc supérieur.

Sous cet accident, la partie inférieure du Dévonien montre une déformation pénétrative souple avec foliations, plis, schistosités et transpositions. Au-dessus, la partie supérieure du Dévonien, essentiellement composée de carbonates plus massifs, montre une déformation pénétrative parfois intense avec développement d'une foliation. Le Carbonifère que l'on a pu observer est essentiellement métapélitique et semble surmonter le Dévonien "normalement". Nous n'avons pas retrouvé les niveaux de lydienne à nodules phosphatés décrits dans la littérature.

Globalement, l'ensemble dévono-carbonifère est marqué par une foliation/schistosité de plan axial de plis intenses à plan axial à pendage "externe", c'est à dire vers l'extérieur du massif, avec transposition souvent totale du litage sédimentaire d'origine dans les flancs des plis. Le style de la déformation de ces deux unités suggère une déformation dans un contexte plutôt chaud avec recristallisations syn-cinématiques. Des scapolites, minéral caractéristique du métamorphisme nord-pyrénéen créacé, ont d'ailleurs été observés dans le Dévonien entre le Rocher de Scaramus et Trimouns (**Fig. I-42**).

c. Le Mésozoïque

La base du Mésozoïque est en contact anormal avec le Paléozoïque et est constituée par une série bréchique. Une coupe lithologique détaillée (**Fig. II-36a**) réalisée au Sarrat de Caudeval montre du Secondaire vers le Dévonien la succession suivante :

- des brèches polygéniques à éléments essentiellement mésozoïques mais aussi paléozoïques supérieurs (**Fig. II-36b**), qui forment ce qu'on appelle la "brèche de la *ZIM*" (Saint Blanquat et al., 2016) ;
- un contact tectonique ocre-rouille reprenant des éléments paléozoïques ; ce contact porte une linéation **NO-SE** (**Fig. II-36c**) ;
- des niveaux de cargneules et de brèches plus ou moins polygéniques, pouvant correspondre à certains niveaux du Trias (**Fig. II-36d**) ;
- les calcaires griottes du Dévonien supérieur intrudés par des laves de type andésite (**Fig. II-36e**).

Cette série bréchique est continue et souligne le contact socle-couverture au sud et à l'est du massif du St Barthélémy. Entre le rocher de Scaramus et le pic de Géral, ainsi qu'à Bestiac, les "brèches de la *ZIM*" qui contiennent des éléments de péridotite (**Fig. II-37**).

Ces observations montrent le caractère tectonique du contact socle couverture de l'est du massif du St Barthélémy. Elles montrent également son caractère nécessairement polyphasé, puisque les péridotites contenues dans les brèches doivent nécessairement provenir du manteau sous-continental exhumé. Cet accident correspond donc vraisemblablement à un détachement qui a exhumé le manteau, et qui a été ensuite inversé lors de la collision pyrénéenne, ce qui a "ramené" les brèches à éléments de péridotite sur le Paléozoïque.

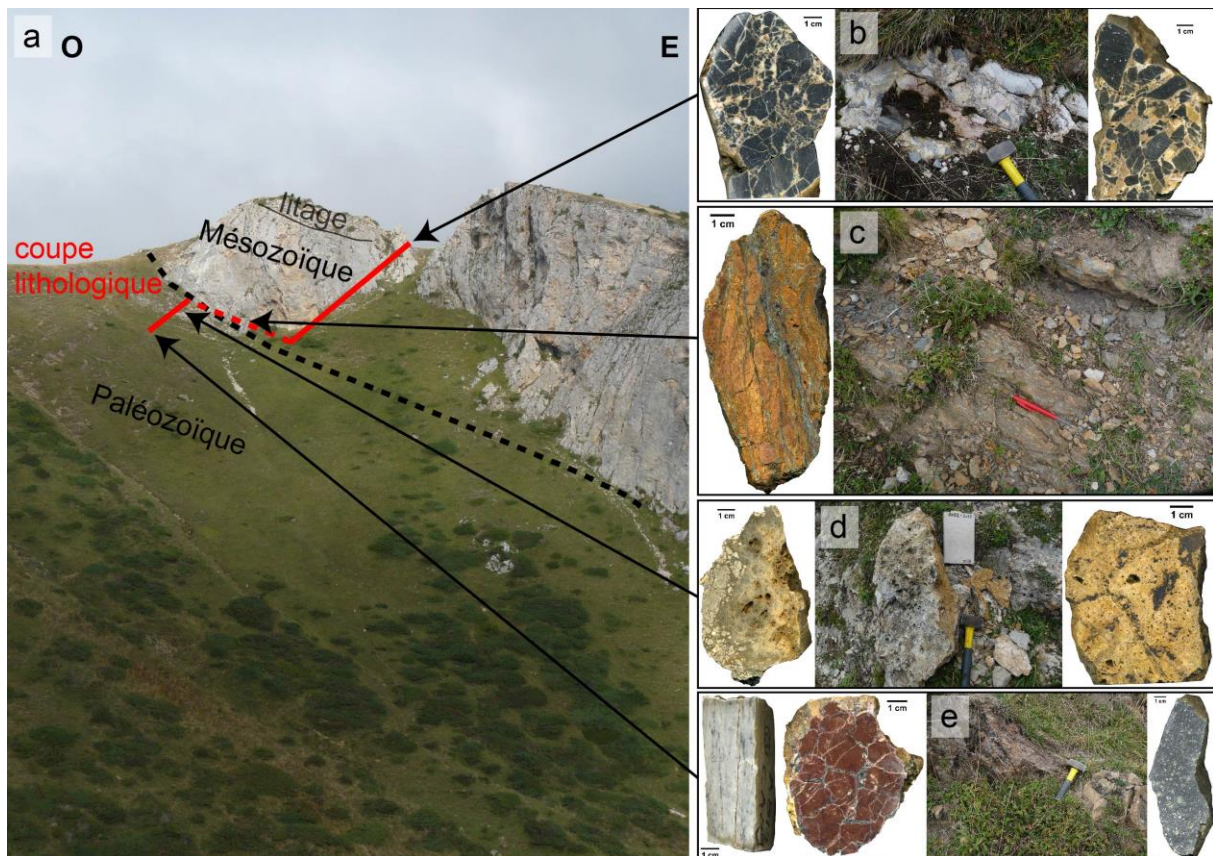


Figure II-36 : Sarrat de Caudeval ; (a) tracé de la coupe lithologique, (b) brèche mésozoïque, (c) faciès au contact avec le Paléozoïque, (d) cargneule et brèches triasiques, (e) calcaire griotte et roche magmatique intrusive.

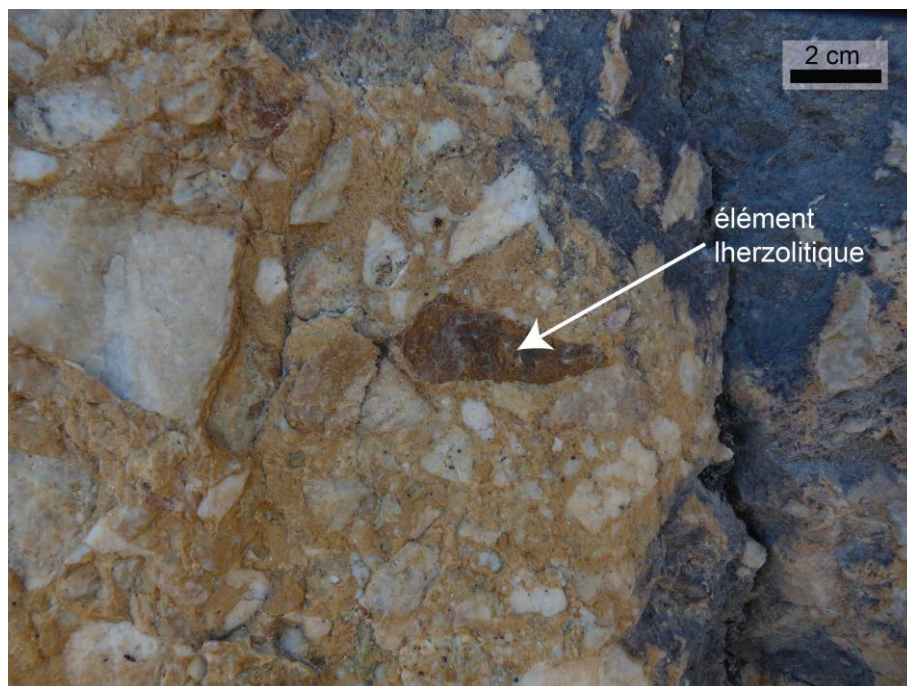


Figure II-37 : Brèches de la *ZIM* contenant un élément lherzolitique.

C) Synthèse et modèle

(1) Les cartes

L'acquisition des données cartographiques s'est déroulée en plusieurs étapes. Pour les cartes détaillées de la carrière de Trimouns (**annexe 2.b, 2.c, 2.d**), une première campagne de terrain a été menée lors de la période d'extraction du talc de 2012. Des compléments furent apportés lors de campagnes de terrain ultérieures en 2013 et 2014 notamment au niveau du site de la carrière où de nouvelles zones sont fréquemment mise à jour. L'exploitant a mis à disposition un fond cartographique de 2012 à l'échelle 1:5000 couvrant la zone géographique de l'exploitation de Trimouns pour reporter précisément les éléments cartographiques et structuraux. Pour les cartes plus larges (**Fig. II-38 - annexe 2.e et 2.f**), les levés ont été effectués dans le cadre de cette thèse, à l'occasion de plusieurs stages de M2 recherche sur des sujets cartographie-terrain sur le contact socle-couverture, et dans le cadre du lever de la feuille au 1:50000 d'Ax-les-Thermes par le BRGM. Les données sont reportées sur le fond topo IGN au 1:25000.

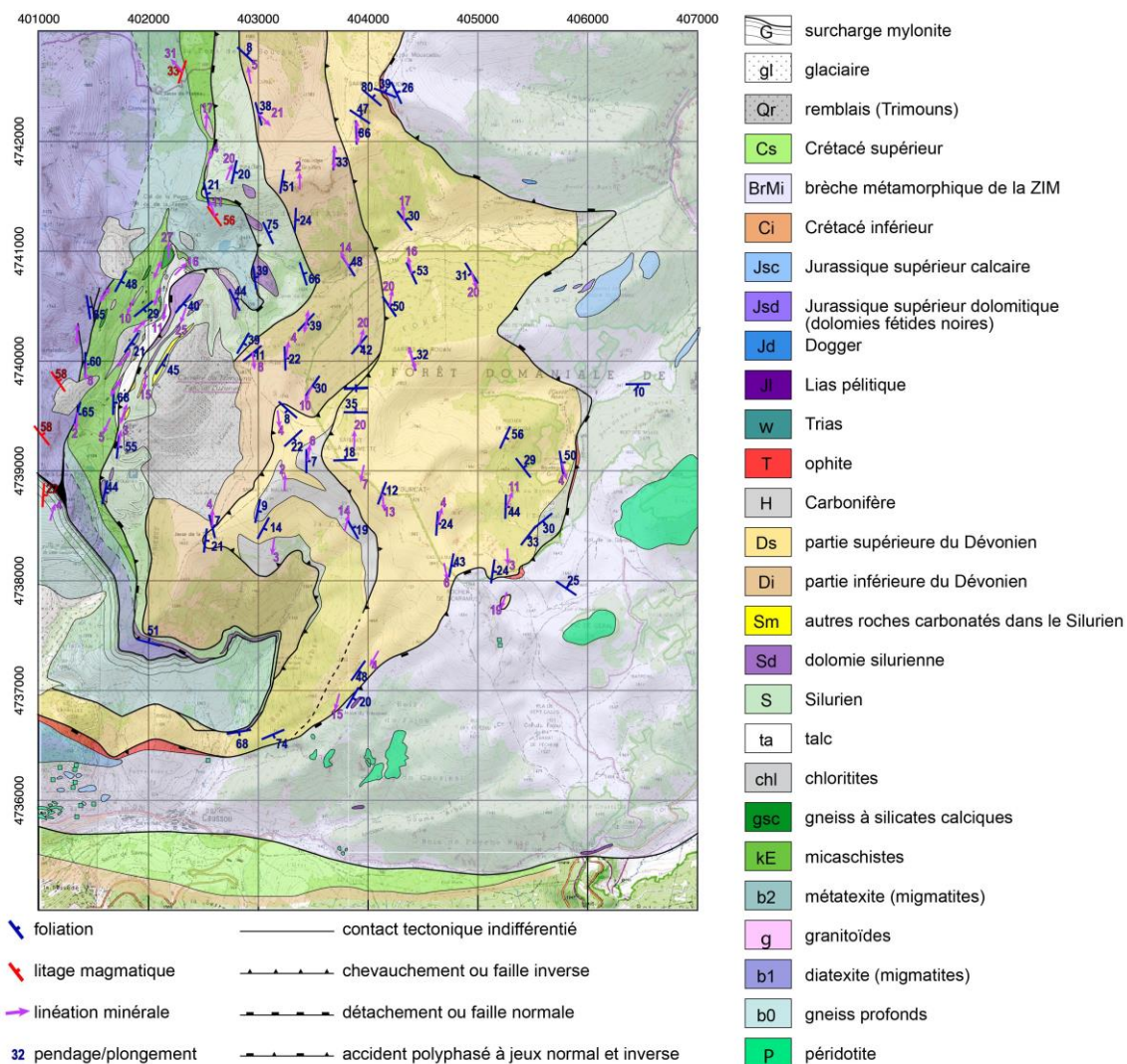


Figure II-38 : Carte de la zone orientale du massif du Saint Barthélemy (détail en **annexe 2.e et 2.f**).

a. Analyse des cartes géologiques

*Relations entre la **BMM** et la **F1*** : on voit sur la carte que la **F1** se connecte à la **BMM** sans que l'une ne recoupe vraiment l'autre, ce qui montre qu'il est raisonnable de penser qu'elles ont fonctionné de manière plus ou moins synchrone. L'association entre le jeu top vers le nord de la **BMM** et dextre de la **F1** montre un déplacement plus important du bloc supérieur situé à l'est de la **F1**, c'est à dire de l'ensemble mur, gisement et toit de Trimouns, par rapport à celui situé à l'ouest, ce qui peut expliquer la rotation des structures qui passent d'est-ouest dans la partie occidentale du massif à nord-sud dans sa partie orientale.

L'accident du talc (le contact talcité - Silurien) : la carte montre d'abord que la **BMM** est recoupée par l'accident du talc au niveau de la boutonnière de Caussou. Si on regarde à une échelle plus large, on voit que l'accident du talc se poursuit vers le nord en restant à l'interface micaschistes - Silurien, alors que vers le sud, il descend dans la série puisque vers la boutonnière de Caussou, il met en contact les gneiss granulitiques et la partie inférieure du Dévonien. Il y est donc très fortement soustractif. On observe également que sa géométrie est variable et forme des successions de plats et de rampes : il est sub-horizontale dans la partie nord de Trimouns puis devient fortement penté vers le sud pour s'horizontaliser à nouveau au nord de la boutonnière de Caussou et enfin se verticaliser au sud de cette dernière. Cette géométrie en plat et rampe est également visible au nord de Trimouns au Pradas. Cette géométrie sepercute sur les différentes unités du toit.

*Le contact toit du socle - base de la **ZIM*** : la géométrie de ce contact tectonique (voir plus haut) est sub-horizontale à peu pentée vers l'est dans la partie est, ce qui montre que dans cette région, la **ZIM** est posée à plat sur le socle. Il se verticalise quand il passe au sud du massif et au sud de la boutonnière de Caussou ; l'accident du talc et le contact socle - base de la **ZIM** sont parallèles et verticalisés de la même manière tous les deux. Ceci peut montrer que la fin de l'évolution géologique de ces deux accidents est la même.

b. Analyse des cartes structurales et de la cinématique

Les données utilisées pour établir ces cartes ont été acquises durant ce travail. Nous y avons ajouté les données issues de St Blanquat (1985) après relocalisation sur le fond topo actuel. Les cartes sont à retrouver en **annexe 2.b, 2.c, 2.d, 2.e et 2.f**.

L'analyse de la carte des structures planaires montre une structure sigmoïde du gisement, avec une succession du nord vers le sud de zones structurées suivant des directions **NE-SO** à **NE-SSO** puis de zones structurées suivant une direction **N-S**. L'orientation de la structure planaire devient plus régulière quand on s'éloigne du gisement, vers le haut et vers le bas.

Dans certains cas, la schistosité est parallèle aux limites lithologiques à l'échelle cartographique : la schistosité dans le talc est parallèle au contact talcité-Silurien, et la schistosité dans les talcités et chloritites est parallèle à leur contact mutuel. Dans d'autre cas, comme pour la transition micaschistes – chloritites, la schistosité, bien que globalement parallèle à la transition micaschiste – chloritite, traverse parfois cette transition sans discontinuité apparente ou changement d'orientation, alors que dans d'autre cas, autour des écaillés mur par exemple, il semble que la schistosité dans les chloritites est sécante sur celle de l'écaillé mur et l'entoure, comme les boules de pegmatites sont entourées par la schistosité des

chloritites et des talcitites. La schistosité dans le toit est recoupée par le contact du talc. Dans les migmatites et les micaschistes, les sigmoïdes de part et d'autre de la **FI** indiquent clairement son jeu dextre.

Les linéations portées par les foliations et schistosités montrent la même organisation, un petit peu moins marquée peut-être, avec une orientation moyenne des lignes plus centrées autour de **NNE-SSO**, et ce quel que soit la lithologie. A une échelle plus grande, la carte élargie (**Fig. II-38**) montre également une orientation des linéations **N-S** (en moyenne) dans toute la pile lithologique des gneiss au Carbonifère.

Excepté pour les failles normales tardives et pour les cisaillements des structures **C/S** précoces observées dans les micaschistes à l'approche de la **FI**, nous n'avons pas pu documenter des sens de cisaillement clairs dans le gisement. Dans les chloritites et les talcitites, de rares critères top nord et top sud ont pu être observés, et tout ceci témoigne probablement d'une déformation plutôt coaxiale, comme le montre la déformation autour des boules de pegmatite. L'étude cinématique détaillée sur affleurement et sur lame mince orientée reste à faire.

Au premier ordre on observe donc une grande homogénéité des structures. Les relations de terrain et les relations avec la minéralisation montrent pourtant que ces structures se sont faites à des températures différentes et sont d'âges probablement différents. Ceci pose la question du rôle de l'héritage structural à la fois dans la métasomatose et les déformations associées.

(2) Les coupes

Les coupes à l'échelle de la carrière ont été contraintes par l'ensemble des données de sondage du bloc modèle 2012 de Trimouns réalisé sur le logiciel Datamine par Imerys Talc Luzenac France. Elles ont été interprétées à l'aide des données structurales de terrains et des lames minces. Des coupes structurales à plus grande échelle ont été levées entre le mur de Trimouns et le contact avec le Mésozoïque. Leur but est de montrer comment la structure de Trimouns s'intègre dans la structure régionale.

➤ Trimouns

Jusqu'ici, la structure du gisement n'avait été abordée que par des coupes perpendiculaires à la structuration principale. Mais l'observation d'une linéation parallèle à cette structuration partout dans le gisement, dans le mur et dans le toit, et ce pour toute l'histoire de la déformation à Trimouns, exceptée la déformation cassante tardive, montre que l'orientation pertinente pour faire des coupes structurales et appréhender la cinématique globale est **NNE – SSO**. Deux coupes de synthèse ont donc été réalisées, une orientée **NNE-SSO**, c'est à dire parallèle à l'orientation moyenne de la linéation à Trimouns, et l'autre **ONO-ESE**, perpendiculaire à cette linéation et à la structuration d'ensemble du gisement. Ces coupes sont localisées sur la **figure II-39**.

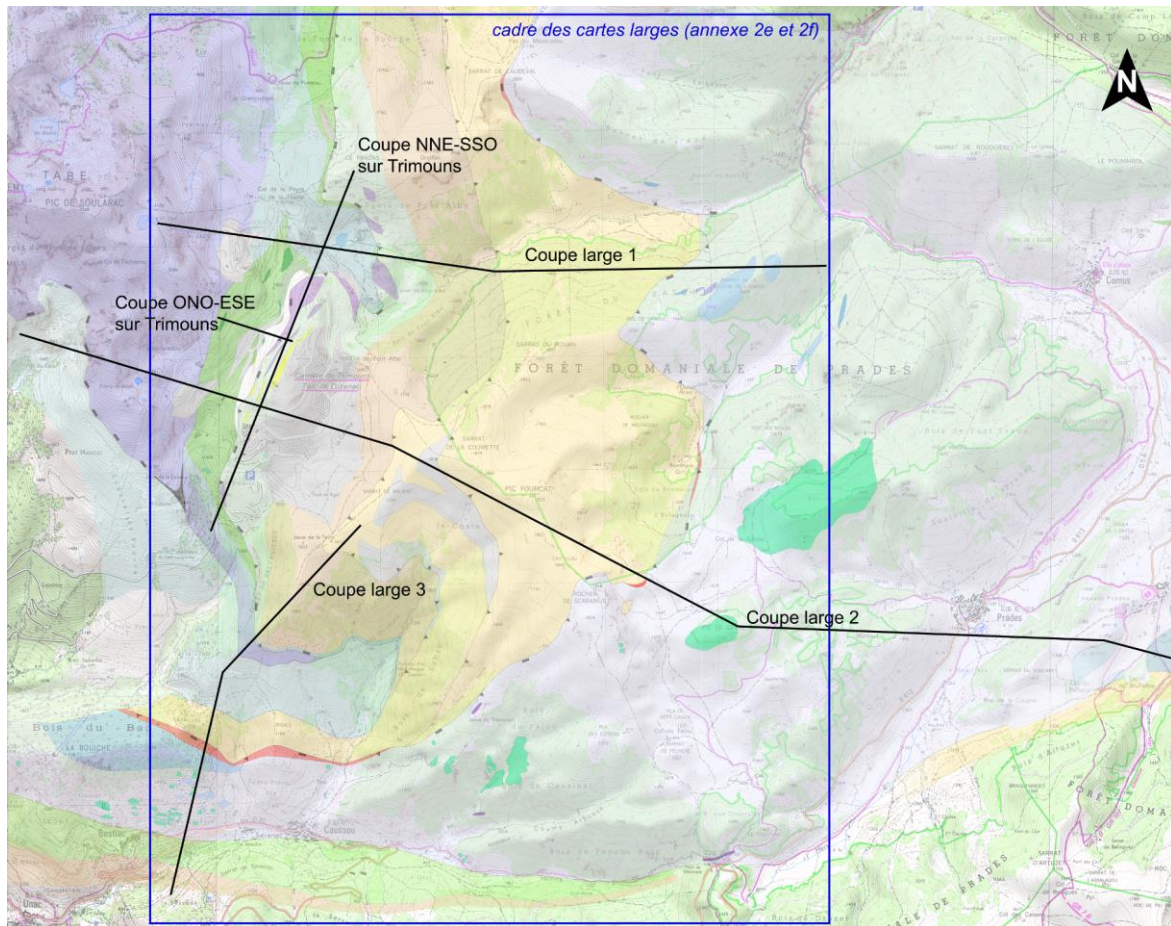


Figure II-39 : Positionnement des coupes géologiques générales.

La coupe **NNE-SSO** (**Fig. II-40**) montre une géométrie du gisement et du toit avec une schistosité à faible pendage, recoupée par endroit par des plans de cisaillement à plus fort pendage vers le sud. Cette géométrie de type *C/S* peut s'interpréter de deux manières :

- (1) soit en cisaillements top vers le sud, les plans à pendage plus fort étant alors interprétés en cisaillements synthétiques du cisaillement général ;
- (2) soit en cisaillement top vers le nord ; la structure d'ensemble ne montre cependant pas de rebroussements ou de plis qui pourraient accompagner ce mouvement top vers le nord.

L'absence de critères cinématiques non-ambigus ne nous permet pas de trancher à ce stade de l'étude avec les seules données structurales en notre possession.

La coupe **NNE-SSO** est construite avec la carte de Trimoins (**annexe 2.b**) et les coupes sériées (**annexe 2.g**) tirées du modèle du gisement par Imerys talc.

La coupe **ONO-ESE** (**Fig. II-41**) est centrée sur la géométrie du gisement. Elle est contrainte pour les données de sondages de la série 114 ; les tracés géologiques transparents sont au-dessus de la topographie actuelle mais sont contraints par les données de sondages anciens. Cette coupe montre une géométrie plus symétrique avec un contact talc-Silurien qui a une géométrie en plat et en rampe, qui définissent des amandes apparemment étirées parallèlement à l'orientation moyenne du gisement. On observe également que le front de métasomatisme est globalement parallèle à la structuration principale mais qu'il a tendance à descendre plus profondément quand on monte dans le gisement. On note que, dans les sondages, des « écailles toit » sont indiquées dans la minéralisation (schistes siluriens

dans les talcites). Suivant le même processus que les écailles mur, ces roches stériles seraient liées à un écaillage des roches paléozoïques le long de l'accident du talc. Cependant, aucune observation en carte ne permet de voir ces éléments dans le gisement. Ces écailles toit ne sont d'ailleurs pas mentionnées dans les derniers travaux cartographiques sur la carrières (Fortune et al. ; 1980 ; Arnoux et Majza, 1986). La présence de corps déstructurés du toit est donc marginale par rapport aux écailles murs.

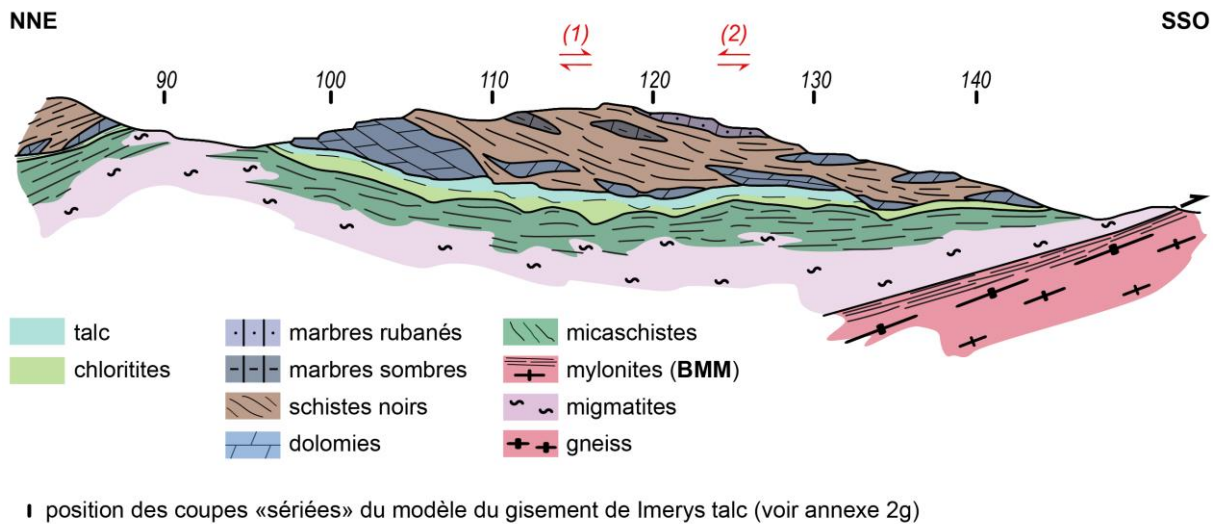


Figure II-40 : Coupe NNE-SSO sur Trimouns.

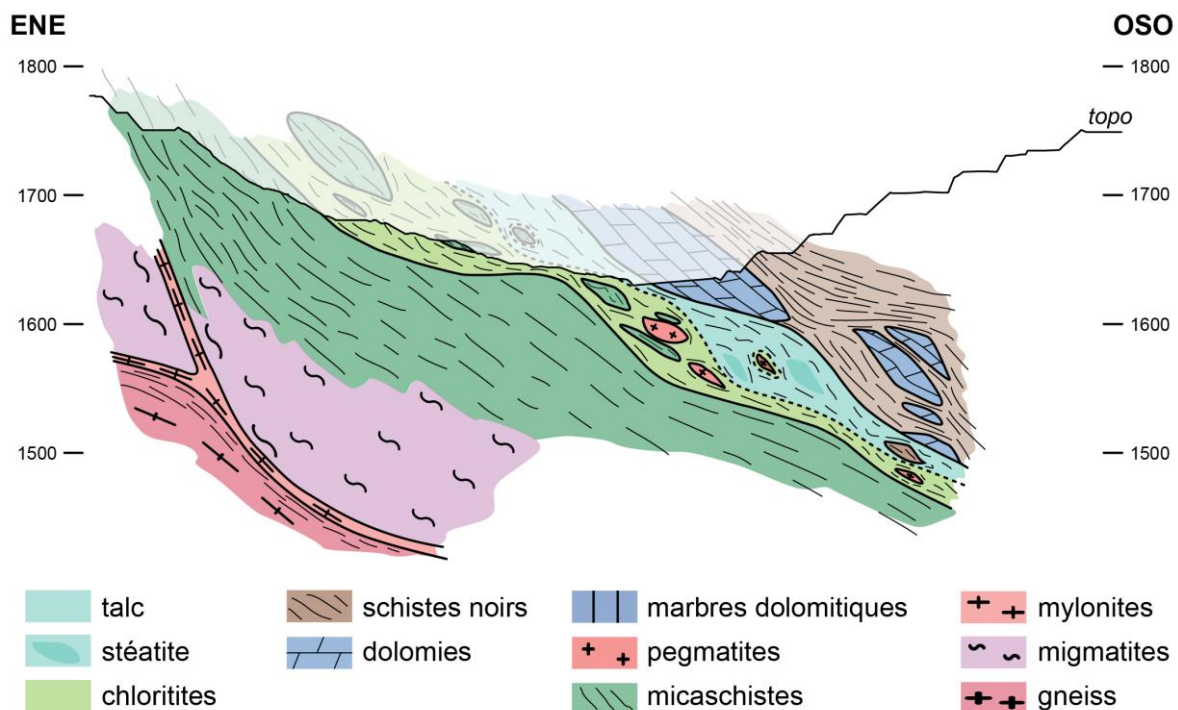


Figure II-41 : Coupe ONO-ESE sur Trimouns.

Ces deux coupes montrent de manière claire la structuration finale du gisement par une déformation syn- à post-minéralisation, qui a pour effet de créer des zones où la minéralisation est plus épaisse.

➤ Trimouns dans son environnement géologique

Les deux coupes larges **E-O** qui recourent Trimouns et qui vont l'une vers la vallée du Basqui (coupe large 1 - **Fig. II-42**), l'autre vers la lherzolite du pic de Géral en passant par le mont Fourcat et le rocher de Scaramus (coupe large 2 - **Fig. II-43**) montrent toutes les deux la même géométrie et la même structure. Ces coupes sont perpendiculaires aux directions cinématiques relevées dans le Paléozoïque supérieur. Les styles différents de la déformation dans ces unités paléozoïques sont probablement liés aux différences de composition lithologique. Le Silurien schisteux agit vraisemblablement comme un niveau de décollement et est cisailé dans toute son épaisseur. On y voit bien la **ZIM** bréchique à éléments de péridotite posée sur les séries anté-mésozoïques par l'intermédiaire d'un contact plat ou à pendage moyen vers l'est. La coupe qui passe par le pic de Géral montre que la **ZIM** est posée sur une série migmatitique à Montaillou. L'accident du talc doit donc s'enraciner en profondeur quelque part à l'ouest de cette zone.

La coupe Trimouns- Bestiac (coupe large 3 - **Fig. II-44**) est sub-parallèle à la cinématique anté et syn-minéralisation. La cartographie et l'observation fréquente de minces niveaux talco-chloriteux dans l'accident nous permettent de prolonger l'accident du talc vers le sud et de l'enraciner au sud de la boutonnière de Caussou, parallèlement au contact Paléozoïque supérieur – **ZIM**. On constate que le contact talco-chloriteux rapproche l'ensemble gneiss et migmatites, ici fracturé, faillé et plissé, et le Paléozoïque sup qui montre une déformation cisailante à vergence sud. Ce contact est donc de plus en plus soustractif vers le sud, où le Silurien est lui-même réduit à de rares lentilles discontinues.

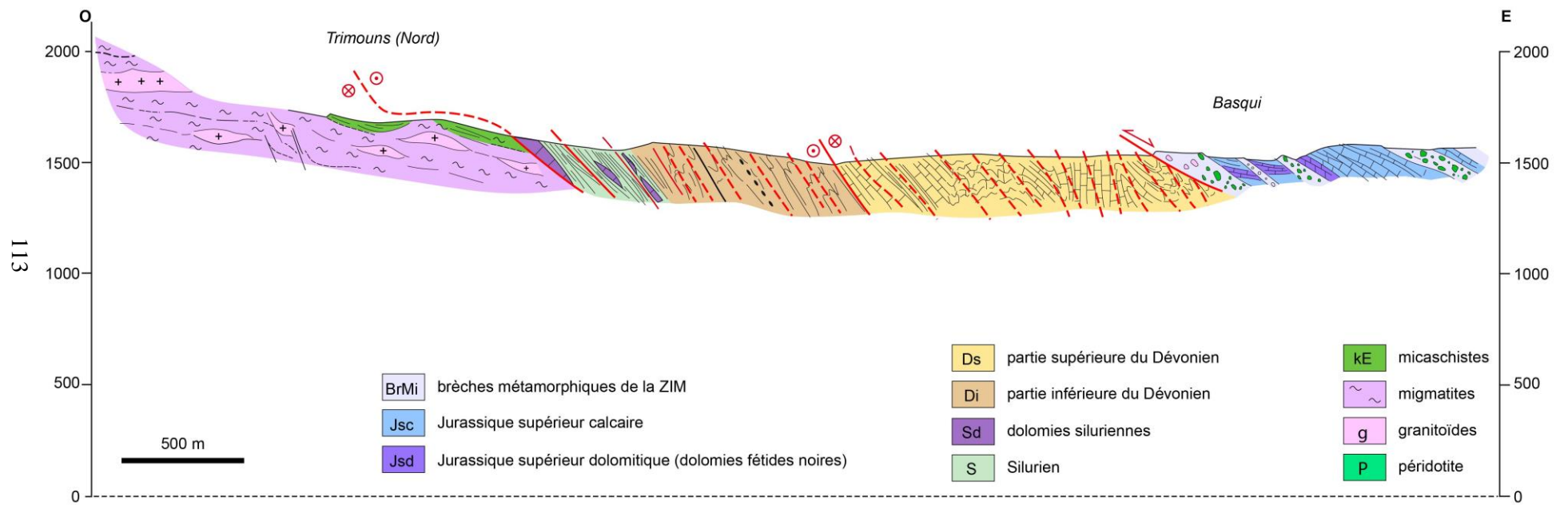


Figure II-42 : Coupe large 1 ; Trimouns - Basqui.

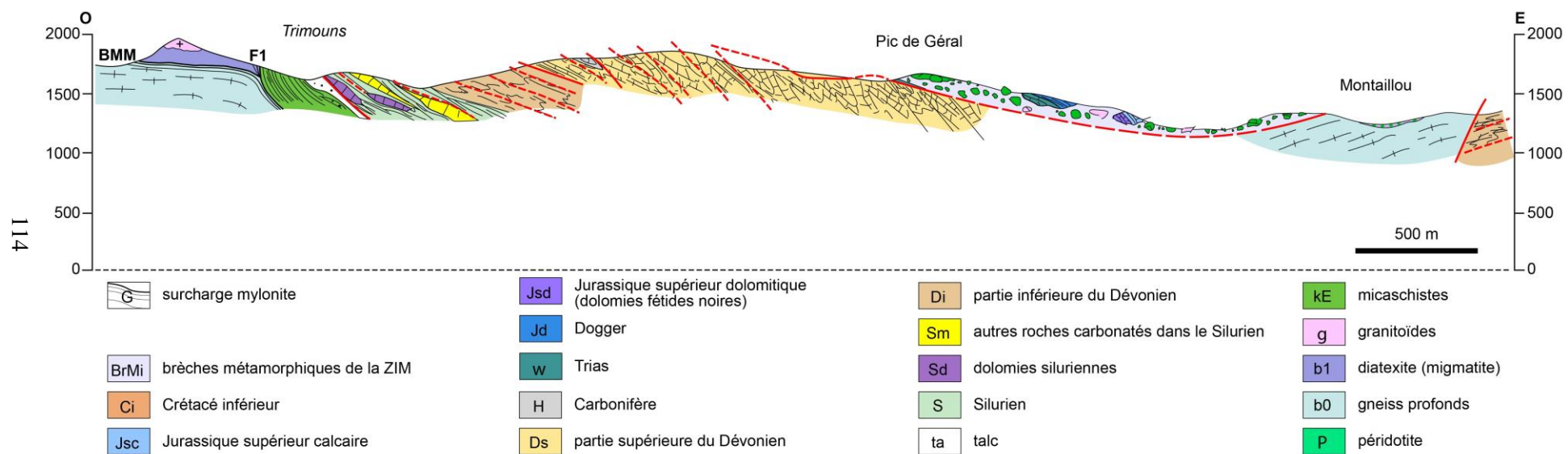


Figure II-43 : Coupe large 2 ; Trimouns - Montailou.

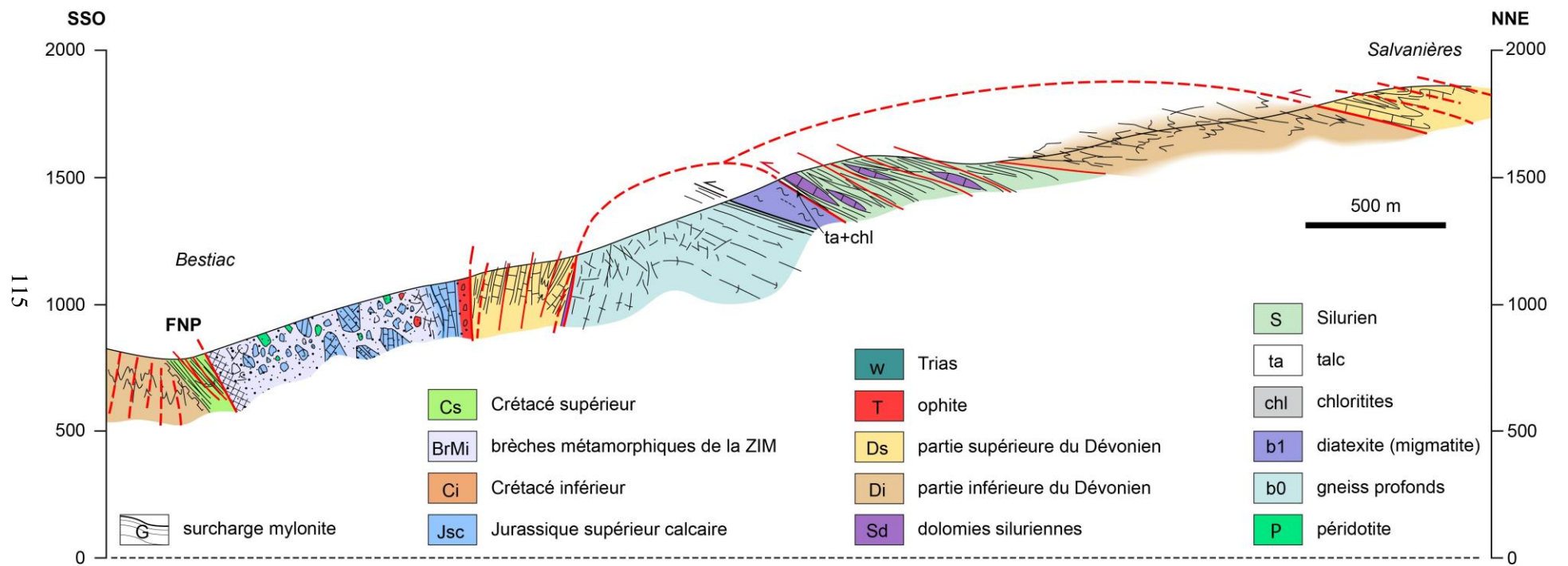


Figure II-44 : Coupe large 3 ; Bestiac - Trimouns.

(3) Histoire de la déformation

a. Dans le mur

Pour l'histoire tectono-métamorphique des unités du mur, et dans la mesure où aucune de nos observations ne les invalide, on se référera aux conclusions de St Blanquat (1989, 1993) et à St Blanquat et al. (1990). La structuration majeure du mur est due à un continuum de déformation en contexte rétro-morphique depuis le pic du métamorphisme HT-BP qui a formé les granulites et les migmatites jusqu'aux mylonites (*BMM, FI*), aux ultramylonites et zones de cisaillement en contexte schiste vert, en passant par la foliation des gneiss. Toutes ces déformations ont la même cinématique top-sud avec une linéation NNO-SSE.

b. Dans le gisement

Toutes les observations sur les relations entre minéralisation et déformation dans le gisement sont résumées sur la **figure II-45** pour les chloritites et sur la **figure II-46** pour les talcitites. Elles montrent d'abord une minéralisation polyphasée. Elles montrent ensuite des relations complexes entre minéralisation et déformation, qui peuvent se résumer par la chronologie relative suivante :

- une ou plusieurs déformations anté-minéralisation, que l'on retrouve aujourd'hui dans les structures héritées ;
- une phase de minéralisation statique, sans déformation associée, qui a formé la stéatite, et peut-être les chloritites des pegmatites ;
- une ou plusieurs phases de minéralisation successives associées (foliation) ou non (veines) à une ou plusieurs phases de déformation pénétrative, qui forment le talc folié et les veines de talc.
- une phase de déformation tardi- à post minéralisation qui forme la schistosité majeure du gisement, tout en restant dans les conditions de formation de la chlorite et du talc (recristallisation ?).
- une phase cassante tardive.

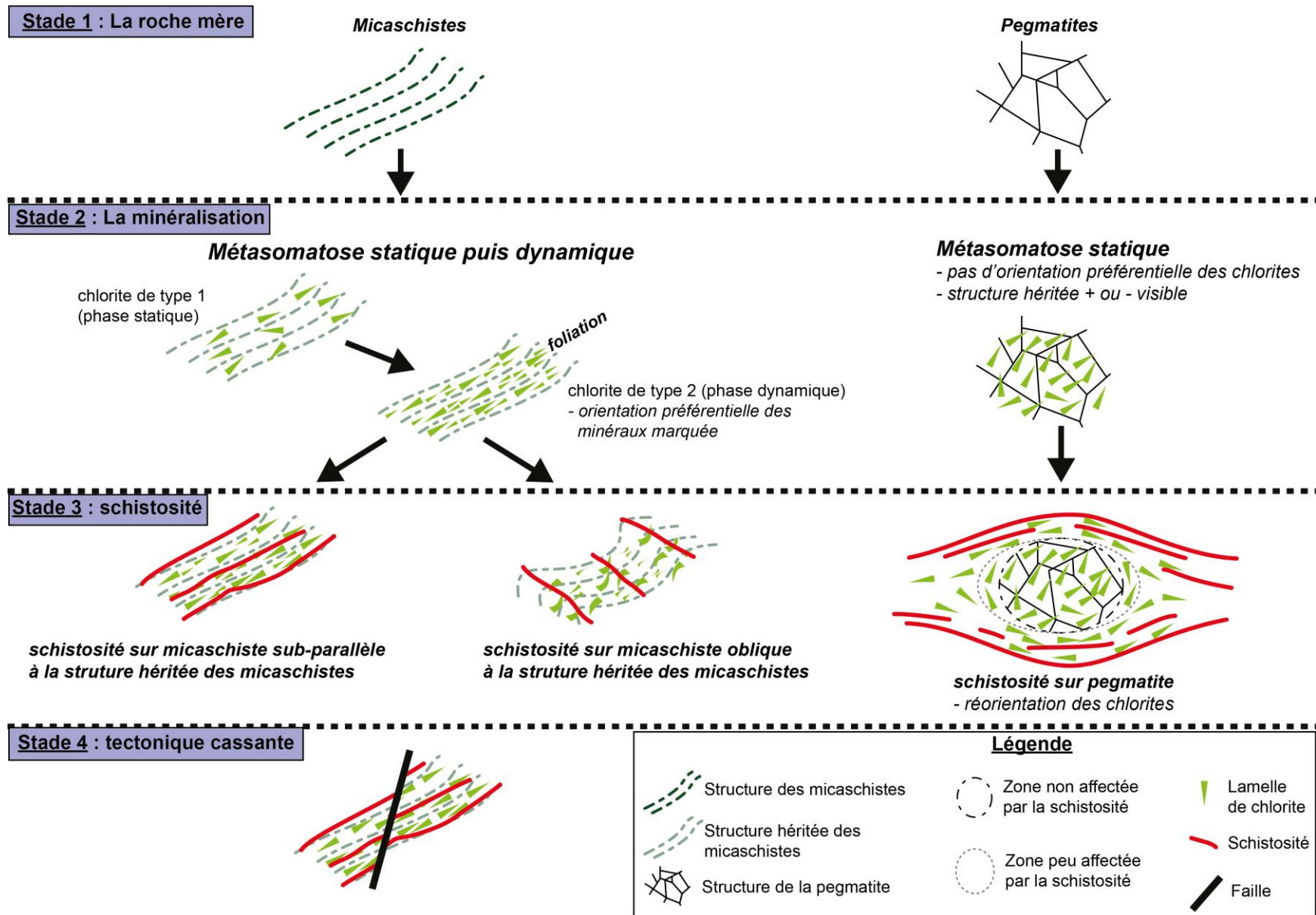


Figure II-45 : Stades structuraux des chloritites.

Stade 1 : La roche mère



N.B. : les talcites précipitant directement du fluide ne peuvent pas être présentées à cette étape ; les structures qu'elles portent sont celles postérieures au stade 1

Stade 2 : La minéralisation

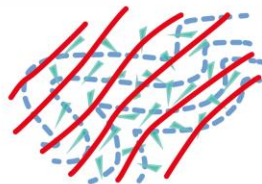
Métasomatose statique :
 - pas d'orientation préférentielle
 - structure héritée + ou - visible

Métasomatose dynamique :
 - orientation préférentielle des lamelles de talc
 - structure héritée + ou - visible
 - localisation de la déformation possible

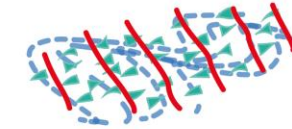


minéralisation tardive

Stade 3 : schistosité



schistosité sur stéatite



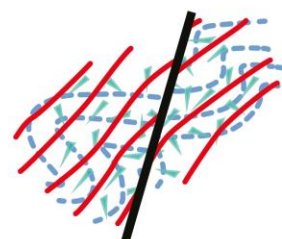
schistosité oblique à l'orientation préférentielle des minéraux de talc



schistosité parallèle à l'orientation préférentielle des minéraux de talc



Stade 4 : tectonique cassante



Légende			
	Structure de la dolomie		Schistosité
	Structure héritée de la dolomie dans les talcites		Veine de talc
			Faille

Figure II-46 : Stades structuraux des talcites.

c. Dans le toit

La déformation des unités du toit est complexe et hétérogène. De par sa déformabilité, le Silurien n'est pas un bon marqueur de la déformation. Il est intensément cisailé et les niveaux de roches carbonatées qu'il contient sont boudinés et transformés en lentilles tectoniques. Le Dévonien est lui aussi intensément déformé de manière hétérogène, avec une déformation pénétrative et/ou localisée. Les textures observées semblent montrer une ou des déformations dans un contexte plutôt chaud qui permettent la recristallisation dynamique des carbonates. Une histoire de la déformation polyphasée ne peut pas être exclue.

d. Synthèse et questionnements

La comparaison des histoires structurales dans les trois unités principales étudiées montre que l'on peut dégager la chronologie relative suivante essentiellement sur la base des styles de déformation mais aussi sur des considérations relatives aux textures et aux conditions de déformation.

- 1) Une première structuration est responsable du litage compositionnel dans le mur, et peut-être des plis et schistosités S0-S1 dans les micaschistes et les roches du toit.
- 2) Le métamorphisme HT-BP et l'anatexie, suivis de l'intrusion de magmas divers (mur et toit).
- 3) La déformation majeure pénétrative syn à post pic thermique du métamorphisme affecte l'ensemble des roches du mur et du toit (foliation des gneiss, cisaillement et plis des leucosomes migmatitiques, boudinage des GSC etc.) avec une cinématique **NNO-SSE** top vers le sud/dextre. Cette déformation produit un amincissement vertical et donc une réduction de la série.
- 4) Localisation de la déformation, formation de la **BMM** et de la **FI**. Les roches du toit, ne présentent pas ces localisations de zones extrêmement déformées. La cinématique est toujours **NNO-SSE** top vers le sud/dextre.

N.B. : Les étapes 2, 3 et 4 semblent se dérouler dans un continuum tectono-rétromorphique.

- 5) Formation de la minéralisation talco-chloriteuse en plusieurs étapes qui fossilise la structuration antérieure :
 - a - possibilité d'une première phase de minéralisation statique, sans déformation associée, qui forme la stéatite, et peut-être les chloritites des pegmatites ;
 - b - une ou plusieurs phases de minéralisation successives associées (foliation) ou non (veines) à une ou plusieurs phases de déformation pénétrative, qui forment le talc folié et les veines de talc ;
 - c - une phase de déformation tardi- à post-minéralisation qui forme la schistosité majeure du gisement, tout en restant dans les conditions de formation de la chlorite et du talc.
- 6) Formation du gisement par une déformation cisailante **NNE-SSO** (schistosité, quelques plis cisailants) qui affecte les talcites et les chloritites. Les critères de la cinématique (Top **N** ou top **S**) sont assez ambigus pour ne pas pouvoir trancher.
- 7) Déformation tardive marquée par des glissements avec stries **E-O** d'origine gravitaire ou liée à l'exploitation (instabilité des roches fracturées mécaniquement).

III) Approche thermométrique



Géologue tentant une approche thermométrique (Wikimedia commons).

A) Introduction

La région de Trimouns a subi plusieurs orogénèses. Ses roches portent donc en elles les traces des différents épisodes thermiques majeurs. Les anciens modèles de Trimouns (Fortuné et al., 1980) proposent une formation du gisement dans le cycle varisque exclusivement. Dans ces modèles, les roches paléozoïques (mur et toit) s'inscrivent dans le métamorphisme varisque haute température et basse pression, et le talc plus froid dans la continuité de cet événement.

Cette vision va être renouvelée par Schärer et al. (1999) grâce à des datations U-Pb sur des minéraux associés à la minéralisation de talc-chlorite. Les âges crétacés obtenus placent la formation du talc dans le cycle orogénique alpin. Dans la période précoce du cycle alpin, des influences thermiques notables liées à l'exhumation du manteau et à l'amincissement de la croûte sont mises en évidence dans la Zone Nord Pyrénéenne (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc, 2012 ; Clerc et al., 2015). Une importante métasomatose de même âge (ca. 100 Ma), a été mise en évidence dans la zone axiale mais aussi dans des Massifs Nord Pyrénéens proches de Trimouns (Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014), ou à l'ouest de la chaîne (Massif du Saraillé - Corre et al., 2016). Les fluides responsables de cette métasomatose ont des températures estimées entre 300° et 500°C. La région de Trimouns a potentiellement été influencée par ces différentes influences thermiques varisque et alpine (sensu lato). Comme l'héritage structural décrit dans le chapitre II, le passé thermique de Trimouns est polyphasé.

Sur Trimouns, les études thermobarométriques placent le domaine de formation du talc dans une fenêtre Pression-Température autour de 2 kbar et de 300°C. Un des outils utilisés pour ces estimations est le géothermomètre sur la chlorite. Les résultats obtenus par Parseval (1992) sur les chlorites sont confirmés par les estimations sur inclusions fluides (Parseval, 1992 ; Boiron et al., 2005). Le thermomètre sur chlorite a l'avantage d'être associé à un minéral abondant sur Trimouns, et de fournir des résultats corroborés par d'autres méthodes de thermométrie. Notre premier axe pour étudier la thermométrie est donc articulé autour de la chlorite et des récentes évolutions qu'ont connues les géothermomètres de ce minéral. Un échantillonnage dense du minéral vert, nous permet de prendre en compte les variations de compositions des chlorites et donc des variations de température de formation de la minéralisation.

Pour identifier l'influence des différents cycles orogéniques sur Trimouns et autour, il faut étendre le rayon d'action de l'étude au-delà du gisement seul. La thermométrie Raman sur la matière organique ou « raman spectrometry of carbonaceous material » (**RSCM**) permet de déterminer le pic de température enregistré par les métasédiments au cours de leur histoire métamorphique. Les séries paléozoïques autour de Trimouns sont dérivées de carbonates et de pélites, et contiennent de la matière organique. L'outil **RSCM** étant adapté aux roches étudiées ainsi qu'au contexte polymétamorphique (Delchini et al., 2016), cette méthode constitue notre second axe pour étudier la thermicité autour de Trimouns.

Au moyen de ces méthodes analytiques que nous confrontons aux travaux précédents, nous proposons une approche de l'histoire thermique à Trimouns. Le but de ce chapitre est de différencier ce qui relève du domaine dit froid - la minéralisation, et du domaine dit chaud - le Varisque.

B) Travaux sur les chlorites

(1) Généralités

a. Les chlorites

Les chlorites sont des phyllosilicates TOTO (voir chapitre I - **Fig. I-1b**). La formule minérale de la chlorite exposée dans le chapitre I - $(R^{2+}, R^{3+}, \square)_6 [(Si_{4-x}, Al^3+_x)_4 O_{10}](OH)_8$ (e.g. Wiewióra et Weiss, 1990) peut être développé ainsi :

- pour la couche TOT - $\frac{(R^{2+}, R^{3+}, \square)_3 [(Si_{4-x}, Al^3+_x)_4 O_{10}]}{O} (OH)_2$;

- pour la couche O isolée (type brucite - voir chapitre I) - $(R^{2+}, R^{3+}, \square)_3 (OH)_6$.

N.B. : R représente les cations di- ou trivalents (Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} ...) et \square les lacunes sur site octaédrique (O).

La grande variété de combinaisons d'éléments dans la structure cristalline des chlorites est liée à plusieurs types de substitution de cations intra ou inter feuillets.

Dans les feuillets tétraédriques (T), il peut y avoir des substitutions de cations dites hétérovalentes du Si^{4+} par le Al^{3+} (noté Al^{IV} quand présent dans le feuillet T). Cette substitution de l'aluminium sur le silicium se limite à un taux maximum de 2 Al sur 4 sites disponibles. Cet échange de cation crée un déficit de charge dans le feuillet T.

Dans les couches octaédriques, on dénombre trois types de substitutions :

- les substitutions homovalentes entre cations de même charge ($Al^{3+} \Leftrightarrow Fe^{3+}$; $Mg^{2+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$) ;
- les substitutions hétérovalentes entre cations de charges différentes ($Fe^{3+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$) qui modifient la balance des charges ou l'occupation des sites en créant de lacunes (\square) ;
- la transition dioctaédrique-trioctaédrique $\square \Leftrightarrow Fe^{3+}$.

Entre les feuillets T et O, il existe trois principales substitutions :

- la substitution di/trioctaédrique entre trois cations divalents et deux aluminium octaédriques (noté Al^{VI}) créant une lacune de site \square soit $3(Mg^{2+}, Fe^{2+}) \Leftrightarrow 2Al^{VI} + \square$;
- la substitution de Tschermak entre un cation divalent et un Si^{4+} pour deux cations Al^{3+} (Al^{IV} et Al^{VI}) soit $(Fe^{2+}, Mg^{2+}) + Si^{4+} \Leftrightarrow Al^{IV} + Al^{VI}$
- la substitution ferromagnésienne entre fer et magnésium soit $Mg^{2+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$

Ces substitutions donnent lieu à une classification des chlorites suivant quatre sous-groupes théoriques en fonction de l'occupation des sites octaédriques (Bailey, 1988). On distingue :

- les chlorites tri-trioctaédriques qui ont trois cations par feuillet O (e.g. le clinochlore)
- les chlorites di-trioctaédriques qui ont deux cations dans le feuillet O (de la couche TOT) et trois cations dans le feuillet O isolé (e.g. la sudoïte),
- les chlorites di-dioctaédriques qui ont deux cations dans le feuillet O (de la couche TOT) et deux cations dans le feuillet O isolé (e.g. la donbassite),
- les chlorites tri-dioctaédriques qui ont trois cations dans le feuillet O (de la couche TOT) et deux cations dans le feuillet O isolé, ce dernier groupe ne se retrouve pas dans la nature.

Les grands types de substitutions en fonction des sous-groupes de chlorites sont résumés par Baldeyrou-Bailly (2003) qui présente les différents échanges de cations entre les pôles purs de chlorite (**Fig. III-1**).

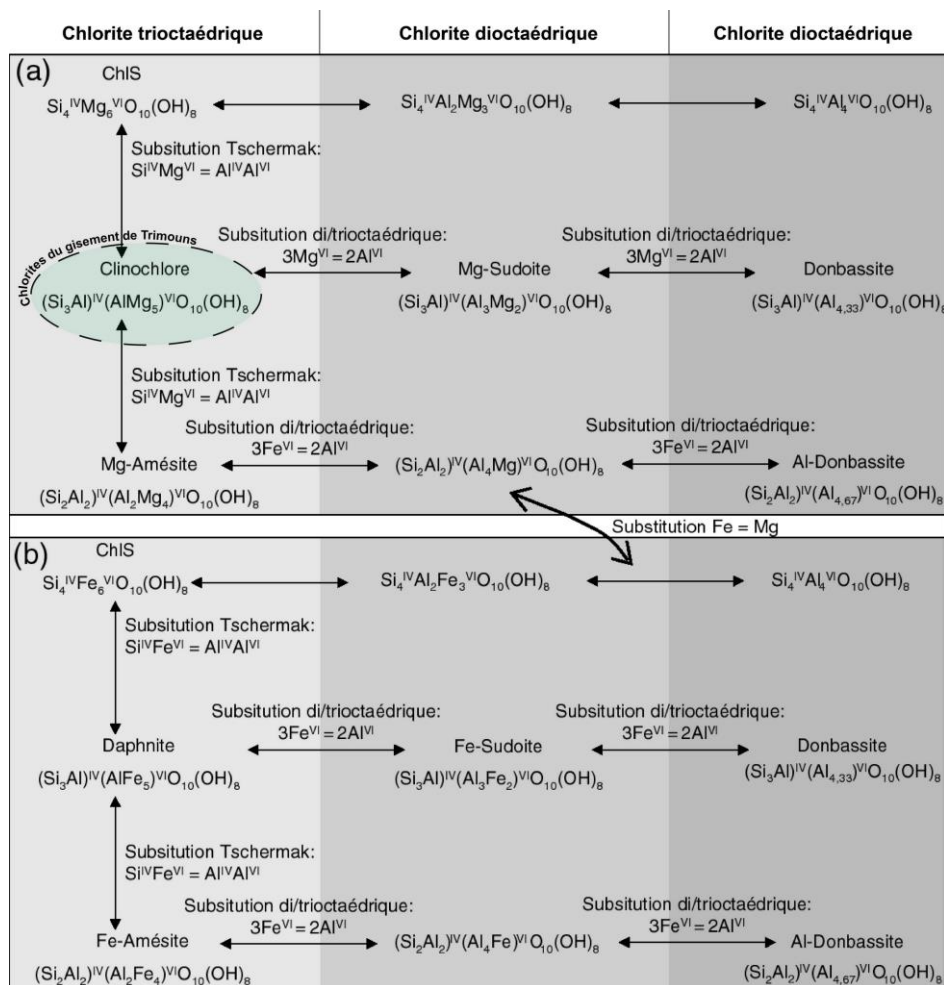


Figure III-1 : Pôles purs et intermédiaires des chlorites (naturels ou théoriques) ; ainsi que les substitutions les reliant entre eux, pour les pôles Mg (a) et Fe (b). *Modifiée de Baldeyrou-Bailly, (2003).*

Comme évoqué précédemment, les travaux de Moine et al., (1989) et de Parseval (1992) classent les chlorites de Trimouns dans le domaine des chlorites magnésiennes. Ces études montrent également que les chlorites hydrothermales du gisement sont très proches du pôle magnésien clinochlore (chlorite trioctaédrique), alors que les chlorites provenant de roches moins altérées (micaschistes ou schistes) sont de moins en moins magnésiennes et plus alumineuses. Parseval (1992) conclut que le passage des chlorites des zones peu/pas altérées aux chlorites hydrothermales est illustré par la substitution de Tschermak (**Fig. III-1**) associée à une diminution du nombre de lacunes □ suivant la substitution di/trioctaédriques (**Fig. III-1**). Ces observations sont en accord avec une métasomatose magnésienne qui génère des chlorites de plus en plus riches en magnésium en fonction du degré d'altération de la roche mère.

b. Les géothermomètres

Plusieurs géothermomètres ont été développés à partir des chlorites. Ceux-ci sont basés sur la composition chimique du minéral.

On référence trois types de géothermomètres :

- ceux qui dépendent d'équations empiriques basées sur la proportion d'Al^{IV} ou sur la proportion de sites octaédriques vacants (\square) (Cathelineau et Nieva, 1985 ; Kranidiotis et MacLean, 1987 ; Cathelineau, 1988 ; Hillier et Velde, 1991 ; Zang et Fyfe, 1995) ;
- les « semi empiriques » s'axant autour de la constante d'équilibre (K) issus d'équation de réaction entre pôles purs (Inoue et al., 2009 ; Bourdelle et al., 2013 ; Bourdelle et Cathelineau, 2015) ;
- ceux basés sur des modèles thermodynamiques prenant en compte les effets liés à la pression et aux compositions variables entre les pôles purs de chlorites (Walshe, 1986 ; Vidal et Parra, 2000 ; Vidal et al., 2001 ; Vidal, 2005 ; Vidal et al., 2006 ; Lanari et al., 2014).

Le thermomètre empirique sur chlorite le plus connu est celui de Cathelineau (1988) régit suivant l'équation suivante : $T^{\circ} = -61.9229 + 321.9772 * Al_{IV}$. Ce thermomètre, calibré pour des températures basses (de 100°C à 350°C), montre une corrélation positive entre l'élévation de la température et l'augmentation du taux d'Al^{IV}. L'inconvénient de ce thermomètre est que si empiriquement on observe que la proportion d'Al^{IV} des chlorites augmente (au détriment du Si) quand la température s'élève, les études au cas par cas montrent que le taux d'Al^{IV} est également dépendant du milieu et de la chimie de la roche et pas uniquement fonction de la température. Dans le but de s'affranchir de cet effet qui néglige la chimie des roches, d'autres thermomètres se basent sur des équations avec les constantes d'équilibre ou sur des modèles thermodynamiques. Ces deux types de thermomètres utilisent des modèles d'activité (thermodynamique) qui permettent de relier la chimie des chlorites avec la température en considérant plusieurs variations de la composition de ces dernières. Les calculs thermodynamiques réalisés à partir d'équations d'équilibres entre des pôles purs de chlorites définis, le quartz et l'eau. La chimie d'une chlorite est ainsi exprimée en fonction de l'activité de chacun de ces pôles. La température est ensuite calculée à partir de ces activités. Le choix des pôles purs utilisés pour calculer les activités peut varier d'un thermomètre à l'autre. Cette différence est à l'origine de la fiabilité de chaque thermomètre pour une gamme de températures spécifiques. Toutes ces méthodes sont basées sur des équilibres chlorite-quartz-eau car la variation en silicium des différents pôles purs de chlorites choisis ne peut pas être compensée dans un simple équilibre.

Parmi ces thermomètres on distingue ceux dont la formule prend en compte la proportion de fer trivalent par rapport au fer total dans le minéral (XFe³⁺) (e.g. Vidal, 2005 ; Lanari et al., 2014), et ceux qui sont moins sensibles à la variation de XFe³⁺ (Vidal et al., 2001 ; Bourdelle et al., 2013). Si XFe³⁺ peut influencer les résultats obtenus par les modèles thermodynamiques et donc la température, mais peut être négligé dans certains cas. Il n'existe pas de géothermomètre de chlorite universel et fiable sur tout type de terrain et gamme de température. Le choix d'un thermomètre adapté dépend du système géologique observé ainsi que des analyses disponibles, par exemple, le calcul du XFe³⁺ nécessite des analyses complémentaires (spectroscopies Mössbauer).

Notre choix pour cette étude va au thermomètre développé par Bourdelle et al. (2013) et à son prolongement par Bourdelle et Cathelineau (2015). Les raisons de ce choix sont liées à plusieurs éléments. En premier lieu, la calibration de ce thermomètre concerne des chlorites formées à des températures inférieures à 350°C et à 4 kbar. Ces conditions de basses températures et de basses

pressions correspondent à celles estimées pour Trimouns avec d'autres méthodes (Boiron et al., 2005). En second lieu, les analyses sur chlorites n'ont pas fait l'objet d'études permettant une estimation du XFe^{3+} . Bourdelle et al. (2013) estiment que la comparaison entre le thermomètre qu'ils proposent et ceux qui prennent en compte le XFe^{3+} offre dans la plupart des cas des résultats semblables à plus ou moins 20°C. Les résultats présentés avec le thermomètre ci-dessous négligent donc la teneur en fer trivalent. Enfin, les chlorites observées à Trimouns ont des compositions qui s'intègrent au modèle de Bourdelle et al. (2013), soit entre les pôles purs sudoïte, amésite, chlorites sans aluminium (Chls - **Fig. III-2**).

Le thermomètre de Bourdelle et al. (2013) est calculé en fonction de la constante K d'équilibre entre ces pôles purs cités précédemment.

La constante d'équilibre K est calculée avec l'équation suivante :

$$\log K = -\frac{9400}{T(^{\circ}K)} + 23.4$$

Ce calcul, appelé **équation linéaire**, est adapté pour des températures inférieures à 350°C. Une seconde équation peut s'appliquer dans les cas où la température de l'équation linéaire est supérieure à 350°C. Il s'agit de l'**équation quadratique** :

$$\log K = \frac{11185729}{T(^{\circ}K)^2} - \frac{56598}{T(^{\circ}K)} + 72.3$$

Bourdelle et Cathelineau (2015) proposent une représentation graphique du thermomètre de Bourdelle et al. (2013) dans un diagramme ternaire entre les pôles purs considérés par leur modèle.

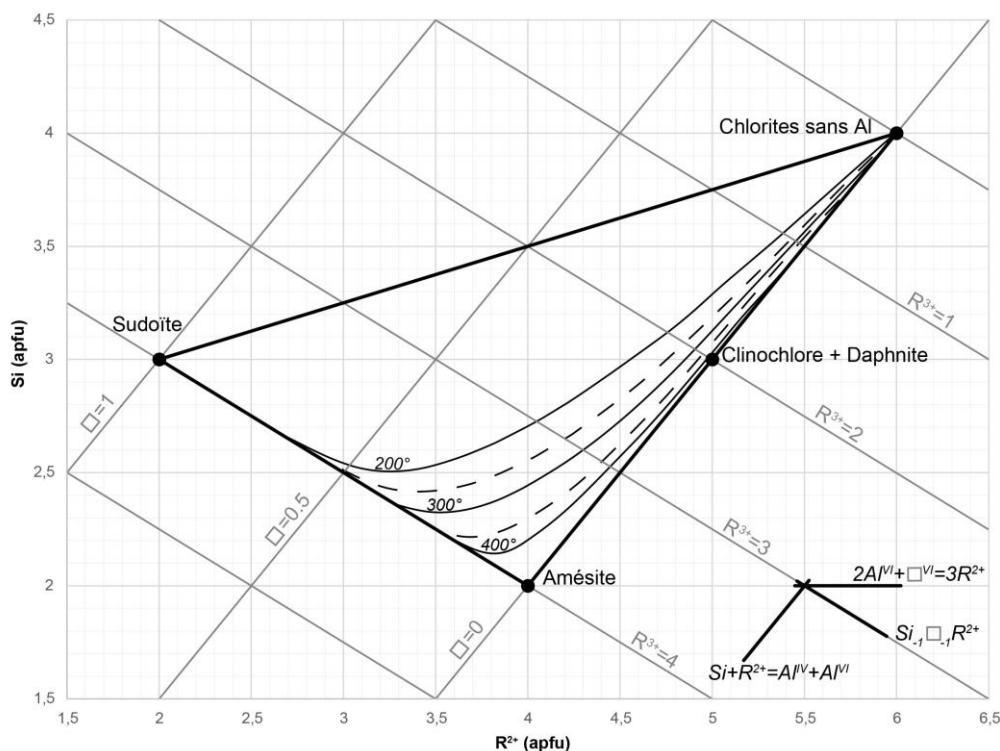


Figure III-2 : Représentation graphique du géothermomètre de Bourdelle et al. (2013) dans un diagramme ternaire entre les pôles sudoïte, amésite, chlorites sans aluminium.

N.B. : Ce diagramme sera réutilisé par la suite pour traiter les résultats et voir les tendances de températures de chlorites sur la carrière. Pour une lecture plus claire, tous les isothermes de la **figure III-2** ne sont pas apparents, seuls ceux que ceux qui encadrent nos résultats le sont.

(2) Résultats

Parseval (1992) estime les températures des chlorites sur Trimouns avec le thermomètre de Cathelineau (1988). Dans les travaux de Parseval (1992) les températures obtenues s'étalent entre 350°C et 230°C en fonction des teneurs en Al^{IV} et Al^{VI} et du degré d'altération des roches (**Fig. III-3**).

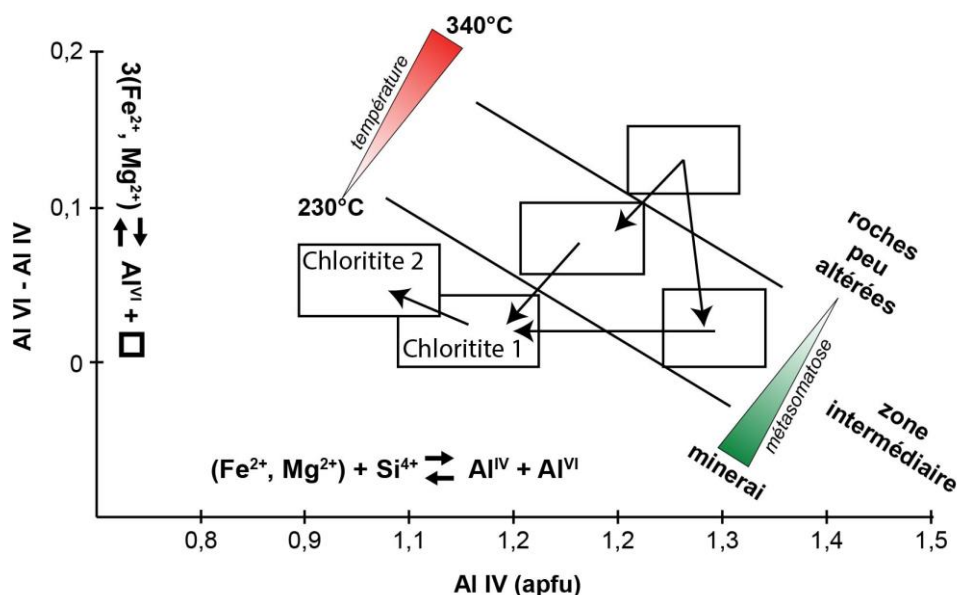


Figure III-3 : Evolution de la composition chimique et de la température des chlorites de Trimouns au cours de l'altération. *Modifiée de Parseval (1992).*

Les températures les plus basses sont issues des chloritites. Les chloritites se séparent en deux groupes en fonction de leur teneur en Al^{IV} et en Al^{VI} . D'après les descriptions de Parseval, les chloritites de type 2 sont plus tardives que celles du type 1 et seraient issues de dissolution de chlorite de type 1. Les températures les plus hautes sont issues des séries un peu moins transformées (type micaschiste chloritisé). Ces valeurs plus élevées sont à prendre avec précaution compte tenu d'un potentiel héritage thermique des minéraux parents (Cathelineau, 1988).

Les résultats sur les chlorites de Trimouns sont abordés en fonction du découpage mur, gisement, toit et selon la lithologie décrite dans le chapitre I. Les données utilisées sont issues d'analyses faites à la microsonde à l'Université Toulouse III (laboratoire Géosciences Environnement Toulouse). Les conditions analytiques et les données brutes utilisées sont à retrouver en **annexe 3a**. Les températures calculées sur chaque minéral de chlorite sont détaillées en **annexe 3b**.

a. Mur

Les chlorites du mur analysées à la microsonde sont présentes dans trois types de faciès : les micaschistes sains (ou micaschistes), les micaschistes chloritisés, et les gneiss à silicates calciques (*GSC*). Dans les micaschistes et les *GSC*, les chlorites sont en plus faible proportion que dans les micaschistes chloritisés.

La représentation de ces chlorites selon les rapports XFe [=Fe/(Fe+Mg)] en fonction de Si (**Fig. III-4**), et Al^{VI} en fonction de Al^{IV} (**Fig. III-5**) permettent de distinguer deux tendances de composition de chimie de chlorites. Ces tendances dépendent de la lithologie des roches.

- 1) Les chlorites des roches les moins altérées (chlorites des micaschistes et des *GSC*) ont un rapport XFe avoisinant les 0,5 et des proportions en silicium étalées entre 2,6 et 2,8. Ces chlorites enregistrent toujours un excès d'Al^{VI} sur Al^{IV} soit au-dessus du tracé de la droite de Tschermak (équation de la droite : x=y - **Fig. III-5**). Ceci impose la présence de lacunes octaédriques □ dans la structure des chlorites (Foster, 1962).
- 2) Les chlorites des micaschistes chloritisés sont peu riches en fer et donc enrichies en magnésium (XFe<1), et leurs proportions de Si y sont plus élevées que dans des roches non altérées. Au contraire, les proportions d'aluminium sont plus faibles dans les chlorites des roches altérées.

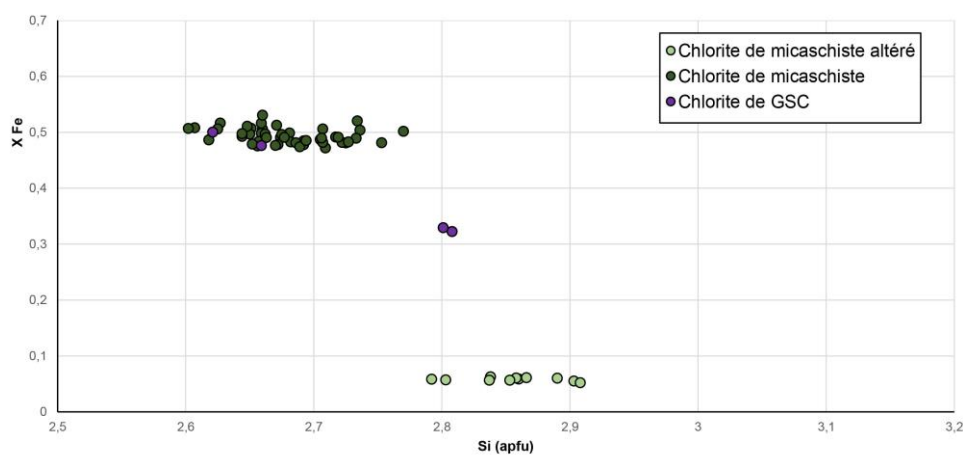


Figure III-4 : XFe = f (Si) dans les chlorites des roches du mur de Trimouns.

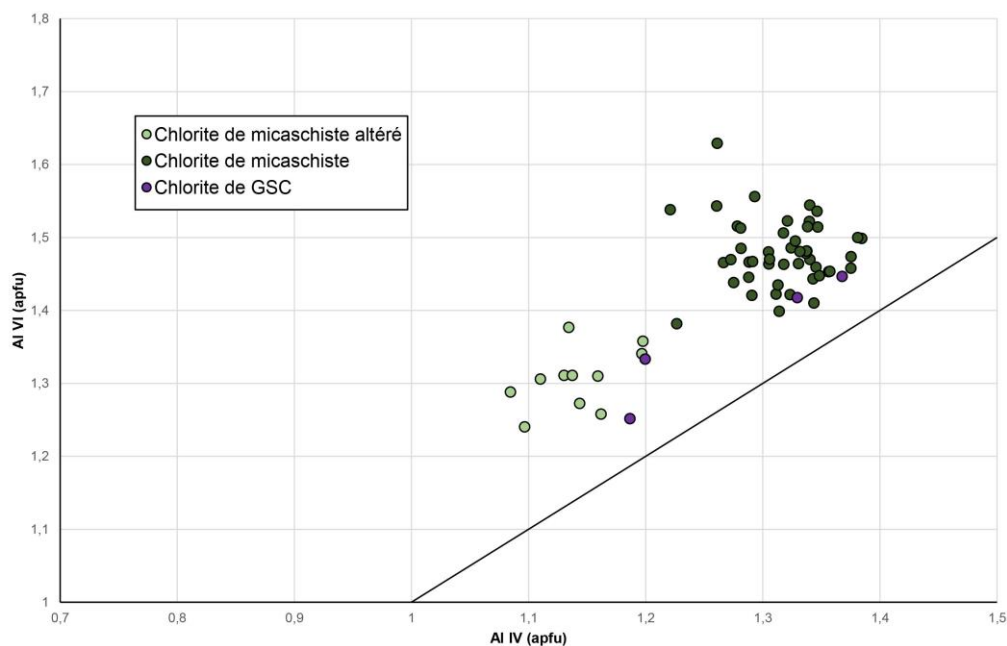


Figure III-5 : Al^{VI} = f (Al^{IV}) dans les chlorites des roches du mur de Trimouns.

Placées sur un diagramme ternaire (**Fig. III-6**), les chlorites du mur sont proches du pôle clinochlore (Mg) - daphnite (Fe, Mg) lorsque l'on tend vers les séries les plus altérées (micaschistes chloritisés). Les micaschistes chloritisés portent des chlorites plus froides que celles dans les micaschistes sains.

Les températures suivant Bourdelle et al. (2013) s'étalent entre 200°C et 375°C (**Fig. III-6**). La **figure III-7** montre les résultats qui sont en dehors des gammes de température du modèle (si >350°C). La comparaison avec la **figure III-8** (dont les données sont traitées avec l'équation quadratique si $T > 350^\circ\text{C}$) montre que l'ensemble du mur présente une forte population de chlorites entre 300°C et 350°C.

Les chlorites des roches non altérées (micaschistes et **GSC**) et des roches altérées (micaschistes chloritisés) ont des compositions chimiques différentes. Il n'y a pas de continuum des compositions chimiques entre les deux familles des chlorites du mur. Ceci indique que les chlorites des roches les moins altérées n'entrent pas dans une lignée de transformation métasomatique décrite par Moine (1982) et Parseval (1992). Ces chlorites sont plus d'origine métamorphique qu'hydrothermale.

La majorité des résultats corrigés par l'équation quadratique sont ceux qui sont les plus riches en Fer (**Fig. III-4**). Les chlorites ayant ces températures peuvent donc contenir du fer trivalent. L'utilisation d'un thermomètre prenant en compte le Fe^{3+} devrait faire l'objet de travaux futurs.

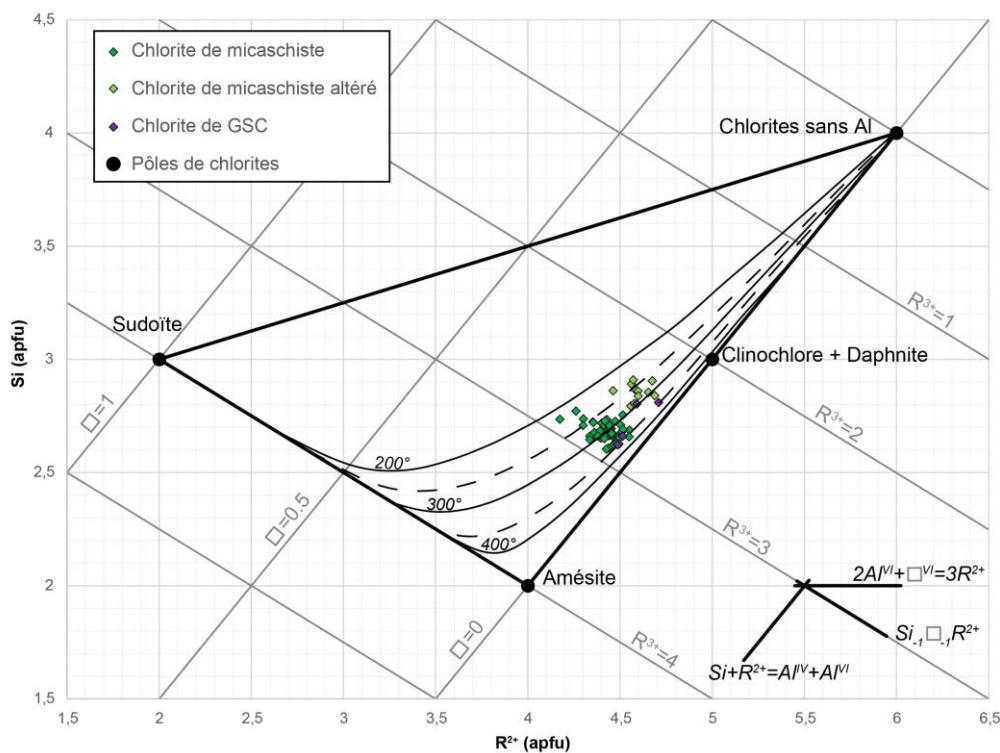


Figure III-6 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites du mur de Trimouns.

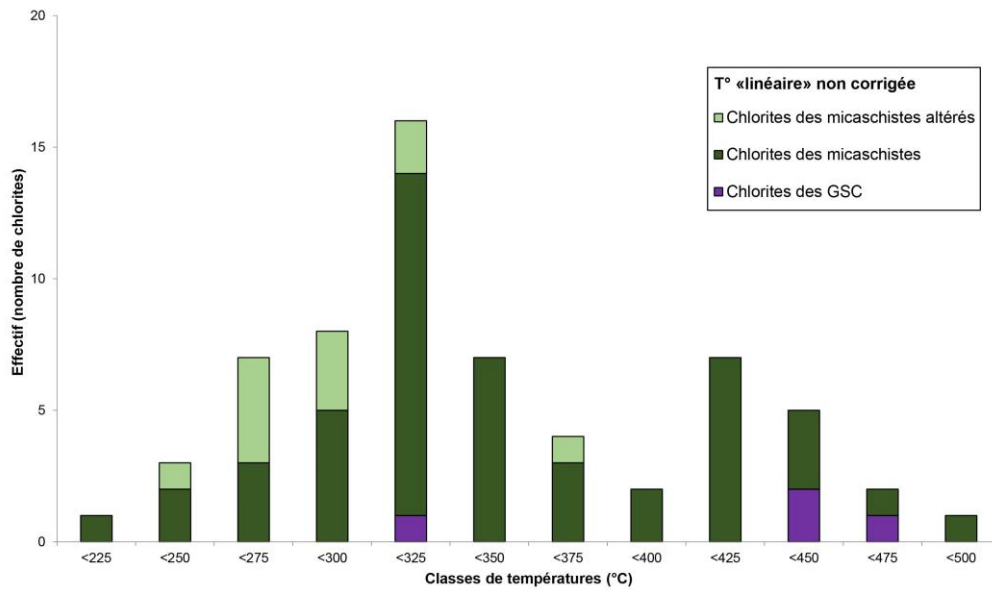


Figure III-7 : Classes modales des températures des chlorites du mur de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

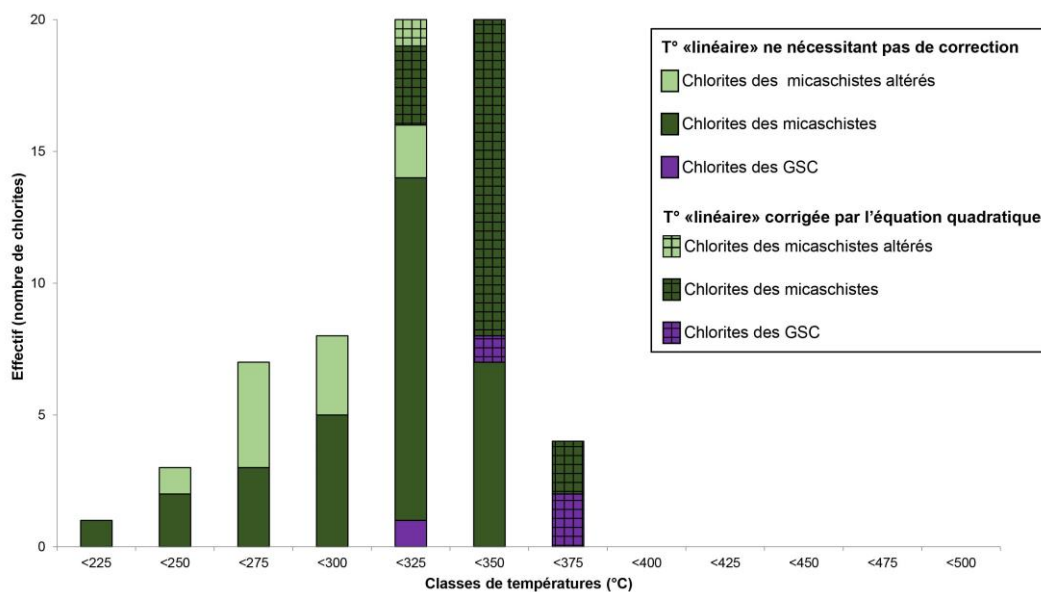


Figure III-8 : Classes modales des températures des chlorites du mur de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

b. Gisement

Les chloritites du gisement (proportion de chlorite >50%) sont issues du métasomatisme des roches stériles suivantes : micaschiste, pegmatite, marbre, et skarn (roche carbonatée - voir chapitre I). Pour les chlorites des chloritites issues des micaschistes, le rapport XFe en fonction du silicium indique des proportions en fer faibles (**Fig. III-9**). Les proportions en Si, Al^{IV} et Al^{VI} sont dispersées ce qui indique probablement des stades d'altération métasomatique plus ou moins évolués (**Fig. III-10**).

Les chlorites issues de pegmatites se classent en deux familles. Une première tendance présente des proportions XFe et Si semblables aux chlorites issues des micaschistes. Une seconde famille est plus riche en fer et légèrement moins siliceuse (**Fig. III-9**).

Les rapports en aluminium Al^{VI} en fonction du Al^{IV} (**Fig. III-10**) montrent que les chlorites issues des micaschistes sont moins alumineuses que les autres chlorites du gisement. On observe même une tendance décroissante de ces proportions en aluminium (en accord avec une tendance à la substitution di-trioctaédrique).

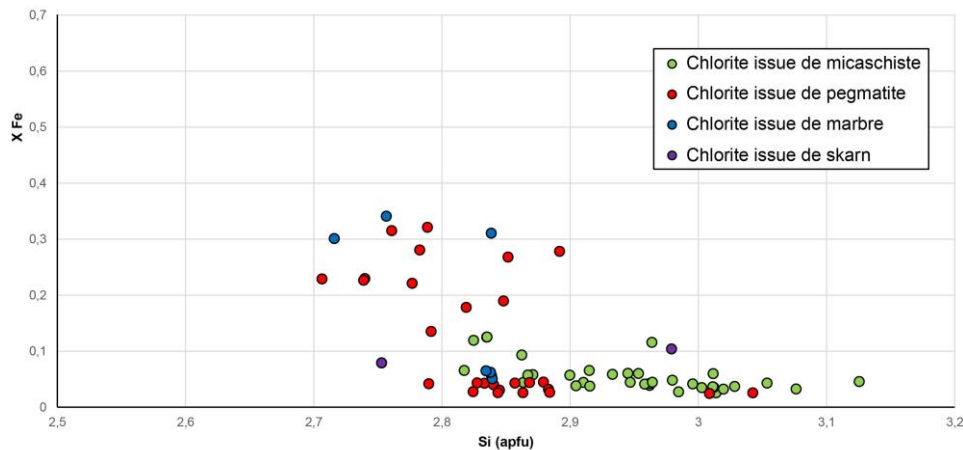


Figure III-9 : $XFe = f(Si)$ dans les chlorites des roches du gisement de Trimouns.

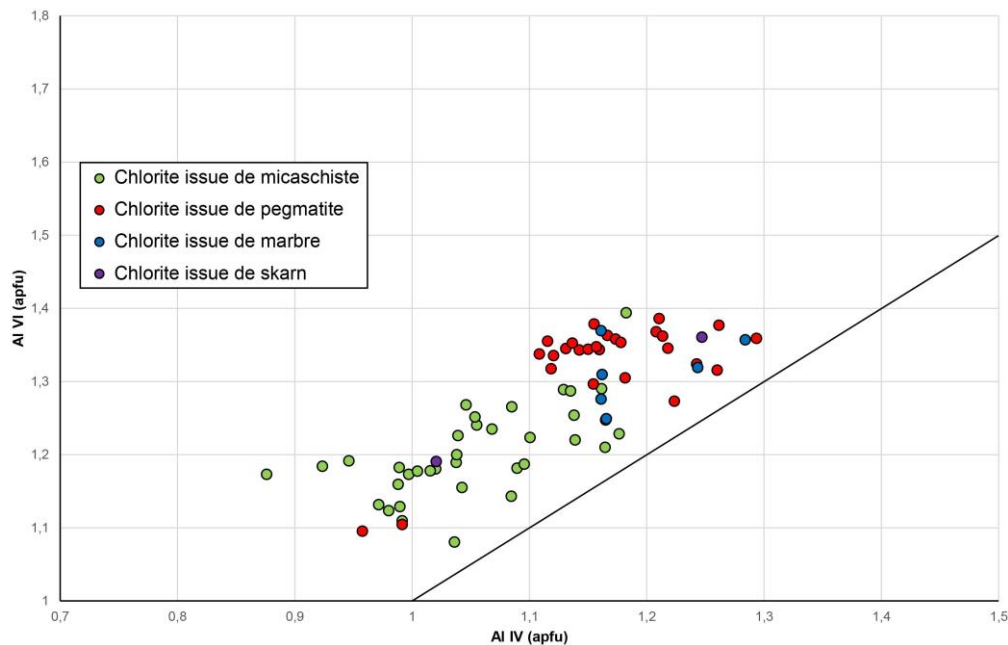


Figure III-10 : $Al^{VI} = f(Al^{IV})$ dans les chlorites des roches du gisement de Trimouns.

Les compositions des chlorites issues de marbre et de skarn sont peu fiables statistiquement (quelques points seulement) mais présentent des compositions chimiques semblables à celle des autres chlorites. Ces chlorites issues de marbre et de skarn semblent s'inscrire dans les mêmes processus de formation.

Placées sur un diagramme ternaire (**Fig. III-11**), les chlorites du gisement tendent vers le pôle clinochlore (Mg) - daphnite (Fe, Mg) et s'en rapproche de plus à plus à mesure qu'il s'agit des chloritites issues des micaschistes.

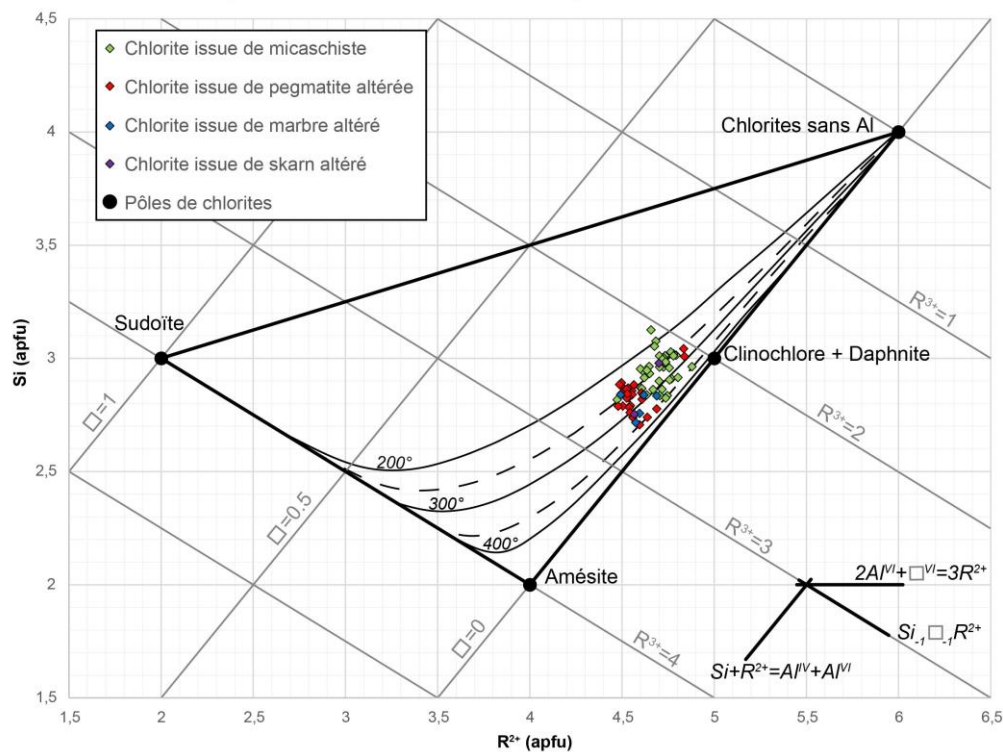


Figure III-11 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites du gisement de Trimouns.

Les températures suivant Bourdelle et al. (2013) s'étalent entre 150° et 375°C (**Fig. III-11**). La **figure III-12** montre les résultats qui sont en dehors des gammes de température du modèle (si >350°C). Ces résultats sont présentés traités avec l'équation quadratique dans la **figure III-13**. Sur l'ensemble du gisement, on remarque une forte population de chlorites entre 225°C et 275°C. Les températures les plus élevées (comprises entre 300°C et 350°C) concernent moins de chlorites. Avant correction, les chlorites indiquant cette tendance élevée (autour de 325°C) étaient dispersées entre 350°C et 500°C. Ces résultats élevés sont soumis à caution car en dehors du modèle du thermomètre (même après correction). Si on compare les températures obtenues entre les chloritites issues des micaschistes et pegmatites, on observe que les premières ont globalement des températures plus basses que secondes (**Fig. III-14**). Cette tendance se confirme dans les résultats corrigés par l'équation quadratique (**Fig. III-15**).

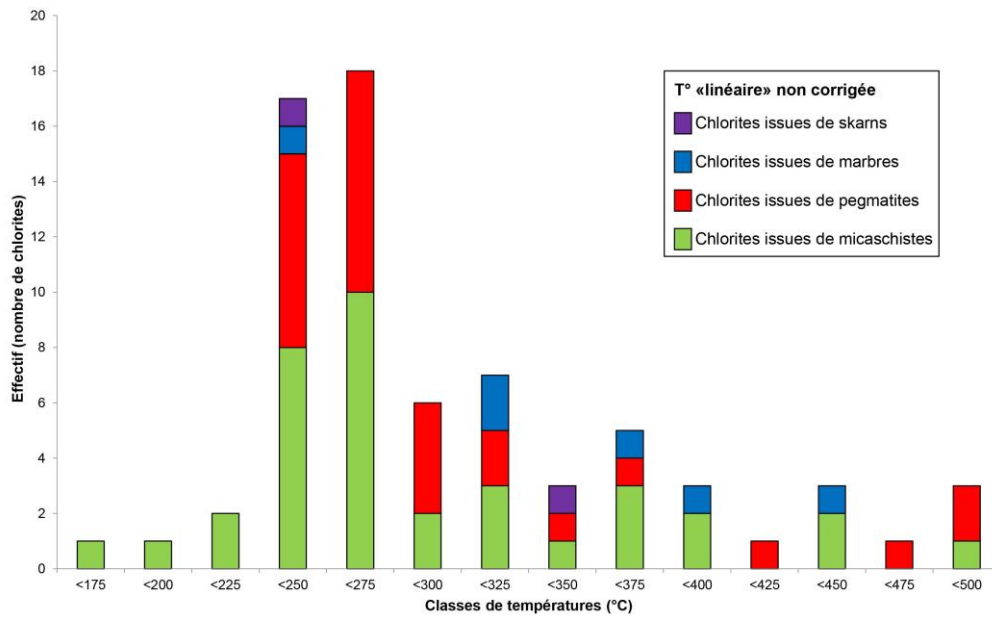


Figure III-12 : Classes modales des températures des chlorites du gisement de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

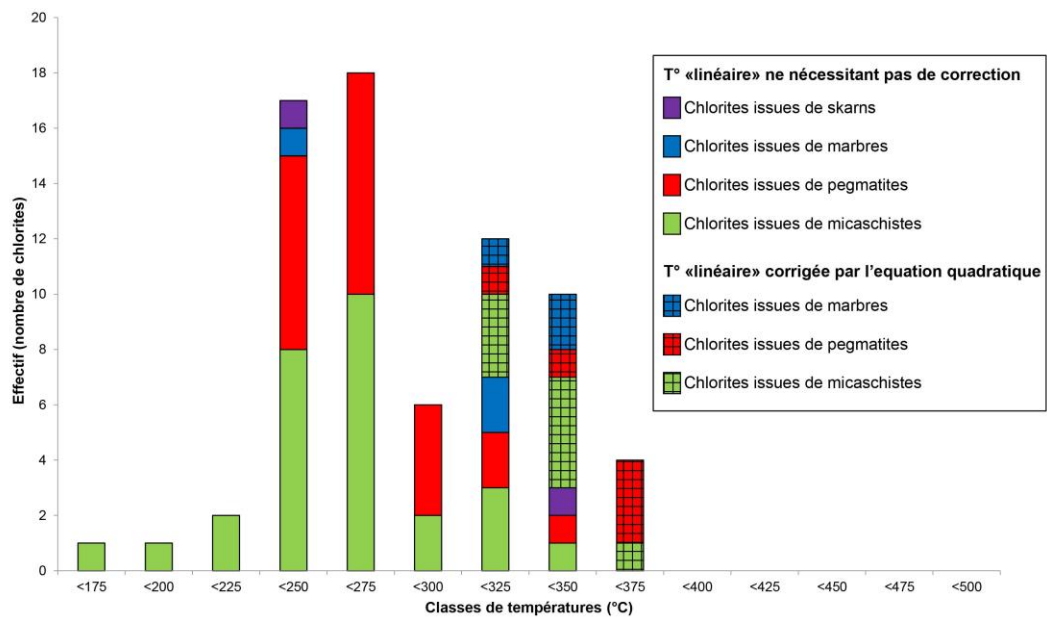


Figure III-13 : Classes modales des températures des chlorites du gisement de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

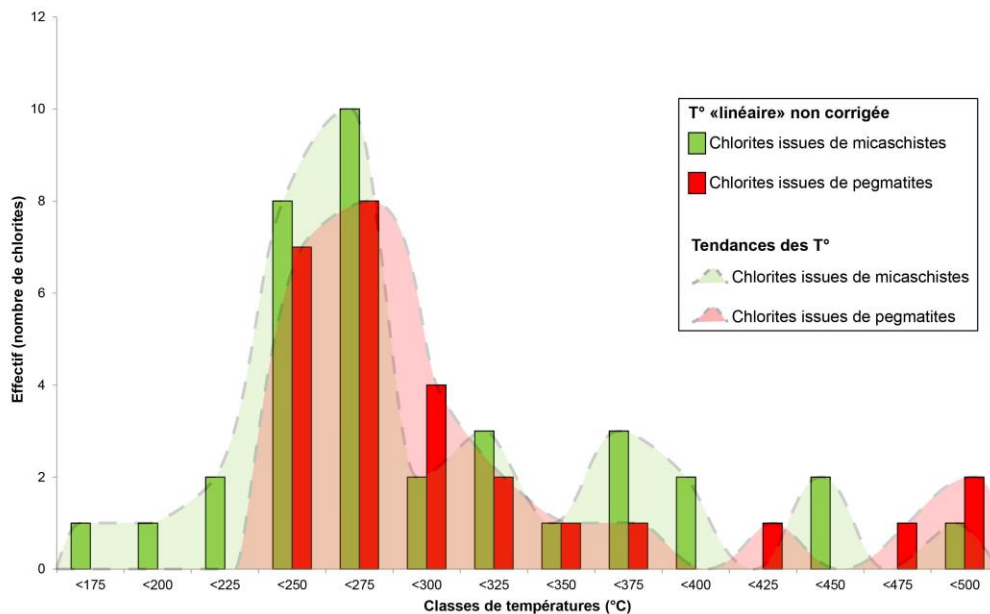


Figure III-14 : Comparaison des températures des chlorites issues de micaschistes et de pegmatites du gisement de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

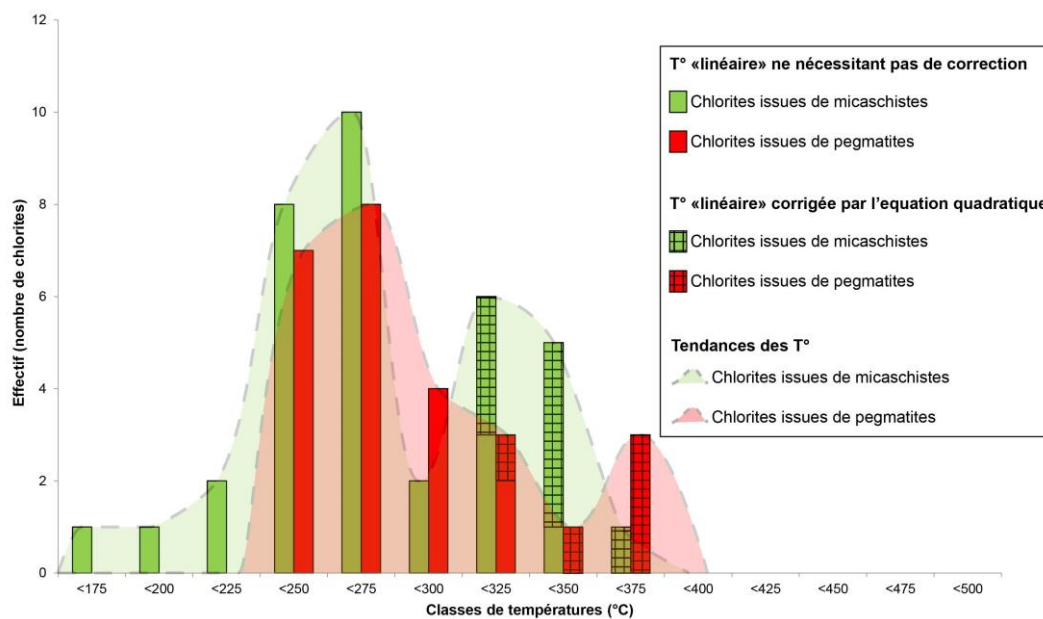


Figure III-15 : Comparaison des températures des chlorites issues de micaschistes et de pegmatites du gisement de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

On observe donc des conditions de minéralisation en moyenne entre 225° et 275°C pour les chlorites issues des principales lignées altérations sur Trimouns : altérations des micaschistes et des pegmatites. Un ou plusieurs épisodes de minéralisation plus chauds s'étalent entre 300° et 375°C. Les chlorites issues des marbres et des skarns rejoignent plutôt les épisodes plus chauds.

c. Toit

Les chlorites du toit se trouvent dans les faciès du Silurien (dolomies, schistes, marbres sombres) et du Dévonien (calcschistes et marbres). On note que les chlorites des marbres sombres sont situées dans des veines entre les boudins que forment les marbres (Boutin et al., 2016) et non dans la matrice de la roche comme pour les autres échantillons du toit. Chaque type de faciès présente des chlorites aux rapports XFe constant avec un étalement des données en silicium (**Fig. III-16**). Les chlorites dévoniennes sont en moyenne plus pauvres en silice que les chlorites des carbonates du Silurien. Les chlorites des schistes sont les plus riches en fer et pauvres en silices. Les chlorites les plus proches du gisement (chlorites des dolomies) se distinguent par leur richesse en magnésium et présentent un étalement en silicium de 2,78 à 3,03 (apfu) (**Fig. III-16**).

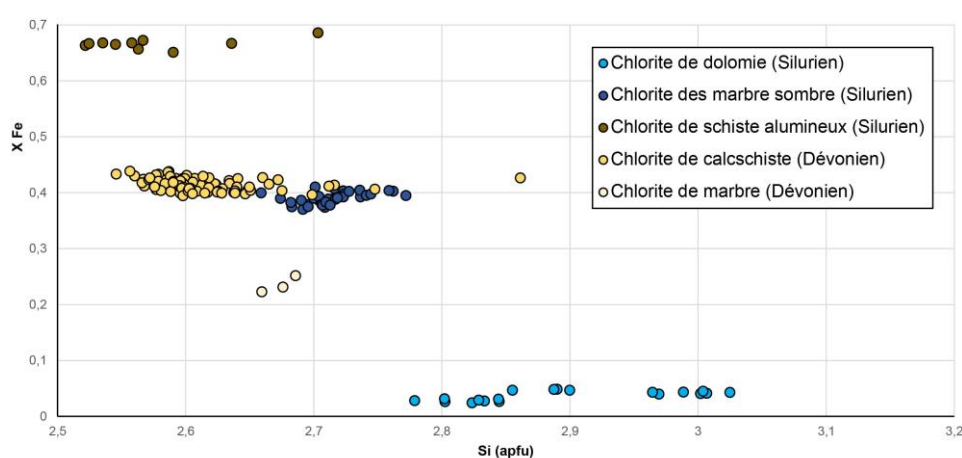


Figure III-16 : XFe = f (Si) dans les chlorites des roches du toit de Trimouns.

Les rapports Al^{VI} en fonction du Al^{IV} sont très dispersés (**Fig. III-17**). Ces rapports augmentent des chlorites proches du gisement vers le Dévonien (hormis la catégorie des chlorites des schistes alumineux qui ont les rapports les plus élevés). Les teneurs en aluminium dans les chlorites de dolomies sont très variables alors que dans les autres faciès, ces teneurs sont moins dispersées. On observe toujours un excès de l' Al^{VI} par rapport à l' Al^{IV} .

Placés sur un diagramme ternaire, les chlorites du mur tendent vers le pôle amésite lorsque l'on tend vers les séries dévoniennes. Les chlorites des dolomies sont proches du pôle clinochlore-daphnite.

Les températures suivant Bourdelle et al. (2013) s'étalent entre 150° et 375°C (**Fig. III-18**). Ces résultats sont très dispersés (**Fig. III-19**). Pour ceux qui sont en dehors des gammes du modèle (**Fig. III-19**), ils sont traités avec l'équation quadratique (si >350°C) dans la représentation en **figure III-20**. On observe une tendance de température (après correction) entre 325°C et 350°C pour les chlorites du Dévonien. On observe qu'en moyenne les températures des chlorites du Dévonien sont supérieures à celles du Silurien. Ces résultats sont à relativiser au regard du grand nombre de données corrigées par l'équation quadratique et à la vue du nombre de chlorites analysés dans le Dévonien bien supérieur aux autres échantillons.

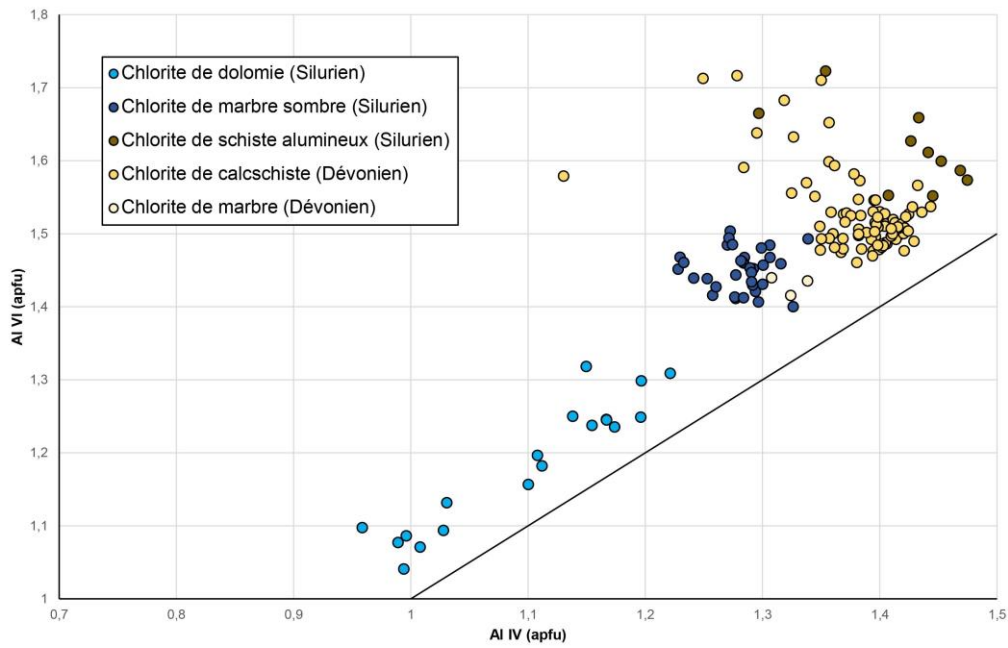


Figure III-17 : $Al^{VI} = f(Al^{IV})$ dans les chlorites des roches du toit de Trimouns.

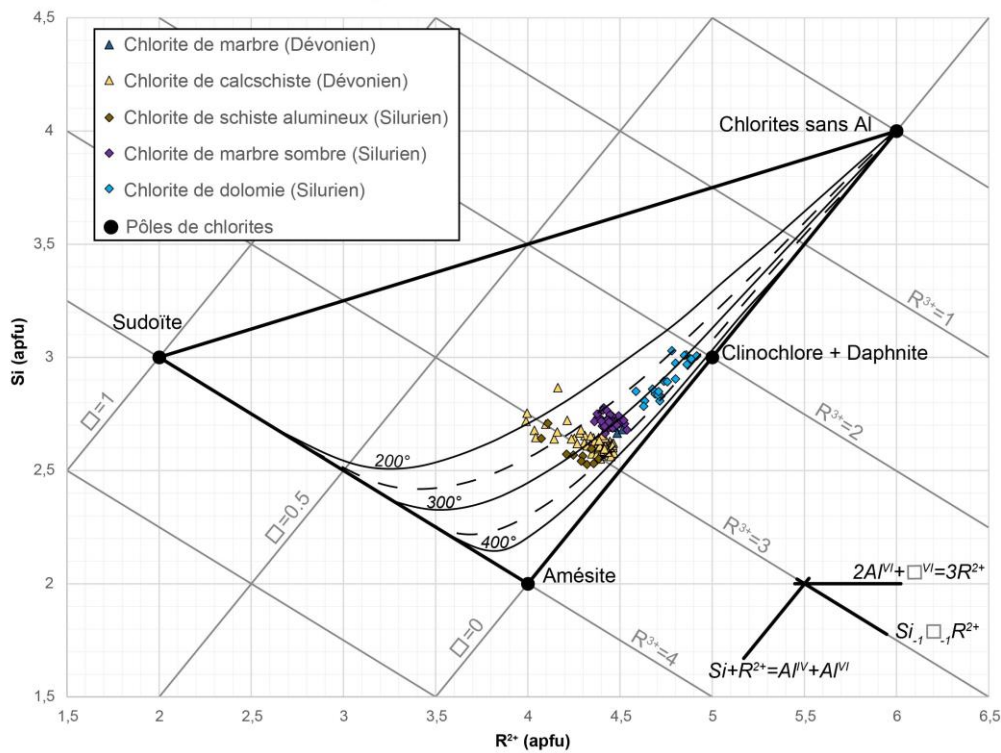


Figure III-18 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites du toit de Trimouns.

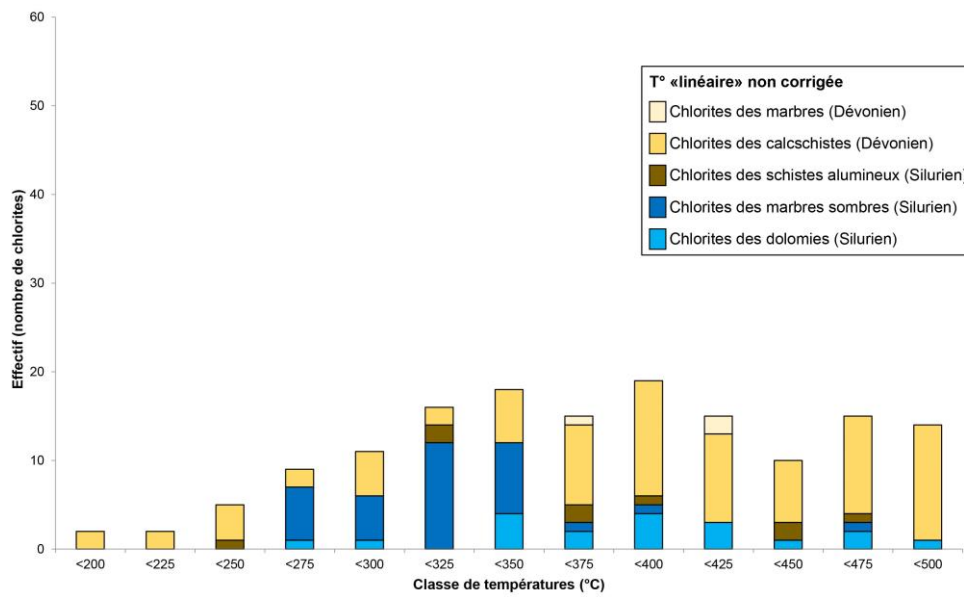


Figure III-19 : Classes modales des températures des chlorites du toit de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

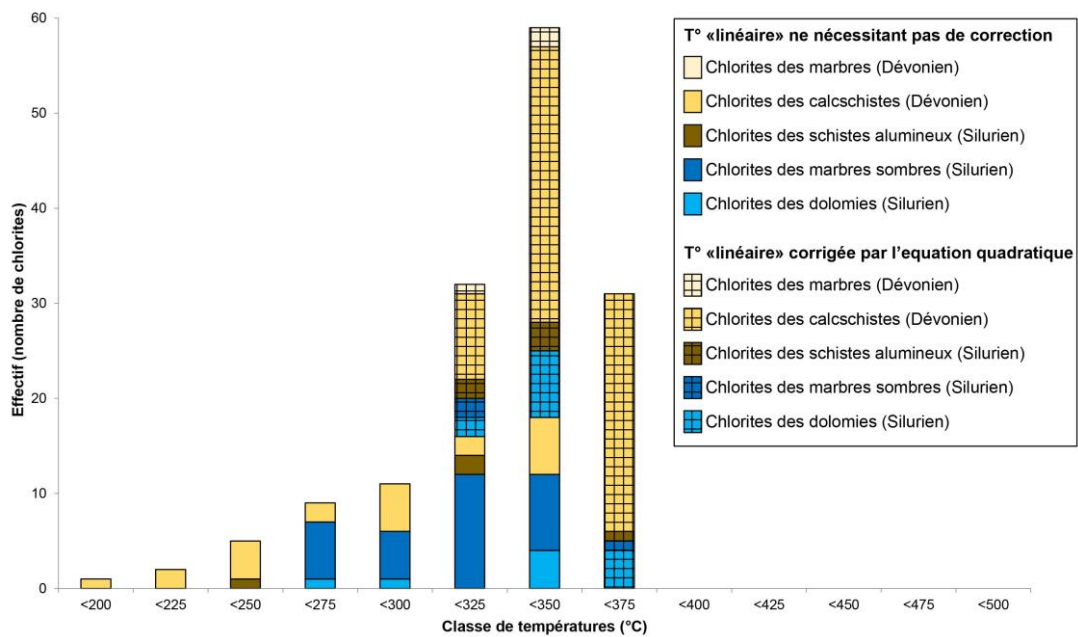


Figure III-20 : Classes modales des températures des chlorites du toit de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

(3) Synthèse et discussion

Globalement on observe une tendance des chlorites analysées autour du pôle clinochlore-daphnite (**Fig. III-21**). Ce pôle regroupe les chlorites du gisement mais aussi des chlorites des micaschistes chloritisés au mur et des chlorites des dolomies au toit (**Fig. III-21**). Les chlorites du mur non altéré et des faciès du toit les plus distants du gisement tendent vers le pôle amésite.

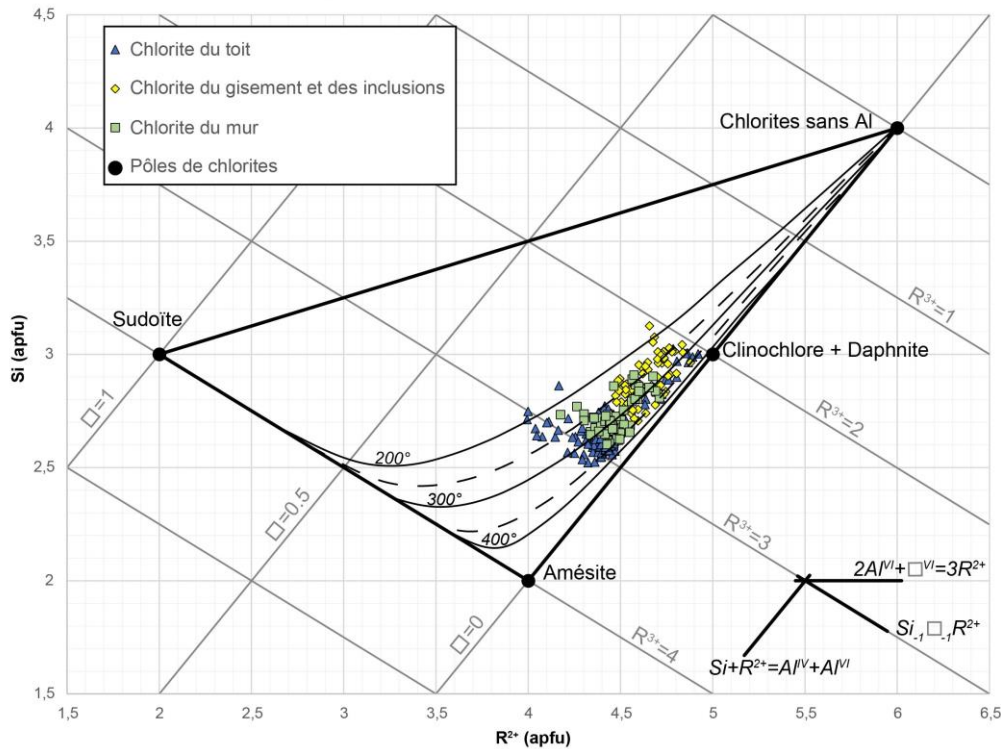


Figure III-21 : Représentation graphique du géothermomètre Bourdelle et Cathelineau (2015) dans le diagramme ternaire des chlorites de Trimouns.

Les proportions en magnésium sur toujours plus élevées dans le gisement ou à proximité (**Fig. III-22**). Les chlorites des dolomies et des micaschistes chloritisés ont des chimies qui se confondent avec les chlorites du gisement ce qui est en accord avec une origine métasomatique commune (même événement de chloritisation). Si sur le gisement, le rapport XFe est globalement constant en dépit des variations de compositions chimiques des roches mères (pegmatites, micaschistes), la lithologie de ces dernières semble nettement paramétrer les proportions en fer et en magnésium des chlorites en dehors du gisement (chlorites du toit et du mur à fort XFe - **Fig. III-22**). Sur le gisement, il semble y avoir une homogénéisation des compositions des chlorites. Les autres chlorites du mur et du toit sont d'origine métamorphique. Elles ne se placent pas dans la lignée de l'altération métasomatique décrite par Moine (1982) et Parseval (1992).

Les chlorites des marbres sombres (toit) sont étudiées par Boutin et al. (2016) (éch. Toi9), qui les interprètent comme caractéristiques de l'épisode hydrothermal créacé. Leur composition est différente des chlorites du gisement qui sont moins alumineuses. Ces chlorites sont donc issues de lignées d'altérations différentes de celles décrites par Moine (1982) et Parseval (1992) (altération des micaschistes et des pegmatites).

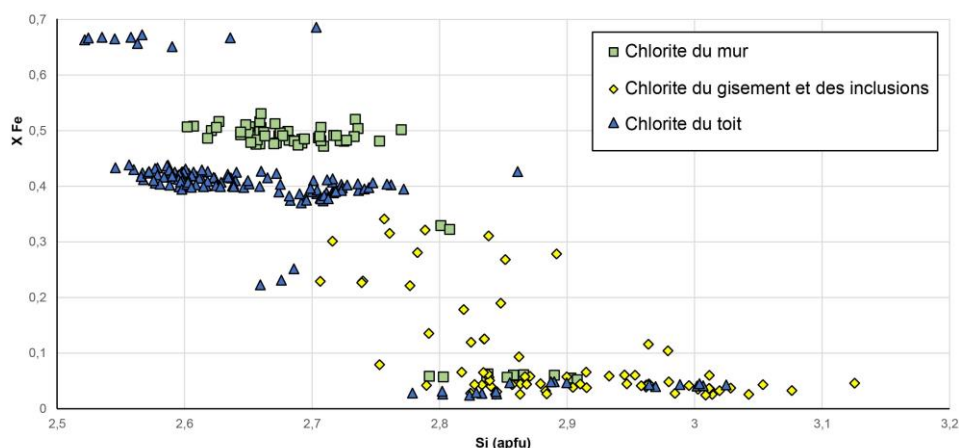


Figure III-22 : $X_{Fe} = f(Si)$ dans les chlorites des roches du gisement de Trimouns.

La comparaison des classes de températures (**Fig. III-23** et **Fig. III-24**) montre que les chlorites du gisement ont des températures plus basses que les chlorites du mur et du toit. Dans le détail on retient plusieurs points.

- 1) Les températures des chlorites du toit sont en moyenne plus élevées (autour de 350°C).
- 2) Dans les chlorites du mur il faut distinguer les chlorites des roches peu altérées (plus chaudes - entre 300°C et 325°C) et les chlorites des micaschistes altérés (inf. 275°C).
- 3) Sur le gisement, les chlorites ont des températures majoritairement comprises entre 225°C et 350°C. On distingue deux tendances pour ces chlorites, une autour de 275°C, l'autre autour de 325°C. Cette différence est probablement due à (1) soit une diminution de la température au cours d'un épisode de minéralisation de ces chlorites, (2) soit à la présence de plusieurs épisodes de chloritisation sur Trimouns (voir chapitre V).

L'observation en carte (**Fig. III-25**) montre la dispersion des températures entre les chlorites du mur, du gisement et du toit. Exceptées les chlorites issues des marbres et des skarns, on observe en carte que les chlorites du gisement les plus chaudes sont situées au nord-ouest du gisement (côté mur).

Les températures des chlorites de dolomies sont en moyenne plus élevées que celles du gisement. L'observation en carte (**Fig. III-25**) montre que les résultats de température de chlorites les plus élevés se situent dans le secteur du Roc d'Ourlès.

N.B. : Nos résultats nécessitent des études complémentaires car les limites du thermomètre que nous utilisons sont fréquemment dépassées. Une comparaison avec d'autres thermomètres prenant un compte le X_{Fe}^{3+} pourrait permettre de mieux estimer les températures supérieures à 350°C. Les tendances des résultats restent fiables en gardant apposée une barre d'erreur +/- 20° sur nos résultats (Bourdelle et al., 2013).

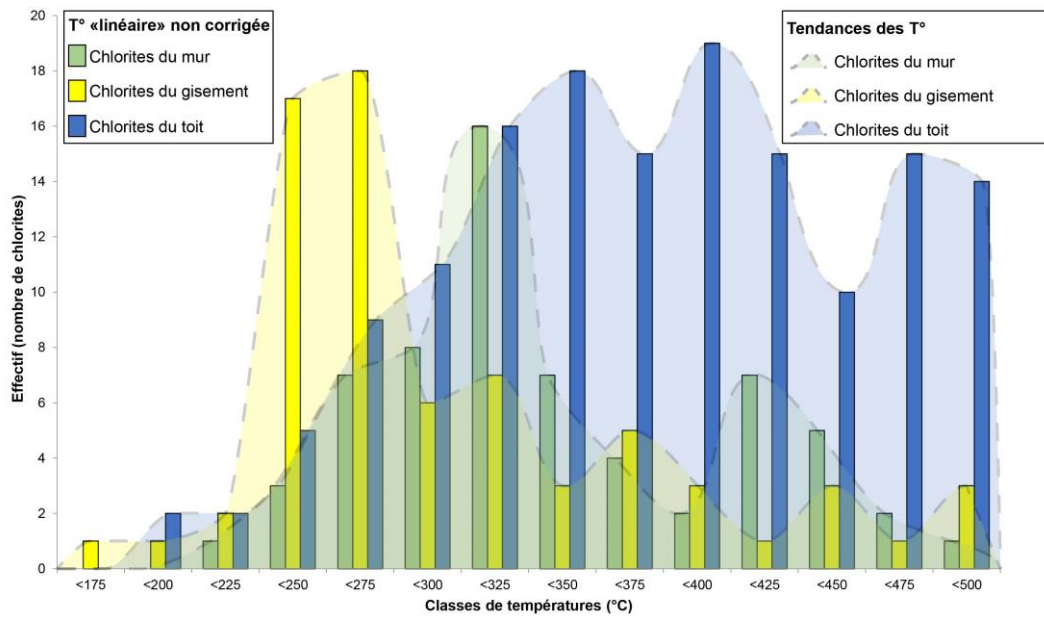


Figure III-23 : Classes modales des températures des chlorites de Trimouns non corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

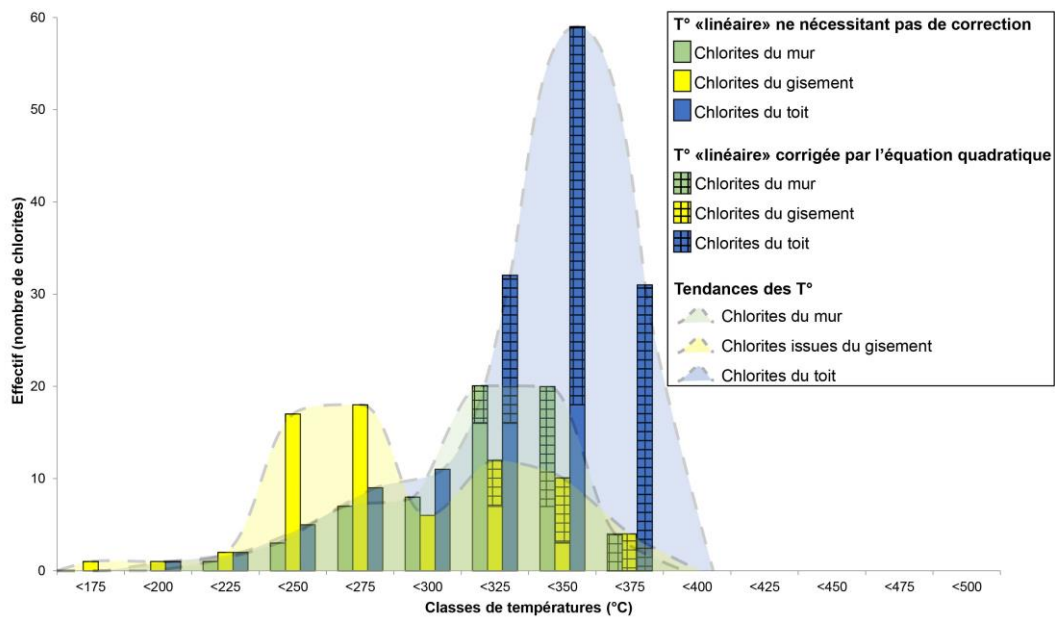


Figure III-24 : Classes modales des températures des chlorites de Trimouns corrigées par l'équation quadratique (Bourdelle et al., 2013).

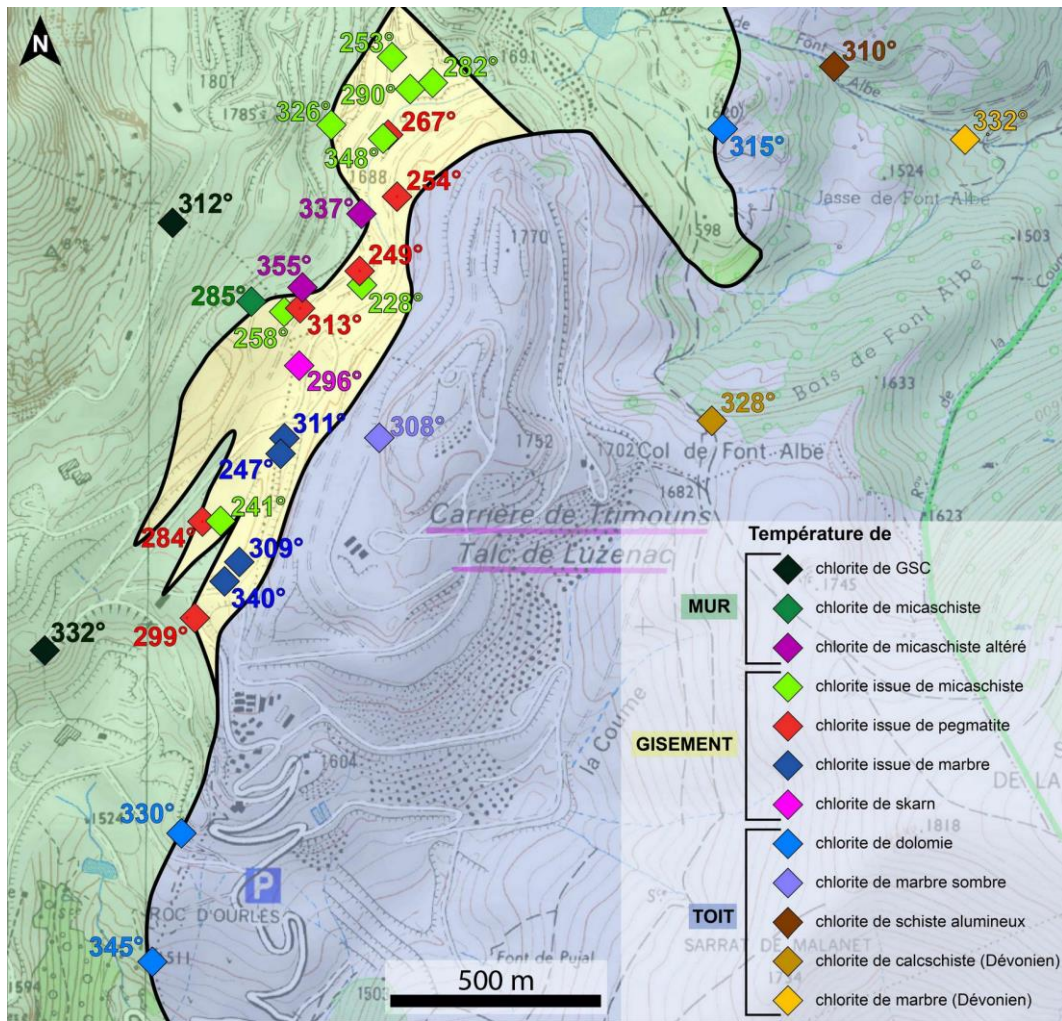


Figure III-25 : Carte des températures de chlorites sur Trimouns selon le thermomètre de Bourdelle et al. (2013). *Fond cartographique tiré de IGN (2009).*

C) Raman sur matière organique

(1) Méthode analytique

La thermométrie par spectroscopie Raman de la matière carbonée, appelée *raman spectrometry of carbonaceous material (RSCM)*, est basée sur l'étude quantitative du degré de graphitisation de la matière carbonée (Carbone). La graphitisation est un indicateur fiable de la température de métamorphisme, lorsque celle-ci atteint son paroxysme (Beyssac et al., 2002 ; Beyssac et al., 2003). En effet, de par le caractère irréversible de cette graphitisation, la structuration du carbone n'est plus sensible au « chemin rétrograde » postérieur au pic de métamorphisme. Les températures présentées dans cette partie de notre étude sont donc **les températures maximales enregistrées** par les roches. On parlera aussi de **pic de métamorphisme**.

La calibration de cette méthode est différente en fonction du degré de métamorphisme. Pour estimer les paléotempératures dans la gamme de températures allant de 330°C à 650°C, c'est la calibration de Beyssac et al. (2002 ; 2003) qui est utilisée. Cette calibration a une précision absolue de +/- 50°C. Pour estimer des pics thermiques dans la gamme de températures allant de 200°C à 330°C c'est la calibration de Lahfid et al. (2010) qui est utilisée. Cette calibration basse température a une précision absolue de +/- 30°C. Les analyses ont été faites au BRGM à Orléans sous la tutelle d'Abdeltif Lahfid. Les spectres obtenus ont été traités le logiciel Peakfit (Beyssac et al., 2003 ; Lahfid et al., 2010).

(2) Résultats

Les échantillons prélevés pour la thermométrie Raman représentent les séries de la couverture paléozoïque. Ils sont répartis suivant trois coupes. Les positions de ces coupes sont reportées en **figure III-26**. Les lithologies des roches étudiées sont schisteuses et carbonatées et contiennent toutes de la matière organique en plus ou moins grande quantité.

Nous utilisons la calibration de Beyssac et al. (2002 ; 2003) pour traiter nos échantillons car elle est plus adaptée aux résultats obtenus (entre 330°C et 650°C). Tous les résultats ont une erreur absolue de +/-50° (points orange - **Fig. III-27, Fig. III-28, et Fig. III-29**). Lorsque nous avons assez de points pour calculer une déviation standard significative (autour de 10 points d'analyse) nous exprimons une erreur relative (2σ) (point rouges - **Fig. III-27, Fig. III-28, et Fig. III-29**). Cette erreur relative n'est comparable qu'avec des données obtenues dans les mêmes conditions analytiques. Les résultats seulement exprimés par leur erreur absolue ont une faible représentativité statistique et doivent être complétés.

Les coupes thermiques présentées ci-dessous intègrent les données de la thermométrie *RSCM*, les températures sur les chlorites exposées auparavant et des données issues d'assemblage minéralogique (Saint Blanquat, 1989 ; Saint Blanquat, 1993 ; Rougier, 2009 non publié).

N.B. : Le tableau des résultats *RSCM* par échantillon est en **annexe 4**.

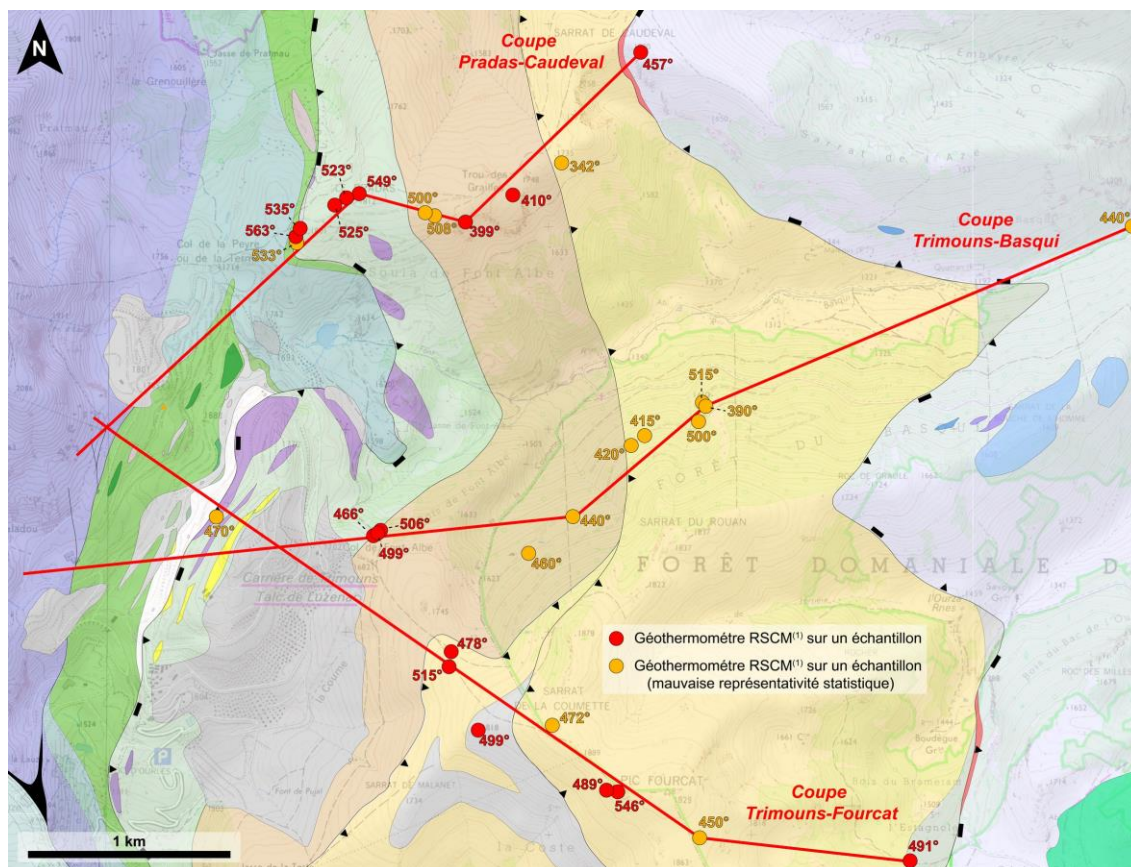


Figure III-26 : Carte des positions des coupes « thermo » et des points d'échantillons pour les données **RSCM**. Fond cartographique tiré de IGN (2009).

La coupe Pradas-Caudeval (**Fig. III-27**), orientée **SO-NE** (en trois segments), montre des températures Raman croissantes du Dévonien supérieur (env. 350°C) vers le Silurien (env. 560°C). Les températures les plus élevées (env. 560°C) sont situées au contact de la minéralisation talco-chloriteuse du Pradas. Cette tendance d'augmentation de la température vers les séries les plus anciennes est confirmée par les données sur les assemblages minéralogiques sur le socle qui montrent des fenêtres de température autour de 540°C pour les micaschistes et autour de 650°C pour les migmatites. On note que l'échantillon situé dans le Mésozoïque indique des températures en dehors de la tendance croissante vers le socle. Ces températures (env. 460°C) indiquent une discontinuité thermique avec les terrains du Paléozoïque.

La coupe Trimouns-Basqui (**Fig. III-28**), orientée **O-ENE** (en trois segments), montre des températures Raman variant entre 400°C et 500°C. On observe une augmentation de la température du Dévonien supérieur vers le Dévonien inférieur (au contact du Silurien). Cette tendance d'augmentation de la température vers les séries les plus anciennes est confirmée par les données sur les assemblages minéralogiques sur le socle qui montrent des fenêtres de température autour de 540°C pour les micaschistes et autour de 650°C pour les migmatites. A l'intérieur du Dévonien supérieur, on observe de grandes variations de température (jusqu'à 100°C) sur des échantillons proches (env. 20 m) ayant une lithologie similaire. De même, dans le Dévonien inférieur, on observe un faisceau de données localisé (sur 20 m) à des températures variant de 465°C à 506°C. Les erreurs relatives des échantillons concernés se recoupent, nous considérons donc que la zone marquée par ces analyses est dans cette gamme de température. De tels sauts de température peuvent être corrélés à (1) des discontinuités

structurales ou à (2) l'influence d'épisode thermique plus chaud (voir chapitre V). Le manque de données sur ces échantillons (fiabilité statistique) peut aussi expliquer ces différences thermiques observées. Les températures enregistrées dans le Mésozoïque (env. 440°C) sont en désaccord avec la tendance globale de la coupe. Ces températures indiquent une discontinuité thermique avec les terrains du Paléozoïque. La coupe du Basqui est constituée de données ayant de faibles représentativités statistiques. Malgré une tendance générale (augmentation des températures vers les lithologies les plus basses dans la série), l'interprétation de cette coupe est à nuancer et les résultats à compléter.

La coupe Trimouns-Fourcat (**Fig. III-29**), orientée **NO-ESE** (en deux segments), montre des températures Raman autour de 500°C. Deux pics de température peu élevés sont enregistrés dans le Silurien (dolomie) à 470°C +/-50° et dans le Dévonien supérieur 450°C +/-50°. Ces résultats plus froids sont exprimés par trop peu d'analyses. On observe un pic de température à env. 550° C au cœur du Dévonien supérieur. Sa position sur la coupe rompt avec la tendance plutôt linéaire des autres points de température. Les températures obtenues se recourent (barres d'erreur relative) autour de 500° C mais plusieurs valeurs élevées (550°C) et basses (470° et 450°) montrent une complexité de la thermicité dans cette coupe. Cette succession anormale des séries (Dévonien supérieur sur Carbonifère) peut s'expliquer par (1) un jeu des structures postérieur aux événements thermiques enregistrés ou (2) l'influence d'un autre événement thermique dans cette zone. Cette hypothèse sera discutée dans le chapitre V.

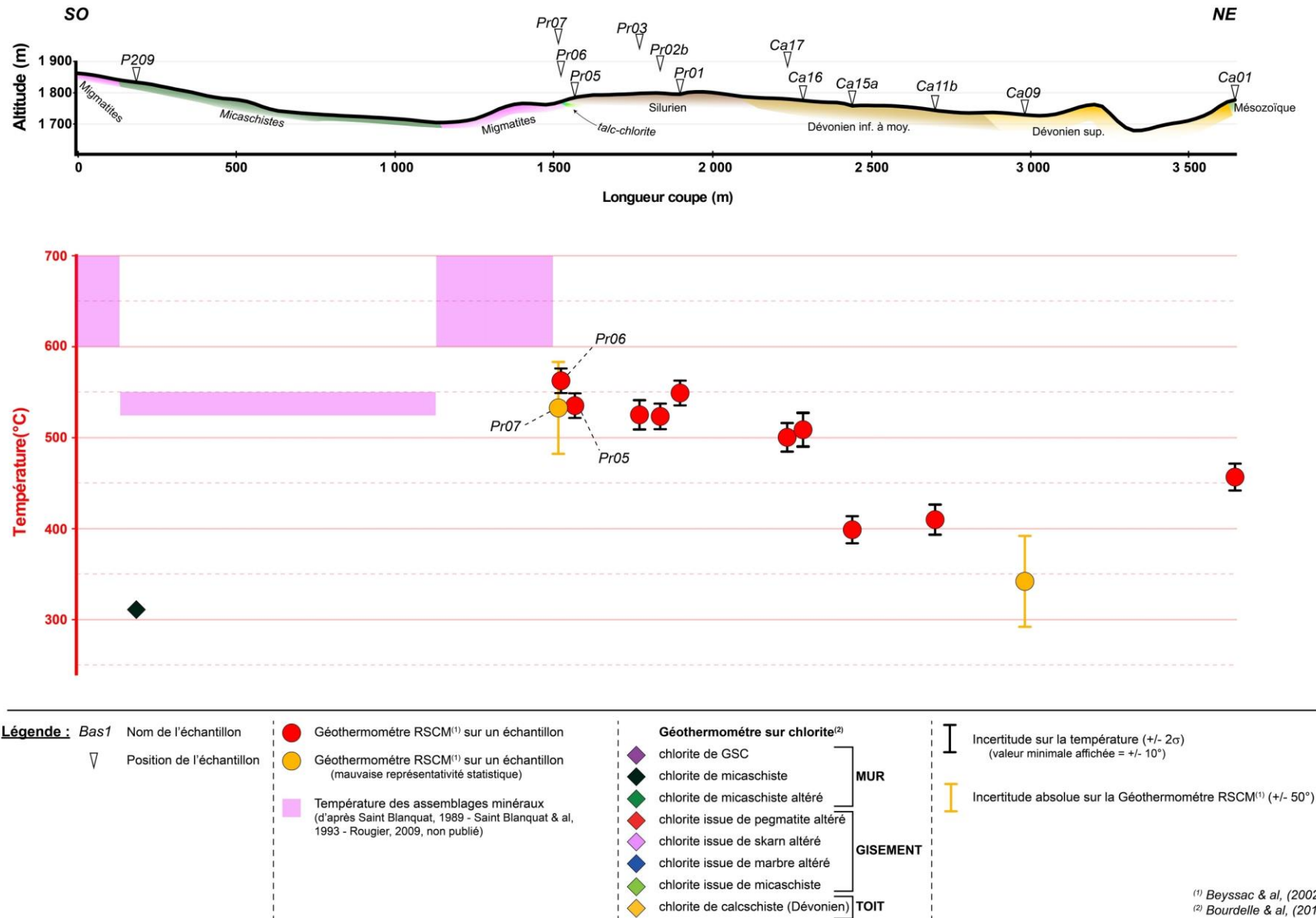


Figure III-27 : Coupe thermique Pradas-Caudeval.

⁽¹⁾ Beyssac & al, (2002)
⁽²⁾ Bourdelle & al, (2015)

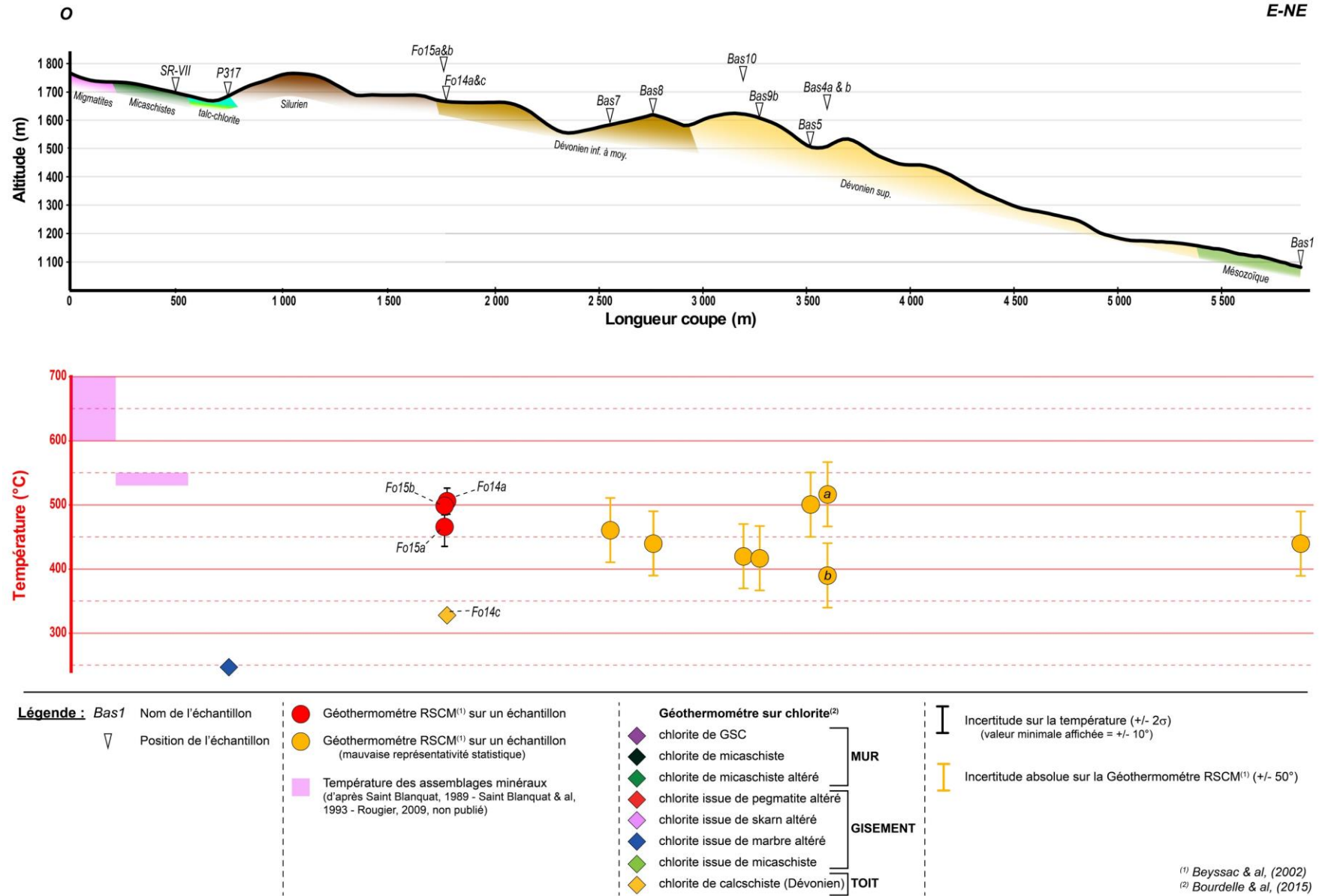


Figure III-28 : Coupe thermique Trimouns-Basqui.

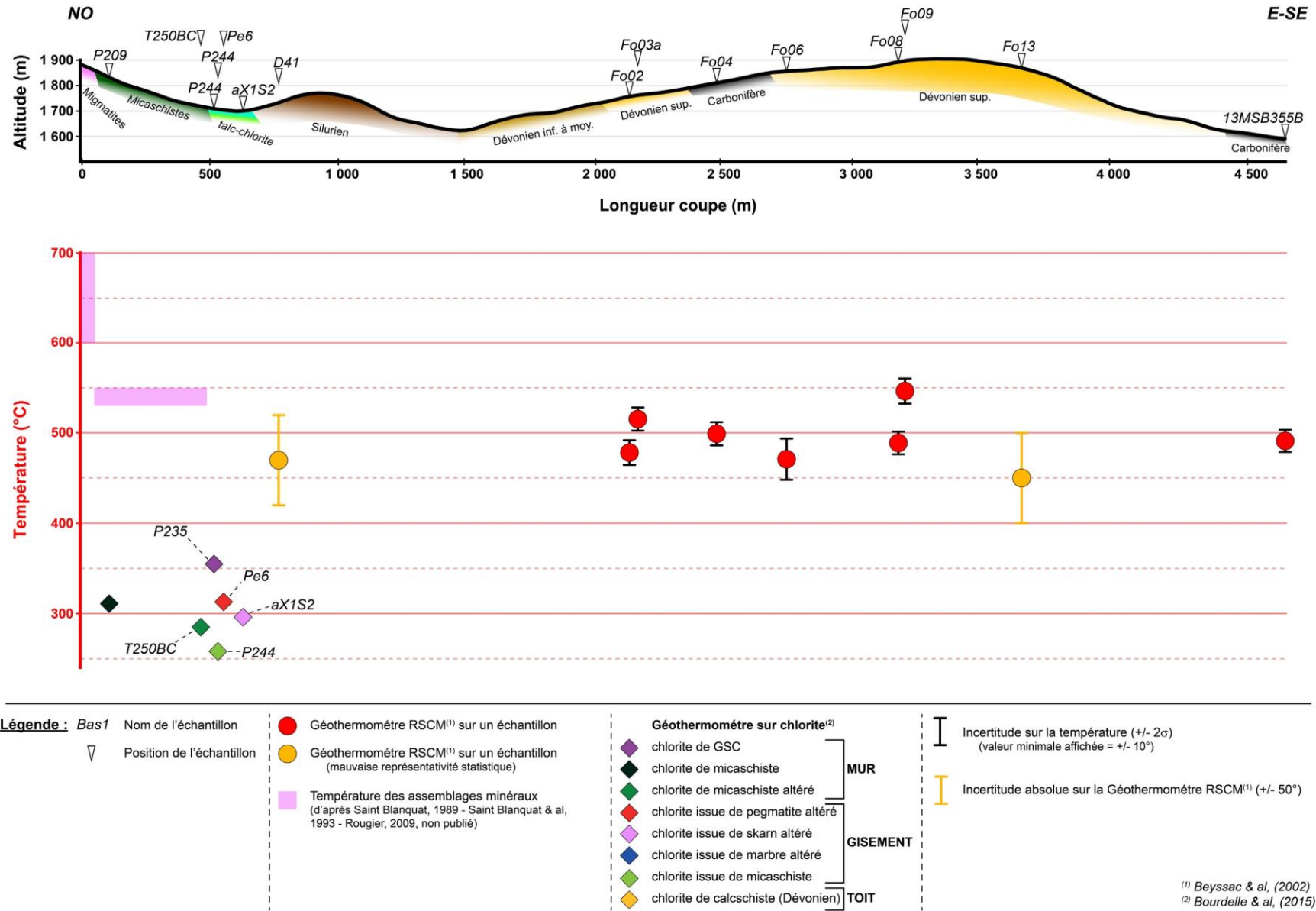


Figure III-29 : Coupe thermique Trimouns-Fourcat

(3) Synthèse et discussion

En synthétisant les résultats de ces trois coupes, on retient que les températures des pics de métamorphisme estimées par la méthode **RSCM** sont globalement plus élevées du Dévonien vers le Silurien. Cette tendance s'inscrit dans une continuité avec les températures varisques (e.g. Saint Blanquat, 1989) de migmatitisation des roches du socle (env. 650°). Les terrains à l'est de Trimouns (vers le rocher de Scaramus et le pic de Géral) (**Fig. III-29**) ne présentent pas une tendance linéaire claire, et sont probablement affectés par des mouvements tectoniques post pic métamorphique (voir chapitre V). On observe que les températures du Dévonien supérieur sont de plus en plus élevées du nord de Trimouns (env. 350°C) vers l'est de Trimouns (env. 500°). Cette tendance nécessite des analyses complémentaires car une seule température est estimée dans le Dévonien supérieur au nord de Trimouns. Au nord de Trimouns, on montre que les températures Raman des roches du Mésozoïque sont en discontinuité avec les températures dans le Paléozoïque. Ces terrains alpins sont probablement influencés par le métamorphisme Nord-Pyrénéen décrit par notamment par Golberg, 1987 ou Golberg et Leyreloup, 1990. Le saut de température observé entre terrains paléozoïques et mésozoïques montre que les températures enregistrées dans le Paléozoïque ne sont pas alpines. Le métamorphisme tardi-varisque exprimé lors de la migmatitisation doit être responsable des températures enregistrées dans la couverture paléozoïque. On distingue donc des impacts thermiques varisques et alpins sur les roches autour de Trimouns.

Des scapolites, minéraux caractéristiques du métamorphisme nord pyrénéen, sont observés dans la coupe Trimouns-Fourcat dans le Dévonien (voir chapitre II). Leur présence témoigne du caractère polymétamorphique de la couverture du massif du Saint Barthélémy. Delchini et al. (2016) propose que la thermométrie **RSCM** est fiable pour estimer des paléotempératures en domaine polymétamorphique. Il suggère que la thermométrie Raman sur des terrains paléozoïques soumis aux métamorphismes varisque et alpin ne cumule pas les effets des deux événements thermiques. Néanmoins, Delchini et al. (2016) impose de confirmer les analyses **RSCM** par études parallèles sur les assemblages minéralogiques. Notre étude ne présente pas de grille P-T sur les assemblages minéralogiques du Silurien et du Dévonien. Cependant les observations minéralogiques faites sur les roches paléozoïques nous semblent en accord avec les températures observées avec la thermométrie **RSCM**.

Des questions subsistent sur les températures des pics métamorphiques de certaines zones clés comme les carbonates dolomités du Silurien. La dispersion des données de températures dans le Dévonien supérieur à l'est de Trimouns (**Fig. III-29**) pourrait être due à des discontinuités structurales ou à influence du métamorphisme nord pyrénéen à condition que ce dernier ait une intensité supérieure au métamorphisme tardi-varisque (voir chapitre V). Les données de plusieurs points doivent être complétées pour pouvoir obtenir une meilleure représentativité statistique.

D) Conclusion et perspective

La vision passée des événements thermiques de Trimouns et de ses encaissants s'articule selon deux axes (**Fig. III-30**).

- 1) Des conditions chaudes varisques pour le socle (Saint Blanquat, 1989 ; Saint Blanquat, 1993 ; Lemirre & al., en préparation).
- 2) Des conditions plus froides tardi-varisques (Fortuné, 1971 ; Moine, 1982 ; Parseval, 1992) ou alpine (Boiron et al., 2005) pour la minéralisation.

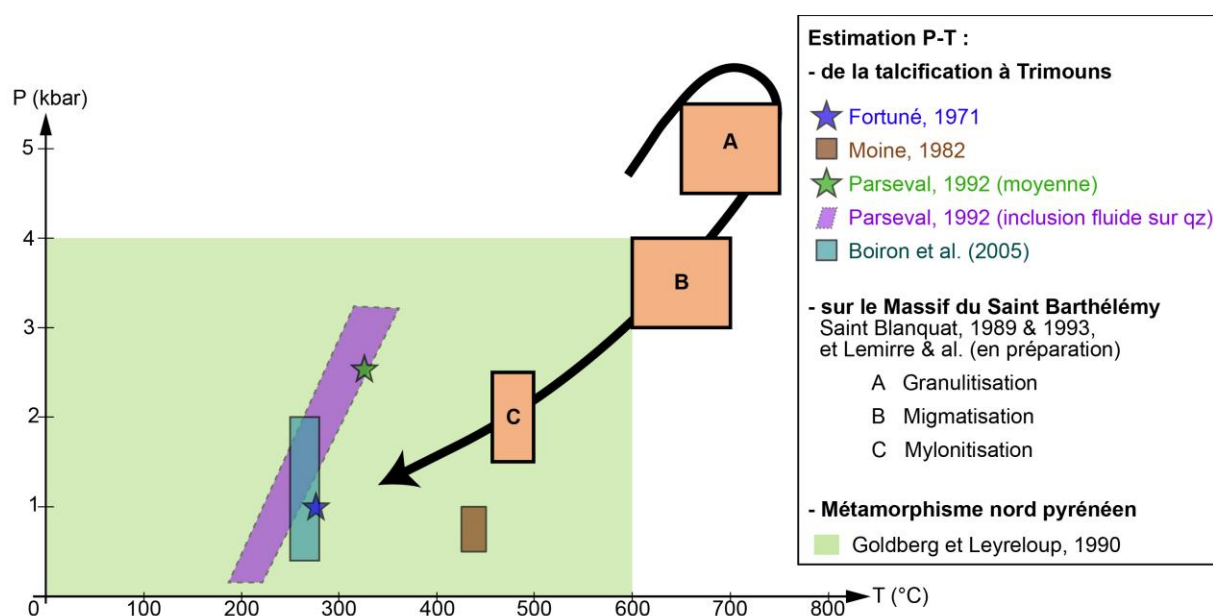


Figure III-30 : Grille Pression-Température classique à Trimouns et sur le massif du Saint Barthélémy.

Notre étude permet de densifier les résultats thermométriques sur Trimouns pour des données liées à la formation des chlorites et d'acquérir des températures sur les pics de métamorphisme atteints dans la couverture paléozoïque et mésozoïque. En comparant nos résultats à ce que l'on sait déjà des conditions P-T dans le talc à Trimouns et dans le massif du Saint Barthélémy (**Fig. III-30**), ainsi que sur les températures des autres métasomatismes régionaux, on tire plusieurs conclusions de nos travaux.

Les températures de formation des chlorites (**Fig. III-31a**) s'inscrivent dans une histoire plus froide que les pics de températures varisques. Les chlorites du gisement sont en moyenne plus froides que toutes les autres chlorites (mur et toit). En supposant que la pression de formation des chlorites du gisement est la même que celle de l'étude thermobarométrique la plus récente (Boiron et al., 2005), on observe que les valeurs de notre étude s'échelonnent sur une gamme de température plus large que l'étude précédente. Outre le fait que l'on compare des méthodes différentes, la diversité des chlorites sur Trimouns exprime des conditions de formation variées. Ces chlorites peuvent être issues (1) d'un seul épisode de minéralisation long au cours duquel la température diminue ou (2) d'épisodes de minéralisation différents à des conditions de températures différentes (voir chapitre V).

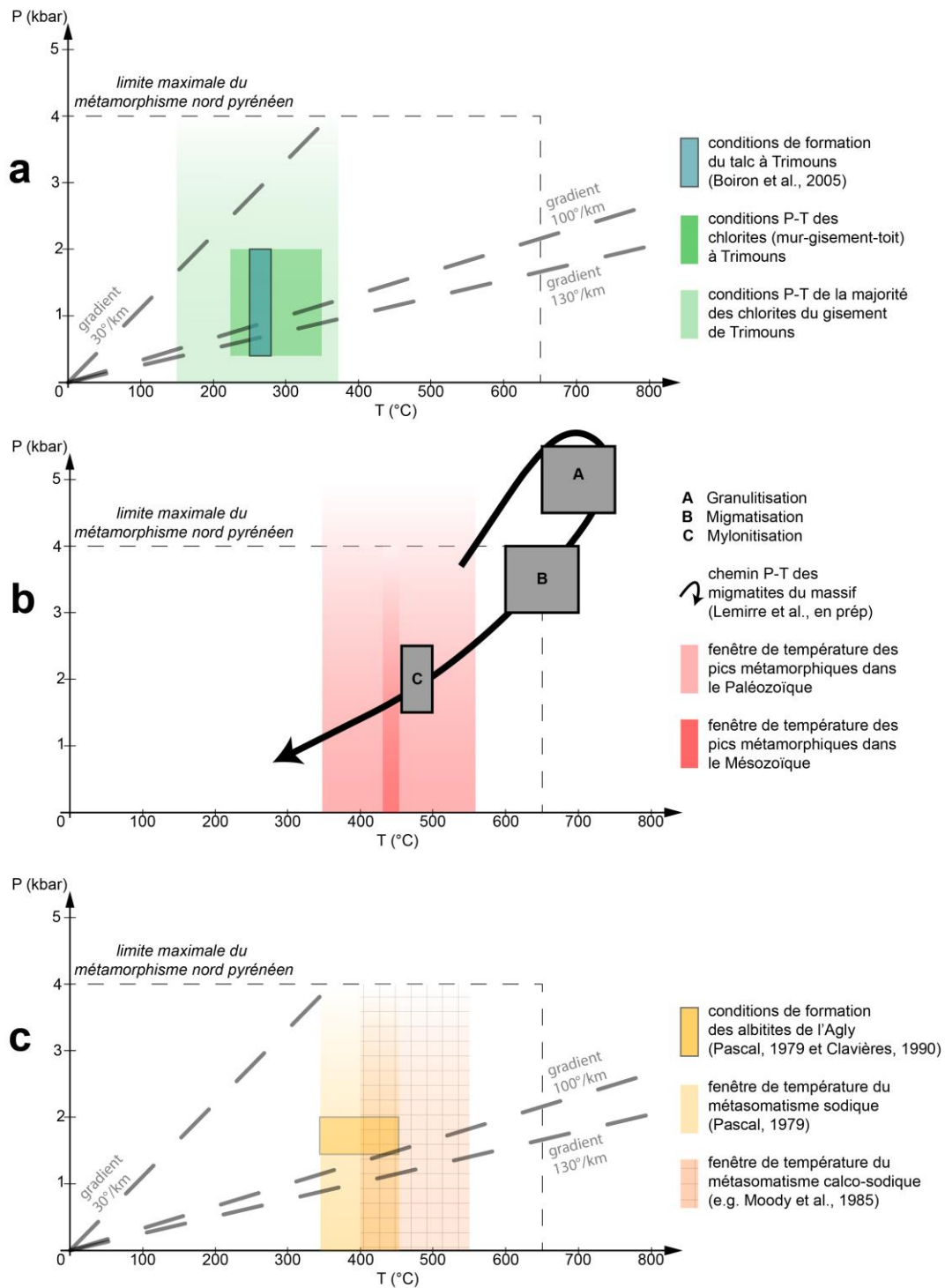


Figure III-31 : Grille Pression-Température (a) du talc et de la chlorite à Trimouns, (b) des événements chauds sur le massif du Saint Barthélémy, et (c) des épisodes métasomatiques sodiques et calco-sodiques dans les Pyrénées.

On observe que les pics de métamorphisme (« chaud ») dans la couverture paléozoïque se situent dans la dynamique tardi-varisque car ils s'insèrent dans le chemin P-T des roches du socle. Ces pics thermiques peuvent être contraints en pression (sous le chemin P-T des roches du socle - **Fig. III-31b**)

car la couverture paléozoïque est moins profonde que les migmatites lors de formation (fenêtre pression-température **B** de la **figure III-31b**). Les pics de métamorphisme dans le mésozoïque sont, quant à eux, en accord avec les conditions du métamorphisme nord pyrénéen, et sont moins élevés que les maxima atteints à la période varisque. Nous contraignons une pression maximale du métamorphisme nord pyrénéen dans les roches mésozoïques autour de Trimouns en fonction des épaisseurs de sédiments calculée par Goujou et al. (1988) (entre 3 et 6 km). Le Saint Barthélémy est donc affecté par deux épisodes thermiques chauds qui se situent entre la phase de compression hercynienne et l'inversion crétacée.

La minéralisation à Trimouns (le gisement) est non seulement plus froide que les conditions présentées au Varisque ou lors du métamorphisme nord pyrénéen, mais elle est également plus froide que le métasomatisme sodique/Na (350°C-450°C d'après Pascal, 1979), et calco-sodique/Ca-Na (400°C-550°C pour Moody et al., 1985) (**Fig. III-31c**). Le métasomatisme calco-sodique est lié à des flux de chaleur du métamorphisme nord pyrénéen (Fallourd et al., 2014). Les albitites de l'Agly se forment à des pressions similaires à Trimouns (1,5 à 2 kbar - Pascal, 1979 et Clavières, 1990) mais à des températures plus élevées. Le gradient géothermique lors de l'albitisation est donc plus élevé que celui de Trimouns. L'influence du métamorphisme nord pyrénéen à Trimouns ne semble pas être nécessaire pour avoir un fluide hydrothermal aux conditions décrites par Boiron et al. (2006) contrairement aux albitites.

La minéralisation de Trimouns s'inscrit donc bien dans une histoire froide distincte des épisodes chauds des métamorphismes tardi-varisque et nord pyrénéen.

L'étude des inclusions fluides sur l'ensemble des faciès (hétérogènes) du gisement permettrait de distinguer sur la grille P-T les différentes conditions de minéralisations de chlorites mise en évidence.

IV) Géochronologie



Monazite de Trimouns.

A) Article - Succession d'événements métasomatiques permien et mésozoïques dans l'est des Pyrénées avec application sur le gisement de talc-chlorite de Trimouns

Résumé de l'article (Boutin et al., 2016)

Comme évoqué dans l'introduction, plusieurs études récentes renouvellent le modèle pré-orogénique des phases pré-alpines à alpines des Pyrénées. Ces travaux traitent notamment de l'amincissement crustal associé à l'exhumation tectonique du manteau dans la **ZNP** (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc, 2012 ; Clerc et al., 2012 ; Corre et al., 2016 ; Saint Blanquat et al., 2016). Des questions demeurent sur la formation de ce domaine hyper étendu, et sur la période précise d'exhumation du manteau par cassure de la croûte lithosphérique.

Il y a une quinzaine d'années, une étude géochronologique majeure (Schärer et al., 1999) a démontré que la minéralisation de Trimouns était ancrée dans le cycle orogénique alpin (pré-collision - ca. 100 Ma) alors que celle-ci était jusqu'alors considérée comme hercynienne. Cette étude permit d'apporter des éléments de réponse aux questions relatives aux Pyrénées alpines. Elle met en relation les terrains paléozoïques de Trimouns et l'amincissement crustal (Boulvais et al., 2006). Elle permet d'inscrire l'hydrothermalisme « talqueux » dans la période de rifting pyrénéen (Crétacé « moyen »), et par conséquent dans une période contemporaine de l'exhumation mantellique des modèles cités précédemment.

Cependant, la discussion autour de « l'âge de Trimouns » n'est pas close, et l'étude de Schärer et al. (1999) mérite un approfondissement pour deux raisons. La première est que talc et chlorite ne pouvant pas (encore) être « directement » les objets de datations. Pour dater le gisement, Schärer & al. (1999) utilisent deux minéraux de terres rares contemporains de la talcification : xénotime et monazite. Or ces minéraux se limitent à une zone bien précise du gisement, la zone des minéraux à terres rares dans les dolomies du toit (secteur P2 - **Fig. IV-1** et **Fig. I-32**). Cette zone est bien trop localisée pour représenter un gisement hétérogène. La seconde raison est, que depuis une quinzaine d'années, les techniques de datation ont évolué et plusieurs autres espèces minérales comme les titanites se sont révélées être de bons marqueurs géochronologiques (Frost et al., 2000).

L'étude présentée ici (Boutin et al., 2016) prolonge donc les travaux de Schärer et al. (1999) avec le souci d'appliquer des techniques de datation éprouvées sur un plus large panel de minéraux répartis sur les différentes formations du site. Dans cette optique nous avons réalisé un échantillonnage plus fin des minéraux associés aux différents terrains sur Trimouns. L'étude géochronologique U-Th-Pb a été menée à l'ICP-MS à ablation laser sur des minéraux de terres rares (xénotime, monazite, allanite), et sur des

minéraux titanifères (titanite, rutile). En parallèle à Trimouns, nous avons pu effectuer des travaux similaires sur des gisements de talc-chlorite de la **ZA** : le gisement de Caillau au col de Jau, et le gisement de Las Embollas (**Fig. IV-1**). Ces sites sont plus éloignés du domaine hyper-étendu crétacé et permettent une mise en perspective des âges obtenus sur les minéralisations talco-chloriteuse en fonction du contexte géologique.

Sur Trimouns, l'ensemble des données montre que le gisement a été formé pendant au moins deux événements hydrothermaux successifs.

- 1) Le premier a été révélé par des titanites contenues dans les chloritites. Il est principalement relié à une partie de la veine chloriteuse (proche du mur). Cet événement est estimé autour de 165 Ma (Jurassique moyen), et est probablement lié à l'événement hydrothermal jurassique décrit par Cathelineau et al. (2012) à l'échelle de l'Europe occidentale (**Fig. IV-1**).
- 2) Le second événement a duré entre 25 et 30 millions d'années (entre ca. 122 Ma et 96 Ma, entre la fin de l'Aptien et Cénomanién). Avec les résultats obtenus, cet épisode peut être découpé en trois sous-événements interprétés comme des « pulses » de circulation hydrothermale. Ce métasomatisme est révélé par des minéraux de terres rares et titanifères ce qui permet de le relier à la fois aux formations de talcitites et des chloritites. Cet événement est l'expression géologique de l'amincissement de la croûte terrestre résultant de l'ouverture du golfe de Gascogne.

Au Jurassique, la formation de chloritites induit une zone de forte perméabilité et de faiblesse mécanique le long de laquelle les déformations et les circulations de fluides ont pu être favorisées lors du second événement au Crétacé.

Les autres gisements de la zone axiale (col de Jau et de Las Embollas) présentent des minéralisations d'âges différents.

Au col de Jau, deux événements hydrothermaux sont relevés dans des chloritites ; un événement permien à ca. 296 Ma associé à la fin du Varisque, et un second entre le Crétacé et le Jurassique à 141 Ma (+/- 8 Ma) durant le début du rifting Pyrénéen.

A Las Embollas, les talcitites semblent être marquées par un seul événement hydrothermal permien à ca. 270 Ma (fini-varisque).

Dans les Pyrénées, l'histoire des circulations hydrothermales formant les minerais talco-chloriteux a pu être décrite avec ces trois gisements.

On observe une succession complexe d'événements :

- 1) à la fin du Varisque, un événement de chloritisation dans la **ZA** probablement lié à la fin du magmatisme et aux déformations varisques ;
- 2) au Permien, un événement de formation de talc dans la **ZA** ; il est potentiellement lié à l'extension tardi-varisque qui sépare les cycles hercynien et alpin ;
- 3) des événements jurassiques liés à la formation de chlorites (voir de talc) et associés aux prémices du rifting décrit en Europe occidentale (Cathelineau et al., 2012) ;
- 4) un événement majeur de formation de talc et de chlorites au Crétacé ; il pourrait être le résultat d'une activité axée autour de trois « pulses » hydrothermaux.

Ce dernier événement est spatialement et temporellement associé aux métasomatismes sodique et calcosodique (Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014) observés dans la région (**Fig. IV-1**), ou à l'Ouest de la chaîne (Corre et al., 2016). Tous ces événements hydrothermaux sont corrélables à des tectoniques extensives (Cathelineau et al., 2012).

Nos données confirment que le métasomatisme a commencé avant le métamorphisme nord pyrénéen (et avant le magmatisme associé), (**Fig. IV-1**). L'évènement hydrothermal est considéré comme étant de basse à moyenne température (250°C à 350°C - Parseval, 1992 ; Boiron et al., 2005) ; à l'inverse le métamorphisme nord pyrénéen présente des températures élevées (maximum entre 500°C et 600°C - Golberg et Leyreloup, 1990). Le décalage temporel entre basse et forte température suggère un changement de configuration géodynamique entre ces deux périodes. L'exhumation du manteau (source de chaleur) a pu être initiée entre la période « froide » marquée par l'évènement crétacé de Trimouns, et la période « chaude » du métamorphisme nord pyrénéen (Cénomano-Turonien).

D'un point de vue méthodologique, notre étude confirme la robustesse de la titanite. En effet, ces minéraux titanifères étudiés donnent des âges permien et jurassiques or ils ont connu/subi deux évènements hydrothermaux avérés (permien et jurassique au Col de Jau - jurassique et crétacé à Trimouns). Ayant conservé l'empreinte de l'évènement le plus ancien, ils n'ont donc pas été perturbés ou « remis à zéro » (formule consacrée des géochronologues) par les circulations de fluides de moyenne température (id 300°C) qui ont suivi.

N.B. : les données brutes contenues de l'article (« Electronic supplementary material ») sont fournies en **annexe 5**.

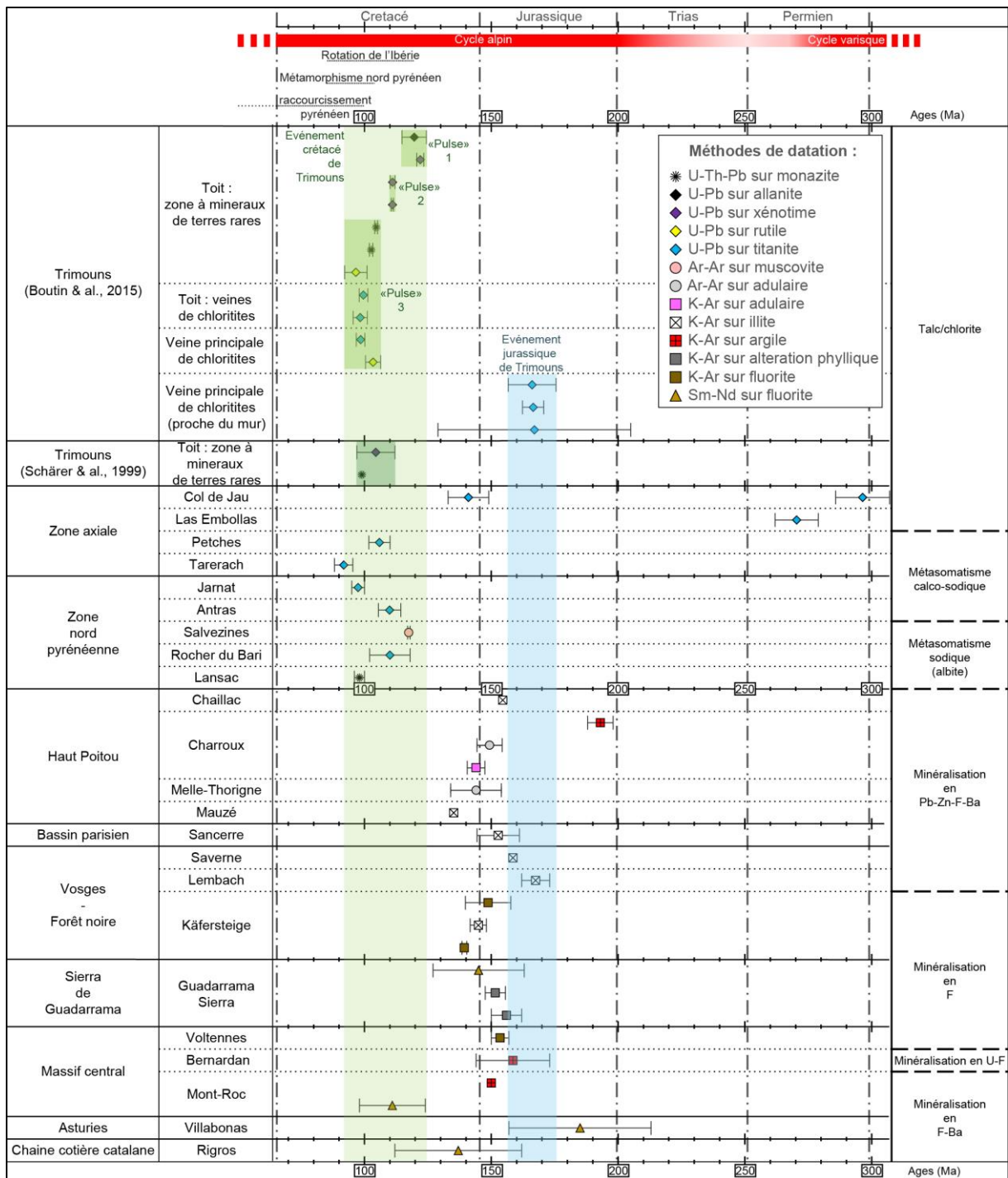


Figure IV-1 : Chronologie des datations à la carrière de Trimouns et des minéralisations en Europe occidentale. *Modifiée de Boutin & al. (2015).*

Les pages suivantes présentent l'article tel qu'il est publié dans la revue « International Journal of Earth Sciences ».

Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit

Alexandre Boutin^{1,2} · Michel de Saint Blanquat¹ · Marc Poujol³ · Philippe Boulvais³ · Philippe de Parseval¹ · Caroline Rouleau³ · Jean-François Robert⁴

Received: 13 February 2015 / Accepted: 20 June 2015 / Published online: 15 July 2015
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Abstract Recent studies proposing pre-orogenic mantle exhumation models have helped renew the interest of the geosciences community in the Pyrenees, which should be now interpreted as a hyper-extended passive margin before the convergence between Iberia and Eurasia occurred. Unresolved questions of the Pyrenean geology, as well as the understanding of the formation of hyper-extended passive margins, are how the crust was thinned, and when, where and how the crustal breakoff occurred. The study of the Variscan and pre-Variscan Pyrenean basement is thus critical to document and understand this Cretaceous crustal thinning. In order to specify the timing of Mesozoic metasomatism and the associated deformation in the pre-Mesozoic basement of the Pyrenees, we carried out a U–Th–Pb laser ablation ICP–MS study on a large panel of REE and titanium-rich minerals (titanite and rutile) from talc–chlorite ores from the eastern Pyrenees, with a special emphasis on the Trimouns deposit, the world’s largest talc quarry. Our results suggest that the Trimouns talc formation was

restricted to the upper Aptian–Cenomanian time, while the talc and chlorite formation in the eastern Pyrenees occurred during several distinct Permian, Jurassic and Cretaceous episodes. These results give strong constraints on the tectonic setting of the Pyrenean domain during the transition between the Variscan and Alpine orogenic cycles, and particularly on when and how the upper crust was thinned before the crustal breakoff and the final mantle exhumation.

Keywords Trimouns · Talc · Chlorite · Pyrenees · Rifting · Metasomatism · LA–ICP–MS U–Th–Pb dating

Introduction

Geological studies of the Pyrenees have generated, and continue to generate, numerous controversies due to its highly debated plate kinematic framework (Le Pichon et al. 1970; Choukroune and Mattauer 1978; Olivet 1996; Sibuet et al. 2004; Gong et al. 2008; Bronner et al. 2011; Tucholke and Sibuet 2012; Bronner et al. 2012) and complex geological and geophysical characteristics (Barnolas and Chiron 1995; Chevrot et al. 2014). Recent models proposing pre-orogenic mantle exhumation have helped renew the interest of the geosciences community in this orogen. Recent data have shown that the outcropping conditions of mantle rocks exposed in the Pyrenees imply the fragmentation of the mantle at or near the surface and its mixing with the already deformed and metamorphosed Mesozoic cover (Lagabrielle and Bodinier 2008). This implies that the Pyrenean domain underwent a major phase of exhumation of the subcontinental mantle during the mid-Cretaceous (Lagabrielle and Bodinier 2008; Jammes et al. 2009; Lagabrielle et al. 2010; Clerc et al. 2012). One of the major consequences is that the pre-orogenic Pyrenees should now be

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00531-015-1223-x) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Alexandre Boutin
alexandre.boutin@get.omp.eu

¹ Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse Cedex 1, France

² Imerys Talc Luzenac France, 21 Rue Principale, 09250 Luzenac, France

³ Géosciences Rennes, UMR 6118, Université Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France

⁴ Imerys Talc Europe, 2 Place Edouard Bouillères, BP 33662, 31036 Toulouse Cedex 1, France

interpreted as a hyper-extended passive margin and that the internal north Pyrenean zone, which contains lherzolites, is a fossil analog of a distal passive margin where the thermo-mechanical processes of mantle exhumation and associated crustal thinning can be studied at the surface on exposed rocks (Masini et al. 2014; Clerc and Lagabrielle 2014). The main unresolved questions of the pre-orogenic Pyrenean geology, as well as the study of hyper-extended passive margins, are how the crust was thinned, and when, where and how the crustal breakoff occurred. The study of the Variscan and pre-Variscan basement is thus critical to documenting and understanding the Cretaceous crustal thinning.

In addition to the presence of lherzolites, another geological peculiarity of the Pyrenees can be observed in the basement and is represented by numerous occurrences of albitite (Pin et al. 2001, 2006; Monchoux et al. 2006; Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010; Fallourd et al. 2014), chlorite and talc deposits (Aranitis 1967; Fortuné 1971). Because they are exposed within the Variscan massifs and were formed at the expense of Paleozoic or even older rocks, they were first interpreted as resulting from (late) Variscan events (Fortuné et al. 1980). However, recent geochronological and geochemical works have shown that the eastern Pyrenean albitites and the Trimouns talc deposits are in fact the products of one (or more) Mesozoic regional-scale hydrothermal event(s) (Schärer et al. 1999; Boulvais et al. 2006; Poujol et al. 2010; Fallourd et al. 2014). Consequently, the crustal thinning associated with the mantle exhumation and the formation of these deposits is contemporaneous and are both associated with intense fluid circulation and deformation of the pre-Alpine basement crustal rocks. These recent studies all emphasize the importance of fluids in the mechanical and chemical evolution of both mantellic and crustal rocks during crustal thinning and mantle exhumation and provide strong constraints on the syn-rift evolution of passive margins.

Located in the north Pyrenean Saint Barthelemy Massif (de Saint Blanquat 1989), the Trimouns talc deposit is exceptional because of its ore quality and quantity, as it is the world's largest active talc–chlorite quarry (Höfller and Vinandy 2000). A preliminary U–Pb geochronological study on xenotime and monazite sampled in centimeter scale geodes from the hanging wall seems to demonstrate a continuous crystallization of these minerals between 112 and 97 Ma, which suggests that the Trimouns deposit is the result of a long-lasting Cretaceous hydrothermal activity (Schärer et al. 1999). Three points prevent us from considering that we have complete knowledge of these Cretaceous metasomatic events. First, the minerals from the Trimouns deposit dated by Schärer et al. (1999) were not spatially associated with the main ore body; second the complexity of the deposit, which is comprised of juxtaposed lenses of talc and chlorite ores that are not necessarily

contemporaneous; and third, the occurrence of other non-dated talc and chlorite ores in the Pyrenees, mainly in the eastern part of the Axial Zone (Fortuné 1971).

The aim of this paper is therefore to provide more precise knowledge of the hydrothermal circulation(s) that occurred in the Pyrenean domain between the Variscan and Alpine orogenies. In order to do this and to be sure that we are dating the ore formation events themselves, we have selected titanium- and REE-rich minerals (titanite, rutile, monazite, xenotime and allanite) that were formed together with the talc and chlorite mineralization. Furthermore, in order to get a more regional picture, our study focuses on three different locations: Trimouns, where we worked on a larger area representative of the whole deposit, and two locations in the Pyrenean Axial Zone, Las Embollas (Cornella de Conflent) and the Col de Jau (Caillau) ore deposits. Our results suggest a more complicated history for the Trimouns talc–chlorite formation than previously thought and give strong constraints on the tectonic setting of the Pyrenean domain during the transition between the Variscan and Alpine orogenic cycles, and particularly on the relationship between crustal extension and mantle exhumation in the Pyrenean rift.

Geological context

The Pyrenean mountain belt belongs to the Western European Alpine system and was constructed on the plate boundary which separates the Iberian and European plates. This plate boundary has been active since the Paleozoic, and therefore, the Pyrenees are an area where we can observe the superposition of two successive orogens on the same crustal segment; the Variscan orogeny at the end of the Paleozoic, and the Mesozoic–Cenozoic Alpine orogeny. Despite the fact that 200 Ma separates the youngest orogenic Variscan events from the oldest Alpine ones, these two orogens are difficult to differentiate on pre-Mesozoic rocks affected by both episodes. They share similar structural directions (EW to WNW-ESE), due to the reuse of Variscan structural discontinuities during the Alpine orogeny. In addition, they both have been marked by a strong HT-LP thermal event that, in both cases, reaches the amphibolite facies conditions (600 °C—Pin and Vielzeuf 1983; Vielzeuf 1984; de Saint Blanquat 1989; de Saint Blanquat 1993 for the Variscan orogeny—Golberg and Leyreloup 1990 for the Alpine orogeny). The Variscan orogeny in the Pyrenees is polyphased with a southwestward thrusting event followed by a dextral transpressive phase, accompanied by a large calc-alkaline magmatism and a HT-LP metamorphism (Debon et al. 1995; Denèle et al. 2014). The importance and characteristic of the late Variscan extensional event are still being discussed (de Saint Blanquat

et al. 1990). The Variscan Pyrenees were part of the external domain of the southwestern European Variscan orogeny. The Alpine Pyrenees are the result of the Cenozoic inversion of a Cretaceous transcurrent hyper-extended rift that was created during the opening of the Bay of Biscay (Le Pichon et al. 1970; Choukroune et al. 1973; Choukroune and Mattauer 1978; de Saint Blanquat et al. 1986; Olivet 1996; Lagabrielle and Bodinier 2008). Furthermore, a Miocene extensional phase, related to the rotation of the Corsica–Sardinia block and the opening of the Gulf of Lion, is present in the eastern part of the range.

The Pyrenees are characterized by a structural zonation parallel to the elongation of the belt (Fig. 1a). In our study area, we found (from north to south):

1. The north Pyrenean zone (NPZ) (Choukroune 1976), which thrusts the foreland Aquitaine basin toward the north via the north Pyrenean frontal thrust. It is made up of Mesozoic and Cenozoic sedimentary sequences, in particular the Albo-Cenomanian “Black-flysch” sequence (Debroas 1990), Triassic and Cretaceous magmatic rocks (Azambre and Rossy 1976; Béziat et al. 1991) and the so-called north Pyrenean massif (NPM) comprised of Paleozoic and upper Proterozoic metasedimentary and magmatic rocks that were mainly affected by Variscan or older events. The base of some massifs from the NPM (Agly, Bessède de Sault, St Barthelemy, Castillon and Ursuya) reached the granulite facies (Zwart 1954; Vielzeuf 1984; de Saint Blanquat et al. 1990; de Saint Blanquat 1993) ca. 300 Ma ago (Delaperrière et al. 1994). The southern part of the NPZ is comprised of the narrow “Internal Metamorphic Zone” (IMZ) which contains high-grade Mesozoic metasedimentary rocks (HT-LP metamorphism, 110–85 Ma: Albarède and Michard-Vitrac 1978; Golberg and Maluski 1988; Golberg and Leyreloup 1990), carbonate breccias enclosing lherzolite fragments (Lagabrielle and Bodinier 2008; Lagabrielle et al. 2010; Clerc et al. 2012) and catazonal Variscan granulitic slices. Recent works have shown that the IMZ corresponds to an area that experienced an extreme crustal thinning associated with the exhumation of the subcontinental mantle (Lagabrielle and Bodinier 2008; Lagabrielle et al. 2010; Clerc and Lagabrielle 2014).
2. The north Pyrenean fault (NPF) is the southern limit of the NPZ. Its importance, evolution and geometry have been the subject of major controversies. It is now recognized as representing one of the Cretaceous sinistral transform faults related to the opening of the Bay of Biscay. But it is older, since dextral movements ascribed to the end of the Variscan were described along this fault (Arthaud and Matte 1975; de Saint Blanquat 1993).
3. Located to the south of the NPF, the Axial Zone (AZ) consists of Paleozoic and upper Proterozoic metasedimentary series and magmatic rocks that primarily deformed during the Variscan orogeny, but also during the Alpine Cenozoic southward thrusting events (Séguret 1972; Choukroune et al. 1989; Muñoz 1992). It contains intrusive and effusive rocks of upper Pennsylvanian (ca. 305 Ma) to Permian age (ca. 267 Ma—Denèle et al. 2012), as well as rare fragments of Mesozoic sedimentary cover (Barnolas and Chiron 1995).

Talc–chlorite deposits are produced by the transformation of magnesian carbonates or ultramafic rocks. The deposits originating from ultramafic rocks and serpentinites were produced via alteration involving little chemical transfer since the chemical composition of the primary rocks is relatively similar to that of talc. No economic deposits are formed through the transformation of ultramafic rocks in the Pyrenees. The deposits originating from magnesian carbonates occur within the metasedimentary series where carbonate rocks are more or less abundant (dolomitic limestones, dolostones and magnesites); the talc originated from these carbonates. Chlorite ores are primarily composed of magnesian chlorite and were formed through the alteration of silico-aluminous rocks (micaschists, gneisses, granitic rocks, etc.). These deposits could be defined as metasomatic because there were significant chemical exchanges (high mobility of SiO₂, Mg, Na, K, Ca, CO₂, etc.) during their formation. They occur in zones of intense deformation, such as thrust and fracture zones, where hydrothermal circulation and thus fluid–rock exchange are significant (Moine et al. 1982a, b, 1989). Most of the Pyrenean talc and chlorite ores were formed by the metasomatism of carbonated and silico-aluminous rocks (Aranitis 1967; Fortuné 1971). The talc protolith is mainly comprised of lower Paleozoic marbles and dolostones. The chlorite protolith is comprised of gneisses, migmatites, micaschists and granitoids from the Variscan basement.

The Trimouns talc–chlorite deposit is located in the north Pyrenean Saint Barthelemy Massif (SBM). The SBM is made up of (Fig. 1b) (from bottom to top) (Zwart 1954; de Saint Blanquat 1989): (1) A paragneissic formation (2 km thick) probably derived from the upper Proterozoic series which have been metamorphosed during the late Variscan LP-HT granulitic facies, (2) migmatites and micaschists mainly derived from the lower Paleozoic series (2 km thick) and intruded by granodioritic and leucogranitic sills, (3) an upper Paleozoic series. During the late Cretaceous and Tertiary, the massif was unroofed and overthrust to the north along south dipping reverse faults. The contact between the gneiss and migmatite is a ductile fault, the so-called Main Mylonite Band (Passchier 1982; de Saint Blanquat et al. 1990; de Saint Blanquat 1993). The contact between the

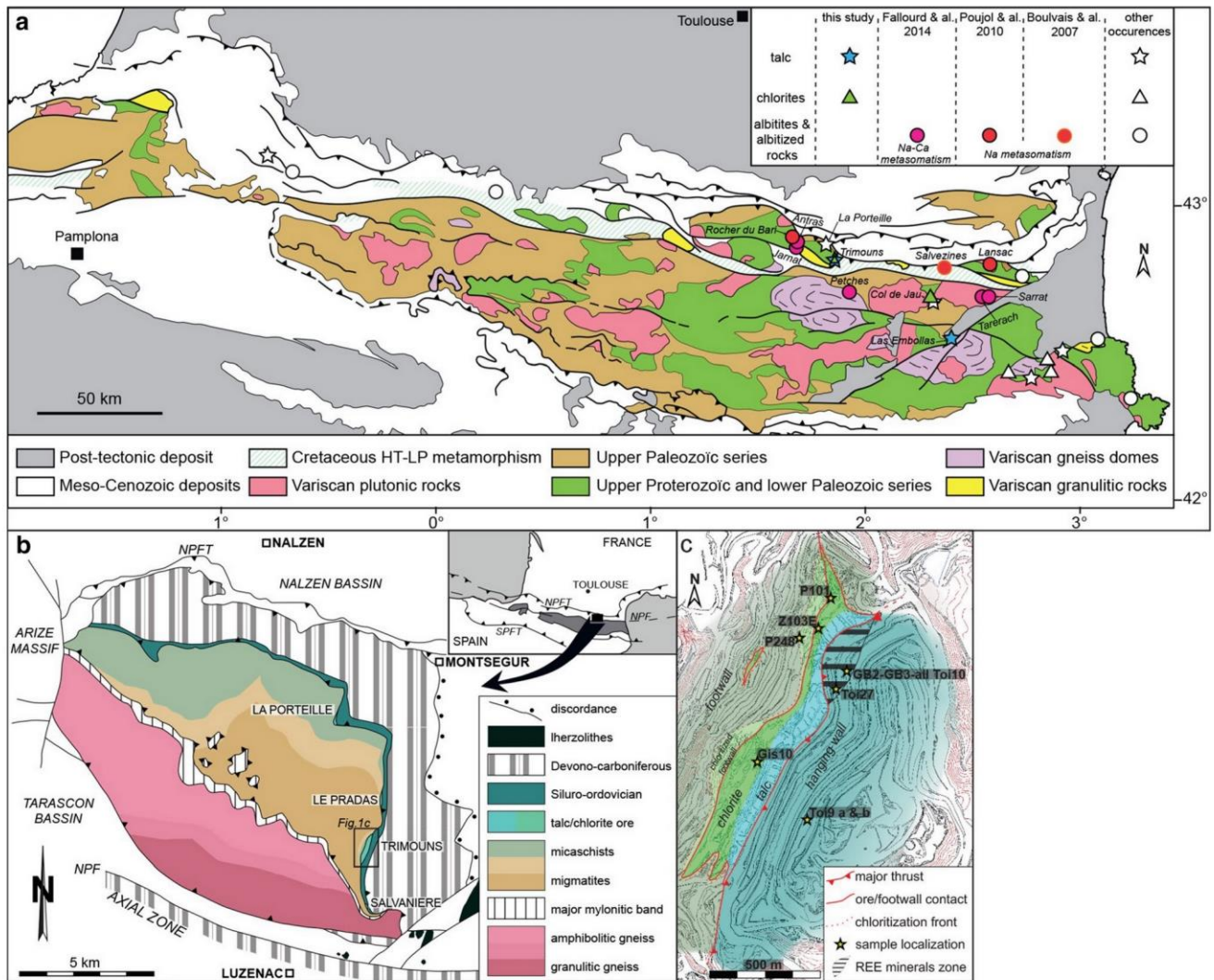


Fig. 1 **a** Simplified geological map of the Pyrenees with the location of the dated talc, chlorite and albitite mineralizations, **b** geological map of the Saint-Barthélemy massif (from de Saint Blanquat 1989), **c** schematic map of the Trimouns ore with sample locations

lower Paleozoic micaschists and carbonate rocks and the upper Paleozoic metasedimentary series is also tectonic in nature and corresponds to a decollement level located within the Silurian black schists. Talc and chlorite lenses crop out below this contact, discontinuously but all around the massif. From bottom to top, the Trimouns deposit is comprised of (Figs. 1c, 2a) a footwall of migmatites, micaschists, chloritized micaschists, and pure chlorite, the main talc ore, the hanging wall, made up of metasomatized dolostone, carbonates and schists from the Siluro-Ordovician series. Upper dolostone from this series contains REE minerals (Fig. 3a), particularly in the northern part of the hanging wall (Fig. 1c). In addition to these main units, the mineralization contains metric inclusions of pegmatites and micaschists. Rounded 2- to 10-m-sized pegmatite inclusions constitute tectonic clasts which are altered on their surface (Fig. 2b). The rim of the alteration contains allanite in the

chlorite matrix (Fig. 3b) which could not be studied in this work because of their overconcentration in common lead. Micaschists inclusions constitute lenses that are tectonically detached from the footwall (Fortuné et al. 1980). Overall, the micaschists are more altered than the pegmatites.

In the Pyrenees, the association of talc and chlorite paragenesis is described almost exclusively in Trimouns (Fortuné 1971; Moine et al. 1982a, b; de Parseval 1992; de Parseval et al. 2004; Boiron et al. 2005). The chemical reaction leading to talc formation from dolostone alteration (east part of deposit—Fig. 1c) was described by de Parseval et al. (2004) as a combination of two reactions:

- dolostone alteration by silicium-charged fluid:

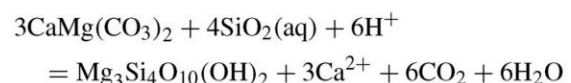
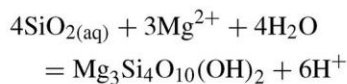


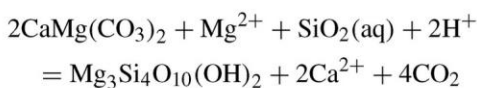


Fig. 2 Field relationships: **a** view of the Trimouns quarry, **b** chlorite from pegmatite, **c** chlorite from micaschists, chlorite in between marble boudins (hanging-wall veins) **d** at the Trimouns quarry. **e** Talc from Las Embollas and **f** chlorite from Col de Jau

- talc precipitation from percolating solution charged in silicium and magnesium:



These two reactions can be simplified as:



Talc formation involves an input of silicium and magnesium by the fluids. Ca and CO₂ leached out during the reaction could, respectively, form calcite which crystallizes in

lower pressure zones (dolostone cavities) and hydrothermal graphite.

In Trimouns, chlorites are mostly clinocllore, a magnesium end member of chlorite solid solution (Wiewióra and Weiss 1990). They are formed by the alteration of silico-aluminous rocks such as pegmatites and micaschists (western part of the deposit—Fig. 1c). In both cases, chloritization requires an input of Mg and H₂O (Fortuné et al. 1980; de Parseval 1992) (Table 1). During the process of their alteration into chlorite (chloritization), the source rocks are depleted in many elements such as silicium and REE. These elements are then involved in the neoformation of a variety of hydrothermal minerals (xenotime, monazite allanite, etc.—Table 1). Titanium from the silico-aluminous rocks is

globally immobile and is consequently incorporated in the newly formed titanite or rutile crystals (de Parseval 1992). According to the metasomatic reactions described in their papers, Fortuné et al. (1980) and de Parseval (1992) proposed that the silicium leached during chlorite formation contributed to the formation of talc, so that chloritization and talcification are two complementary processes.

According to Boulvais et al. (2006), observations made on other carbonate-made talc–chlorite deposits in the Pyrenees, such as Col de Jau and Las Embollas (Fig. 1a), suggest a similar formation. They demonstrated that the oxygen and hydrogen isotope compositions are compatible with a marine origin for the fluids, although they were slightly modified by their interaction with the crustal rocks. The Col de Jau (Caillau quarry) and Las Embollas ores are located in the Axial Zone, a few tens of kilometers to the ESE of Trimouns (Fig. 1a). Similar to Trimouns, these deposits are formed at the contact between the Paleozoic-carbonated rocks and silico-aluminous rocks. The Col de Jau deposits lie in between the late Variscan Querigut and Milhas plutonic bodies (307 Ma for the Querigut pluton; Roberts et al. 2000). In the vicinity of the deposit, we can observe mylonitized granites, micaschists and associated hydrothermal chlorites. A marble layer with centimetric talc veins is also described. The ore is almost exclusively dominated by chlorite and more particularly clinocllore (Aranitis 1967). The Las Embollas deposit is located in the eastern part of the Villefranche syncline and is characterized by the presence of Devonian calcareous rocks (footwall) together with talc mineralization, while the hanging wall is made up of Visean schists. Talc is developed in the fault zones and contains calcareous elements (tectonic breccia—Aranitis 1967). The low magnesium content of the host rock suggests that the deposit has a hydrothermal origin (Raguin 1958). Chlorites are not described in the Las Embollas deposit.

Methodology

Sampling

The minerals dated by Schärer et al. (1999) came from a restricted part of the hanging wall of the Trimouns quarry and contained one monazite and four xenotime grains. As the talc ore does not contain minerals that can be directly dated, we sampled the chloritized rocks and talc–chlorite veins on both sides of the deposit which contain euhedral minerals such as titanite, rutile, xenotime, monazite and allanite that crystallized contemporaneously with the

formation of talc and chlorite. All these minerals contain U and/or Th and can therefore be dated by the U–Th–Pb method (Poujol et al. 2010). Given the heterogeneity of the rocks affected by the metasomatism in the quarry (dolostone, schist, micaschists, gneiss and pegmatites), we sampled all the different lithologies present in the hanging wall and the footwall, from north to south of the quarry.

Microprobe

Quantitative analyses were performed at the University Toulouse III (GET Laboratory) using a CAMECA SX50 microprobe with SAMx automation. The operating conditions were: accelerating voltage 15 kV, beam current 10 or 20 nA (depending on the resistance of the mineral of beam damage), and analyzed surface $2 \times 2 \mu\text{m}^2$. The following standards were used: fluorite (F), albite (Na), periclase (Mg), corundum (Al), tugtupite (Cl), sanidine (K), wollastonite (Ca), pyrophanite (Mn), hematite (Fe), chromium oxide (Cr), barite (Ba).

U–Th–Pb method

Ablation was performed at the University of Rennes I (Géosciences Rennes) using an ESI NWR193UC laser system powered by an ultrashort pulse Coherent ExciStar XS Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm and consisting of 7–70 μm spot diameters (depending on the size and nature of the mineral) produced with a repetition rate of 3–4 Hz and a fluence of 8 J/cm². Ablated material was carried to the mass spectrometer in He and then mixed with N and Ar before being introduced to the ICP source of an Agilent 7700 \times quadrupole ICP–MS equipped with a dual pumping system to enhance sensitivity (Paquette et al. 2014). Tuning of the instrument and mass calibration were performed before the analytical session using the NIST SRM 612 reference glass, by monitoring the ²³⁸U signal and minimizing the ThO⁺/Th⁺ ratio (<0.5 %). The analyses consisted of the acquisition of the ²⁰⁴(Pb + Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th and ²³⁸U signals. The ²³⁵U abundance was calculated from the measured ²³⁸U on the basis of a ²³⁸U/²³⁵U ratio of 137.88. Single analyses consisted of ~20 s of background integration with the laser off, followed by ~60-s integration with the laser firing and then a ~10-s delay for wash out. The analyses were performed in time-resolved mode.

Raw data were corrected for Pb/U and Pb/Th laser-induced elemental fractionation and for instrumental mass discrimination by standard bracketing with repeated measurements of different standard reference materials: GJ-1 for titanite and allanite dating (Jackson et al. 2004);

Table 1 Adapted from de Parseval et al. (2004)

<i>infiltration</i> ←			
Source rock	Intermediate zone		Ore
Micaschists and pegmatites: - quartz - plagioclase, - muscovite - accessories minerals	Phlogopite zone: - quartz - phlogopite - muscovite - (+/-) chlorite - accessories minerals	Quartz-chlorite zone: - quartz - chlorite - (+/-) phlogopite - accessories minerals	Chlorite ore: - chlorite, - (+/-) talc - accessories minerals
..... → +Mg, +H ₂ O -Na, -K, -Ca, -Si globally inert Al, Fe, Ti, P			
Dolostones: - dolomite - accessories minerals	no intermediate zone		Talc ore: - talc - (+/-) chlorite - accessories minerals
..... → +Si, -Ca, -CO ₂			

Source to ore at Trimouns quarry according to hydrothermalism degree

Moacir for monazite (Gasquet et al. 2010); Weinsberg for xenotime (Klötzli et al. 2007) and R10 for rutile (Zack et al. 2011). Both standards—LAC titanite (Pedersen et al. 1989) and Bona and Tera allanite (Gregory et al. 2007)—available in Geosciences Rennes contain a non-negligible proportion of common Pb. As both titanite and allanite are silicates, we decided to use the GJ-1 zircon as the primary standard. As already explained in Fallourd et al. (2014), Sun et al. (2012) claimed that titanite can be up to 12 % younger than their known ages using either spot or raster analyses when a zircon standard is used. However, Storey et al. (2006) and Darling et al. (2012) concluded that the error related to the non-matrix matching between the unknown (titanite and allanite, respectively) and the external standard (zircon) is negligible. The systematic analyses of the matrix-matching standards (treated as unknown) during the course of the analyses demonstrated that this approach is valid.

With the samples, other standards were measured as unknowns to monitor the precision and accuracy of the analyses: titanite from the Lillebukt alkaline complex in northern Norway (ca. 520 Ma; Pedersen et al. 1989); 516.4 ± 5.5 Ma ($N = 28$, MSWD = 3.4); Bona and Tara allanite (ca. 31 and 418 Ma; Gregory et al. 2007); 30 ± 4 Ma ($n = 9$, MSWD = 2) and 429 ± 35 Ma ($n = 8$, MSWD = 5.3); Manangoutry monazite (ca. 555 Ma; Paquette and Tiepolo 2007); 561 ± 8 Ma ($n = 8$, MSWD = 1.9) and rutile R19 (ca. 490 Ma; Zack et al. 2011); 481 ± 9 Ma ($n = 14$, MSWD = 5.3). Data

reduction was carried out with the GLITTER software package (Van Achterbergh et al. 2001).

Sample descriptions

Trimouns

From the footwall to the hanging wall, we sampled three types of rocks containing REE and titanium-rich minerals:

- Chloritized micaschists (footwall and main ore—Fig. 2c) which contain titanium-rich minerals in the chlorite matrix (details in Table 2). Samples P101, P248 and Z103E are localized in the northern part of the ore (Fig. 1c). Sample Gis10 is the closest to the talc mineralization.
- Geodes from massive dolostones (REE mineral zone—Fig. 1c) which contain xenotime, monazite, allanite and rutile, in a dolomitic matrix (Fig. 3a). These cavities are often filled with talc. The seven samples are listed in Table 2.
- Decametric chlorite veins in the hanging wall, which are developed in pressure shadows between marble boudins formed by the Paleozoic series (Fig. 2d). They contain chlorite, titanite (ca. 2 cm), calcite and pyrite. Sample Toi9a (Fig. 3d) is a chlorite vein which contains euhedral titanite surrounded by calcites and chloritites. Sample Toi9b (Fig. 3c) is a chlorite vein which contains anhedral/alterated titanite exclusively surrounded by chlorite.

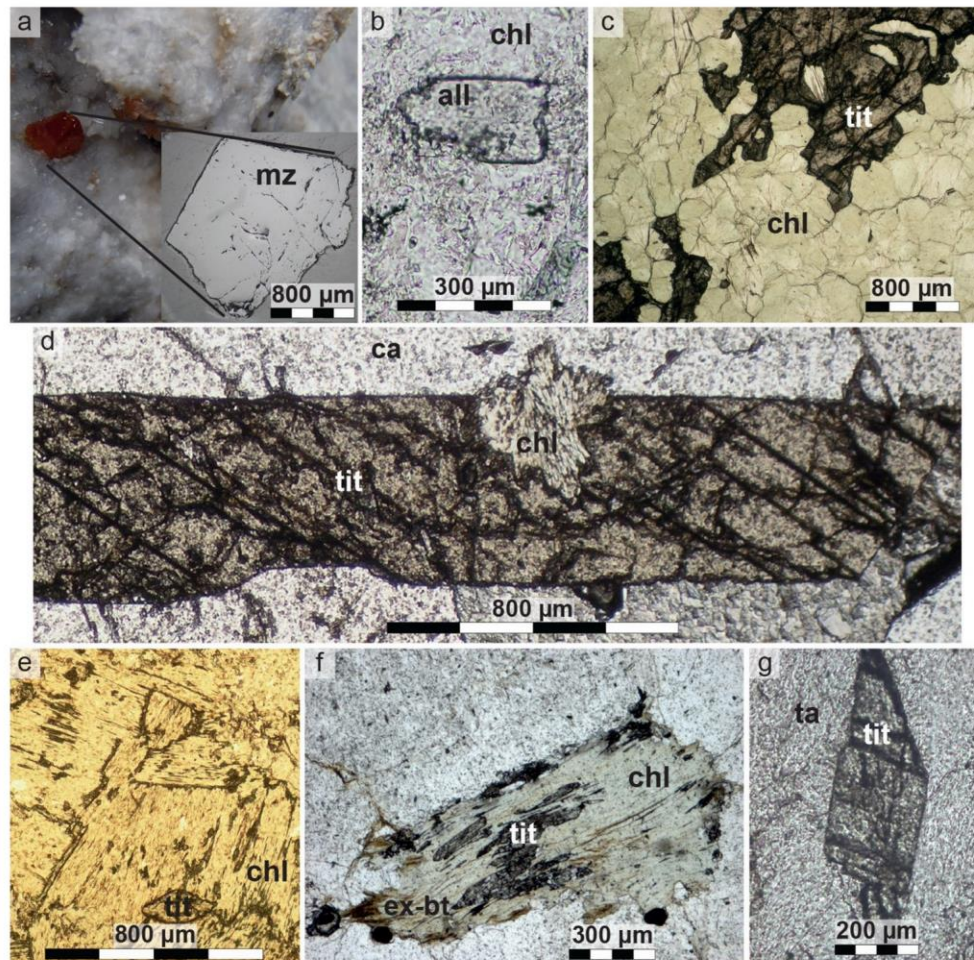


Fig. 3 Microscopic view of the minerals sampled. Trimouns: **a** monazite (*mz*) in dolostone geodes, macro- and SEM view, **b** hydrothermal allanite (*all*) in chloritized pegmatite, **c** anhedronal titanite (*tit*) and **d** euhedral titanite from chlorite (*chl*) mineralization. Col de Jau: **e**

hydrothermal isolated titanite in chlorite mineralization and **f** hydrothermal titanite in a biotite/chlorite assemblage (*ex-bt*). Las Embollas: **g** hydrothermal titanite in talc mineralization

Col de Jau

The Col de Jau deposit is essentially comprised of chlorite and is developed at the expense of micaschists and granite (Arانيتis 1967; Boulvais et al. 2006). We sampled the chlorite vein and its partially altered granitic host rocks (details in Table 2):

- Altered granite: sample Jau00-87, which contains titanite in a biotite/chlorite assemblage.
- Chlorite vein: sample Jau00-89, essentially comprised of chlorite. Some euhedral titanite grains are isolated in the matrix (Fig. 3e).

- Jau00-96 represents a contact between chlorite and altered granite. Titanite grains are associated with quartz in the altered zone, but are not in contact with chlorite.

Las Embollas

In the Las Embollas deposit, which is exclusively made up of talc, we sampled talc veins in contact with the carbonated rock (sample Emb01-179B). We observed only one type of titanite in the talc veins (Fig. 3g).

Table 2 Samples location coordinates, description of rock and nature of minerals date

Site	Sample name	Type	Minerals dated	GPS coordinate	
<i>Trimouns</i>					
Footwall	P248	Chloritized footwall	Euhedral titanite	42°48.540'N	1°48.073'E
Main ore	Gis10	Chlorite from micaschists "inclusion"	Titanite and rutile	42°48.497'N	1°48.039'E
Main ore	P101	Chloritite	Euhedral titanite	42°48.867'N	1°48.254'E
Main ore	Z103E	Chloritite	Euhedral titanite	42°48.611'N	1°48.203'E
Hanging wall	GB2	Geode in dolostone	Euhedral monazite	42°48.735'N	1°48.337'E
Hanging wall	GB3	Geode in dolostone	Euhedral xenotime	42°48.735'N	1°48.337'E
Hanging wall	Toi10	Geode in dolostone	Euhedral xenotime	42°48.683'N	1°48.300'E
Hanging wall	Toi10.0	Geode in dolostone	Euhedral allanite	42°48.683'N	1°48.300'E
Hanging wall	Toi10.2	Geode in dolostone	Euhedral xenotime	42°48.683'N	1°48.300'E
Hanging wall	Toi10.4	Geode in dolostone	Euhedral rutile	42°48.683'N	1°48.300'E
Hanging wall	Toi27	Geode in dolostone	Euhedral monazite	42°48.641'N	1°48.276'E
Hanging wall	Toi9a	Chlorite veins	Euhedral titanite	42°48.365'N	1°48.177'E
Hanging wall	Toi9b	Chlorite veins	Anhedral titanite	42°48.365'N	1°48.177'E
<i>Col de Jau</i>					
	JAU00-87	Granite altered	Euhedral titanite	42°40.040'N	2°14.668'E
	JAU00-89	Chlorite from micaschists	Euhedral titanite	42°40.040'N	2°14.668'E
	JAU00-96	Chlorite and altered granite	Euhedral titanite	42°40.040'N	2°14.668'E
<i>Las Embollas</i>					
	EMB01-179B	Talc vein	Euhedral titanite	42°35.059'N	2°22.892'E

Results

U–(Th)–Pb analysis

In this part, we present the results obtained by LA ICP–MS on the REE minerals or titanium-rich minerals described in the previous sections. For the samples from the Trimouns deposit, with the exception of monazite (sample GB2 and Toi27), all the results are plotted in Tera–Wasserburg diagrams. For the monazite, the data are plotted in $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ concordia diagrams (Poujol et al. 2010) (Fig. 4m, n). Col de Jau and Las Embollas are plotted in Tera–Wasserburg diagrams (respectively, Fig. 4o, p). BSE imaging of the dated minerals shows that they are unzoned.

Trimouns footwall

- Sample Gis10: Two types of minerals were analyzed:
 1. One euhedral titanite (two fragments) with 24 spots (Fig. 4a). All the analyses are very discordant and define a discordia with a lower intercept at of 98.5 ± 1.7 Ma (MSWD = 2). The upper intercept is compatible with the composition of a common Pb at ca. 100 Ma following the model of Stacey and Kramers (1975) for the Pb evolution. If we forced the discordia to this composition, we obtain a similar date of 98.7 ± 1.5 Ma

(MSWD = 1.9). We interpret this date of ca. 98 Ma as the age of crystallization for this titanite.

2. One euhedral rutile (three fragments) with 17 spots. These analyses also plot in a discordant position, although they are slightly less discordant than the titanite and allow to draw a discordia with a lower intercept at 103.4 ± 3 Ma (MSWD = 3.2) (Fig. 4b). As for the titanite, the upper intercept is compatible with the composition of a common Pb at ca. 100 Ma (Stacey and Kramers 1975). If the discordia is forced to that composition, we obtain a similar date of 103.8 ± 3.1 Ma (MSWD = 3). This date is interpreted as the crystallization age of the rutile.
- Sample P101: On the same thin section, 14 titanite grains were analyzed with 21 spots (Fig. 4c). They plot in a discordant position and define a discordia with a lower intercept at 166.1 ± 9.4 Ma (MSWD = 2.2). If the discordia is forced to the common Pb composition at ca. 165 Ma according to Stacey and Kramers (1975), we obtain a similar date of 167.3 ± 7.8 Ma (MSWD = 2.1) interpreted as the crystallization age for these titanite grains.
 - Sample P248: Nine spots were analyzed within five different titanite grains. A regression through these discordant analyses gives a lower intercept at 167 ± 38 Ma (MSWD = 5.9) (Fig. 4d) compatible within error with

the date of 157 ± 37 Ma (MSWD = 5.6) obtained if the discordia is forced to a common Pb composition calculated at ca. 165 Ma according to the model of Stacey and Kramers (1975). Although poorly constrained, we conclude that this date of ca. 160 Ma represents the crystallization age of these titanite grains.

- Sample Z103E: 16 spots on 10 titanite grains were analyzed in the same thin section (Fig. 4e). The data plot in a discordant position and define a discordia with a lower intercept at 166.5 ± 4.2 Ma (MSWD = 1.3) identical to the date of 166.5 ± 4.2 Ma (MSWD = 1.17) if forced to the common Pb composition at ca. 165 Ma (Stacey and Kramers 1975). This Jurassic date is interpreted as the crystallization age of these titanite grains.

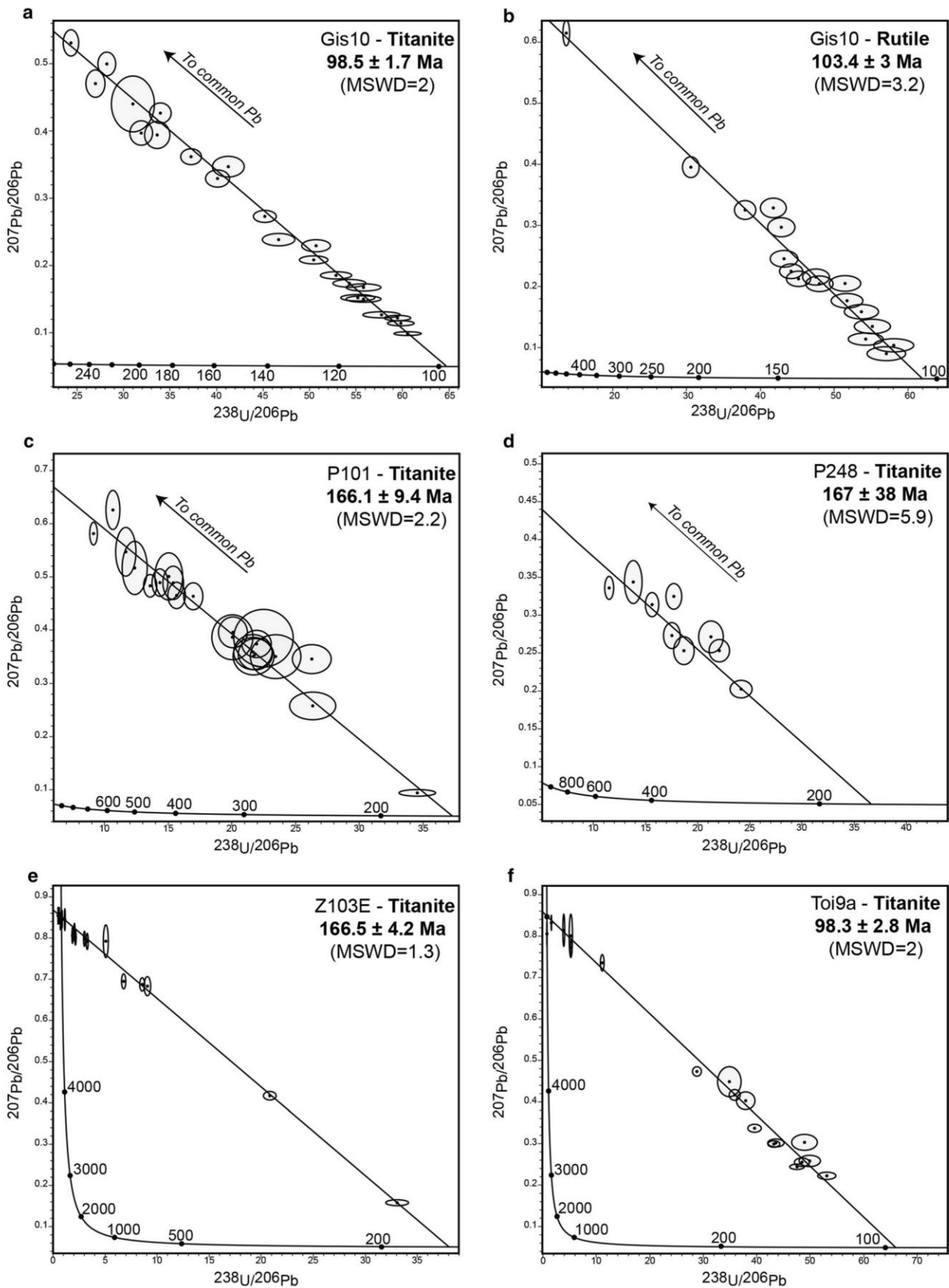
Trimouns hanging wall

- Sample Toi9 a & b:
 1. For Toi9a, one centimetric euhedral titanite (Fig. 3d) from the chlorite veins in the hanging wall was analyzed (20 spots) in the thin section (Toi9a—Fig. 4f). The data define a discordia with a lower intercept date of 98.3 ± 2.8 Ma (MSWD = 2) identical within error to the date of 98.5 ± 2.7 Ma (MSWD = 3.4) obtained if the discordia is anchored to a common Pb composition calculated at 100 Ma according to the model of Stacey and Kramers (1975). This date of ca. 98 Ma is interpreted as the crystallization age of this titanite.
 2. For Toi9b, one centimetric anhedral titanite (Fig. 3c) was analyzed (20 spots) in the thin section (Toi9b—Fig. 4g). Discordant to very discordant data define a lower intercept date of 99.6 ± 1.7 Ma (MSWD = 1.2). This date is indistinguishable from the date of 99.6 ± 1.7 Ma (MSWD = 1.16) if the discordia is forced to the common Pb composition calculated at ca. 100 Ma (Stacey and Kramers 1975). This date of ca. 99 Ma is interpreted as the crystallization age of this titanite.
- Sample Toi10.4: One centimetric euhedral rutile was analyzed (five spots). The data plot in a discordant position and define a lower intercept date of 96.6 ± 4.4 Ma (MSWD = 1.2; Fig. 4h). If the discordia is forced to the common Pb composition calculated at ca. 100 Ma (Stacey and Kramers 1975), we obtain a similar date of 96.8 ± 4.6 Ma (MSWD = 0.96). This date of ca. 97 Ma is interpreted as the crystallization age of this rutile.
- Sample Toi10.0: Five euhedral allanite grains from the same geode in dolostone were analyzed (21 spots). All the data points are discordant, but they fit on a discordia pointing to a lower intercept at 119.6 ± 4.8 Ma

Fig. 4 Tera–Wasserburg concordia diagrams for **a** titanite and **b** rutile from sample Gis10 and for titanites from samples **c** P101, **d** P248, **e** Z103E, **f** Toi9a. From sample **g** Toi9b, rutile from sample **h** Toi10.4, allanite from sample **i** Toi10.0, and xenotimes from samples **j** GB3, **k** Toi10, **l** Toi10.2. Concordia diagram ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$) for monazites from samples **m** GB2 and **n** Toi27. **o** titanite from Col de Jau (JAU00-87, JAU00-89, & JAU00-96) with two age trends and for **p** titanite from Las Embollas (EMB01-179B)

(MSWD = 2.4) (Fig. 4i). This date is similar to the date of 119.5 ± 5.3 Ma (MSWD = 2.2) obtained if the regression is forced to the composition of common Pb calculated following the model of Stacey and Kramers (1975). We conclude that these allanite grains crystallized ca. 119 Ma ago.

- Sample GB3: One euhedral xenotime divided into two fragments was analyzed (14 spots). Plotted in a concordia diagram, the data are concordant to discordant. If we do not take the four most discordant analyses into account (shown as a dashed line in Fig. 4j), we can calculate a concordia date of 111.07 ± 0.96 Ma (MSWD = 0.83) that is confirmed by the weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 111.2 ± 0.76 Ma (MSWD = 0.19) calculated for all the data. Therefore, we consider that this xenotime crystallized ca. 111 Ma ago.
- Sample Toi10: One euhedral xenotime was analyzed (10 spots). All the data except for three (shown as a dashed line in Fig. 4k) plot in a concordant position and can be used to calculate a concordia date of 122 ± 1.4 Ma (MSWD = 1.2). This date is in a good agreement with the weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 121.7 ± 1.1 Ma (MSWD = 0.27) obtained with all the data. We therefore conclude that this xenotime crystallized ca. 121 Ma ago.
- Sample Toi10.2: One euhedral xenotime was analyzed (28 spots). Plotted in a concordia diagram (Fig. 4l), all the data are concordant within error. The resulting concordia date is 111.02 ± 0.46 Ma (MSWD = 0.64) which is interpreted as the crystallization age for this xenotime.
- Sample GB2: One euhedral centimetric monazite was analyzed (18 spots). All the data plotted in a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ concordia diagram (Fig. 4m) are concordant within error and can be used to calculate a concordia date (Ludwig 1998) of 102.64 ± 0.65 Ma (MSWD = 1.2) that we interpret as the crystallization age of this monazite grain.
- Sample Toi27: Six euhedral centimetric monazite grains were analyzed (21 spots). In a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ concordia diagram (Fig. 4n), they all plot, within error, in a concordant position and can be used to calculate a concordia date of 104.64 ± 0.56 Ma (MSWD = 1.06) that we consider as the crystallization age for these monazite grains.



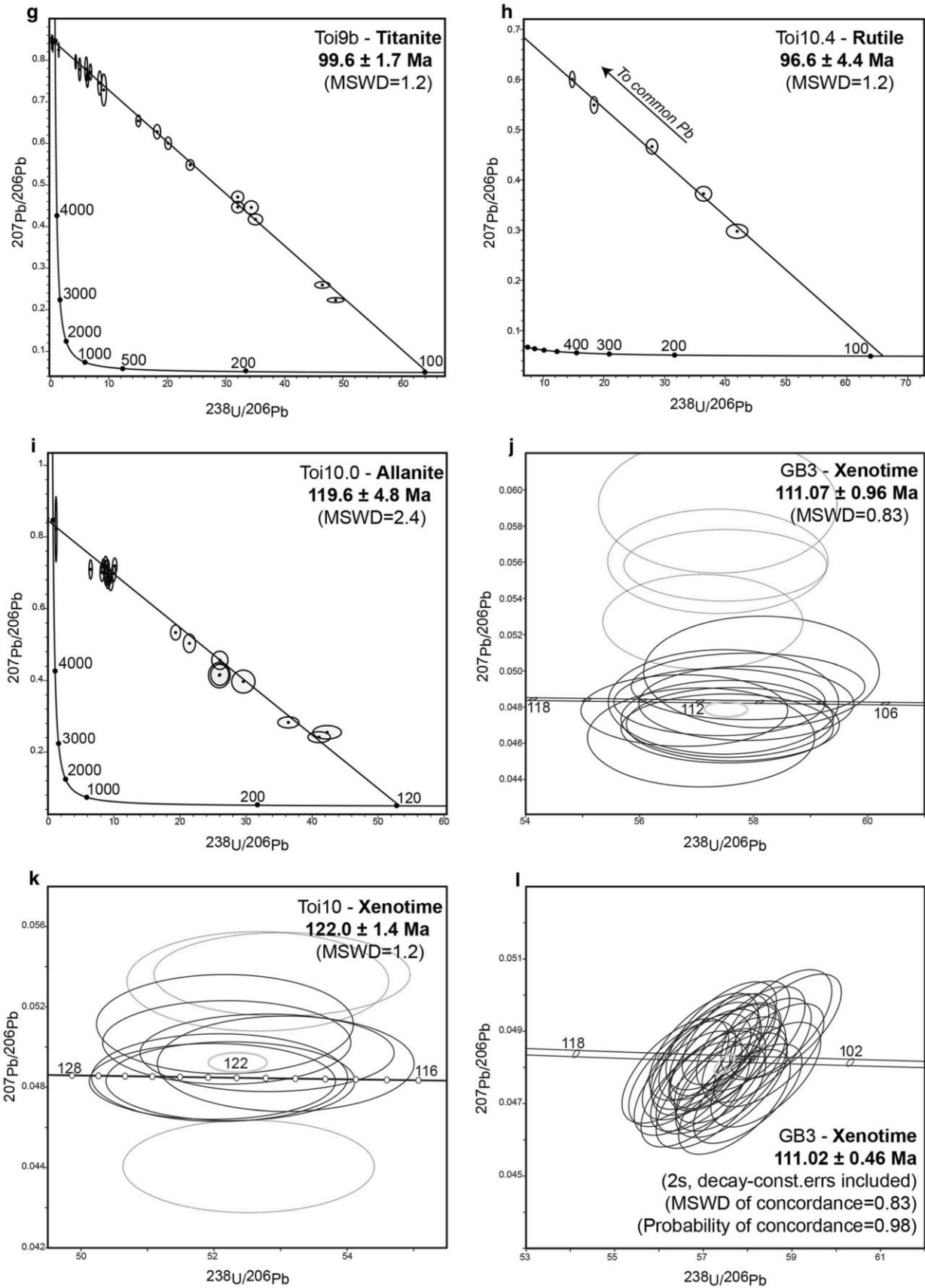


Fig. 4 continued

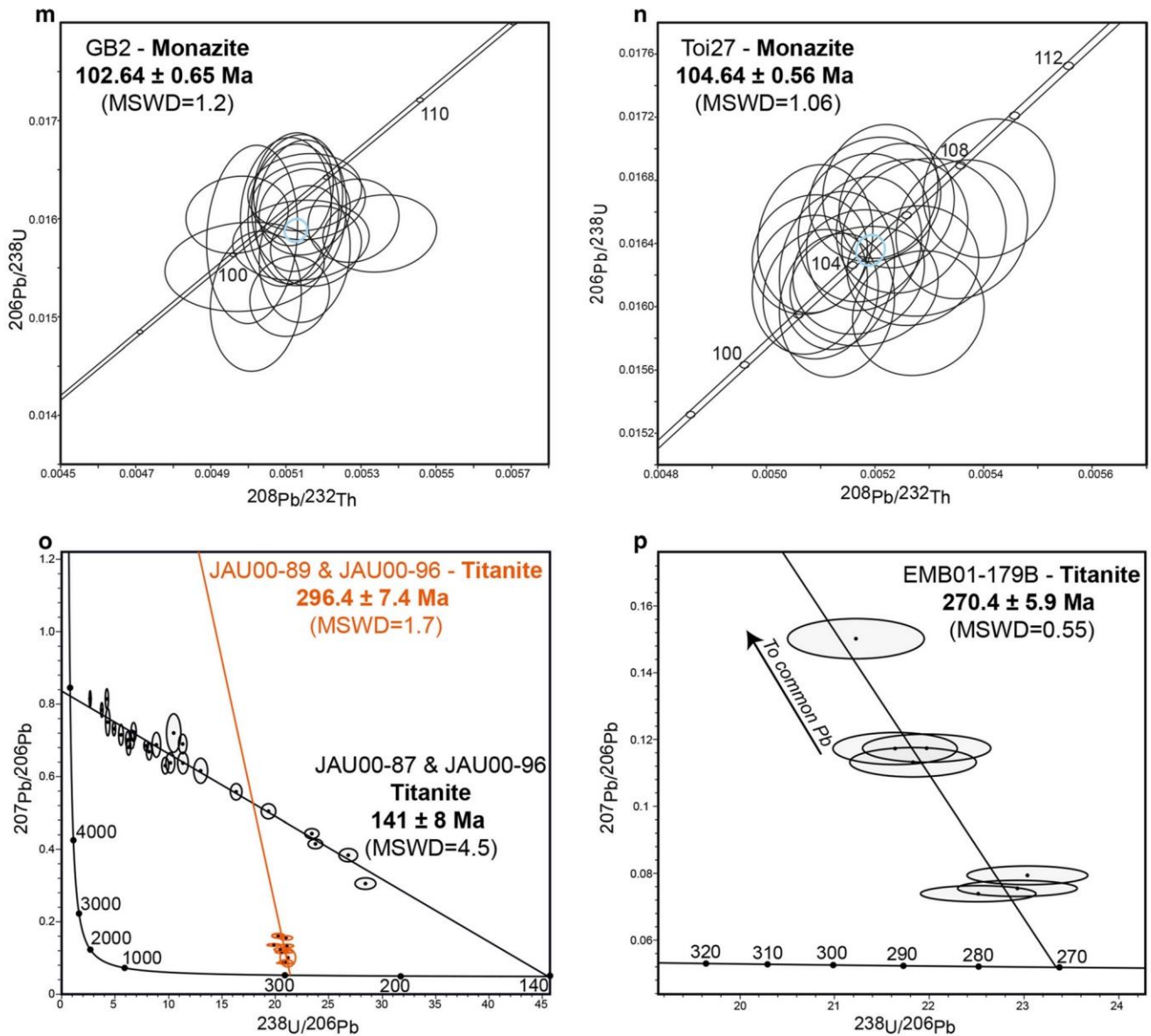


Fig. 4 continued

Col de Jau

- Sample JAU00-87: 12 euhedral titanite grains were analyzed (22 spots). Together with three spots from JAU00-96 (see below), the data are discordant but define a lower intercept age of 141 ± 8 Ma (MSWD = 4.5) (Fig. 4o). If the discordia is forced to the common Pb composition at ca. 140 Ma according to Stacey and Kramers (1975), we obtain a similar date of 141 ± 7.8 Ma (MSWD = 4.3), interpreted as the crystallization age for these titanite grains.
- Sample JAU00-89: Two euhedral titanite grains were analyzed (five spots). Together with five spots from JAU00-96 (see below), the data are slightly discordant and define a lower intercept date of 296.5 ± 7.5 Ma (MSWD = 1.6).

There is however no possibility to calculate a date if the discordia is forced to the common Pb composition at ca. 300 Ma. This can be explained by a Pb loss for at least the most discordant points. This type of Pb loss will move the points toward the right of the diagram, parallel to the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ axis and will result in an anomalously “old” upper intercept (i.e., an anomalously $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ value that is too high for common Pb). Therefore, this date of ca. 296 Ma should be interpreted as the minimum crystallization age for these titanite grains.

- Sample Jau00-96: Three euhedral titanite grains were analyzed (eight spots). The data plot in a discordant position and do not define a simple trend. However, grains 1, 2 and 3 fit on the discordia defined by the anal-

yses on the titanite grains from sample Jau00-87 (see above), while the other analyses (grains 4–8) fit on the discordia obtained with the titanite grains analyzed in sample Jau00-89 (see above).

Las Embollas

- Sample Emb01-179B: One euhedral titanite was analyzed (seven spots). In a concordia diagram, the data are slightly discordant and define a lower intercept date of 270.4 ± 5.9 Ma (MSWD = 0.55) (Fig. 4p). If the discordia is forced to the common Pb composition at 270 Ma following the model of Stacey and Kramers (1975), the lower intercept age is identical within error at 269 ± 5.2 Ma (MSWD = 0.63). We therefore consider that this titanite crystallized ca. 270 Ma ago.

Chemical compositions of chlorite

In the previous section, we obtained three different ages for the chloritization in Trimouns, Col de Jau and Las Embollas: i.e., Permian, Jurassic and Cretaceous. As the hydrothermal chlorite composition is controlled by the nature of the host rock and the composition of the fluids responsible for the chloritization, it is important to check whether there is a correlation between the chlorite compositions and the ages of chloritization. Because all the chlorite crystals encountered in the ore deposits are ferromagnesian, we plotted the chlorite compositions in a ternary diagram (clinocllore + daphnite–amesite–sudoite) according to the chlorite classification (Wiewióra and Weiss 1990) and the work of Vidal et al. (2001).

Trimouns

- Samples from the main chlorite ore (Fig. 5a): de Parseval (1992) demonstrated that chlorite from the Trimouns main ore is either clinocllore or daphnite. On the four samples used for dating (Gis10, P101, Z103E and P248), 12 chlorite crystals were analyzed with an electron microprobe. The compositions of these crystals are within the average for chlorite compositions at the scale of the main ore. No correlation can be established between the ages and the chlorite compositions.
- Samples from the hanging-wall vein: 33 chlorite crystals from samples Toi9a and Toi9b were analyzed. The compositions are different from the ones found for the main chlorite ore, as they plot closer to the amesite pole and further away from the clinocllore + daphnite pole (Fig. 5b). This difference can mainly be explained by the lithological difference between the host rocks: marble in the case of Toi9 samples and micaschists for the samples from the main chlorite ore.

Col de Jau

All 32 chlorite crystals analyzed from the Col de Jau deposit plot close to the chlorite compositions found for the Trimouns main ore (Fig. 5c). As the compositions are similar in Col de Jau and in Trimouns (main ore), no correlation can be established between the chlorite compositions and the ages.

Considering all these results, we cannot establish a correlation between the mineralization ages and the chlorite compositions, but instead find a correlation between the

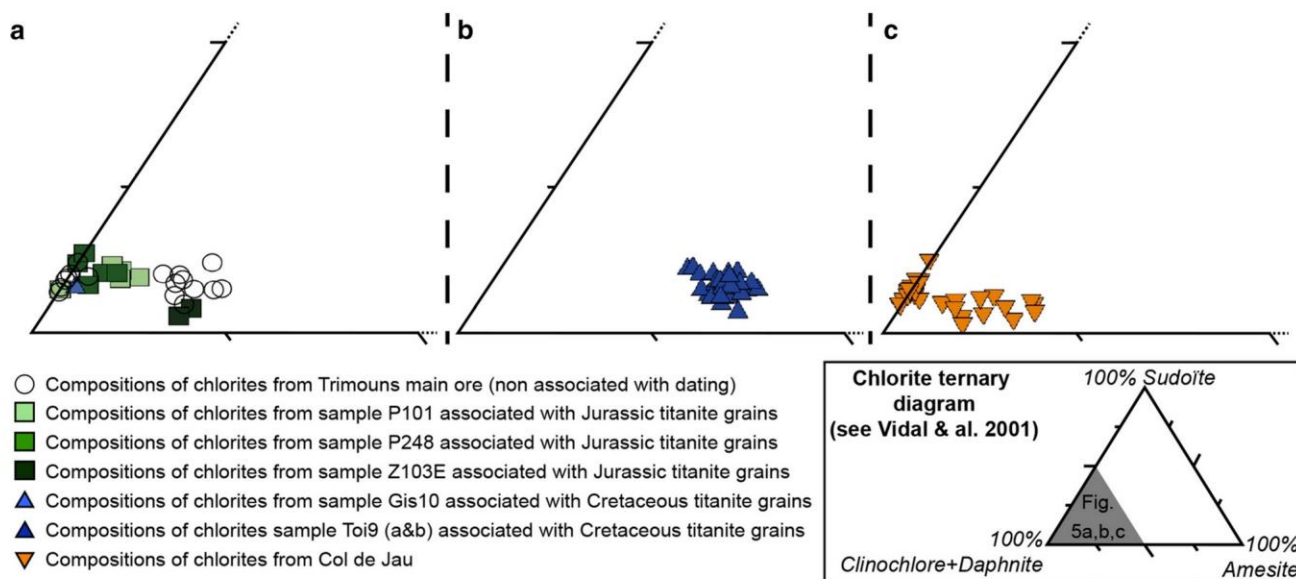


Fig. 5 Chlorite ternary diagram of **a** the Trimouns main ore, **b** the Trimouns chlorite veins in the hanging wall and at **c** Col de Jau

chlorite and protolith compositions. As the chlorite composition is related to the protolith composition as well as to the composition of the metasomatic fluids, this seems to show that the general context for the fluid circulation during the chloritization metasomatic events was similar from the Permian to the Cretaceous.

Discussion

Age interpretation

In Trimouns, the chlorite mineralization contains euhedral titanite and rutile which were formed by metasomatic alteration during the leaching of the footwall micaschists (Fortuné et al. 1980; de Parseval 1992). Therefore, it is reasonable to interpret the ages obtained from in situ U–Pb dating of these minerals as the ages of their crystallization. Thus, we consider that the dates we obtained from titanite and rutiles in chloritites are the ages of the chloritization event(s). The temporal relationship between the chloritization and talc formation could not clearly be established with these data only.

In contrast, as demonstrated by Schärer et al. (1999) and de Parseval (1992), the minerals found within the geodes in the dolostones (REE-rich minerals and rutile) are contemporaneous with both the talcification and chloritization processes because all the REE minerals crystallized from the hydrothermal fluids responsible for talc and chlorite formation. The REE in the fluids most likely results from the leaching of the micaschists and more particularly by the dissolution of the accessory allanite crystals present in the underlying micaschists, taking place simultaneously with their alteration to chlorite (de Parseval et al. 1997). This is corroborated by the P–T conditions that prevailed during the hydrothermal activity in Trimouns, which did not exceed a temperature of 250–300 °C and a pressure between 0.2 and 0.3 GPa (Boiron et al. 2005). These P–T conditions correspond to the condition of hydrothermal growth of the xenotime, monazite and allanite crystals. For these REE minerals, as no inheritance has been found (this work; Schärer et al. 1999), and because they are in textural equilibrium with the talc in the dolostone cavities, we are confident that the obtained ages represent the age of both the crystallization of the REE minerals and the formation of the talc and chlorite ores.

We thus consider that all the ages we have obtained on the euhedral minerals in the samples from the chloritized micaschists in the footwall and from the chlorite–talc veins and geodes in the hanging wall, can be interpreted as representative of the ages of the chloritization and talcification events.

In the Las Embollas deposit, because of their textural position, the titanite grains found in the talc vein seem to have crystallized during veining. We thus consider that the Permian ages obtained for the titanite crystallization date the talcification event.

Using the same arguments, the titanite grains contained in the chlorite (samples Jau00-87 and Jau00-89) from the Col de Jau deposit are considered as contemporary to the formation of the chlorites. For the titanite in the quartz from sample Jau00-96, we obtained two age trends with the same type of titanite texture. These trends are superposed with dating from Jau00-87 or Jau00-89. In this case, we consider that the two generations of titanite are associated with two distinct hydrothermal events which led to quartz precipitation. This quartz formation can thereafter be associated with the chloritization event recorded by samples Jau00-87 and Jau00-89.

The polyphased formation of the Trimouns deposit

The talc and chlorite mineralization found in the Trimouns deposit was classically interpreted to be the result of a single mineralizing event that produced both talc and chlorite (Fortuné 1971; Fortuné et al. 1980; Moine et al. 1982a, b; de Parseval 1992; Boulvais et al. 2006). Accordingly, Schärer et al. (1999) interpreted their monazite and xenotime ages as representative of a single Albian chlorite and talc mineralization event. In this study, we dated minerals associated with both chlorite and talc mineralization, in the footwall and in the hanging wall of the Trimouns deposit. We demonstrate the existence of at least two distinct mineralization events in Trimouns. The oldest is Jurassic (ca. 165 Ma), corresponds to a chloritization event and is only recognized near the footwall of the main ore zone. The youngest is a talc–chlorite mineralization event and ranges from the Aptian to the Cenomanian (ca. 121–96 Ma). It is recorded in the hanging wall and in the main ore close to the chloritized footwall.

Cretaceous talc and chlorite mineralization

Our data show that the ages for the talc–chlorite mineralization range from Aptian up to Cenomanian. The ages from the minerals found in the dolostones range from ca. 121 Ma down to ca. 96 Ma: (1) The Aptian ages were obtained on allanite (119.6 ± 4.8 Ma) and xenotime (121.7 ± 1.1 Ma) from sample Toi10.0. (2) A second, slightly younger Albian age was obtained on xenotime from two samples (sample GB3: 111.2 ± 0.4 Ma and sample Toi10.2: 110.8 ± 0.5 Ma). (3) Monazite from two samples gave Albian ages of 104.6 ± 0.6 Ma (Toi27) and 102.6 ± 0.7 Ma (G2), respectively. (4) Finally, rutile

from sample Toi10.4 Ma gave a Cenomanian age of 96.6 ± 4.4 Ma. According to these results, it seems that the crystallization order was, from older to younger, allanite/xenotime, then monazite and finally rutile. These results suggest a protracted period for the mineral crystallization in the dolostone cavities and talc veins. If we consider that our sampling is representative of the whole mineralization event, we consider that this apparent crystallization order could be the consequence of (1) variations in the fluid composition (Si activity, REE and/or volatile contents) (2) and/or fluid temperature.

The ages from the samples located in the chloritized zone in the hanging wall and in the main ore (close to the footwall) are all clustered around 100 Ma: (1) Titanite grains from sample Toi9 in the hanging wall gave an Albo-Cenomanian age of, respectively, 98.3 ± 2.8 Ma (euhedral mineral—Toi9a) and 99.6 ± 1.7 Ma (anhedral mineral—Toi9b). (2) Titanium-rich minerals from sample Gis10 in the main ore (near the footwall) gave an Albo-Cenomanian age of 98.5 ± 1.7 Ma on titanite and 103.4 ± 3 Ma on rutile. These results confirm that titanium was present in the hydrothermal fluid and incorporated in titanite or rutile until the end of the Cretaceous hydrothermal event.

Depending on how we take the individual errors into account, we are able to identify a duration of about 25–30 Ma for the fluid circulation event(s) responsible for the Cretaceous calcification and chloritization event. This time interval is slightly longer than the 112- to 97-Ma interval proposed by Schärer et al. (1999). As our sampling is representative of the various lithologies and of the whole structural section of the deposit, the ages and duration we discussed above are significant at the scale of the deposit. Although we cannot exclude that this fluid circulation event was continuous during this period of time, our dataset seems to be more compatible with a pulse-driven activity. Indeed, we can identify two limited fluid pulses around 120 and 110 Ma, which occurred before the major fluid pulse at ca. 100 Ma. This last pulse could be related, at a regional scale, to a warmer fluid circulation event occurring around 100 Ma as described by Fallourd et al. (2014) for the alkali metasomatism. This Na–Ca metasomatic event is slightly younger (110–92 Ma) and warmer (ca. 550 °C) than the Na metasomatism (ca. 117–98 Ma and 350–450 °C). Consequently, the Na–Ca metasomatism and the late stage of the talc–chlorite event could be synchronous with the Cretaceous Pyrenean Metamorphism at ca. 105–85 Ma (Albarède and Michard-Vitrac 1978; Montigny et al. 1986; Golberg and Leyreloup 1990) and therefore to an advanced stage of crustal thinning. However, this hypothesis does not imply that such high temperature fluids have actually circulated at the Trimouns site; Boiron et al. (2005) did not identify such “hot” fluids. These fluids may well have been generated deeper in the crust and cooled during their migration

toward the Trimouns site, triggering a new generation of metasomatic alteration in the upper structural levels. Even if these late fluids may have presented slight distinct chemical properties, stabilizing rutile rather than other minerals, it is very unlikely that its U–Pb system has been disturbed by the late Cretaceous hydrothermal activity.

Jurassic chlorite mineralization

Some samples from the chloritite found close to the footwall gave Jurassic ages. These three samples from the northern part of the Trimouns deposit provided titanite crystallization ages of 166.1 ± 9.4 Ma, 166.5 ± 4.2 Ma and 167 ± 38 Ma, respectively. These ages are identical within error. Sample P248 (167 ± 38 Ma) yielded scattered data with a high MSWD (Fig. 4d); we do not include this age in the “Jurassic event” window in Fig. 6a, although it is identical within error to the two previous ones.

All these ages concern minerals found in the chloritized zone and near the footwall. No Jurassic ages were found in the source rock of the talc mineralization, i.e., the dolostones. This could be explained by two hypotheses: (1) Only chlorite was formed during the Jurassic event, or (2) the Jurassic event produced both talc and chlorite, but the Jurassic talc was removed. Because we are confident that our sampling, which is based on a recent precise mapping (Boutin et al. in prep.) and on deep and detailed knowledge of the deposit, is representative of the whole history of the Trimouns ore, we propose that the first hypothesis is by far more likely, i.e., there was no talc formation during the Jurassic event.

If we consider that the Jurassic mineralizing event was only responsible for chloritization, this implies that the elements needed to form talc were either not present or in insufficient quantities in the fluid. This scenario could be explained by different hypotheses (non-exhaustive list): (1) not enough magnesium and/or silicium in the hydrothermal fluid to form talc during the Jurassic event (see the chemical equation in the geological context). (2) In this period, the dolostones were not in contact with the chloritized micaschists. These carbonated rocks could have been brought on top of the micaschists by tectonic movements after the Jurassic and before (or during) the onset of the Cretaceous mineralization event. (3) The dolomitization of the calcic Paleozoic series happened after the Jurassic event and at the beginning of the Cretaceous event. This last hypothesis was also proposed by Boulvais et al. (2006) and suggests that a very large input of magnesium was necessary to produce both dolomitization and calcification. This could be related to the mantle exhumation and associated serpentization recently evidenced in the area (Lagabriele et al. 2010; Clerc et al. 2012).

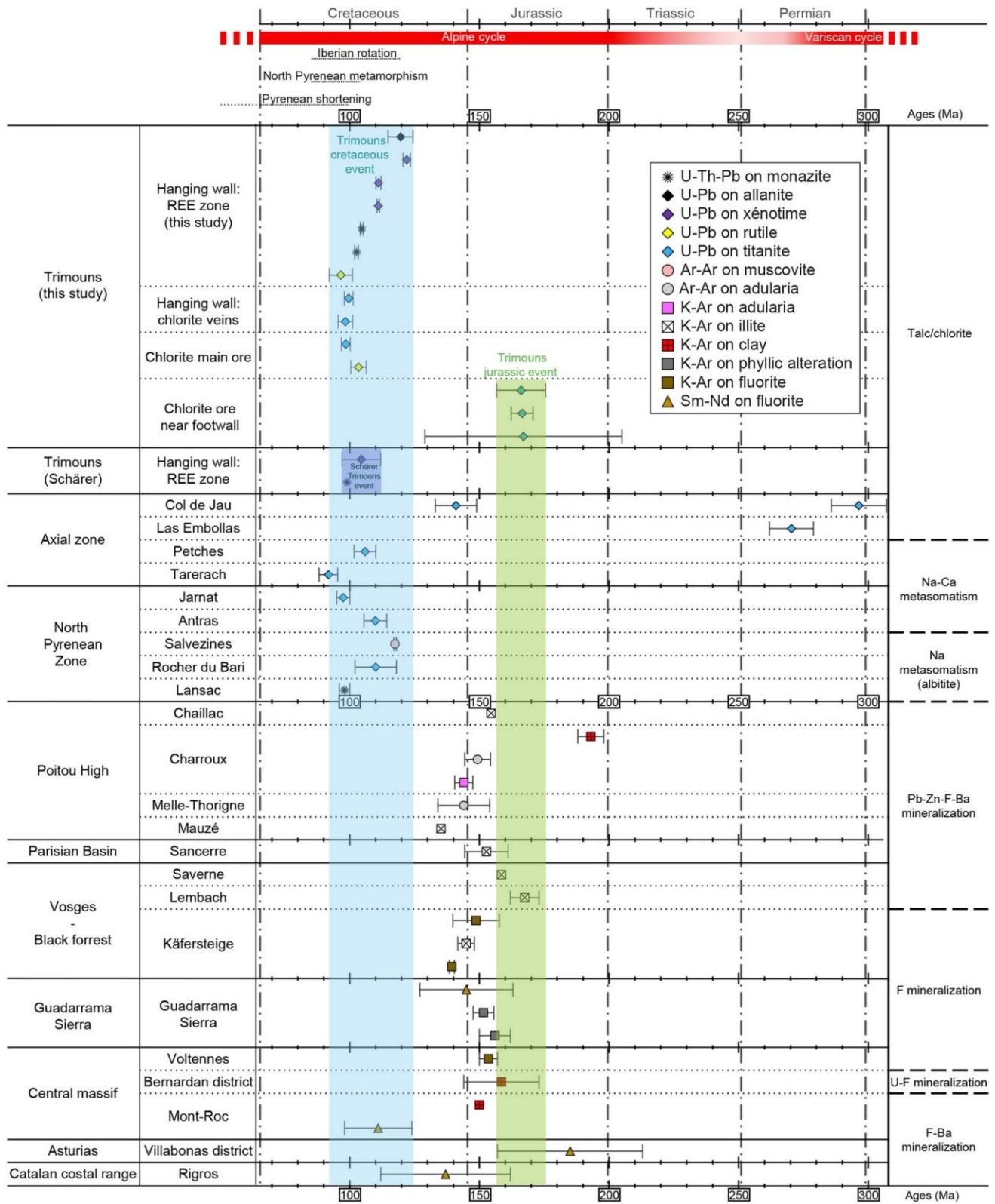


Fig. 6 Timeline for the dating at the Trimouns quarry and in the mineralization in Western Europe

Superposition of the two mineralization events

The ages we have obtained in the Trimouns deposit show the polyphased nature of the mineralization processes. One consequence is that the older mineralizing phases were able to provide a chemical and mechanical control on the youngest phases. In fact, the formation of a chlorite ore at ca. 165 Ma could have introduced a zone of higher permeability and a mechanical weakness along which further deformation and fluid flow would have been enhanced during the Cretaceous extensional event.

To summarize, our dataset shows that the Trimouns talc–chlorite ore was formed during at least two successive hydrothermal events: the first one during the middle Jurassic at ca. 165 Ma and the second one during the Cretaceous between the end of the Aptian and the Cenomanian (122–96 Ma). We propose that the first event produced only chlorite, and the second both talc and chlorite.

Robustness of the U–Pb titanite geochronometers during successive hydrothermal events

Our data emphasize the robustness of the U–Pb titanite system toward fluid circulations as both the Jurassic and the Cretaceous events have been recorded by titanite grains found within the same samples. This means that the U–Pb system of the titanite grains that recorded the oldest, Jurassic event has not been disturbed by the Cretaceous one. The closure temperature of titanite is known to be rather high (up to 750 °C, Frost et al. 2000; Spencer et al. 2013). Given the relatively low temperature proposed for the Cretaceous metasomatic event (around 250–300 °C), it can therefore be expected that the titanite U–Pb isotopic system was not affected. This study demonstrates that the U–Pb chronometers in titanite were not affected by medium temperature (i.e., ca. 300 °C) fluids. However, in the case of the Col de Jau titanite grains, where two events (one Permian and one Jurassic) have been recorded, it appears that the Permian titanite has been affected by a slight Pb loss that we can probably link to the late Jurassic event.

It is very unlikely that the zones that recorded the oldest (Jurassic) event were not affected by the fluids associated with the Cretaceous event, especially when considering the large amount of fluids involved during the younger event. Titanite crystallized as a by-product of chloritization: Titanium hosted in biotite was liberated during the transformation into chlorite and then incorporated within the titanite, together with thorium and uranium. As the second event also occurred in the stability field of chlorite, it is highly probable that titanite was also stable during the Cretaceous event, and by consequence, did not react with the second fluids. Thus, the titanite related to the Jurassic event remained chemically and isotopically closed during the second event.

Regional overview at the scale of the eastern Pyrenees

If we consider all our dataset together, we can identify five successive metasomatic episodes of chlorite and talc formation in the eastern Pyrenees: lower Permian (ca. 296 Ma, chlorite, Jau), middle Permian (ca. 270 Ma, talc, Las Embollas), middle Jurassic (ca. 165 Ma, chlorite, Trimouns), late Jurassic/early Cretaceous (ca. 141 Ma, chlorite, Jau) and middle Cretaceous (120–97 Ma, talc and chlorite, Trimouns) (Fig. 6a).

Permian metasomatic events

We consider that the titanites embedded in a chlorite matrix from sample Jau00-89 and the titanite–quartz association from sample Jau00-96 recorded a Permian hydrothermal event. The emplacement of the Quérigut granodioritic plutons is dated at ca. 307 Ma (Roberts et al. 2000). The relatively short time span of ca. 10 Ma between the pluton emplacement and the chloritization event suggests that the chloritization could be interpreted as a late hydrothermal phase associated with the Variscan magmatism and/or late orogenic deformation.

The middle Permian age of the Las Embollas talc formation event is not easy to interpret. Only one titanite was dated in our sample, and despite a good textural relationship with talc, a genetic link with talc mineralization cannot be made with certainty because there is no evidence of leaching of the silico-aluminous rocks. This limits the interpretation in terms of a hydrothermal Permian event at a regional scale. However, the Permian is recognized as the transition period between the Variscan and Alpine cycles, with the occurrence of transtensional and extensional deformation (Marotta and Spalla 2007). Moreover, a complex but intensive magmatic activity is recorded in the Pyrenean domain during the whole Permian, with a transition between the late Variscan calc-alkaline and late Permian–Triassic tholeiitic magmatisms (Debon et al. 1995; Lago et al. 2004). This suggests that the Permian is potentially a favorable period for the development of metasomatic events in the Pyrenean domain. This constitutes another example of the association between the talc formation processes and the extensional geodynamic context.

Jurassic metasomatic events

In Trimouns, it is not possible to distinguish between the Jurassic and Cretaceous chlorites using either field criteria or the chemical compositions and consequently to identify a Jurassic tectonic event associated with a hydrothermal event. This is maybe a consequence of the very strong tectonic overprint due to the Alpine middle Cretaceous extensional and late Cretaceous to Cenozoic compressional

Table 3 Detailed list of dated mineralizations on Western Europe and references associated

Localization	Mineralization	Age (Ma)	Dating method	References
<i>Trimouns</i>				
Hanging wall: REE zone	Talc–chlorite	119.6 ± 4.8	U–Pb on allanite	This study
		122 ± 1.4	U–Pb on xenotime	
		111.07 ± 0.96		
		111.02 ± 0.46		
		104.64 ± 0.56	U–Th–Pb on monazite	
		102.64 ± 0.65		
		96.6 ± 4.4	U–Pb on rutile	
Hanging wall: chlorite veins	Talc–chlorite	99.6 ± 1.7	U–Pb on titanite	
		98.3 ± 2.8		
Chlorite main ore	Talc–chlorite	98.5 ± 1.7	U–Pb on titanite	
Chlorite ore near footwall	Talc–chlorite	103.4 ± 3	U–Pb on rutile	
		166.1 ± 9.4	U–Pb on titanite	
		166.5 ± 4.2		
Hanging wall: REE zone	Talc–chlorite	167 ± 38		Schärer et al. (1999)
		97–112	U–Pb on xenotime	
		99	U–Pb on monazite	Schärer et al. (1999)
<i>Asturias</i>				
Col de Jau	Chlorite	296.4 ± 7.4	U–Pb on titanite	This study
		141 ± 8	U–Pb on titanite	This study
Las Embollas	Talc	270.4 ± 5.9	U–Pb on titanite	This study
Petches	Na–Ca metasomatism	105.9 ± 4.2	U–Pb on titanite	Fallourd et al. (2014)
Tarerach		91.8 ± 3.6	U–Pb on titanite	Fallourd et al. (2014)
<i>North Pyrenean zone</i>				
Jarnat	Na–Ca metasomatism	97.5 ± 2.5	U–Pb on titanite	Fallourd et al. (2014)
Antras		109.9 ± 4.4	U–Pb on titanite	Fallourd et al. (2014)
Salvezines	Albite	117.5 ± 0.5	Ar–Ar on muscovite	Boulvais et al. (2007)
Rocher du Bari		110 ± 8	U–Pb on titanite	Poujol et al. (2010)
Lansac		98 ± 2	U–Th–Pb on monazite	Poujol et al. (2010)
<i>Poitou high</i>				
Chaillac	Pb–Zn–F–Ba	154.5	K–Ar on illite	Cathelineau et al. (2012)
Charroux	Pb–Zn–F–Ba	193 ± 5	K–Ar on clay	Cathelineau et al. (2004)
		144.4–154.3	Ar–Ar on adularia	Cathelineau et al. (2012)
		140.5–147.5	K–Ar on adularia	Cathelineau et al. (2012)
		144 ± 10	Ar–Ar on adularia	Cathelineau et al. (2012)
Melle-Thorigne	Pb–Zn–F–Ba	144 ± 10	Ar–Ar on adularia	Cathelineau et al. (2012)
Mauzé	Pb–Zn–F–Ba	135.2	K–Ar on illite	Cathelineau et al. (2012)
<i>Parisian Basin</i>				
Sancerre	Pb–Zn–F–Ba	144.4–161.1	K–Ar on illite	Mossman et al. (1992)
<i>Vosges–Black forest</i>				
Saverne	Pb–Zn–F–Ba	158–159	K–Ar on illite	Clauer et al. (2008)
Lembach	Pb–Zn–F–Ba	162–173	K–Ar on illite	Clauer et al. (2008)
Käfersteige	F	139.8–157.7	K–Ar on fluorite	Brockamp and Clauer (2005)
		143.3–146.5	K–Ar on illite	Meyer et al. (2000)
		138.5–140.3	K–Ar on fluorite	Meyer et al. (2000)
<i>Guadarrama sierra</i>				
Guadarrama Sierra	F	145 ± 18	Sm–Nd on fluorite	Galindo et al. (1994)
		151.6 ± 4	K–Ar on phyllic alteration	Caballero et al. (1992)
		156 ± 6	K–Ar on phyllic alteration	Caballero et al. (1992)

Table 3 continued

Localization	Mineralization	Age (Ma)	Dating method	References
<i>French Massif Central</i>				
Voltennes	F	150–157	K–Ar on fluorite	Baudron et al. (1980)
Bernardan district	U–F	158.5 ± 14.5	K–Ar on clays	Patrier et al. (1997)
Mont-Roc	F–Ba	150	K–Ar on clays	Bonhomme et al. (1987)
		111 ± 13	Sm–Nd on fluorite	Muñoz et al. (2005)
<i>Asturias</i>				
Villabonas district	F–Ba	185 ± 28	Sm–Nd on fluorite	Sánchez et al. (2010)
<i>Catalan coastal range</i>				
Rigros	F–Ba	137 ± 25	Sm–Nd on fluorite	Piqué et al. (2008)

events, which prevent the identification of Jurassic and/or lower Cretaceous geological structures. In the Pyrenean domain, the Jurassic is classically considered as a quiet tectonic period with only weak and distributed rifting events and small vertical movements at the transition with the Cretaceous (Ziegler and Dèzes 2006; Canérot 2008). The “quiet” Jurassic is, nonetheless, a major period for hydrothermal events as described by Cathelineau et al. (2012) at the scale of Western Europe. These mineralizing events and the Trimouns ore deposit share three common features. All these deposits are linked to (1) brine migration (see Boiron et al. 2005 for Trimouns and Cathelineau et al. 2012 for others), (2) extensive tectonic regimes, and they are (3) spatially distributed around the Pyrenean rift (on both sides and within the Pyrenean domain—Fig. 6b). All these common features strongly suggest that the Jurassic chloritization described in Trimouns fits well with the “major Jurassic fluid event” described by Cathelineau et al. (2012).

The Col de Jau Mesozoic event lies somewhere in between the Jurassic and Cretaceous periods (141 ± 7.8). Titanite dated from sample Jau00-87 is all found in the biotite/chlorite assemblage that probably formed during this hydrothermal event. Even if the titanite grains from sample Jau00-96 are hosted in the quartz, and taking into consideration the robustness of the U–Pb titanite geochronometers during the successive hydrothermal events described above, we consider that the titanite that gives a Jurassic age belongs to a different generation than the titanite formed during the lower Permian. We suggest linking the Col de Jau Mesozoic event to the “major Jurassic fluid event” because it can be compared with the youngest events described by Cathelineau et al. (2012) (Fig. 6a; Table 3).

Cretaceous metasomatic events

Our data unequivocally show that the talc and chlorite formation in Trimouns results from a single—continuous or discontinuous—metasomatic episode which lasted

ca. 25–30 Ma between the middle Aptian up to the end of the Cenomanian. This period coincides with the sodic and calco-sodic metasomatism (albitite formation) (Fig. 6a) that affected the pre-Mesozoic basement in both the north Pyrenean massifs and in the northern part of the Axial Zone of the central and eastern Pyrenees (Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010; Fallourd et al. 2014) (Fig. 1a). The Cretaceous is consequently a key period for metasomatic activity in the Pyrenees. These low to medium temperature (250–350 °C) metasomatisms in the basement began before the high temperature metamorphism (500–600 °C) and the associated magmatism that affected the Mesozoic cover and which both began around 105–108 Ma (Montigny et al. 1986; Golberg and Leyreloup 1990). Moreover, as no high temperature event affected the basement during this period, this strongly suggests a structural decoupling between the basement and the Mesozoic cover at this time: The high temperature event began afterward and developed alongside Trimouns. This is in good agreement with recent data and models regarding the mid-Cretaceous geodynamic setting of the northern side of the Pyrenees, where authors describe extreme thinning of the crust, breakoff of the crust and mantle uprising along a major detachment fault (Lagabriele and Bodinier 2008; Jammes et al. 2009; Lagabriele et al. 2010; Clerc et al. 2012). This confirms the association between the extensional context and the talc and chlorite formation processes. The Cretaceous metasomatism in Trimouns could then be considered as one of the first geological records of the crustal extension related to the oblique rifting due to the opening of the Bay of Biscay and the associated rotation of the Iberian plate.

Conclusion

Our dataset shows that the Trimouns talc–chlorite deposit was formed during at least two successive hydrothermal events. The first one that formed chlorite, and which

is dated around 165 Ma (middle Jurassic), was probably related to the major Jurassic hydrothermal event described by Cathelineau et al. (2012) at the scale of Western Europe. The second one formed both talc and chlorite, lasted around 25–30 Ma (122–96 Ma, between the end of the Aptian and the Cenomanian) and constitutes the geological expression of the crustal extension associated with the transtensional rifting event which occurred in the Pyrenean domain in relation to the opening of the Bay of Biscay. The first Jurassic chloritization event constitutes an important precursor, as the formation of a chlorite ore at 165 Ma introduced a zone of higher permeability and mechanical weakness along which further deformation and fluid flow were likely localized during the Cretaceous extensional event.

Our data show a complex succession of hydrothermal events at the scale of the eastern Pyrenees: (1) A late Variscan chloritization event related to hydrothermal circulation probably related to the late Variscan magmatism and deformation; (2) a middle Permian talc formation event, possibly related to extension during the transitional period which separates the Variscan and Alpine cycles; (3) a middle–late Jurassic chlorite formation event, associated with the distributed rifting events described in Western Europe; (4) a Cretaceous talc and chlorite formation event, which could be the result of a pulse-driven activity (three pulses); this last event is spatially and temporally associated with Na–Ca metasomatism in the basement and related to the pre-orogenic hyper-extensional event described in the Pyrenees. The relationship between the formation of large talc and chlorite ores and the extensional tectonic setting is then exemplified by our study.

Our data confirm that the low to medium temperature (250–350 °C) metasomatism (talc, chlorite, albitite) in the basement began before the north Pyrenean high temperature metamorphism (500–600 °C) and the associated magmatism which affected the Mesozoic cover. As no high temperature event affected the basement during this period, this strongly suggests a structural decoupling between the basement and the Mesozoic cover at this time and confirms the breakoff of the crust and mantle uprising along a major detachment fault. The Cretaceous metasomatism in Trimouns could then be considered as one of the first geological records of the crustal extension related to the oblique rifting due to the opening of the Bay of Biscay.

From a more methodological point of view, our study confirms the robustness of titanite to date fluid circulation. Permian and Jurassic titanite grains, which experienced two hydrothermal events, remained closed isotopically. This demonstrates that the U–Pb chronometers of titanite were not affected by medium temperature (i.e., ca. 300 °C) fluids.

Acknowledgments This study was financed by the “Association Nationale de la Recherche et de la Technologie” (ANRT), through a collaborative project between Imerys talc and the GET laboratory, the CNRS, and the University of Toulouse, and by the “Agence Nationale de la Recherche” (ANR) PYRAMID project. We would like to thank everyone who helped with facilitated the preparation of the samples, especially the technical staff of the GET laboratory (Jean François Ména, Ludovic Menjot and Fabienne de Parseval). We thank Frederic Bec and Guy Bernadi for their experience and mineralogical skills and Sara Mullin for improving the English content. Last but not least, Massimo Tiepolo and an anonymous reviewer are thanked for their constructive comments and Ingo Braun for his editorial handling of this manuscript.

References

- Albarède F, Michard-Vitrac A (1978) Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth Planet Sci Lett* 40:327–332. doi:10.1016/0012-821X(78)90157-7
- Aranitis S (1967) Les gisements de talc pyrénéens. Description. Essais d'interprétation de leur genèse. Thèse de Doctorat. BRGM, France
- Arthaud F, Matte P (1975) Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25:139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1
- Azambre B, Rossy M (1976) Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull Soc Géol Fr* 18:1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725
- Barnolas A, Chiron J-C (1995) Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées Tome 1 Cycle Hercynien. BRGM, ITGE, Orléans, Madrid
- Baudron JC, Jébrak M, Joannes C, Lhegu J, Touray JC, Ziserman A (1980) Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif Central français. *C R Acad Sci Paris* 280:951–953
- Béziat D, Joron JL, Monchoux P, Treuil M, Walgenwitz F (1991) Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophiolites (Spain–France). *Chem Geol* 89:243–262. doi:10.1016/0009-2541(91)90019-N
- Boiron M-C, Boulvais P, Cathelineau M, Banks D, Calvayrac N, Hubert G (2005) Fluid circulation at the origin of the Trimouns talc deposit (Pyrenees, France). *ECROFI XVIII*, Siena
- Bonhomme MG, Baubron J-C, Jébrak M (1987) Minéralogie, géochimie, terres rares et âge K-Ar des argiles associées aux minéralisations filoniennes. *Chem Geol Isot Geosci Sect* 65:321–339. doi:10.1016/0168-9622(87)90012-1
- Boulvais P, de Parseval P, D'Hulst A, Paris P (2006) Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineral Petrol* 88:499–526. doi:10.1007/s00710-006-0124-x
- Boulvais P, Ruffet G, Cornichet J, Mermet M (2007) Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos* 93:89–106. doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001
- Brockamp O, Clauer N (2005) A km-scale illite alteration zone in sedimentary wall rocks adjacent to a hydrothermal fluorite vein deposit. *Clay Miner* 40:245–260. doi:10.1180/0009855054020170
- Bronner A, Sauter D, Manatschal G, Péron-Pinvidic G, Munsch M (2011) Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nat Geosci* 4:549–553. doi:10.1038/ngeo1201

- Bronner A, Sauter D, Manatschal G, Péron-Pinvidic G, Munsch M (2012) Reply to “Problematic plate reconstruction”. *Nat Geosci* 5:677–677. doi:10.1038/ngeo1597
- Caballero JM, Casquet C, Galindo C, Gonzalez-Casado JM, Snelting N, Tornos F (1992) Dating hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain. *Geogaceta* 11:18–22
- Canérot J (2008) Les Pyrénées: histoire géologique et itinéraires de découverte. Atlantica & BRGM éd, Biarritz
- Cathelineau M, Fourcade S, Clauer N, Buschaert S, Rousset D, Boiron M-C, Meunier A, Lavastre V, Javoy M (2004) Dating multistage paleofluid percolations: a K–Ar and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement/cover interface (Poitou High, France). *Geochim Cosmochim Acta* 68:2529–2542. doi:10.1016/j.gca.2003.10.037
- Cathelineau M, Boiron M-C, Fourcade S, Ruffet G, Clauer N, Belcourt O, Coulibaly Y, Banks DA, Guillocheau F (2012) A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chem Geol* 322–323:99–120. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.06.008
- Chevrot S, Villaseñor A, Sylvander M, Benahmed S, Beucler E, Cougoulat G, Delmas P, de Saint Blanquat M, Diaz J, Grimaud F, Lagabrielle Y, Manatschal G, Mocquet A, Pauchet H, Paul A, Péquignat C, Quillard O, Roussel S, Ruiz M, Wolyniec D (2014) High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *J Geophys Res Solid Earth* 119:6399–6420. doi:10.1002/2014JB010953
- Choukroune P (1976) Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. Société Géologique de France, Paris
- Choukroune P, ECORS Pyrénées team (1989) The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8:23–39
- Choukroune P, Mattauer M (1978) Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-Pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bull Soc Géol Fr* 20:689–700
- Choukroune P, Le Pichon X, Seguret M, Sibuet J-C (1973) Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth Planet Sci Lett* 18:109–118
- Clauer N, Liewig N, Ledesert B, Zwingmann H (2008) Thermal history of Triassic sandstones from the Vosges Mountains-Rhine Graben rift area, NE France, based on K–Ar illite dating. *Clay Miner* 43:363–379. doi:10.1180/claymin.2008.043.3.03
- Clerc C, Lagabrielle Y (2014) Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins: thermicity and styles of passive margins. *Tectonics* 33:1340–1359. doi:10.1002/2013TC003471
- Clerc C, Lagabrielle Y, Neumaier M, Reynaud J-Y, de Blanquat Saint (2012) Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bull Soc Géol Fr* 183:443–459. doi:10.2113/gssgfbull.183.5.443
- Darling JR, Storey CD, Engi M (2012) Allanite U–Th–Pb geochronology by laser ablation ICPMS. *Chem Geol* 292–293:103–115. doi:10.1016/j.chemgeo.2011.11.012
- de Parseval P (1992) Étude minéralogique et géochimique du gisement de talc et chlorite de Trimouns. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III
- de Parseval P, Fontan F, Agouy T (1997) Composition chimique des minéraux de terres rares de Trimouns (Ariège, France). *C R Acad Sci Paris* 324:625–630
- de Parseval P, Jiang S, Fontan F et al (2004) Geology and ore genesis of the Trimouns talc chlorite ore deposit. *Acta Petrol Sin* 20:877–886
- de Saint Blanquat M (1993) La faille normale ductile du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens considérée du point de vue de leur histoire thermique. *Geodin Acta* 6:59–77. doi:10.1080/09853111.1993.11105239
- de Saint Blanquat M (1989) La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy (age et signification de l’extension crustale dans la Zone Nord Pyrénéenne). Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II, France
- de Saint Blanquat M, Brunel M, Mattauer M (1986) Les zones de cisaillements du massif Nord Pyrénéen du Saint Barthélémy, témoins probables de l’extension crustale d’âge crétacé. *C R Acad Sci Paris* 303:1339–1344
- de Saint Blanquat M, Lardeaux JM, Brunel M (1990) Petrological arguments for high temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics* 177:245–262. doi:10.1016/0040-1951(90)90284-F
- Debon F, Enrique P, Autran A (1995) Magmatisme hercynien. In: Barnolas A, Chiron J-C (eds) Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées—Tome 1: Cycle Hercynien, BRGM & ITGE, pp 361–499
- Debroas EJ (1990) Le flysch noir albo-cénomaniéen témoin de la structuration albienne à sénoniéenne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull Soc Géol Fr* 8 VI 2:273–286. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.273
- Delaperrière E, de Saint Blanquat M, Brunel M, Lancelot J (1994) Géochronologie U Pb sur les zircons et monazites dans le massif du Saint Barthélémy. *Bull Soc Géol Fr* 2:101–112
- Denèle Y, Paquette J-L, Olivier P, Barbey P (2012) Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country): Permian granites in the Pyrenees. *Terra Nova* 24:105–113. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x
- Denèle Y, Laumonier B, Paquette J-L, Olivier P, Gleizes G, Barbey P (2014) Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: Schulmann, K, Martinez Catalan, JR, Lardeaux, JM, Janousek V, Oggiano G (eds) The Variscan orogeny: extent, timescale and the formation of the European crust, vol 405. Geological Society, London, Special Publications, pp 265–287. doi: 10.1144/SP405.5
- Fallourd S, Poujol M, Boulvais P, Paquette J-L, de Saint Blanquat M, Rémy P (2014) In situ LA–ICP–MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *Int J Earth Sci Geol Rundsch* 103:667–682. doi:10.1007/s00531-013-0978-1
- Fortuné J-P (1971) Contribution à l’étude minéralogique et génétique des talcs pyrénéens. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, France
- Fortuné J-P, Gavoille B, Thiébaud J (1980) Le gisement de talc de Trimouns près Luzenac (Ariège). 26^{ème} Conférence Géologique Internationale, Gisement Français, Fascicule E10
- Frost BR, Chamberlain KR, Schumacher JC (2000) Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chem Geol* 172:131–148. doi:10.1016/S0009-2541(00)00240-0
- Galindo C, Tornos F, Darbyshire DPF, Casquet C (1994) The age and origin of the barite-fluorite (Pb–Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study. *Chem Geol* 112:351–364. doi:10.1016/0009-2541(94)90034-5
- Gasquet D, Bertrand J-M, Paquette J-L, Lehmann J, Ratzov G, Ascensão Guedes R, Tiepolo M, Coullier 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 Soc Géol Fr* 181:227–241. doi:10.2113/gssgfbull.181.3.227
- Golberg JM, Leyreloup AF (1990) High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern

- North Pyrenean Zone, France). *Contrib Miner Petrol* 104:194–207. doi:10.1007/BF00306443
- Golberg J-M, Maluski H (1988) Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C R Acad Sci Paris* 306:429–435.
- Gong Z, Langereis CG, Mullender TAT (2008) The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth Planet Sci Lett* 273:80–93. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016
- Gregory CJ, Rubatto D, Allen CM, Williams IS, Hermann J, Ireland T (2007) Allanite micro-geochronology: a LA-ICP-MS and SHRIMP U–Th–Pb study. *Chem Geol* 245:162–182. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.07.029
- Höfler P, Vinandy G (2000) Talc de Luzenac: trimouns, un engagement environnemental. *Chronique de la recherche minière* 541:47–55
- Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL, Belousova EA (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem Geol* 211:47–69. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.017
- Jammes S, Manatschal G, Lavier L, Masini E (2009) Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees: extreme crustal thinning in the Pyrenees. *Tectonics*. doi:10.1029/2008TC002406
- Klötzli E, Klötzli U, Kosler J (2007) A possible laser ablation xenotime U–Pb age standard: reproducibility and accuracy. *Geochim Cosmochim Acta* 71:A495. doi:10.1016/j.gca.2007.06.019
- Lagabrielle Y, Bodinier J-L (2008) Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20:11–21. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x
- Lagabrielle Y, Labaume P, de Saint Blanquat M (2010) Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*. doi:10.1029/2009TC002588
- Lago M, Arranz E, Pocovi A, Galé C, Gil-Imaz A (2004) Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. *Geol Soc Lond Special Publications* 223:439–464. doi:10.1144/GSL.SP.2004.223.01.19
- Le Pichon X, Bonnin J, Sibuet J-C (1970) La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. *C R Hebd Seances Acad Sci Ser D* 271:1941–1944
- Ludwig KR (1998) On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochim Cosmochim Acta* 62:665–676. doi:10.1016/S0016-7037(98)00059-3
- Marotta AM, Spalla MI (2007) Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling. *Tectonics* 26:TC4016. doi:10.1029/2006TC002047
- Masini E, Manatschal G, Tugend J, Mohn G, Flament J-M (2014) The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Int J Earth Sci Geol Rundsch* 103:1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8
- Meyer M, Brockamp O, Clauer N, Renk A, Zuther M (2000) Further evidence for a Jurassic mineralizing event in central Europe: K–Ar dating of hydrothermal alteration and fluid inclusion systematics in wall rocks of the Käfersteige fluorite vein deposit in the northern Black Forest, Germany. *Miner Deposita* 35:754–761. doi:10.1007/s001260050277
- Moine B, Gavaille B, Thiébaud J (1982a) Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du gisement de talc et chlorite de Trimouns—I. Mobilité des éléments et zonalités. *Bull Minéral* 105:62–75
- Moine B, Gavaille B, Thiébaud J (1982b) Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du gisement de talc et chlorite de Trimouns—II. Approche des conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bull Minéral* 105:76–88
- Moine B, Fortuné J-P, Moreau P, Viguier F (1989) Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Econ Geol* 84:1398–1416. doi:10.2113/gsecongeo.84.5.1398
- Monchoux P, Fontan F, de Parseval P, Martin RF, Wang RC (2006) Igneous albitite dikes in orogenic Iherzolites, western Pyrenees, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. I. Mineralogical Associations. *Can Mineral* 44:817–842. doi:10.2113/gscanmin.44.4.817
- Montigny R, Azambre B, Rossy M, Thuizat R (1986) K–Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrénées: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics* 129:257–273
- Mossman JR, Clauer N, Liewig N (1992) Dating thermal anomalies in sedimentary basins: the diagenetic history of clays minerals in the Triassic sandstones of the Paris basin, France. *Clay Miner* 27:211–226. doi:10.1180/claymin.1992.027.2.06
- Muñoz JA (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay KR (ed) *Thrust tectonics*. Chapman and Hall, London, pp 235–246
- Muñoz M, Premo WR, Courjault-Radé P (2005) Sm–Nd dating of fluorite from the worldclass Montroc fluorite deposit, southern Massif Central, France. *Miner Depos* 39:970–975. doi:10.1007/s00126-004-0453-9
- Olivet J-L (1996) La cinématique de la plaque ibérique. *Bull Cent Rech Explor Prod Elf Aquitaine* 20:131–195
- Paquette J-L, Tiepolo M (2007) High resolution (5 μm) U–Th–Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chem Geol* 240:222–237. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.02.014
- Paquette J-L, Piro J-L, Devidal J-L, Bosse V, Didier A (2014) Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N₂ addition to carrier gas: application to radiometric dating of U–Th-bearing minerals. *Agil ICP-MS J* 58:4–5
- Passchier CW (1982) Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint Barthélemy Massif. *J Struct Geol* 4:69–79. doi:10.1016/0191-8141(82)90008-6
- Patriot P, Beaufort D, Bril H, Bonhomme M, Fouillac AM, Aumatre R (1997) Alteration-mineralization at the Bernardan U deposit (Western Marche, France); the contribution of alteration petrology and crystal chemistry of secondary phases to a new genetic model. *Econ Geol* 92:448–467. doi:10.2113/gsecongeo.92.4.448
- Pedersen RB, Dunning GR, Robins B (1989) U–Pb ages of nepheline syenite pegmatites from the Seiland Magmatic Province, N Norway. In: Gayer RA (ed) *The Caledonide geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, London, pp 3–8
- Pin C, Vielzeuf D (1983) Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93:47–74
- Pin C, Paquette JL, Monchoux P, Hammouda T (2001) First field-scale occurrence of Si–Al–Na-rich low-degree partial melts from the upper mantle. *Geology* 29:451–454. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0451:FFSOOS>2.0.CO;2
- Pin C, Monchoux P, Paquette J-L, Azambre B, Wang RC, Martin RF (2006) Igneous albitite dikes in orogenic Iherzolites, western Pyrenees, France: a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. II. Geochemical and petrogenetic considerations. *Can Mineral* 44:843–856. doi:10.2113/gscanmin.44.4.843
- Piqué À, Canals À, Grandia F, Banks DA (2008) Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extensional events. *Chem Geol* 257:139–152. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.08.028

- Poujol M, Boulvais P, Kosler J (2010) Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. *J Geol Soc* 167:751–767. doi:10.1144/0016-76492009-144
- Raguin E (1958) Conceptions sur la genèse du talc de Corneilla. Réunion extraordinaire dans les Pyrénées Orientales. *Bull Soc Géol Fr* 6:925
- Roberts MP, Pin C, Clemens JD, Paquette J-L (2000) Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees. *J Petrol* 41:809–844. doi:10.1093/petrology/41.6.809
- Sánchez V, Cardellach E, Corbella M et al (2010) Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data. *Ore Geol Rev* 37:87–100. doi:10.1016/j.oregeorev.2009.12.001
- Schärer U, de Parseval P, Polvé M, de Saint Blanquat M (1999) Formation of the Trimouns talc chlorite deposit from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11:30–37. doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x
- Séguret M (1972) Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II, France
- Sibuet J-C, Srivastava SP, Spakman W (2004) Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J Geophys Res*. doi:10.1029/2003JB002514
- Spencer KJ, Hacker BR, Kylander-Clark ARC, Andersen TB, Cottle JM, Stearns MA, Poletti JE, Seward GCE (2013) Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP: implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. *Chem Geol* 341:84–101. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.11.012
- Stacey JS, Kramers JD (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett* 26:207–221. doi:10.1016/0012-821X(75)90088-6
- Storey CD, Jeffries TE, Smith M (2006) Common lead-corrected laser ablation ICP–MS U–Pb systematics and geochronology of titanite. *Chem Geol* 227:37–52. doi:10.1016/j.chemgeo.2005.09.003
- Sun J, Yang J, Wu F, Xie L, Yang Y, Liu Z, Li X (2012) In situ U–Pb dating of titanite by LA–ICPMS. *Chinese Science Bulletin* 57:2506–2516. doi:10.1007/s11434-012-5177-0
- Tucholke BE, Sibuet J-C (2012) Problematic plate reconstruction. *Nat Geosci* 5:676–677. doi:10.1038/ngeo1596
- Van Achterbergh E, Ryan CG, Jackson SE, Griffin WL (2001) Data reduction software for LA–ICP–MS: appendix. In: Sylvester PJ (ed) *Laser ablation-ICP-mass spectrometry in the earth sciences: principles and applications*. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, pp 239–243
- Vidal O, Parra T, Trotet F (2001) A thermodynamic model for Fe–Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kb range. *Am J Sci* 301:557–592
- Vielzeuf D (1984) Relations de phases dans le faciès granulitique et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse de Doctorat. Université de Clermont II, France
- Wiewióra A, Weiss Z (1990) Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner* 25:83–92
- Zack T, Stockli DF, Luvizotto GL, Barth MG, Belousova H, Wolfe MR, Hinton RW (2011) In situ U–Pb rutile dating by LA–ICP–MS: 208Pb correction and prospects for geological applications. *Contrib Miner Petrol* 162:515–530. doi:10.1007/s00410-011-0609-4
- Ziegler PA, Dèzes P (2006) Crustal evolution of Western and Central Europe. *Geol Soc Lond Mem* 32:43–56. doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.03
- Zwart HJ (1954) La géologie du massif du Saint-Barthélémy, Pyrénées, France. Thèse de Doctorat, Université de Leiden, Pays-Bas

B) Résultats complémentaires

L'étude de Boutin et al. (2015) est axée autour des minéralisations. Cependant les faciès paléozoïques sont associés à de nombreux événements géologiques autres que l'hydrothermalisme mésozoïque.

(1) Description des roches étudiées

Les marbres gris bleuté du toit (Silurien) situés au contact de la minéralisation talco-chloriteuse (**Fig. IV-2**) ont été altérés en surface par les fluides métasomatiques. Ils présentent une altération talco-chloriteuse en bordure de banc exclusivement. La roche (hors bordure altérée) est constituée surtout de calcite mais aussi de biotite, de quartz, d'épidote, de titanite et de minéraux accessoires (**Fig. IV-3**).

Cette composition minérale est proche de celle des cornéenne (un faciès métamorphique de basse pression). La présence de titanite au sein de la matrice carbonatée est particulièrement intéressante grâce à son potentiel de géochronomètre (Frost et al., 2000) ; de par sa température de fermeture estimée au-dessus de 500°C (Gascoyne, 1986), la titanite est un minéral de choix pour dater les métamorphismes de bas grade (Fallourd et al., 2014).



Figure IV-2 : Vue du contact entre les marbres gris bleuté et les talcites.

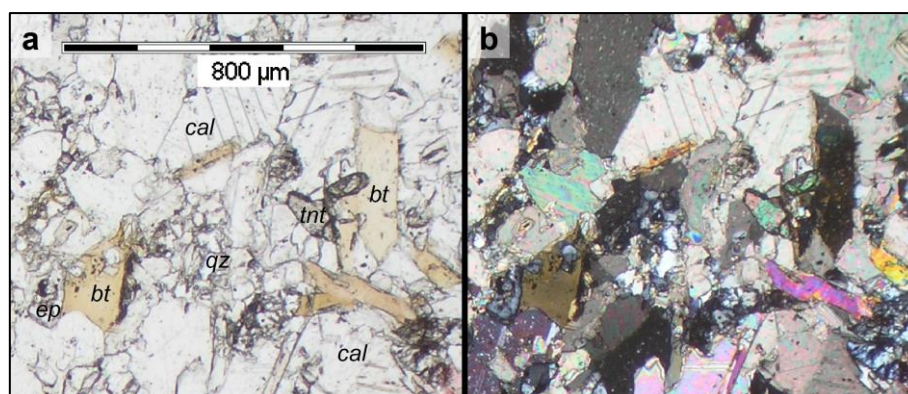


Figure IV-3 : Marbres gris bleuté (échantillon M1S3) observés au microscope optique (x40) en (a) *LSP*, et en (b) *LPA* ; calcite (cal), biotite (bt), épidote (ep), qz (quartz), tnt (titanite).

(2) Méthode analytique et résultats

Nous avons mené une étude géochronologique sur les titanites de l'échantillon M1S3 avec la méthode à ablation laser couplée à un ICP-MS. Les travaux ont été réalisés à l'Université de Rennes 1 (laboratoire Géosciences Rennes) sous la supervision de Marc Poujol avec un système d'analyse composé d'un spectromètre ICP-MS Agilent 7700, d'un laser Excimer 193 nm ESI (NWR193UC) à durée d'impulsion ultra-courte (<5ns) entièrement piloté par ordinateur, et d'une cellule d'ablation à deux volumes. Le protocole analytique est similaire à celui décrit dans (Boutin et al., 2016) : deux standards ont été utilisés, un zircon « GJ-1 » daté à 602 Ma (Jackson et al., 2004) et une titanite datée à 520 Ma (Pedersen et al., 1989) provenant du Lillebukt Alkaline Complex au nord de la Norvège ; les spots d'analyses ont été faits sur un diamètre de 50 μm . Les données ont été traitées avec le logiciel Glitter (Van Achterbergh et al., 2001). Les âges ont été calculés avec le logiciel isoplot 4.0 (Ludwig, 1998). Les titanites pouvant contenir une part de Pb commun non négligeable, les résultats ont été reportés dans des diagrammes Tera-Wasserburg (rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

Nous avons pu analyser huit minéraux de titanites automorphes (pour 10 spots d'analyses) dans une lame mince. Les résultats (Fig. IV-4 et Fig. IV-5) sont assez discordants et définissent une droite (discordia) dont l'intercept inférieur avec la concordia (diagramme Tera-Wasserburg) est situé à **292,2 \pm 4,2 Ma** (MSWD = 2.2). L'intercepte supérieur situé à **4490 \pm 27 Ma** est compatible avec la composition en plomb commun à 290 Ma (rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ = env. 0.855) suivant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Si on force/ancre cette composition, on obtient un âge similaire de **293,4 \pm 2,1 Ma** (MSWD = 2.1). Nous interprétons donc l'âge de **292,2 \pm 4,2 Ma** comme celui de la cristallisation des titanites de cet échantillon.

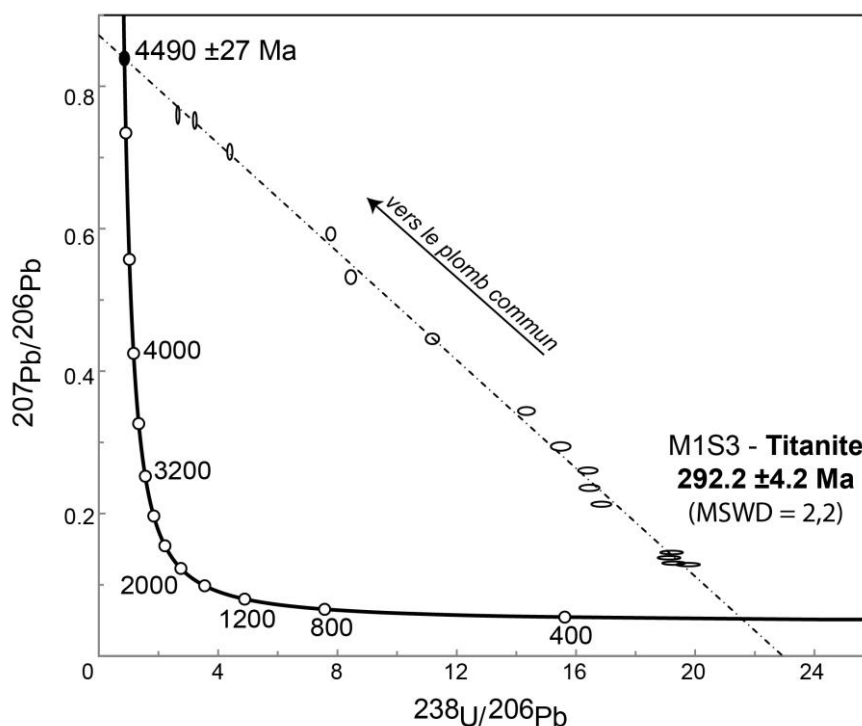


Figure IV-4 : Diagramme concordia Tera-Wasserburg pour les titanites de l'échantillon M1S3.

Grain.spot	Rapports isotopiques					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erreur	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erreur	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erreur
1.1	39.5472	0.51447	0.37752	0.00503	0.75986	0.00832
2.1	32.22828	0.41108	0.31081	0.00401	0.75215	0.0078
3.1	10.50904	0.13384	0.12857	0.00165	0.59289	0.00614
4.1	0.93296	0.01273	0.05187	0.00068	0.13048	0.00153
4.2	0.89608	0.0127	0.0506	0.00067	0.12846	0.00161
4.3	5.49185	0.07145	0.08941	0.00118	0.44553	0.00491
4.4	0.99497	0.01358	0.05229	0.00069	0.13802	0.00162
5.1	1.04412	0.01402	0.05206	0.00068	0.14549	0.00166
5.2	1.97905	0.02724	0.06078	0.00082	0.2362	0.00289
6.1	8.68371	0.11683	0.11836	0.00165	0.53219	0.00649
7.1	22.23177	0.28442	0.22772	0.00295	0.70816	0.00741
8.1	2.19079	0.02871	0.06098	0.0008	0.26057	0.00287
8.2	1.74462	0.02313	0.05934	0.00078	0.21325	0.00239
9.1	3.30839	0.0428	0.06974	0.00091	0.34411	0.00369
10.1	2.62013	0.0374	0.06457	0.00091	0.29433	0.00394

Figure IV-5 : Données isotopiques uranium-plomb pour les titanites de l'échantillon M1S3 (erreurs à 1σ).

(3) Discussion

Les âges des grains de titanite nous permettent d'estimer l'âge du métamorphisme qui a affecté les marbres gris bleuté. Nous pouvons donc relier cette marmorisation à la période permienne (Cisuralien). Dans le massif du Saint Barthélémy, cette marmorisation fait écho à la migmatisation des roches précambriennes et paléozoïques inférieures (ca. 300 Ma - Delaperriere et al., 1994). Des études récentes montrent que l'épisode thermique tardi-varisque sur le Saint Barthélémy pourrait être subdivisé en deux événements à ca. 300 et ca. 280 Ma (Lemirre, 2015 - communication orale), ce qui situe nos âges à une période charnière entre deux épisodes thermiques. Cependant, l'impact sur les calcaires siluriens d'un ou plusieurs épisodes thermiques chauds et profonds est difficile à estimer car (1) le flux de chaleur généré lors la migmatisation n'est pas précisément connu, (2) l'épaisseur de roches affectées par ce flux restent méconnue d'autant plus que la série cambro-ordovicienne est extrêmement réduite à Trimouns. On retiendra néanmoins qu'un (ou plusieurs) épisode(s) thermique(s) profond (migmatisation) à la fin du cycle varisque est en accord avec le métamorphisme Haute Température dans les terrains siluriens sus-jacents (voir chapitre III).

(4) Conclusion

Nos résultats montrent un épisode de marmorisation dans la base des séries siluriennes du toit de Trimouns à la période tardi-varisque (ca. 290 Ma). Les événements hydrothermaux mésozoïques (Schärer et al., 1999 ; Boutin et al., 2016) aux températures moyennes observées à Trimouns (env. 300°C - Parseval, 1992 ; Boiron et al., 2005) n'ont pas affecté les titanites des marbres gris bleuté, attestant de la robustesse de la titanite aux fluides de températures peu élevées.

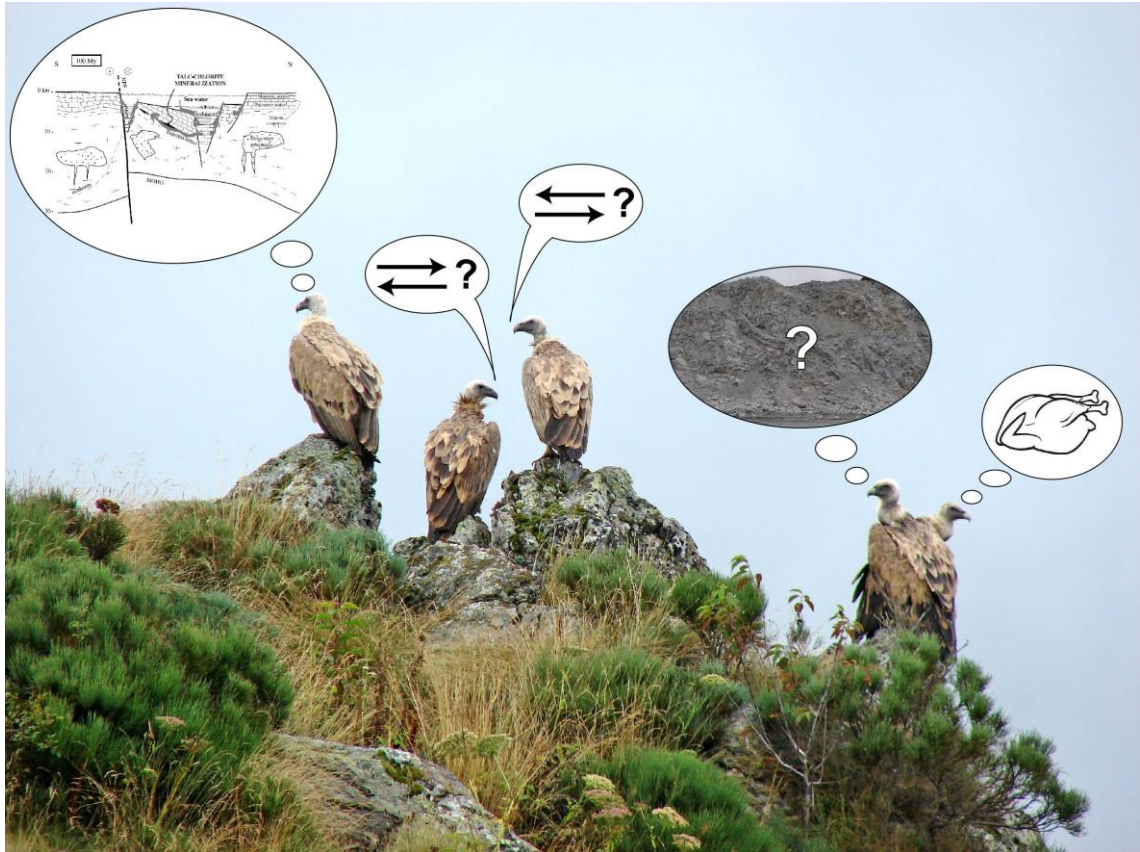
C) Conclusion et perspective

La vision de la géologie de Trimouns a longtemps été contrainte par l'idée d'une minéralisation varisque. La datation crétacée de Schärer et al., 1999 a permis de développer de nouvelles pistes quant aux modèles de formation de la minéralisation de Trimouns. Notre étude s'inscrit dans le prolongement de l'étude géochronologique précédente. L'utilisation de la titanite et des minéraux de terres rares comme géochronomètres pour la datation de Trimouns permet de confirmer que l'Albien est une période majeure pour l'hydrothermalisme lié au talc. Cet événement hydrothermal est contemporain des autres gisements métasomatiques datés dans la région comme ceux liés aux albitites (Lansac, Salvezines, Rocher du Bari...). C'est donc un hydrothermalisme régional qui est observé dans les Pyrénées à la période alpine. Notre étude montre aussi que si les terrains paléozoïques, grandement affectés par l'orogénèse varisque, sont marqués par les métasomatismes à l'Albien, on observe la trace d'événements hydrothermaux antérieurs à cette phase alpine notamment au Jurassique et au Permien. Ces résultats expriment la complexité des minéralisations les plus conséquentes (Trimouns), comme les plus modestes (Col de Jau).

La datation de la minéralisation permet des points d'ancrages dans les modèles de formation des gisements. Une meilleure contrainte de ces modèles passe par la multiplication des objets datés. Dans le cas de Trimouns, des études complémentaires sur les pegmatites et sur les chloritites issus de pegmatites renforcerait les modèles proposés. De la même manière les prolongements de Trimouns vers La Porteille devront faire l'objet d'une étude géochronologique pour confirmer ou infirmer l'impact régional du métasomatisme talco-chloriteux.

Si le géochronomètre fiable et inédit que constitue la titanite s'avère un bon outil pour dater les différents types d'épisodes hydrothermaux quand ceux-ci se succèdent, il y a fort à parier que les minéralisations en talc-chlorite dans les Pyrénées n'ont pas révélé toute leur complexité. Une limite inhérente aux méthodes analytiques utilisées nous empêche de dater le talc ou la chlorite directement. Le développement de telles méthodes permettrait d'observer en détails toute cette complexité des minéralisations en talc-chlorite que notre étude a mis en évidence.

V) Synthèse et discussion



Faune de Trimouns en réflexion.

A) Synthèses

Pour intégrer le gisement de Trimouns dans un contexte régional nous avons fait le choix de trois grands axes d'études principaux : 1) l'analyse cartographique et structurale, 2) les études thermométriques, et 3) les datations. Les conclusions obtenues sur chacun de ces axes d'études vont ici être mis en relation pour proposer un modèle d'évolution sur le gisement de Trimouns.

(1) Relations entre thermométrie et structure

Dans le chapitre II, nous montrons que les roches du Paléozoïque sont traversées par un accident majeur, l'accident du talc, et par des déformations internes (discontinuités, plis...). Nous mettons également en évidence que le Mésozoïque repose sur le socle (ou sur le Paléozoïque supérieur) le long d'un contact anormal. Les résultats de thermométrie du chapitre III montrent qu'un évènement thermique tardi-varisque affecte les roches du socle à la couverture Paléozoïque, et que le métamorphisme nord pyrénéen affecte les brèches de la **ZIM**.

Au nord de Trimouns (**Fig.III-27**), les températures (pics métamorphiques) enregistrées dans le Paléozoïque sont décroissantes du bas vers le haut de la série (**Fig. III-30**). Cette succession normale (augmentation de la température avec la profondeur - **Fig. V-I**) montre que les roches paléozoïques ne sont plus affectées par les discontinuités structurales qui les traversent après l'enregistrement de ces pics thermiques (**Fig. V-I**). Ces structures varisques (accident du talc, déformation entre les séries) sont scellées par le métamorphisme tardi-varisque.

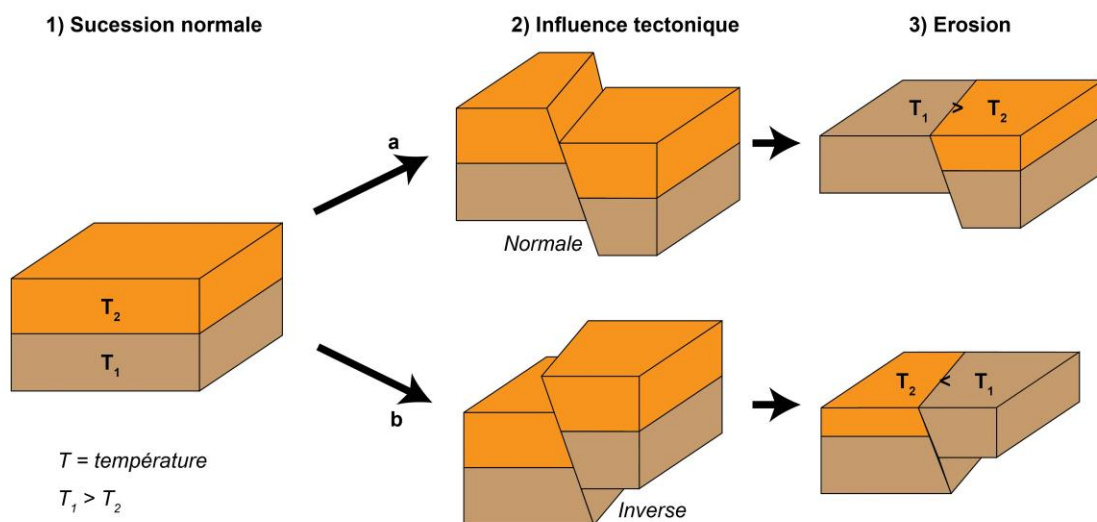


Figure V-1 : Représentation schématique de l'impact des structures sur la thermicité observée en surface.

Dans les roches du Mésozoïque, les pics thermiques liés au métamorphisme nord pyrénéen autour de 450°C. Ces températures sont supérieures à celles du Paléozoïque directement au contact. On observe une corrélation entre discontinuité thermique (avec des terrains « chauds » sur des terrains « froids ») et une discontinuité structurale (**Fig. V-2a**). Ceci est en accord avec un jeu chevauchant des brèches de la **ZIM** sur le Paléozoïque supérieur comme évoqué dans le chapitre II.

A l'est de Trimouns (**Fig. III-29**), la succession des événements thermiques enregistrés est complexe. On observe des sauts de température de +/-50° autour d'une moyenne à 500°C (**Fig. V-2b**). Cette moyenne est plus importante que le pic de température du Dévonien supérieur au nord de Trimouns (350°C) ce qui peut s'interpréter de plusieurs manières. Soit, le gradient thermique du métamorphisme varisque est plus important à l'est de Trimouns qu'au nord, soit le métamorphisme nord pyrénéen (marqué par la présence des scapolites) surimpose son empreinte à celle au métamorphisme varisque dans le Paléozoïque supérieur. On ne peut pas exclure que les deux hypothèses se succèdent, et ne soient responsables toutes deux de la thermicité complexe de la zone.

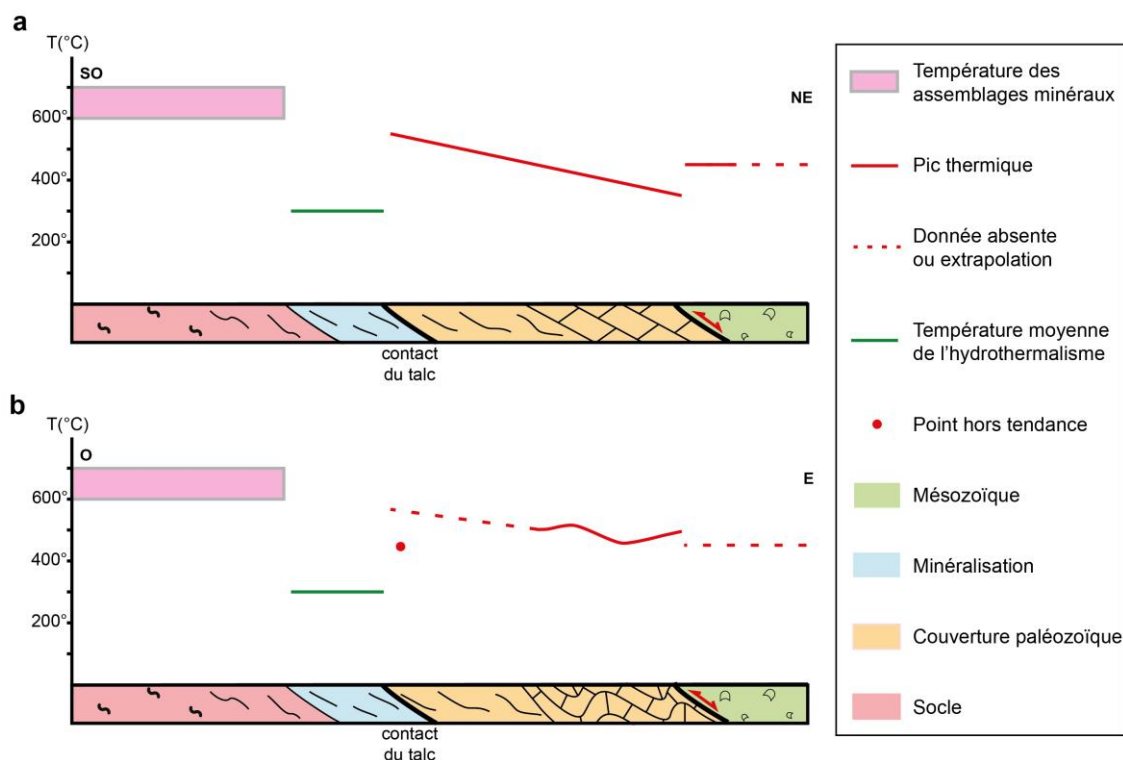


Figure V-2 : Schémas de l'évolution des températures en fonction des structures régionales majeures (a) au nord et (b) à l'est de Trimouns.

La mise en relation de l'étude thermique et structurale permet plusieurs conclusions.

- 1) L'absence de discontinuité dans le gradient thermique entre les deux structures majeures (accident du talc et contact couverture-mésozoïque), et la déformation interne dans le Paléozoïque supérieur (contact tectonique entre les deux unités dévoniennes par exemple, nombreux plis...) montre que l'empreinte thermique varisque scelle une structuration très probablement varisque, et que rien n'a bougé depuis.
- 2) L'influence d'un gradient varisque inégal entre le nord et le sud des Trimouns est probable.

- 3) L'influence du métamorphisme nord pyrénéen est marquée dans le Paléozoïque à l'est de Trimouns. Sa surimposition au métamorphisme varisque n'est pas avérée.

N.B. : Les conclusions 2 et 3 pourront être étayées avec des résultats plus fiables (statistiquement), et avec une meilleure résolution spatiale.

- 4) Le saut de température observé au contact socle - couverture mésozoïque confirme que ce contact est tectonique et polyphasé d'abord extensif puisque les brèches contiennent les péridotites puis compressif puisque (1) les brèches à péridotites sont posées sur le socle et (2) on a du plus chaud sur du moins chaud.

(2) Relations entre thermométrie et datation

Dans le chapitre III, nous montrons qu'il existe plusieurs températures de formation possibles pour les chlorites à Trimouns (entre 150 et 375°C) ; et dans le chapitre IV, on observe deux épisodes de chloritisation à Trimouns, un jurassique l'autre créacé.

Nous nous focalisons sur les échantillons qui font l'objet d'une estimation de température et d'une datation (Boutin et al., 2016) (**Fig. V-3**).

On montre que les chlorites datées du Jurassique ont des températures « froides » (env. 250°C) et « chaudes » (env. entre 325°C et 350°C). Les compositions de ces chlorites jurassiques sont semblables et sont issues de la même lignée d'altération (chloritites issues de micaschistes). Cette lignée d'altération est la plus présente sur le gisement (Parseval, 1992), nous considérons donc que nos résultats sont représentatifs des chloritites jurassiques. Les résultats suggèrent que le début de la chloritisation à ca. 167 Ma se déroule aux conditions « chaudes », et que le prolongement de l'épisode métasomatique (ca. 161 Ma) se fait dans des conditions « froides » (**Fig. V-3**). Cette baisse des températures de chloritisation au cours du temps n'est confirmée que par un seul échantillon. Si cette diminution de la température au cours du temps est probable, elle nécessite d'être confirmée par des résultats complémentaires.

Les chlorites créacées montrent des températures autour de 300°C. Ces résultats sont ceux de chlorites issues du faciès skarn ou de veines entre les boudins de marbres sombres. Ces deux faciès ne sont pas représentatifs de toutes les chlorites du gisement. Les chlorites provenant de la transformation de ces faciès ne sont pas issues des lignées d'altérations principales (altération des micaschistes et des pegmatites) décrites par Moine (1982) et Parseval (1992). Nos résultats sur ces échantillons n'étant pas représentatifs, nous ne pouvons pas affirmer que les chlorites créacées se forment à température constante (env. 300°).

Dans le chapitre III, nous suggérons que les chlorites « froides » et « chaudes » sont (1) soit la marque d'une diminution de la température au cours d'un épisode de minéralisation, (2) soit la marque de plusieurs épisodes de minéralisation à des températures différentes. Aucune tendance claire n'est tirée de la comparaison des datations et des températures sur chlorite. Cependant, on peut observer qu'il n'y a pas forcément de température fixe associée à l'événement de chloritisation jurassique. On peut raisonnablement penser que ces chlorites jurassiques cristallisent lors d'un événement métasomatique dont les conditions de températures sont fluctuantes et probablement décroissantes au cours du temps.

Même en l'absence d'observation claire, on propose les mêmes conclusions pour les chlorites du Crétacé. Les hypothèses faites dans le chapitre III sont a priori valables toutes deux : on observe des conditions de cristallisation plutôt variables dans deux événements de chloritisation distincts.

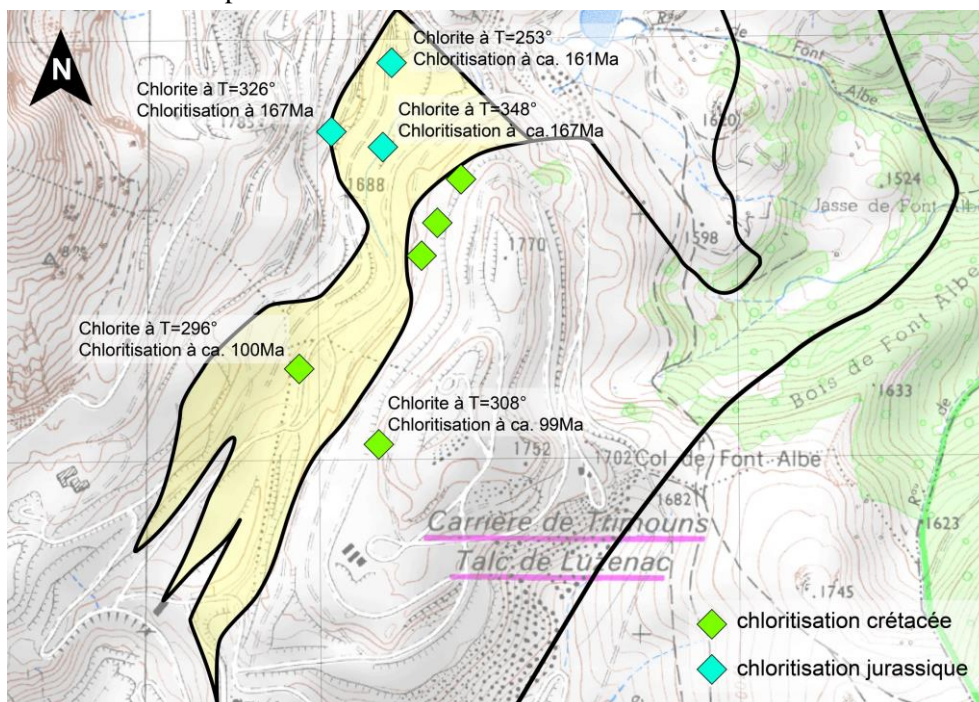


Figure V-3 : Carte des échantillons de chloritites dont la température et la date de minéralisation ont été estimées (gisement en jaune).

(3) Relations datation et structure

Dans le chapitre II, nous montrons que les structures dans la minéralisation peuvent s'organiser suivant une chronologie relative. Dans le chapitre IV, nous établissons une chronologie absolue sur les processus de marmorisation (tardi-varisque) des calcaires siluriens, et des épisodes de chloritisation et de talcification jurassique et crétacé.

La marmorisation à 290 Ma se situe à l'étape 2 de la chronologie relative présentée dans le chapitre II. Cette étape associée au métamorphisme HT-BP tardi-varisque est responsable de la migmatisation et d'intrusions de magmas divers. La mise en place des pegmatites observées sur Trimouns est donc intervenue autour de 290 Ma.

Comme évoqué dans Boutin et al. (2016), on observe une zonalité des chlorites en fonction de leur âge. Les chlorites jurassiques sont localisées au nord de la carrière (côté mur). Le tracé de cette zone n'est pas caractérisé par une discontinuité structurale (orientation globale NNE-SSO à pendage moyen 20-40° vers l'est). De même, les différents stades de déformations observés se retrouvent dans les chlorites jurassiques comme crétacées. Il est donc possible que (1) les chlorites jurassiques et crétacées soient soumises aux mêmes mouvements ou que (2) la tectonique au crétacé reprenne les structures jurassiques. La période jurassique est associée à la propagation du rift atlantique (Ziegler et Dèzes, 2006) qui conduit

au rifting pyrénéen créacé et à l'amincissement de la croûte. On suppose donc que les chlorites créacées comme jurassiques s'inscrivent dans la même géodynamique.

Dans le chapitre II, nous proposons quatre stades structuraux des chlorites : les minéralisations statiques (chlorite de type 1) et dynamiques (et chlorite de type 2), la schistosité syn- à tardi-minéralisation et les failles tardives. En plaçant ces stades structuraux sur l'échelle des temps géologiques en fonction des épisodes de chloritisation (jurassique et créacé), nous pouvons établir deux hypothèses (**Fig. V-4**) :

- 1) les chlorites de type 1 et de type 2 se forment durant les deux événements de chloritisation ;
- 2) les chlorites de type 1 se forment au Jurassique et les chlorites de type 2 au Créacé.

Dans les deux cas, la schistosité se situe à la fin de l'épisode de minéralisation créacé et se prolonge au-delà (voir modèle d'évolution et discussion), et les failles cassantes sont postérieures à la schistosité (probablement quaternaire). L'hypothèse 1 est la plus probable dans la mesure où aucune observation macroscopique ou microscopique ne nous permet d'associer un type de chlorite (1 ou 2) à un âge.

De même, sur les talcites, on observe plusieurs stades structuraux : les minéralisations statiques (stéatite et veine tardive) et dynamiques (talcites foliées), les talcites schistosées et les failles cassantes. Boutin et al. (2016) proposent une talcification créacée entre 122 Ma et 96 Ma mais n'exclut pas une talcification au Jurassique (ca. 165 Ma). En plaçant ces stades structuraux sur l'échelle des temps géologiques en fonction des deux épisodes de chloritisation (jurassique et créacé), nous pouvons établir les trois hypothèses suivantes (**Fig. V-4**).

- 1) Il n'y a pas de talcification au Jurassique. La minéralisation statique commence à ca. 122 Ma et se prolonge en minéralisation dynamique à mesure que le rifting s'étend. Cette minéralisation dynamique est entrecoupée de phases statiques (type veines de talc).
- 2) Il y a talcification au Jurassique. Minéralisations statiques et dynamiques coexistent dans les deux épisodes (jurassique et créacé).
- 3) Il y a talcification au Jurassique. La minéralisation statique (type stéatite) est jurassique et la minéralisation dynamique est créacée.

Dans les trois cas, l'acquisition de la schistosité se situe à la fin de l'épisode de minéralisation créacé et se prolonge au-delà (voir modèle d'évolution et discussion), et les failles cassantes sont postérieures à la schistosité (probablement quaternaire). La dernière hypothèse (3) est la moins probable car aucun critère d'observation ne montre que stéatites et talcites foliées sont issues d'épisodes distincts. Les hypothèses 1 et 2 sont probables mais l'hypothèse 1 reste la plus probable tant qu'il n'y a pas de preuve directe de talcification au Jurassique.

La relation entre critères structuraux et datations permet de replacer les déformations observées dans le contexte d'extension pré-alpine. On remarque également que la schistosité syn- à tardi-minéralisation s'acquiert lors de décrochements, autour de 96 Ma. Il est pour l'instant difficile d'associer une déformation précise à l'hydrothermalisme jurassique ou à un pulse hydrothermal créacé en particulier.

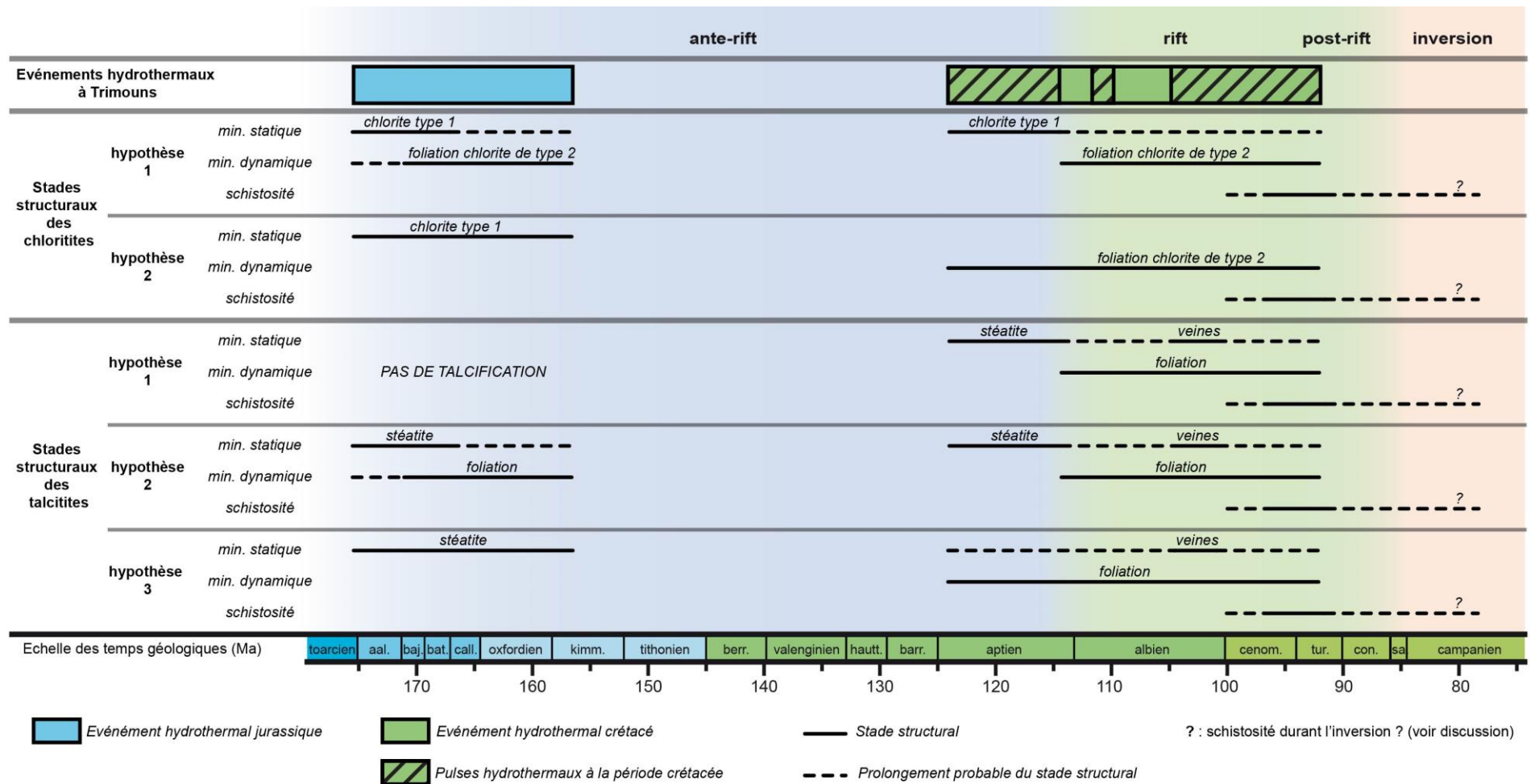


Figure V-4 : Evolution des déformations dans les minerais sur l'échelle des temps géologiques.

B) Modèle d'évolution

En utilisant la chronologie relative faite dans le chapitre II, nous ajoutons les informations des données thermométriques et géochronologiques pour proposer un modèle d'évolution de Trimouns.

Phase varisque

A) Une structuration est responsable du litage compositionnel dans le mur, et peut-être des plis et schistosités S0-S1 dans les micaschistes et les roches du toit.

B) Période tardi varisque (**Fig.V-5**).

1. L'influence du métamorphisme HT-BP responsable de la migmatitisation influence la couverture paléozoïque (de 560°C à 350°C du bas vers le haut de la série). Cet épisode thermique est responsable de la marmorisation des carbonates du Paléozoïque (à ca. 290 Ma dans le Silurien). L'anatexie de la croûte associée au métamorphisme permet la formation de granites et de roches plus différenciées, les pegmatites. La composition de ces roches magmatiques est de plus en plus évoluée du mur vers le toit.
2. La déformation majeure pénétrative syn- à post-pic thermique du métamorphisme affecte l'ensemble des roches du mur et du toit (foliation des gneiss, cisaillement et plis des leucosomes migmatitiques, boudinage des GSC etc.). Cette déformation est nettement marquée dans les roches du toit à l'est de Trimouns, là où la succession des températures des pics métamorphiques est anormale. La cinématique de cette déformation est **NNO-SSE** top vers le sud/dextre. Cette déformation produit un amincissement vertical et donc une réduction de la série. Au nord de la carrière, cette déformation est moins marquée dans la couverture paléozoïque.
3. La déformation se localise (formation de la **BMM** et de la **FI**). La cinématique est toujours **NNO-SSE** top vers le sud/dextre.

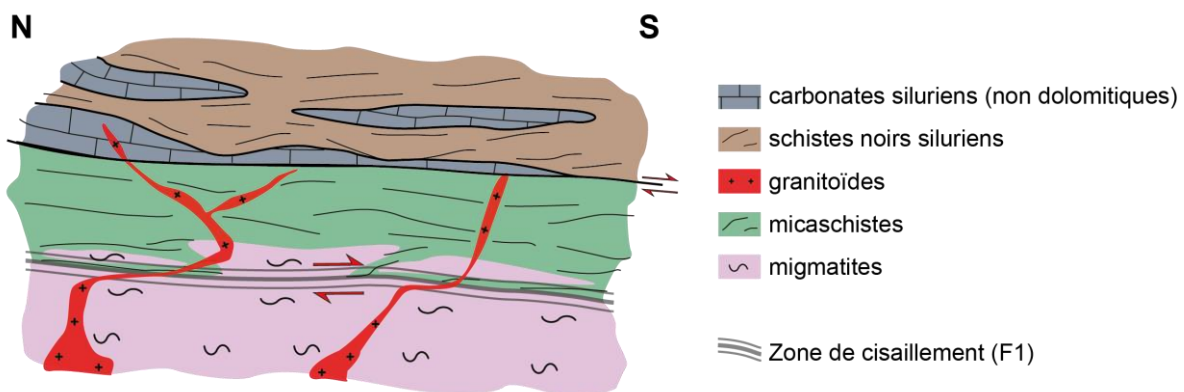


Figure V-5 : Coupe schématique N-S de Trimouns à la fin du Varisque.

Pré-rift alpin

C) Autour de 165 Ma, une première minéralisation chloriteuse ou une minéralisation talco-chloriteuse se forme.

Dans les deux cas, il y a :

1. la possibilité d'une première phase de minéralisation statique ;
2. puis, une ou plusieurs phases de minéralisation successives associées à une ou plusieurs phases de déformation pénétrative.

Les conditions de températures évoluent au cours de l'événement hydrothermal.

Rifting pyrénéen

D) Dès ca. 122 Ma, une minéralisation talco-chloriteuse se forme. Comme au Jurassique, il y a :

1. la possibilité d'une première phase de minéralisation statique, sans déformation associée, qui forme la stéatite, et les chloritites des pegmatites ;
2. puis, une ou plusieurs phases de minéralisation successives associées (foliation) ou non (veines) à une ou plusieurs phases de déformation pénétrative, qui forment les chlorites et le talc folié ainsi que les veines de talc ;
3. et enfin, une phase de déformation tardi- à post-minéralisation qui forme la schistosité majeure du gisement, tout en restant dans les conditions de formation de la chlorite et du talc.

Les conditions de températures évoluent au cours de l'événement hydrothermal qui se clôture autour de 96 Ma. La représentation du gisement en phase de minéralisation (dynamique) avant la déformation majeure est décrite en **figure V-6**.

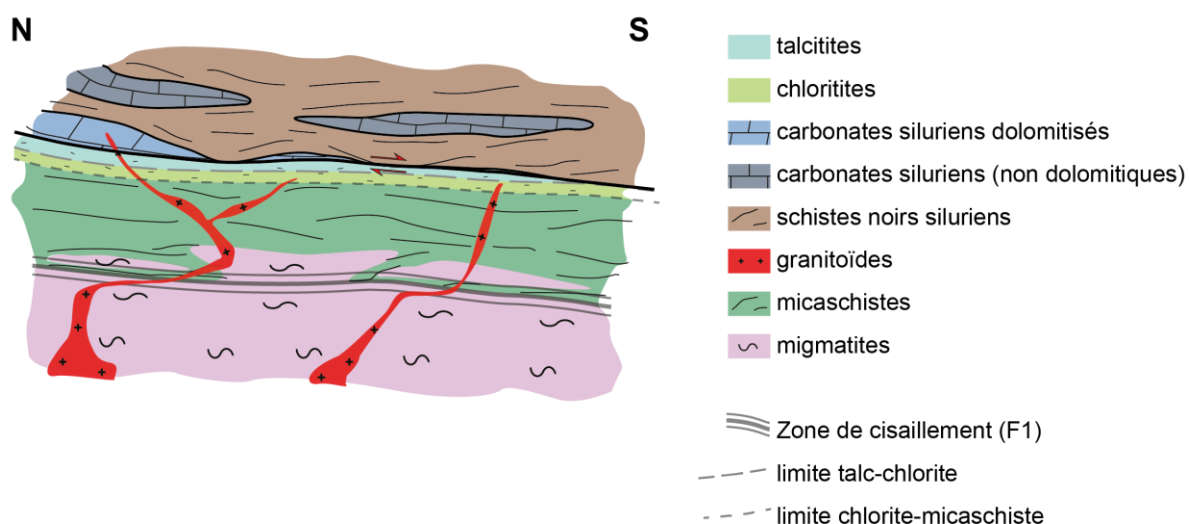


Figure V-6 : Coupe schématique N-S de Trimouns en cours de minéralisation (avant la phase de déformation majeure).

Prolongement de l'amincissement de la croûte

E) Le métamorphisme nord pyrénéen affecte les roches mésozoïques autour de Trimouns (au nord et à l'est) avec des maxima estimés à 450°C. Sur le plateau de Sault (à l'est de Trimouns), le métamorphisme est daté à ca. 90 Ma (Golberg et Maluski, 1988). L'influence du métamorphisme impacte la série dévonienne supérieure à l'est de Trimouns.

En prolongement de l'étape D)3., la minéralisation enregistre une déformation cisailante **NNE-SSO** top sud/dextre (schistosité, quelques plis cisillants). La représentation du gisement pendant cette phase est décrite en **figure V-7**.

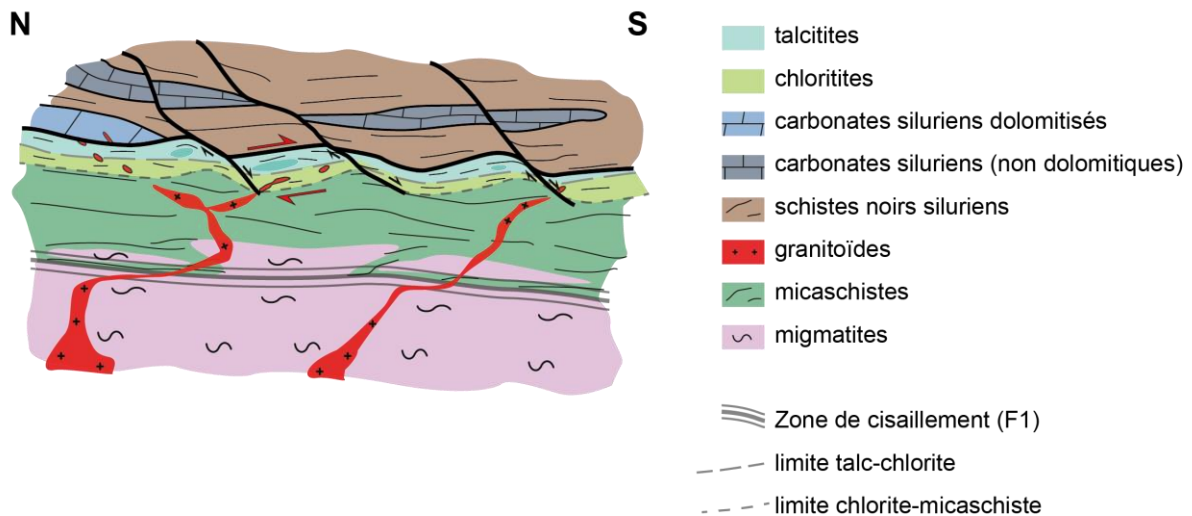


Figure V-7 : Coupe schématique N-S de Trimouns avant l'inversion.

Inversion alpine (dès 85 Ma).

F) Les roches mésozoïques à l'est et au nord de Trimouns affectées par le métamorphisme nord pyrénéen (amincissement de la croûte) sont déplacées vers les roches du Paléozoïque supérieur. La minéralisation talco-chloriteuse pourrait rejouer et enregistrer une déformation cisailante top nord/senestre (voir discussion plus bas).

Quaternaire

G) Des déformations tardives (stries **E-O**) marquent Trimouns. Elles sont liées à des glissements d'origine gravitaire ou liées à l'exploitation. L'érosion, la glaciation et l'activité humaine créent le paysage actuel.

C) Discussion

Plusieurs questions subsistent concernant notre modèle d'évolution.

La déformation du talc (et donc la formation de la configuration actuelle du gisement) est-elle encore liée à l'extension crétacée ou à la compression qui suit ?

Le modèle de Fortuné et al. (1980) n'exclut pas toute influence alpine à cinématique sénestre. La cinématique sénestre est justifiée par les auteurs notamment par une rotation d'une trentaine de degrés des carbonates du Silurien dans les schistes noirs. Fortuné et al. (1980) définit ces mouvements comme (1) tardi-varisque ou (2) pyrénéen. Les critères cinématiques que nous avons observés au tardi-varisques sont dextres et donc en désaccord avec l'hypothèse 1. La rotation décrite par Fortuné doit donc être alpine (hypothèse 2), mais nos données structurales ne confirment pas cette rotation. De plus, l'accident du talc est cartographiquement recoupé par le contact toit du socle/ base de la ZIM et replissé avec lui (boutonnière de Caussou) ; il pourrait donc ne pas avoir été inversé. Notre étude suggère qu'au nord de Trimouns, la succession normale des températures des pics du métamorphisme tardi-varisque « scelle » la déformation. Les structures au nord de Trimouns (en dehors de celles dans le Mésozoïque) sont donc peut affectées par des mouvements N-S à l'inversion. Au contraire si l'inversion était liée à une cinématique top nord, les structures varisques au nord de Trimouns devrait marquer des successions de températures anormales.

Nous retenons donc le modèle dextre de la minéralisation de Trimouns non affecté par l'inversion alpine. La structure actuelle dans le massif du Saint Barthélémy est une structure syn-hyper-extension fossilisée.

De quand date la dolomitisation, et d'où provient la source de son magnésium ?

Les dolomies sur Trimouns sont issues d'une dolomitisation de carbonates paléozoïques par apport de magnésium via des fluides hydrothermaux (voir chapitre I). La circulation de fluides chargés en magnésium est également caractéristique des processus de chloritisation et de talcification à Trimouns. On suppose donc que ces processus se déroulent en contexte similaire (période anté- à syn-rift pyrénéen). Pour Fortuné et al. (1980), le magnésium du fluide est acquis par lessivage de dolomies paléozoïques « profondes ». Comme évoqué dans le chapitre I, peu de corps dolomitiques sont paléozoïques dans la région, la plupart des dolomies étant mésozoïques (Monod, 2014 et références incluses) et « au-dessus » de Trimouns lors de la minéralisation. Le lessivage de roches ultrabasiques peut être une source d'enrichissement en magnésium pour le fluide. Le début de la talcification est estimé à 122 Ma ou autour de 165 Ma (si on considère qu'il existe du talc jurassique - Boutin & al., 2016). La dolomitisation étant antérieure à la talcification, un apport de fluide magnésien est nécessaire dès le Crétacé inférieur voire au Jurassique moyen. Sur la bases des travaux de Albarède et Michard-Vitrac (1978), Fabriès et al., (1991), et Henry et al. (1998), Clerc (2012) montre que dans l'est des Pyrénées le manteau s'exhume rapidement et en une seule étape au milieu du Crétacé. A l'Albien, la profondeur minimale du manteau est estimée à 45-50 km, alors que le talc est formé à 9 km de profondeur (hypothèse la plus haute – Parseval et al., 1992). Dans ce cas le magnésium n'est pas associé à des fluides dérivés de l'eau de mer comme pour la talcification (Boulvais et al., 2006) mais à des circulations profondes. Dans l'hypothèse d'une dolomitisation fini-jurassique, l'origine mantellique pour le magnésium nécessite que l'accident de Trimouns soit connecté au manteau via des accidents profonds.

Il y a donc plusieurs hypothèses sur la date de la dolomitisation et l'origine du magnésium. En attendant d'autres éléments d'études, nous présentons cette hypothèse de scénario qui nous semble vraisemblable :

- 1) chloritisation jurassique avec apport de magnésium ;
- 2) dolomitisation fini-jurassique (car absence de datation jurassique lié au talc) à crétacé inférieur grâce à un apport de magnésium via des fluides mantelliques profonds ;
- 3) talcification et chloritisation crétacées avec un apport de magnésium probablement mantellique marqué par la circulation de l'eau de mer à mesure que l'on se rapproche de la fin de l'épisode hydrothermal, soit probablement en concomitance avec l'exhumation du manteau, et les prémices l'hyper-extension de la croûte.

Pourquoi le talc s'est accumulé ici (Trimouns) et pas ailleurs ?

On observe que le talc est associé à la présence de dolomie dans le massif du Saint Barthélémy.

Là où les épaisseurs de ces carbonates dolomités sont les plus conséquentes, il y a les plus fortes concentrations de minerai talqueux (soit à Trimouns et à la Portaille). On remarque que ces deux gisements sont situés sur des sortes de rampes latérales qui sont **N-S** par rapport au grand contact du Silurien qui est plutôt **E-O** en général, et ces rampes correspondent à des endroits où ce contact "descend" dans la pile lithostratigraphique (partie supérieure du Paléozoïque à la partie inférieure à la Portaille, et transition Paléozoïque inférieur aux migmatites à Trimouns). Ces structures de rampes latérales **N-S** semblent donc être plus favorables à la circulation de fluides responsables de la dolomitisation puis de la talcification.

• Conclusions et perspectives générales

Depuis plus d'un siècle, les générations de géologues se succèdent sur la carrière de Trimouns et proposent leur interprétation de la mise du talc et de la chlorite. Notre étude s'inscrit dans la continuité des travaux passés, et nous proposons aujourd'hui une interprétation de la formation du gisement qui intègre au mieux de ce que l'on sait de la géologie des Pyrénées actuellement.

L'étude combinée de la géologie structurale et des analyses thermométriques et géochronologiques s'est montrée efficace pour répondre à la problématique de notre thèse sur les conditions de formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns. Nos résultats indiquent le caractère polyphasé du gisement, et nous avons pu séparer les influences des cycles alpin et varisque sur plusieurs objets géologiques. L'histoire varisque est marquée dans les roches mères du talc et de la chlorite mais aussi dans la minéralisation elle-même qui fossilise ces structures. Les températures de métamorphisme élevées (jusqu'à 550°C) et des âges caractéristiques de la période tardi-hercynienne (ca. 290 Ma) attestent, une fois encore, de l'empreinte majeure du cycle varisque dans le Saint Barthélémy.

L'histoire alpine est marquée par la minéralisation au travers de l'événement hydrothermal majeur que nous avons enregistré au milieu du Crétacé (122 - 96 Ma). Cet épisode de minéralisation se déroule dans un contexte dynamique scellé par des déformations antérieures. Les indices de températures de ces périodes sont globalement froids (entre 275 et 225°C) mais indiquent des conditions de minéralisation probablement variables à l'Alpin.

Il y a deux conclusions principales à tirer de nos résultats.

- 1) Le massif du Saint Barthélemy bien qu'étant structuré lors de l'orogénèse varisque, n'est peut-être pas tant un « noyau dur » indéformable puisqu'il est affecté profondément par les structures et les circulations de fluides du cycle alpin sensu lato.
- 2) Les événements métasomatiques talco-chloriteux s'inscrivent dans le contexte extensif pré-orogénique alpin. Les derniers épisodes de minéralisation marquent probablement les premières étapes de l'extension qui va conduire à l'hyper-extension et à la rupture de la croûte continentale.

Le modèle structural proposé en cisaillement dextre n'est pas figé et l'hypothèse d'une logique senestre liée à l'inversion alpine n'est pas à exclure.

Le métamorphisme nord pyrénéen a une influence sur les terrains paléozoïques autour de Trimouns, mais son influence est difficile à estimer sur la minéralisation.

Il n'est pas à exclure que les épisodes de minéralisation sur Trimouns s'étalent jusqu'au Permien comme dans d'autres gisements pyrénéens. L'âge des minéralisations en talc-chlorite nécessite donc d'être documenté à l'échelle des Pyrénées, et si les méthodes le permettent un jour, directement sur le talc ou la chlorite.

Des questions non encore résolues sont à aborder lors de travaux futurs. La dolomitisation de la roche mère du talc est un processus qui n'a pas été contraint temporellement dans notre étude. Les fluides magnésiens que ce processus requiert peuvent avoir des origines mantelliques. Dans ce cas, la dolomitisation et la talcification pourraient se succéder au Crétacé.

La nature et le volume des fluides impliqués dans la formation du talc et des chlorites ont peu été étudiés dans nos travaux. Cependant, nous suggérons plusieurs épisodes de minéralisation à des conditions de températures variables.

Au-delà de ces hypothèses et des travaux encore à compléter, nous proposons que le modèle de mise en place de la minéralisation de Trimouns s'inscrive dans un contexte géodynamique extensif post-varisque que l'on peut mettre en relation avec les phénomènes d'amincissement de la croûte. Nous retenons aussi que la structure actuelle dans le massif du Saint Barthélémy est une structure syn-hyper-extension fossilisée.

*Varisque, on l'eut dit ! Pré-alpin, qui l'eut cru ?
(modifiée de Saint Blanquat, 1989)*

• Références

- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A., 1978, Age and significance of the North Pyrenean metamorphism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, no. 3, p. 327–332, doi: 10.1016/0012-821X(78)90157-7.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., & Fisher, D.M., 2012, *Structural geology algorithms : Vectors and Tensors*: Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Aranitis, S., 1967, Les gisements de talc pyrénéens. Description. Essais d'interprétation de leur genèse [Thèse de Doctorat]: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 120 p.
- Arnoux, F., & Majza, B., 1986, Contribution à l'étude géologique des gisements de talc du massif du Saint Barthélémy (Ariège) [Thèse de Doctorat]: Université de Franche-Comté, 216 p.
- Arthaud, F., & Matte, P., 1975, Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation: *Tectonophysics*, v. 25, no. 1–2, p. 139–171, doi: 10.1016/0040-1951(75)90014-1.
- Aubray, A., Boutin, A., Thomas, P., Mollex, D., & Montagnac Gilles, 2015, Chlorite, talc et serpentine dans une brèche de faille : une illustration des circulations de fluides associées à la tectonique cassante: *Planet Terre*.
- Azambre, B., & Rossy, M., 1976, Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 18, no. 6, p. 1725–1728, doi: 10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725.
- Baby, P., Crouzet, G., Specht, M., Deramond, J., Bilotte, M., & Débroas, E.J., 1988, Rôle des paléostructures Albo-Cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-Pyrénéens: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 306, no. 4, p. 307–313.
- Bailey, S.W., 1988, Chlorites ; structures and crystal chemistry: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 19, no. 1, p. 347–403.
- Baldeyrou-Bailly, A., 2003, Etude expérimentale et modélisation de la stabilité des phyllosilicates soumis à un fort gradient thermique. Test dans le contexte du site géothermique de Soultz-sous-Forêts [Thèse de Doctorat]: Université Louis Pasteur-Strasbourg I, 305 p.
- Barbey, P., Cheilletz, A., & Laumonier, B., 2001, The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 332, no. 2, p. 129–136.
- Barnolas, A., & Chiron, J.-C., 1995, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, tome 1, Cycle hercynien: Orléans & Madrid.
- Barrouquère, G., Roux, L., Souquet, P., Peybernes, B., Lagasquie, J., Ternet, Y., Bois, J.P., & Bambier, A., 1977, Notice explicative de la carte géologique de la Feuille de St Girons (1074) à 1:50000:

- Baudron, J.C., Jébrak, M., Joannes, C., Lhegu, J., Touray, J.C., & Ziserman, A., 1980, Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif Central français: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 280, p. 951–953.
- Bayliss, P., 1975, Nomenclature of trioctahedral chlorites: *Canadian Mineralogist*, v. 13, p. 178–180.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., & Fullsack, P., 2000, Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B4, p. 8121, doi: 10.1029/1999JB900390.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J.N., 2002, Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, no. 9, p. 859–871, doi: 10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x.
- Beyssac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., & Rouzaud, J.-N., 2003, On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy: *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, v. 59, no. 10, p. 2267–2276, doi: 10.1016/S1386-1425(03)00070-2.
- Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M., & Walgenwitz, F., 1991, Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France): *Chemical Geology*, v. 89, no. 3–4, p. 243–262, doi: 10.1016/0009-2541(91)90019-N.
- Biteau, J.-J., Marrec, A.L., Vot, M.L., & Masset, J.-M., 2006, The Aquitaine Basin: *Petroleum Geoscience*, v. 12, no. 3, p. 247–273, doi: 10.1144/1354-079305-674.
- Boiron, M.-C., Boulvais, P., Cathelineau, M., Banks, D., Calvayrac, N., & Hubert, G., 2005, Fluid circulation at the origin of the Trimouns talc deposit (Pyrenees, France), *in* ECROFI XVIII meeting (Siena).
- Bond, R.M.G., & McClay, K.R., 1995, Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 88, no. 1, p. 415–431, doi: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.22.
- Bonhomme, M.G., Baubron, J.-C., & Jébrak, M., 1987, Minéralogie, géochimie, terres rares et âge K-Ar des argiles associées aux minéralisations filoniennes: *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v. 65, no. 3–4, p. 321–339, doi: 10.1016/0168-9622(87)90012-1.
- Boulvais, P., Parseval, (de) Philippe, D'Hulst, A., & Paris, P., 2006, Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif: *Mineralogy and Petrology*, v. 88, no. 3–4, p. 499–526, doi: 10.1007/s00710-006-0124-x.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., & Mermet, M., 2007, Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées): *Lithos*, v. 93, no. 1–2, p. 89–106, doi: 10.1016/j.lithos.2006.05.001.
- Bourdelle, F., & Cathelineau, M., 2015, Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R₂+Si diagram: *European Journal of Mineralogy*, v. 27, p. 617–626, doi: 10.1127/ejm/2015/0027-2467.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., & Beyssac, O., 2013, A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 165, no. 4, p. 723–735, doi: 10.1007/s00410-012-0832-7.

- Boutin, A., Saint Blanquat, M. (de), Poujol, M., Boulvais, P., Parseval, (de) Philippe, Rouleau, C., & Robert, J.-F., 2016, Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit: *International Journal of Earth Sciences*, v. 105, no. 3, p. 747–770, doi: 10.1007/s00531-015-1223-x.
- Bowers, T.S., & Helgeson, H.C., 1983, Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems ; metamorphic equilibria at high pressures and temperatures: *American Mineralogist*, v. 68, no. 11–12, p. 1059–1075.
- Brockamp, O., & Clauer, N., 2005, A km-scale illite alteration zone in sedimentary wall rocks adjacent to a hydrothermal fluorite vein deposit: *Clay Minerals*, v. 40, no. 2, p. 245–260, doi: 10.1180/0009855054020170.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munschy, M., 2011, Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins: *Nature Geoscience*, v. 4, no. 8, p. 549–553, doi: 10.1038/ngeo1201.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munschy, M., 2012, Reply to “Problematic plate reconstruction”: *Nature Geoscience*, v. 5, no. 10, p. 677–677, doi: 10.1038/ngeo1597.
- Caballero, J.M., Casquet, C., Galindo, C., Gonzalez-Casado, J.M., Sneilling, N., & Tornos, F., 1992, Dating hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt. Spain: *Geogaceta*, v. 11, p. 18–22.
- Canérot, J., 2008, *Les Pyrénées : Histoire géologique et itinéraires de découverte*: Atlantica & BRGM éditions, Biarritz.
- Capdecombe, L., 1950, Sur la génèse des talcs pyrénéens: *Bulletin de la Société d’Histoire Naturelle de Toulouse*, v. 85, p. 313.
- Carreras, J., & Druguet, E., 2014, Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment: *Geological Society of London, Special Publications*, v. 405, no. 1, p. 249–264, doi: 10.1144/SP405.7.
- Casta nas, L.M., Robles, S., Gimeno, D., & Bravo, J.C.V., 2001, The Submarine Volcanic System of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): Stratigraphic Framework, Facies, and Sequences: *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, no. 2, p. 318–333, doi: 10.1306/080700710318.
- Casta nas, L.M., Robles, S., & Vincente Bravo, J.C., 1997, Distribution estratigr fica de los episodios volc nicos submarinos del Albiense-Santonienne en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia): *Geogaceta*, v. 22, p. 43–46.
- Casteras, M., 1933, *Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales* [Thèse de doctorat]: 525 p.
- Cathelineau, M., 1988, Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature: *Clay minerals*, v. 23, no. 4, p. 471–485.
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., Coulibaly, Y., Banks, D.A., & Guillocheau, F., 2012, A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context: *Chemical Geology*, v. 322–323, p. 99–120, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.06.008.

- Cathelineau, M., Fourcade, S., Clauer, N., Buschaert, S., Rousset, D., Boiron, M.-C., Meunier, A., Lavastre, V., & Javoy, M., 2004, Dating multistage paleofluid percolations: A K-Ar and ¹⁸⁰/16O study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement/cover interface (Poitou High, France): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, no. 11, p. 2529–2542, doi: 10.1016/j.gca.2003.10.037.
- Cathelineau, M., & Nieva, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, no. 3, p. 235–244.
- Černý, P., & Ercit, T.S., 2005, The Classification of Granitic Pegmatites Revisited: *The Canadian Mineralogist*, v. 43, no. 6, p. 2005–2026, doi: 10.2113/gscanmin.43.6.2005.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., & Guennoc, P., 2001, The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrikan belt: *Tectonophysics*, v. 331, no. 1–2, p. 1–18, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00233-X.
- Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., Saint Blanquat, (de) Michel, Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabrielle, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., et al., 2014, High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, no. 8, p. 6399–6420, doi: 10.1002/2014JB010953.
- Choukroune, P., 1976, Structure et évolution tectonique de la zone nord -pyrénéenne : analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale: *Société Géologique de France*, Paris.
- Choukroune, P., 1989, The Eors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt: *Tectonics*, v. 8, no. 1, p. 23–39, doi: 10.1029/TC008i001p00023.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., & Sibuet, J.-C., 1973, Bay of Biscay and Pyrenees: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 18, no. 1, p. 109–118.
- Choukroune, P., & Mattauer, M., 1978, Tectonique des plaques et Pyrénées ; sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-Pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 20, no. 5, p. 689–700.
- Clauer, N., Liewig, N., Ledesert, B., & Zwingmann, H., 2008, Thermal history of Triassic sandstones from the Vosges Mountains-Rhine Graben rift area, NE France, based on K-Ar illite dating: *Clay Minerals*, v. 43, no. 3, p. 363–379, doi: 10.1180/claymin.2008.043.3.03.
- Clavières, V., 1990, Muscovitisation et feldspathisation hydrothermales dans le massif granitique de millas (Pyrénées orientales) géométrie, géochimie, modélisation [Thèse de Doctorat]: Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.
- Clerc, C., 2012, Évolution du domaine Nord-Pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée: Un analogue pour les marges passives [Thèse de Doctorat]: Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 249 p.
- Clerc, C., & Lagabrielle, Y., 2014, Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins: *Tectonics*, v. 33, no. 7, p. 1340–1359, doi: 10.1002/2013TC003471.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., & Saint Blanquat, (de) Michel, 2012, Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits

- nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 183, no. 5, p. 443–459, doi: 10.2113/gssgfbull.183.5.443.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., & Saint Blanquat, (de) Michel, 2015, High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the north Pyrenean paleo-passive margin: *Solid Earth Discussions*, v. 7, no. 1, p. 797–857.
- Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., & Laumonier, B., 2005, U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 176, no. 3, p. 269–282, doi: 10.2113/176.3.269.
- Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., & Ballèvre, M., 2016, Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Saraillé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone): *Comptes Rendus Geoscience*, doi: 10.1016/j.crte.2015.11.007.
- Costa, S., & Maluski, H., 1988, Use of the ^{40}Ar ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: *Chemical Geology*, v. 72, p. 127–144.
- Crutzen, P., & Stoermer, E.F., 2000, Sustaining Earth's life support systems—the challenge for the next decade and beyond: *IGBP Newsletter*, v. 41, p. 17–18.
- Darling, J.R., Storey, C.D., & Engi, M., 2012, Allanite U–Th–Pb geochronology by laser ablation ICPMS: *Chemical Geology*, v. 292–293, p. 103–115, doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.11.012.
- Dauteuil, O., & Ricou, L.-E., 1989, Hot-fluid circulation as an origin for the North Pyrenean cretaceous metamorphism: *Geodinamica Acta*, v. 3, no. 3, p. 237–249, doi: 10.1080/09853111.1989.11105190.
- Debon, F., Enrique, P., & Autran, A., 1995, Magmatisme hercynien, *in* Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Tome 1: Cycle Hercynien, Barnolas A. & Chiron J.-C., Orléans & Madrid, p. 361–499.
- Débroas, E.-J., 2003, Le bassin du Flysch noir albo-cénomaniens dans les Pyrénées centrales : un rift à ouverture triphasée, en transtension senestre, d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécakilométrique:
- Débroas, E.-J., 1990, Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne a sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. VI, no. 2, p. 273–285, doi: 10.2113/gssgfbull.VI.2.273.
- Débroas, E.-J., 1987, Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. III, p. 887–898, doi: 10.2113/gssgfbull.III.5.887.
- Débroas, E.-J., & Azambre, B., 2012, Des brèches aux lherzolites. La mise en place des Lherzolites dans les fossés du flysch noir albo-cénomaniens de la Ballongue et d'Aulus (Zone nord-pyrénéenne, Ariège): *Livret--guide de l'excursion AGSO des 9 et 10 juin 2012*, p. 120.
- Debroas, E.-J., Canérot, J., & Bilotte, M., 2013, Comment on: “Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees” by C. Clerc et al. (*Bull. Soc. géol. Fr.*, 2012, 183, 5, 443–459): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 184, no. 6, p. 621–629, doi: 10.2113/gssgfbull.184.6.621.

- Débroas, E.-J., Canérot, J., & Bilotte, M., 2010, Les brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomancien inférieur: *Géologie de la France*, v. 2, no. 2, p. 53–64.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J., 2009, *Layered Silicates Excluding Micas and Clay Minerals*: Geological Society of London.
- Delaperrière, E., Saint Blanquat, (de) Michel, Brunel, M., & Lancelot, J.R., 1994, Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthélémy (Pyrénées, France) ; discussion des âges des événements varisques et pré-varisques: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 165, no. 2, p. 101–112.
- Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., & Michard, A., 2016, Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco): *Lithos*, v. 256–257, p. 1–12, doi: 10.1016/j.lithos.2016.04.007.
- Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., & Barbey, P., 2002, In-situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses: *International Journal of Earth Sciences*, v. 91, no. 3, p. 398–405, doi: 10.1007/s00531-001-0232-0.
- Denèle, Y., 2007, Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet [Thèse de Doctorat]: Université Toulouse III - Paul Sabatier, 300 p.
- Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., & Gleizes, G., 2009, Middle Ordovician U–Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 180, no. 3, p. 209–216, doi: 10.2113/gssgfbull.180.3.209.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., & Barbey, P., 2014, Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees: *Geological Society of London, Special Publications*, v. 405, no. 1, p. 265–287, doi: 10.1144/SP405.5.
- Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., & Barbey, P., 2012, Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country): *Permian granites in the Pyrenees: Terra Nova*, v. 24, no. 2, p. 105–113, doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x.
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., & Dupuy, C., 1991, Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrenees: Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs: *Journal of Petrology*, v. Special_Volume, no. 2, p. 55–76, doi: 10.1093/petrology/Special_Volume.2.55.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., Saint Blanquat, (de) Michel, and Rémy, P., 2014, In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example: *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, p. 667–682, doi: 10.1007/s00531-013-0978-1.
- Favreau, G., Gatel, P., Parseval, (de) Philippe, Martin, F., Moine, B., Fortuné, J.-P., Parodi, G., & Fontan, F., 2002, Les minéraux de terres rares de Trimouns, Luzenac, Ariège:
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, J.B., & Linnemann, U., 2014, The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints: *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, no. 5, p. 1335–1357, doi: 10.1007/s00531-013-0923-3.

- Fortuné, J.-P., 1971, Contribution à l'étude minéralogique et génétique des talcs pyrénéens [Thèse de Doctorat]: Université Toulouse III - Paul Sabatier, 227 p.
- Fortuné, J.-P., 1972, Genèse des talc pyrénéens, *in* 24th International Geological Congress, Montreal, p. 498–508.
- Fortuné, J.-P., Gavoille, B., & Thiébaud, J., 1980, Le gisement de talc de Trimouns près Luzenac (Ariège), *in* 26th Conférence Géologique Internationale (Paris), p. 43.
- Foster, M.D., 1962, Interpretation of the Composition and Classification of the Chlorites: USGS USGS Numbered Series Geological Survey Professional Paper 414–A, 38 p.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., & Schumacher, J.C., 2000, Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer: *Chemical Geology*, v. 172, no. 1–2, p. 131–148, doi: 10.1016/S0009-2541(00)00240-0.
- Galindo, C., Tornos, F., Darbyshire, D.P.F., & Casquet, C., 1994, The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study: *Chemical Geology*, v. 112, no. 3–4, p. 351–364, doi: 10.1016/0009-2541(94)90034-5.
- Garrigou, F., 1865, Aperçu géologique sur le bassin de l'Ariège: Société Géologique de France.
- Gascoyne, M., 1986, Evidence for the stability of the potential nuclear waste host, sphene, over geological time, from uranium-lead ages and uranium-series measurements: *Applied Geochemistry*, v. 1, no. 2, p. 199–210, doi: 10.1016/0883-2927(86)90004-1.
- Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., Ascensão Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., & Nomade, S., 2010, Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 181, no. 3, p. 227–241, doi: 10.2113/gssgfbull.181.3.227.
- Golberg, J.-M., 1987, Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé [Thèse de Doctorat]: Université Montpellier II - Sciences et techniques du Languedoc, 235 p.
- Golberg, J.-M., & Leyreloup, A.-F., 1990, High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, no. 2, p. 194–207, doi: 10.1007/BF00306443.
- Golberg, J.-M., & Maluski, H., 1988, Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 306, no. 6, p. 429–435.
- Golberg, J.-M., Maluski, H., & Leyreloup, A.-F., 1986, Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone: *Tectonophysics*, v. 129, no. 1–4, p. 275–290, doi: 10.1016/0040-1951(86)90256-8.
- Gong, Z., Langereis, C.G., & Mullender, T.A.T., 2008, The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 273, no. 1–2, p. 80–93, doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.016.

- Goujou, J.C., Golberg, J.-M., & Leyreloup, A.-F., 1988, Réactions de décarbonation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2*, v. 307, p. 39–44.
- Gregory, C.J., Rubatto, D., Allen, C.M., Williams, I.S., Hermann, J., & Ireland, T., 2007, Allanite micro-geochronology: A LA-ICP-MS and SHRIMP U–Th–Pb study: *Chemical Geology*, v. 245, no. 3–4, p. 162–182, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.07.029.
- Guchereau, J.-Y., 1975, Le Saint Barthélémy métamorphique (Pyrénées ariégeoises). *Pétrographie et Structures [Thèse de Doctorat]: Université Toulouse III - Paul Sabatier*, 172 p.
- Guitard, G., Laumonier, B., Autran, A., Bandet, Y., & Berger, G.M., 1998, Notice technique de la carte géologique de la Feuille de Prades (1095) à 1:50000:
- Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., & Stevenson, R.K., 1998, Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new ^{40}Ar – ^{39}Ar and Sm–Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France): *Tectonophysics*, v. 296, no. 1–2, p. 103–123, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00139-5.
- Hervouet, Y., Torne, X., Fortane, A., Duee, G., & Delfaud, J., 1987, Resédimentation chaotique de méta-ophites et de marbres mésozoïques de la vallée du Job (Pyrénées commingeoises): relations détritisme/métamorphisme en zone nord-pyrénéenne: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 305, no. 8, p. 721–726.
- Hillier, S., & Velde, B., 1991, Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorite: *Clay minerals*, v. 26, p. 149–168.
- Höffler, P., & Vinandy, G., 2000, Talc de Luzenac : Trimouns, un engagement environnemental: *Chronique de la recherche minière*, v. 541, p. 47–55.
- Hogan, P.J., & Burbank, D.W., 1996, Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees, *in* Tertiary basins of Spain, *World and Regional Geology*, Cambridge University Press.
- IGN, 2009, Carte IGN Top 25 / Série Bleue - Ax- Les -Thermes: Institut Géographique National Top 25 et Série Bleue.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., & Vieillard, P., 2009, Application of Chemical Geothermometry to Low-Temperature Trioctahedral Chlorites: *Clays and Clay Minerals*, v. 57, no. 3, p. 371–382, doi: 10.1346/CCMN.2009.0570309.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., & Belousova, E.A., 2004, The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology: *Chemical Geology*, v. 211, no. 1–2, p. 47–69, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E., 2009, Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: *Tectonics*, v. 28, no. 4, p. TC4012, doi: 10.1029/2008TC002406.
- Jammes, S., Tiberi, C., & Manatschal, G., 2010, 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees: *Tectonophysics*, v. 489, no. 1–4, p. 210–226, doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.023.

- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., & Campani, M., 2007, Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain): *Tectonics*, v. 26, no. 5, p. TC5007, doi: 10.1029/2006TC002080.
- Klötzli, E., Klötzli, U., & Kosler, J., 2007, A possible laser ablation xenotime U-Pb age standard: Reproducibility and accuracy: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, no. 15, Supplement, p. A495, doi: 10.1016/j.gca.2007.06.019.
- Kranidiotis, P., & MacLean, W.H., 1987, Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec: *Economic Geology*, v. 82, no. 7, p. 1898–1911, doi: 10.2113/gsecongeo.82.7.1898.
- Lacroix, A., 1890, Sur les cipolins à minéraux et les roches à wernérite de l'Ariège: *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, v. 110, p. 54–202.
- Lacroix, A., 1891, Sur les déformations subies par les cristaux de quartz des filons de Pitourles-en-Lordat (Ariège) et sur les minéraux formés par l'action de ces filons sur les calcaires paléozoïques: *Bulletin de la Société Française de Minéralogie*, v. 14.
- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J.-L., 2008, Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: *Terra Nova*, v. 20, no. 1, p. 11–21, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., & Saint Blanquat, (de) Michel, 2010, Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Lherzolite bodies: *Tectonics*, v. 29, no. 4, p. TC4012, doi: 10.1029/2009TC002588.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., & Gil-Imaz, A., 2004, Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension: *Geological Society of London, Special Publications*, v. 223, no. 1, p. 439–464, doi: 10.1144/GSL.SP.2004.223.01.19.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B., 2010, Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in low-grade metasediments: *Terra Nova*, v. 22, no. 5, p. 354–360, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.
- Lanari, P., Wagner, T., & Vidal, O., 2014, A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 167, no. 2, doi: 10.1007/s00410-014-0968-8.
- Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., & Guerrot, C., 2004, On the non-existence of a Cadomian basement in southern France (Pyrenees, Montagne Noire): implications for the significance of the pre-Variscan (pre-Upper Ordovician) series: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 175, no. 6, p. 643–655.
- Laumonier, B., Marignac, C., & Kister, P., 2010, Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 181, no. 5, p. 411–428.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., & Sibuet, J.-C., 1970, La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne: *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences Série D*, v. 271, no. 22, p. 1941–1944.

- Levat, D., 1899, *Mémoire sur les phosphates noirs des Pyrénées*: Dunod, Paris.
- Li, C., Wang, R., Lu, X., & Zhang, M., 2013, Mineralogical characteristics of unusual black talc ores in Guangfeng County, Jiangxi Province, China: *Applied Clay Science*, v. 74, p. 37–46, doi: 10.1016/j.clay.2012.12.004.
- López-Horgue, M.A., Owen, H.G., Aranburu, A., Fernandez-Mendiola, P.A., & Garcia-Mondéjar, J., 2009, Early late Albian (Cretaceous) of the central region of the Basque-Cantabrian Basin, northern Spain: biostratigraphy based on ammonites and orbitolinids: *Cretaceous Research*, v. 30, no. 2, p. 385–400, doi: 10.1016/j.cretres.2008.08.001.
- López-Horgue, M.A., Owen, H.G., Rodríguez-Lázaro, J., Orue-Etxebarria, Fernández-Mendiola, P.A., & Garcia-Mondéjar, J., 1999, Late Albian–Early Cenomanian stratigraphic succession near Estella-Lizarrá (Navarra, central northern Spain) and its regional and interregional correlation: *Cretaceous Research*, v. 20, no. 4, p. 369–402, doi: 10.1006/cres.1999.0162.
- Ludwig, K.R., 1998, On the treatment of concordant uranium-lead ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, no. 4, p. 665–676, doi: 10.1016/S0016-7037(98)00059-3.
- Mangin, A., 1967, *Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint Barthélémy (Pyrénées Ariégeoises)* [Thèse de Doctorat]: Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Marotta, A.M., & Spalla, M.I., 2007, Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: Result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling: *Tectonics*, v. 26, no. 4, p. TC4016, doi: 10.1029/2006TC002047.
- Martin, F., Micoud, P., Delmotte, L., Marichal, C., Le Dred, R., Parseval, (de) Philippe, Mari, A., Fortuné, J.-P., Salvi, S., Béziat, D., Grauby, O., & Ferret, J., 1999, The structural formula of talc from the Trimouns deposit, Pyrénées. France: *The Canadian Mineralogist*, v. 37, p. 997–1006.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., & Flament, J.-M., 2014, The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France): *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, no. 6, p. 1569–1596, doi: 10.1007/s00531-014-1023-8.
- Mattauer, M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées: *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 10, p. 3–12.
- Matte, P., 1986, Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe: *Tectonophysics*, v. 126, p. 329–274.
- Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review: *Terra Nova*, v. 13, no. 2, p. 122–128, doi: 10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x.
- Mengaud, M., 1909, Les gisements de talc du Massif du Saint Barthélémy: *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, v. 41, no. 3.
- Meyer, M., Brockamp, O., Clauer, N., Renk, A., & Zuther, M., 2000, Further evidence for a Jurassic mineralizing event in central Europe: K–Ar dating of hydrothermal alteration and fluid inclusion systematics in wall rocks of the Käfersteige fluorite vein deposit in the northern Black Forest, Germany: *Mineralium Deposita*, v. 35, no. 8, p. 754–761, doi: 10.1007/s001260050277.

- Moine, B., 1982, Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du gisement de talc et chlorite de Trimouns - II. Approche des conditions physico-chimiques de la métasomatose: Bulletin de Minéralogie, v. 105, p. 76–88.
- Moine, B., Fortuné, J.-P., Moreau, P., & Viguier, F., 1989, Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria): Economic Geology, v. 84, no. 5, p. 1398–1416, doi: 10.2113/gsecongeo.84.5.1398.
- Moine, B., Gavoille, B., & Thiébaud, J., 1982, Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du gisement de talc et chlorite de Trimouns - I. Mobilité des éléments et zonalités: Bulletin de Minéralogie, v. 105, p. 62–75.
- Moine, B., Gavoille, B., & Thiébaud, J., 1979, Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du talc et chlorites de Trimouns (Luzenac, Pyrénées, France), in 7ème Réunion des Sciences de la Terre (Lyon).
- Monchoux, P., Fontan, F., Parseval, (de) Philippe, Martin, R.F., & Wang, R.C., 2006, Igneous Albitite Dikes in Orogenic Lherzolites, Western Pyrénées, France: A Possible Source for Corundum and Alkali Feldspar Xenocrysts in Basaltic Terranes. I. Mineralogical Associations: The Canadian Mineralogist, v. 44, no. 4, p. 817–842, doi: 10.2113/gscanmin.44.4.817.
- Monod, B., 2014, Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. Notice technique. BRGM/RP-63650-FR: Notice technique Rapport final BRGM/RP-63650-FR, 162 p.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R., 1986, K-Ar Study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian Peninsula: Tectonophysics, v. 129, no. 1–4, p. 257–273, doi: 10.1016/0040-1951(86)90255-6.
- Moody, J.B., Jenkins, J.E., & Meyer, D., 1985, An experimental investigation of the albitization of plagioclase: Canadian Mineralogist, v. 23, p. 583–596.
- Mossman, J.R., Clauer, N., & Liewig, N., 1992, Dating thermal anomalies in sedimentary basins: The diagenetic history of clays minerals in the Triassic sandstones of the Paris basin, France: Clay Minerals, v. 27, p. 211–226, doi: 10.1180/claymin.1992.027.2.06.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., & Masini, E., 2014, Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence: Tectonics, v. 33, no. 12, p. 2014TC003663, doi: 10.1002/2014TC003663.
- Muñoz, J.A., 1992, Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in McClay, K.R. ed., Thrust Tectonics, McClay K.R., p. 235–246.
- Muñoz, M., Premo, W.R., & Courjault-Radé, P., 2005, Sm-Nd dating of fluorite from the worldclass Montroc fluorite deposit, southern Massif Central, France: Mineralium Deposita, v. 39, no. 8, p. 970–975, doi: 10.1007/s00126-004-0453-9.
- Mussy, M., 1868, Roches ophitiques du département de l'Ariège: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 26, p. 42.
- Nicolas, R., 1998, Etude géochronologique et pétrostructurale des mylonites du massif de l'Agly: Université de Montpellier 2 D.E.A.
- Olivet, J.-L., 1996, La cinématique de la plaque ibérique: Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, Pau, v. 20, p. 131–195.

- Paquette, J.-L., Piro, J.-L., Devidal, J.-L., Bosse, V., Didier, A., Sannac, S., & Abdelnour, Y., 2014, Sensitivity Enhancement in LA-ICP-MS by N₂ Addition to Carrier Gas: Application to Radiometric Dating of U-Th-Bearing Minerals: *Agilent ICP-MS Journal*, v. 58, p. 4–5.
- Paquette, J.L., & Tiepolo, M., 2007, High resolution (5 μm) U–Th–Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS: *Chemical Geology*, v. 240, no. 3–4, p. 222–237, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.014.
- Parseval, (de) Philippe, 1992, Étude minéralogique et géochimique du gisement de talc et chlorite de Trimouns [Thèse de Doctorat]: Université Toulouse III - Paul Sabatier, 221 p.
- Parseval, (de) Philippe, Fontan, F., & Agouy, T., 1997, Composition chimique des minéraux de terres rares de Trimouns (Ariège, France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 324, p. 625–630.
- Parseval, (de) Philippe, Jiang, S., Fontan, F., Wang, R., Martin, F., & Ferret, J., 2004, Geology and ore genesis of the Trimouns talc chlorite ore deposit: *Acta Petrologica Sinica*, v. 20, no. 4, p. 877–886.
- Pascal, M.-L., 1979, Les albitites du Massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales) [Thèse de Doctorat]: ENSMP, 157 p.
- Passchier, C.W., 1984, Mylonite dominated footwall geometry in a shear zone: *Geological Magazine*, v. 121, p. 429–436.
- Passchier, C.W., 1982, Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint Barthélemy Massif: *Journal of Structural Geology*, v. 4, no. 1, p. 69–79, doi: 10.1016/0191-8141(82)90008-6.
- Patrier, P., Beaufort, D., Bril, H., Bonhomme, M., Fouillac, A.M., & Aumatre, R., 1997, Alteration-mineralization at the Bernardan U deposit (Western Marche, France) ; the contribution of alteration petrology and crystal chemistry of secondary phases to a new genetic model: *Economic Geology*, v. 92, no. 4, p. 448–467, doi: 10.2113/gsecongeo.92.4.448.
- Pedersen, R.B., Dunning, G.R., & Robins, B., 1989, U–Pb ages of nepheline syenite pegmatites from the Seiland Magmatic Province, N Norway, *in* *The Caledonide Geology of Scandinavia*, Gayer R.A., London, p. 3–8.
- Pin, C., Monchoux, P., Paquette, J.-L., Azambre, B., Wang, R.C., & Martin, R.F., 2006, Igneous Albitite Dikes in Orogenic Lherzolites, Western Pyrénées, France: A Possible Source for Corundum and Alkali Feldspar Xenocrysts in Basaltic Terranes. II. Geochemical and Petrogenetic Considerations: *The Canadian Mineralogist*, v. 44, no. 4, p. 843–856, doi: 10.2113/gscanmin.44.4.843.
- Pin, C., Paquette, J.L., Monchoux, P., & Hammouda, T., 2001, First field-scale occurrence of Si-Al-Na-rich low-degree partial melts from the upper mantle: *Geology*, v. 29, no. 5, p. 451–454, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0451:FFSOOS>2.0.CO;2.
- Pin, C., & Vielzeuf, D., 1983, Granulites and related rocks in variscan median Europe: A dualistic interpretation: *Tectonophysics*, v. 93, no. 1–2, p. 47–74, doi: 10.1016/0040-1951(83)90233-0.
- Piqué, À., Canals, À., Grandia, F., & Banks, D.A., 2008, Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extensional events: *Chemical Geology*, v. 257, no. 1–2, p. 139–152, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.08.028.

- Plaziat, J.-C., 1981, Late cretaceous to late eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 36, no. 3–4, p. 263–320, doi: 10.1016/0031-0182(81)90110-3.
- Poujol, M., Boulvais, P., & Kosler, J., 2010, Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon: Journal of the Geological Society, v. 167, no. 4, p. 751–767, doi: 10.1144/0016-76492009-144.
- Puigdefàbregas, C., & Souquet, P., 1986, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees: Tectonophysics, v. 129, p. 173–203, doi: 10.1016/0040-1951(86)90251-9.
- Raguin, E., 1958, Conceptions sur la genèse du talc de Corneilla. Réunion extraordinaire dans les Pyrénées Orientales.: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 6, no. 8, p. 925.
- Raguin, E., 1938, Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 8, p. 11–36.
- Raguin, E., 1933, Sur le gneiss des Pyrénées: Comptes Rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France, p. 15–16.
- Rasser, M.W., Scheibner, C., & Mutti, M., 2005, A paleoenvironmental standard section for Early Ilterian tropical carbonate factories (Corbieres, France ; Pyrenees, Spain): Facies, v. 51, no. 1–4, p. 218–232, doi: 10.1007/s10347-005-0070-9.
- Rat, P., 1988, The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems: Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 1, no. (3-4), p. 327–348.
- Ravier, J., 1959, Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées: Mémoires de la Société Géologique de France, v. 86, p. 1–250.
- Raymond, D., 1987, Le Dévonien et le Carbonifère inférieur du sud-ouest de la France (Pyrénées, Massif de Mouthoumet, Montagne Noire): sédimentation dans un bassin flexural en bordure sud de la chaîne de collision varisque: Geologische Rundschau, v. 76, no. 3, p. 795–803, doi: 10.1007/BF01821064.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., & Paquette, J.-L., 2000, Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees: Journal of Petrology, v. 41, no. 6, p. 809–844, doi: 10.1093/petrology/41.6.809.
- Roest, W.R., & Srivastava, S.P., 1991, Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present: Geology, v. 19, no. 6, p. 613–616, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., & Deramond, J., 1989, Eors deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees: Tectonics, v. 8, no. 1, p. 41–50, doi: 10.1029/TC008i001p00041.
- Saint Blanquat, (de) Michel, 1989, La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy (age et signification de l'extension crustale dans la Zone Nord Pyrénéenne) [Thèse de Doctorat]: Université Montpellier II - Sciences et techniques du Languedoc, 274 p.
- Saint Blanquat, (de) Michel, 1993, La faille normale ductile du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens considérée du point de vue de leur histoire thermique: Geodinamica Acta, v. 6, no. 1, p. 59–77, doi: 10.1080/09853111.1993.11105239.

- Saint Blanquat, (de) Michel, Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., & Labaume, P., 2016, Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France): *Comptes Rendus Geoscience*, doi: 10.1016/j.crte.2015.12.003.
- Saint Blanquat, (de) Michel, Brunel, M., & Mattauer, M., 1986, Les zones de cisaillement du massif Nord Pyrénéen du Saint Barthélémy témoin probable de l'extension crustale d'âge crétacé: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 303, no. 14, p. 1339–1343.
- Saint Blanquat, (de) Michel, Monié, P., Labaume, P., Lagabrielle, Y., Clerc, C., & Boutin, A., 2014, Relations entre manteau, paléozoïque et mésozoïque au pied du massif du St-Barthélémy : la coupe de Bestiac, Ariège, *in* 24ème Réunion des Sciences de la Terre 2014, Livre des résumés, Pau, p. 238.
- Sánchez, V., Cardellach, E., Corbella, M., Vindel, E., Martín-Crespo, T., & Boyce, A.J., 2010, Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data: *Ore Geology Reviews*, v. 37, no. 2, p. 87–100, doi: 10.1016/j.oregeorev.2009.12.001.
- Schärer, U., Parseval, (de) Philippe, Polvé, M., & Saint Blanquat, (de) Michel, 1999, Formation of the Trimouns talc chlorite deposit from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma: *Terra Nova*, v. 11, p. 30–37, doi: 10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x.
- Schidlowski, M., Appel, P.W.U., Eichmann, R., & Junge, C.E., 1979, Carbon isotope geochemistry of the 3.7×10^9 -yr-old Isua sediments, West Greenland: implications for the Archaean carbon and oxygen cycles: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, no. 2, p. 189–199, doi: 10.1016/0016-7037(79)90238-2.
- Séguret, M., 1970, Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité [Thèse de Doctorat]: Université Montpellier II - Sciences et techniques du Languedoc, 210 p.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., & Spakman, W., 2004, Pyrenean orogeny and plate kinematics: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, no. B8, doi: 10.1029/2003JB002514.
- Skippen, G., 1974, An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble: *American Journal of Science*, v. 274, no. 5, p. 487–509, doi: 10.2475/ajs.274.5.487.
- Soman, K., Lobzova, R.V., & Sivadas, K.M., 1986, Geology, genetic types, and origin of graphite in South Kerala, India: *Economic Geology*, v. 81, no. 4, p. 997–1002, doi: 10.2113/gsecongeo.81.4.997.
- Soula, J.-C., 1982, Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 4, no. 3, p. 313–342, doi: 10.1016/0191-8141(82)90017-7.
- Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M., & Débroas, E.-J., 1977, La chaîne alpine des Pyrénées: *Géologie Alpine*, v. 53, p. 193–216.
- Spencer, K.J., Hacker, B.R., Kylander-Clark, A.R.C., Andersen, T.B., Cottle, J.M., Stearns, M.A., Poletti, J.E., & Seward, G.G.E., 2013, Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP: Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure: *Chemical Geology*, v. 341, p. 84–101, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.11.012.

- Stacey, J.S., & Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207–221, doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6.
- Storey, C.D., Jeffries, T.E., & Smith, M., 2006, Common lead-corrected laser ablation ICP–MS U–Pb systematics and geochronology of titanite: *Chemical Geology*, v. 227, no. 1–2, p. 37–52, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.09.003.
- Sun, J., Yang, J., Wu, F., Xie, L., Yang, Y., Liu, Z., & Li, X., 2012, In situ U-Pb dating of titanite by LA-ICPMS: *Chinese Science Bulletin*, v. 57, no. 20, p. 2506–2516, doi: 10.1007/s11434-012-5177-0.
- Thiebaut, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., & Fondécave-Wallez, M.-J., 1988, Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 307, no. 13, p. 1535–1540.
- Tomasi, P., 1966, Contribution à l'étude géologique du bassin de Nalzen (Ariège) [Thèse de Doctorat]: Université Montpellier II - Sciences et techniques du Languedoc, 246 p.
- Tucholke, B.E., & Sibuet, J.-C., 2012, Problematic plate reconstruction: *Nature Geoscience*, v. 5, no. 10, p. 676–677, doi: 10.1038/ngeo1596.
- Turner, F.J., 1948, Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks: *Geological Society of America Memoirs*, v. 30, p. 1–332, doi: 10.1130/MEM30-p1.
- Vacherat, A., 2014, Vacherat, 2014 - Inversion d'une marge hyper-amincie-Contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées.pdf [Thèse de Doctorat]: Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 545 p.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., & Griffin, W.L., 2001, Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix, *in* Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications, Short Course Series, Mineralogical Association of Canada, Ottawa, Ontario, Canada, p. 239–243.
- Van der Voo, R., & Boessenkool, A., 1973, Permian paleomagnetic result from the Western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe: *Journal of Geophysical Research*, v. 78, no. 23, p. 5118–5127, doi: 10.1029/JB078i023p05118.
- Vergés, J., Fernández, M., & Martínez, A., 2002, The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution: *Journal of the Virtual Explorer*, v. 8, p. 57–76.
- Vidal, O., 2005, Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation: *American Mineralogist*, v. 90, no. 2–3, p. 347–358, doi: 10.2138/am.2005.1554.
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Muñoz, M., Parra, T., & Pascarelli, S., 2006, P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan): P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, no. 7, p. 669–683, doi: 10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x.
- Vidal, O., & Parra, T., 2000, Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite–phengite assemblages: *Geological Journal*, v. 35, no. 3–4, p. 139–161, doi: 10.1002/gj.856.

- Vidal, O., Parra, T., & Trotet, F., 2001, A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range: *American journal of Science*, v. 301, no. 6, p. 557–592.
- Vielzeuf, D., 1984, Relations de phases dans le faciès granulitique et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées [Thèse de Doctorat]: Université de Clermont II.
- Vielzeuf, D., & Kornprobst, J., 1984, Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 67, no. 1, p. 87–96, doi: 10.1016/0012-821X(84)90041-4.
- Viguié, F., 1987, Etude minéralogique et géochimique des gisements de “talc-chlorite” de La Porteille (Pyrénées, France) et de Rabenwald (alpes autrichiennes) [Thèse de Doctorat]: Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Vissers, R.L.M., & Meijer, P.T., 2012, Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees: *Earth-Science Reviews*, v. 114, no. 1–2, p. 61–83, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.05.001.
- Walshe, J.L., 1986, A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: *Economic Geology*, v. 81, no. 3, p. 681–703, doi: 10.2113/gsecongeo.81.3.681.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 95, no. 1, p. 185–187, doi: 10.2138/am.2010.3371.
- Wiewióra, A., & Weiss, Z., 1990, Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group: *Clay Minerals*, v. 25, no. 1, p. 83–92.
- Zack, T., Stockli, D.F., Luvizotto, G.L., Barth, M.G., Belousova, E., Wolfe, M.R., & Hinton, R.W., 2011, In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: 208Pb correction and prospects for geological applications: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 162, no. 3, p. 515–530, doi: 10.1007/s00410-011-0609-4.
- Zang, W., & Fyfe, W.S., 1995, Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil: *Mineralium Deposita*, v. 30, no. 1, p. 30–38.
- Ziegler, P.A., 1990, Geological Atlas of Western and Central Europe, 1990: Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., London.
- Ziegler, P.A., & Dèzes, P., 2006, Crustal evolution of Western and Central Europe: *Geological Society of London, Memoirs*, v. 32, no. 1, p. 43–56, doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.03.
- Zwart, H.J., 1954, La géologie du massif du Saint Barthélémy, Pyrénées, France [Thèse de Doctorat]: Leisen, 252 p.

● Annexes

● *Sommaire*

(1)	Généralité sur les minerais produits à Trimouns	220
a.	Application des minerais produit à Trimouns	220
b.	Les qualités de minerais à Trimouns	222
(2)	Cartes format A3	224
a.	Limite géographique du terrain d'étude principal : la zone du permis d'exploitation de Trimouns (trait rouge plein) ; la grille UTM est affichée en mètre. <i>Fond cartographique tiré de IGN (2009)</i>	225
b.	Carte lithologique du gisement à échelle de la carrière	227
c.	Carte structurale du gisement à échelle de la carrière (foliations).....	229
d.	Carte structurale du gisement à échelle de la carrière (linéations).....	231
e.	Carte lithologique de la partie orientale du Saint Barthélémy	233
f.	Carte structurale de la partie orientale du Saint Barthélémy	235
g.	Coupes sériées	237
(3)	Données microsondes et thermométriques des chlorites.....	239
a.	Données brutes	239
b.	Formules structurales et températures	249
(4)	Données Raman	259
(5)	Boutin & al, 2016 supplementary material	260
(6)	Echantillonnage	268

(1) Généralité sur les minerais produits à Trimouns

a. Application des minerais produit à Trimouns

- ***Les plastiques***

Le talc est utilisé pour améliorer la résistance aux chocs des pièces automobiles faites en polypropylène (les pare-chocs, les ailes, les tableaux de bord et les garnitures intérieures diverses). L'utilisation du talc dans le polypropylène permet aux fabricants de produire des pièces moins épaisses et donc plus légères. Les voitures d'aujourd'hui contiennent en moyenne 8 kg de talc. Le talc est également utilisé dans les plastiques des appareils électroménagers ou les emballages alimentaires car il les renforce la rigidité à haute température. Il a également un grand rôle dans les « bois plastiques » permettant la durabilité des planchers extérieurs car il prévient de la dégradation par les rayons UV et des attaques biologiques.

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- les matières plastiques contenant du talc sont plus légères, ce qui signifie des économies de carburant et une réduction des émissions de CO₂ ;
- le talc est une solution idéale et naturelle pour renforcer les bio-polymères biodégradables.

- ***Le papier***

Un papier contenant du talc s'imprime mieux, et est plus soyeux au toucher.

Le talc améliore le lissé du papier et empêche également l'agglomération de la poix dans la pâte à papier.

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- le talc permet de limiter les casses pendant la fabrication du papier réduisant le nombre d'heures d'arrêt, et augmentant les économies d'énergie ;
- le minéral aide à éliminer les produits polluants et les résines présents dans les fibres de bois sans avoir recours à des traitements chimiques ;
- le talc aide à réduire la consommation d'eau en réduisant le nettoyage des équipements.

- ***Les peintures et autres revêtements***

Les lamelles de talc facilitent l'application des peintures (couchage) et améliore aussi le pouvoir couvrant ainsi que la résistance aux craquelures et à la corrosion.

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- prolongement de la durabilité et la longévité des objets peints ;
- dans les peintures à base de solvants, certains produits talqueux aident à diminuer les émissions de composés organiques volatiles.

- ***Les caoutchoucs***

Le talc améliore l'imperméabilité et permet la production de pneus plus fins et plus légers. Le talc est également utilisé dans d'autres produits contenant du caoutchouc (bouchons de flacons, gaines de câbles, pièces moulées).

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- le talc constitue un substitut partiel au noir de carbone à base de pétrole, moins respectueux de l'environnement ;
- améliore la résistance au roulement et procure ainsi des avantages en termes de consommation de carburant et de résistance à l'usure ;
- grâce au talc, les pièces en caoutchouc se démoulent plus facilement.

- ***Les céramiques***

L'utilisation du talc permet aussi de réduire la durée et la température de cuisson et de subir des chocs thermiques importants pour tout type de céramiques.

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- accélération des cycles de cuisson et réduction des températures de cuisson, soit une économie d'énergie et une réduction des émissions de CO₂ ;
- le talc est l'ingrédient principal des structures de cordiérite en nid d'abeille pour les pots catalytiques automobiles qui contribuent à la réduction des émissions de gaz d'échappement toxiques.

- ***L'agroalimentaire***

Le talc sert à enrober les granulés des aliments pour animaux. Il permet aux granulés de ne pas s'agglomérer (propriété hydrophobique du talc). Il est toujours utilisé comme support pour des produits agricoles et permet une protection contre les UV et les maladies (vignes, vergers).

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- le talc rend les granulés pour animaux plus fluides, empêchant la fermentation bactérienne dans les circuits d'alimentation et réduit donc les traitements sur les bêtes et les arrêts de production ;
- le talc permet de limiter l'usage de produits phytosanitaires dans les vignes et les vergers.

- ***L'alimentation (humaine)***

Le talc est un « anti-collant » parfaitement adapté aux applications alimentaires (chewing-gums, confiseries moulées, riz, pâtes, salaisons...).

Le talc trouve aussi sa place dans la production de l'huile d'olive. Il facilite l'extraction, augmente les rendements tout en améliorant la limpidité de l'huile. Il permet aussi de travailler à froid lors de la confection de l'huile.

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- le talc réduit le taux d'émulsion dans les eaux usées utilisées pour l'irrigation ;
- le talc permet de réduire l'utilisation de produits chimiques.

- **Les cosmétiques**

Le talc a un rôle important dans de nombreux produits de beauté : fards, rouges à lèvres, fonds de teint, crèmes. Grâce à ses propriétés lipophiles, il fixe facilement les parfums.

Les avantages environnementaux par apport de talc :

- les cosmétiques à base de talc contiennent moins de produits chimiques que les cosmétiques de synthèse.

- **Les produits pharmacologiques**

La nature inerte et la grande pureté du talc en font un produit idéal pour un grand nombre d'applications médicales, y compris en tant qu'excipient pharmaceutique (« anti-collant »).

- **Autres applications**

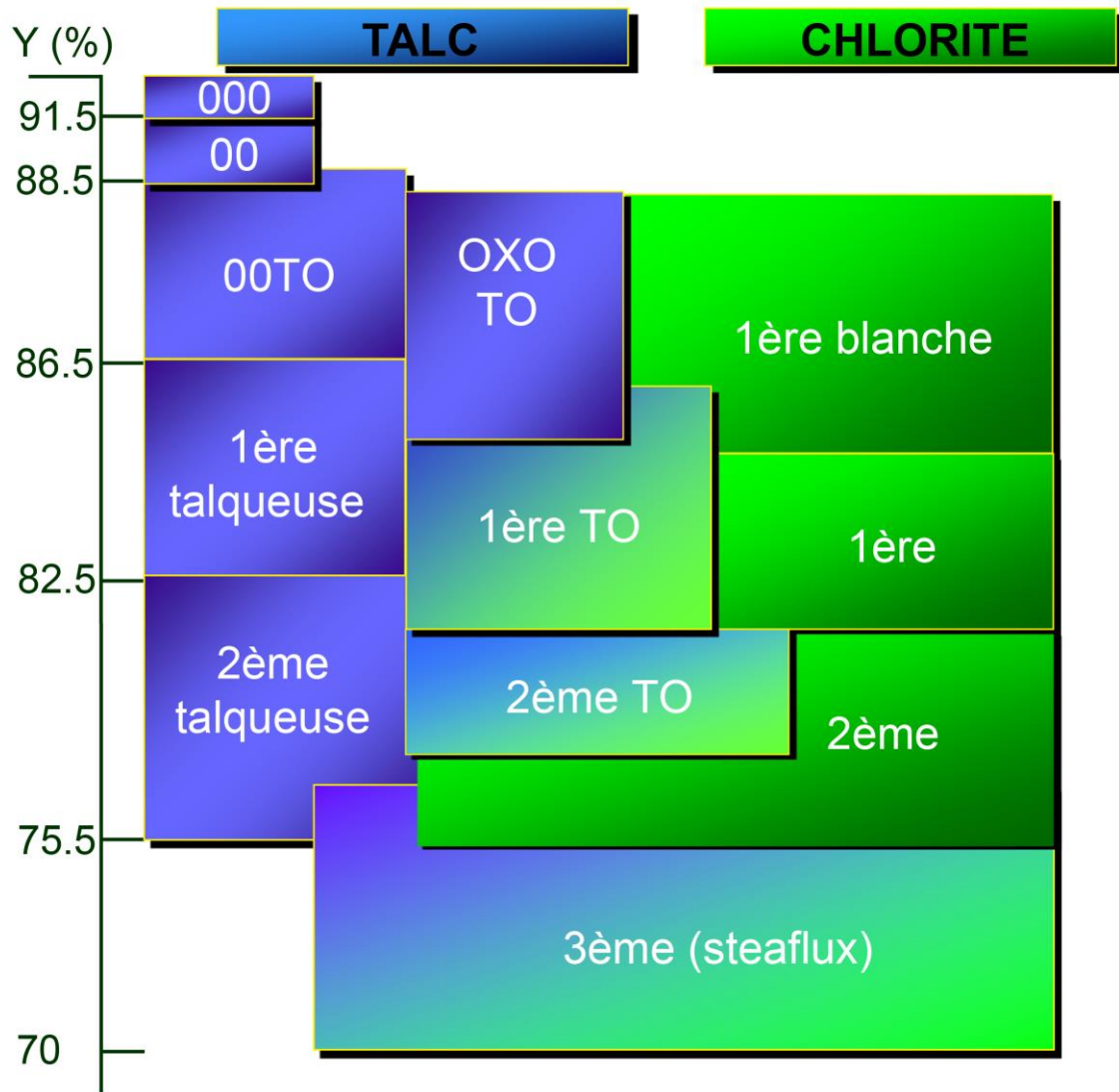
Il existe d'autres applications utilisant du talc mais elles sont plus confidentielles ou expérimentales comme en chirurgie (traitement de l'épanchement pleural), ou pour les matériaux composites en aéronautique (le mélange nickel-phosphore-talc permet de réduire l'utilisation de composés polluants comme le chrome et le cadmium pour certaines pièces).

b. Les qualités de minerais à Trimouns

- **Nomenclature des minerais en fonction de la blancheur et de la minéralogie**

Nom de minerais	Blancheur Y (%)	Minéralogie (%)		
		Talc	Chlorite	Carbonates
000	> 91.5	80 - 100	0 - 20	≤ 3
00	> 88.5	80 - 100	0 - 20	≤ 3
00 TO	> 86.5	80 - 100	0 - 20	≤ 3
OXO TO	+ 2 85.5 - 2	65 - 100	0 - 35	≤ 3
1ère blanche	+ 2 85.5 - 2	30 - 80	20 - 70	≤ 3
1ère talqueuse	+ 1.5 84 - 1.5	70 - 100	0 - 30	≤ 3
1ère T.O.	+ 2 83.5 - 2	40 - 85	15 - 60	≤ 3
1ère	+ 1.5 82 - 1.5	30 - 70	30 - 70	≤ 3
2ème talqueuse	+ 3,5 79 - 3,5	75 - 100	0 - 25	≤ 3
2ème T.O.	+ 1.5 81 - 1.5	60 - 85	15 - 40	≤ 5
2ème	+ 2.5 78 - 2.5	30 - 70	30 - 70	≤ 3
3ème	+ 4 73,5 - 3.5	30 - 70	30 - 70	≤ 10

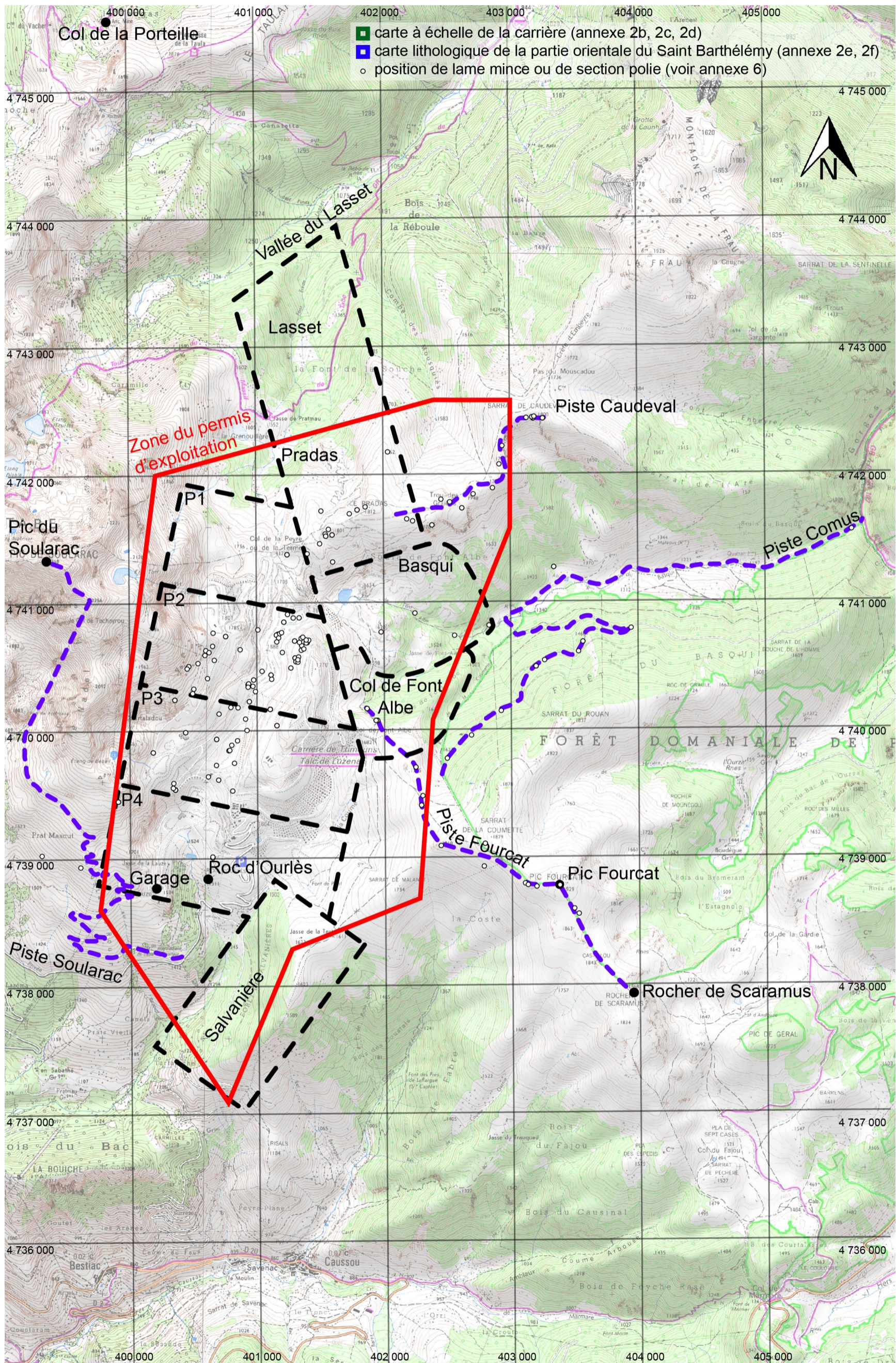
- *Représentation schématique des qualités de minerais (Imerys talc)*



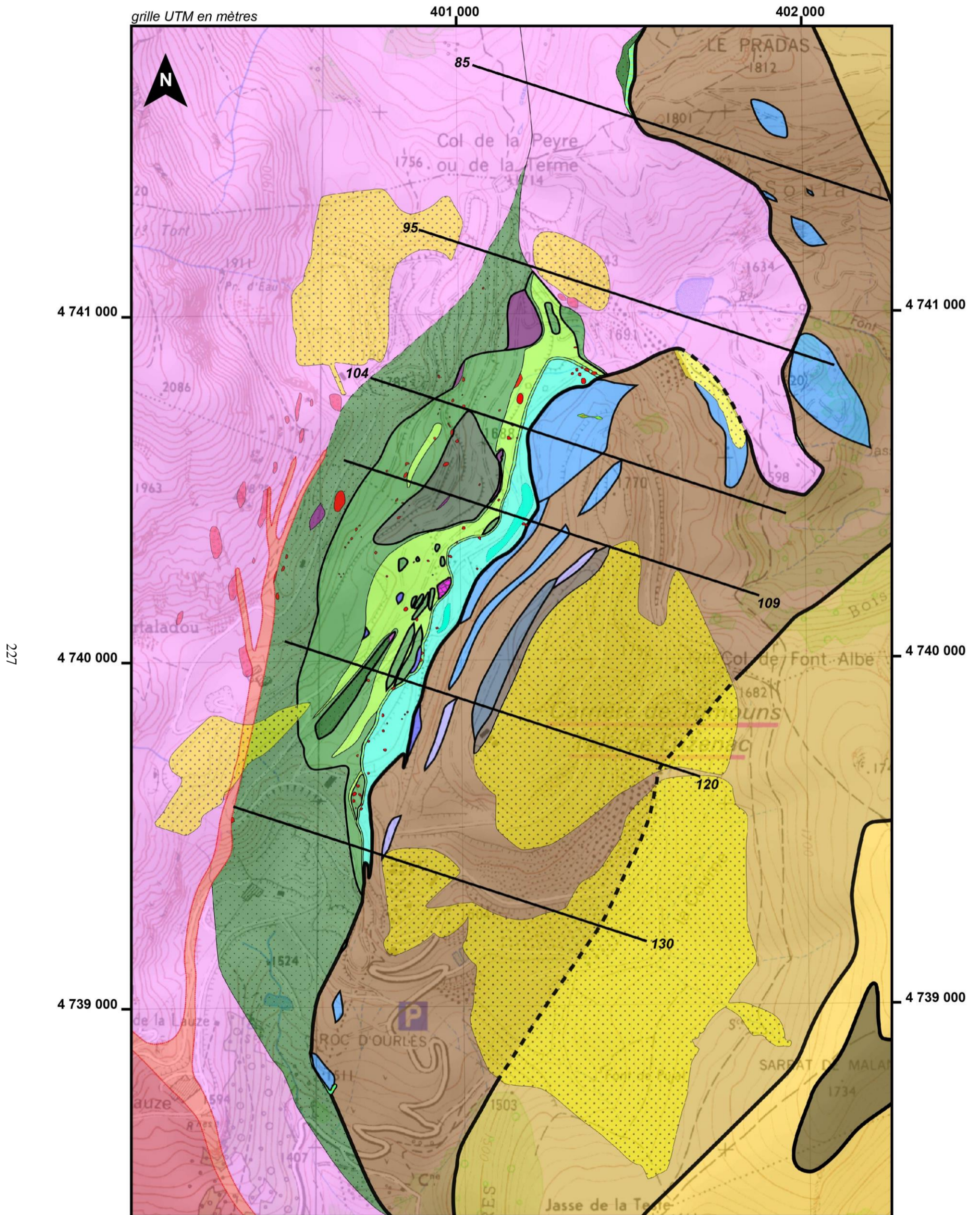
(2) Cartes format A3

Les cartes détaillées de la carrière de Trimouns (**annexe 2.b, 2.c, 2d**) ainsi que les cartes plus larges (**annexe 2.e et 2.f**) sont réalisés à partir des levés effectués dans le cadre de cette thèse (détails en **annexe 6**), à l'occasion de plusieurs stages de M2 recherche sur des sujets cartographie-terrain sur le contact socle-couverture, et dans le cadre du lever de la feuille au 1:50000 d'Ax-les-Thermes par le BRGM. Les données ont été reportées sur le fond topo IGN au 1:25000.

a. Limite géographique du terrain d'étude principal : la zone du permis d'exploitation de Trimouns (trait rouge plein) ; la grille UTM est affichée en mètre. Fond cartographique tiré de IGN (2009).



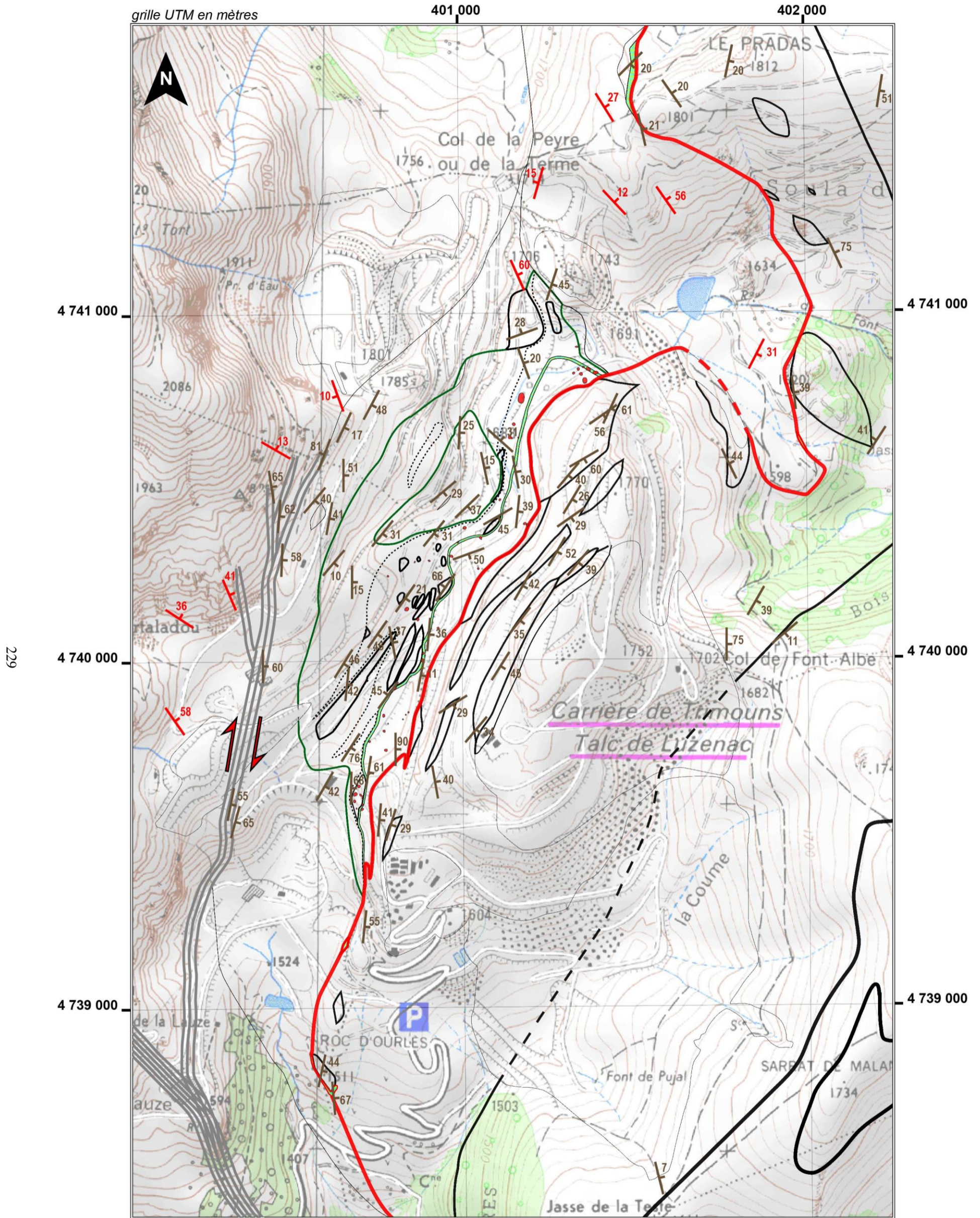
b. Carte lithologique du gisement à échelle de la carrière



227

- | | | | |
|----------------------------|------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|
| Quaternaire | Silurien - schistes carburés | Chloritite | Mylonites |
| Carbonifère | Silurien - schistes | Cambro-Ordo - marbres gisements | Cambrien - granitoïdes |
| Dévonien sup. | Silurien - dolomies | Cambro-Ordo - micaschistes altérés | Cambrien - migmatites |
| Dévonien inf. à moy. | Pegmatites | Cambro-Ordo - micaschistes quartzeux | (Pré-)Cambrien - gneiss |
| Silurien - marbres sombres | Talcitite | Cambro-Ordo - micaschistes | |
| Silurien - marbres rubanés | Niveaux talco-chloriteux | Cambro-Ordo - GSC | |
- 85 coupe sériée (annexe 2f)

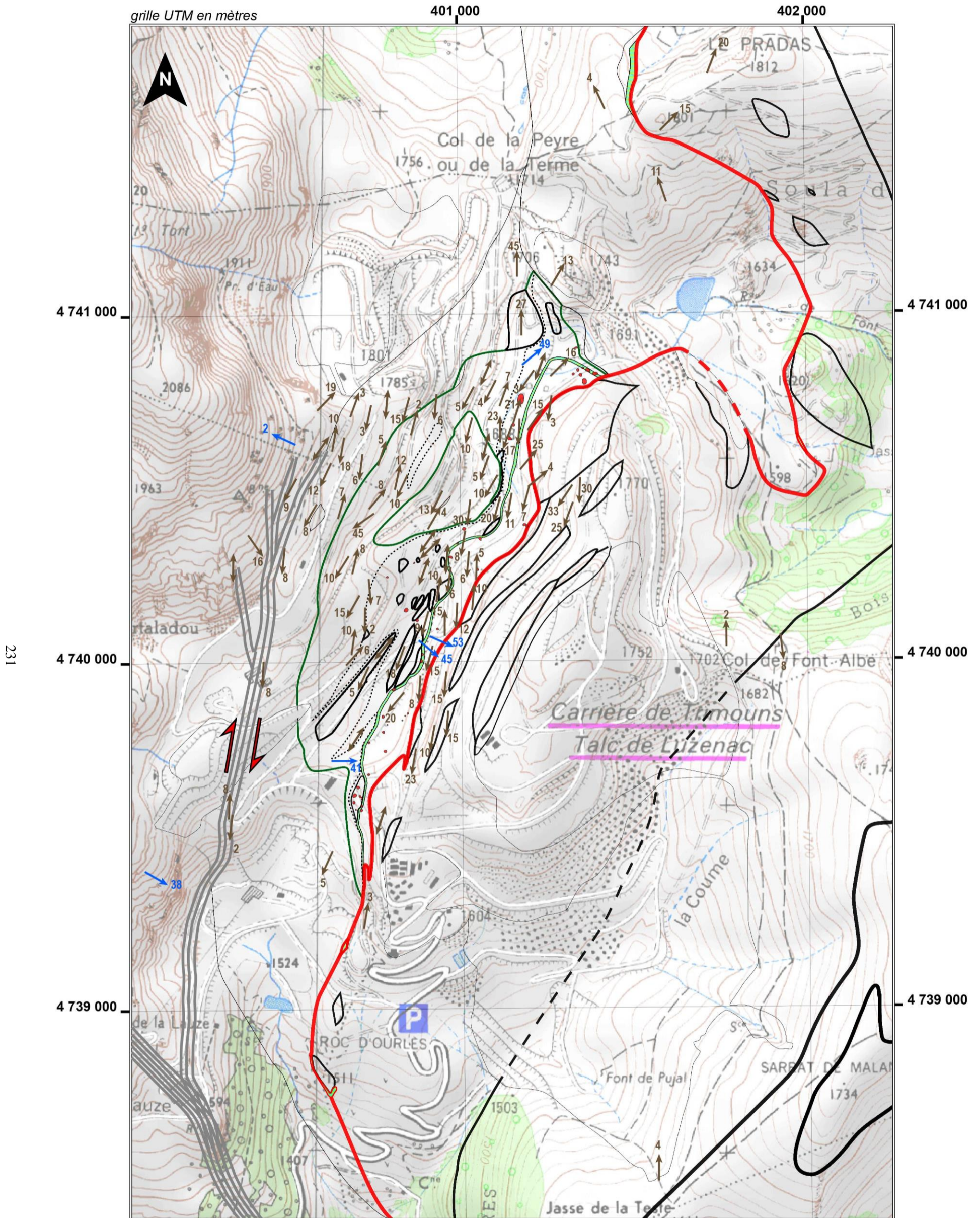
c. Carte structurale du gisement à échelle de la carrière (foliations)



229

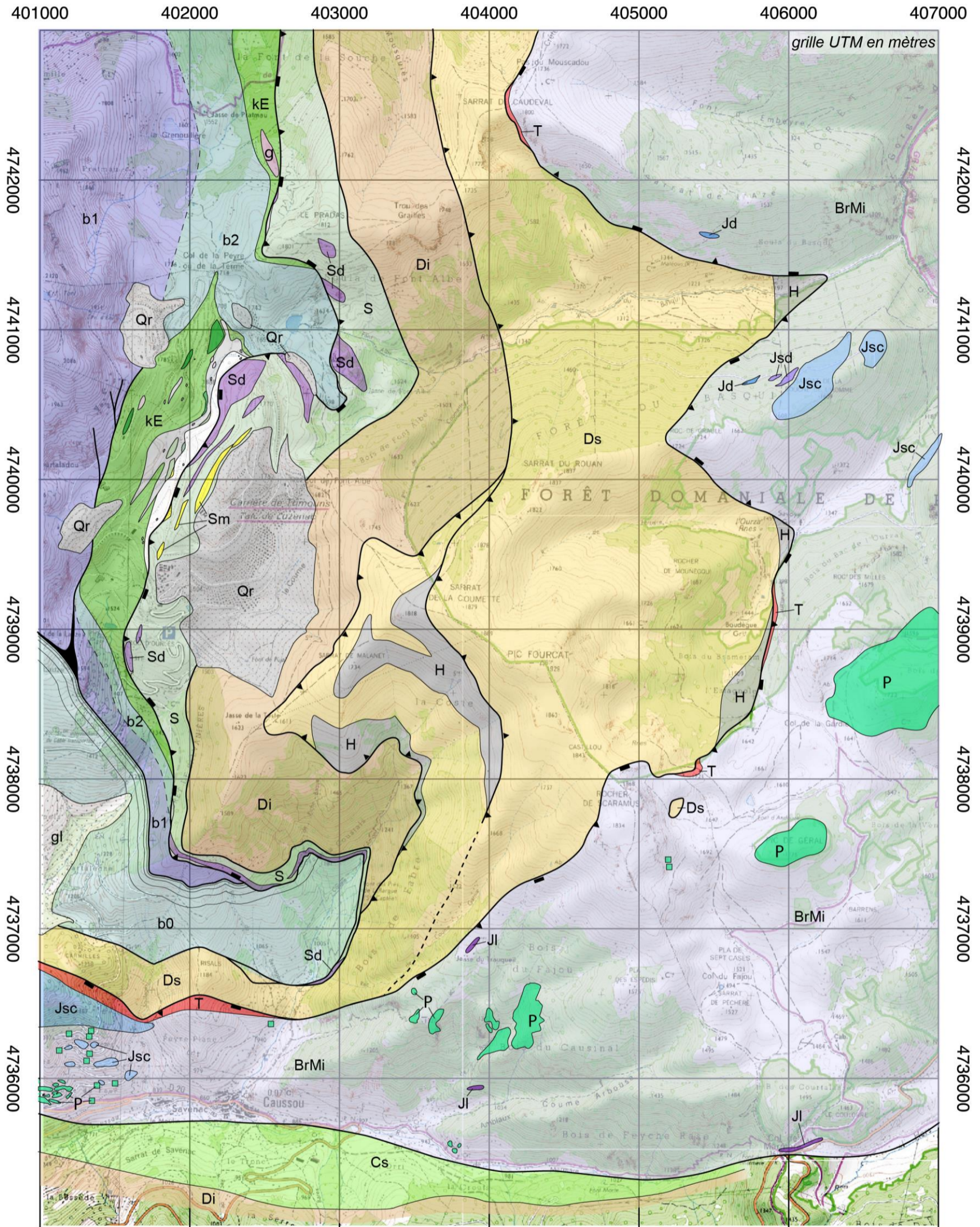
- | | | | |
|----------------------------------|--|-------------------|-------------------|
| accident du talc | front de chloritisation | talc-chlorite | foliation |
| contact majeur | limite chloritite - micaschiste altéré | bande mylonitique | litage magmatique |
| contact tectonique indifférentié | | cisaillement | pendage |

d. Carte structurale du gisement à échelle de la carrière (linéations)



- | | | | |
|----------------------------------|--|-------------------|--------------------|
| accident du talc | front de chloritisation | talc-chlorite | linéation minérale |
| contact majeur | limite chloritite - micaschiste altéré | bande mylonitique | strie mécanique |
| contact tectonique indifférentié | | cisaillement | 13 plongement |

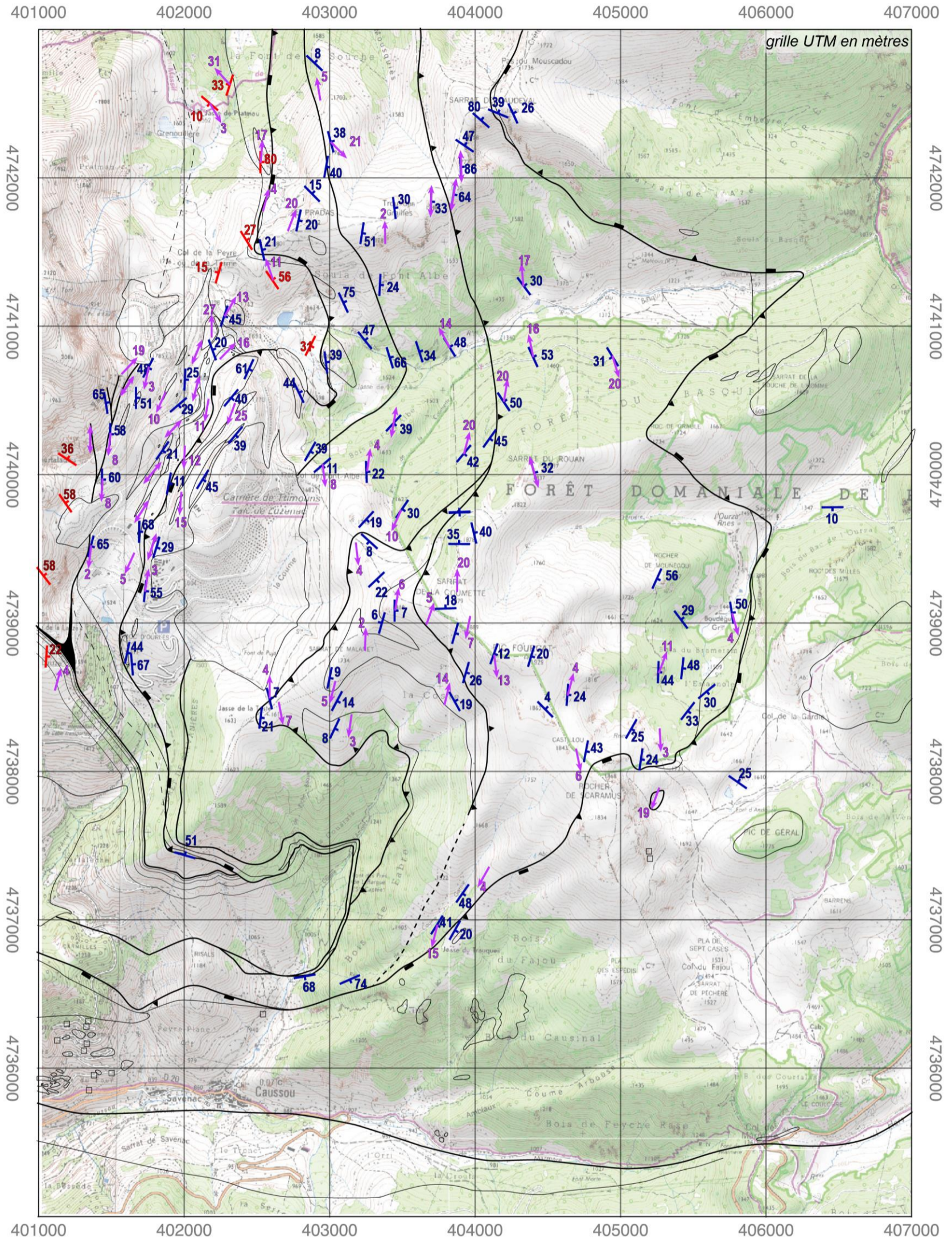
e. Carte lithologique de la partie orientale du Saint Barthélémy



233

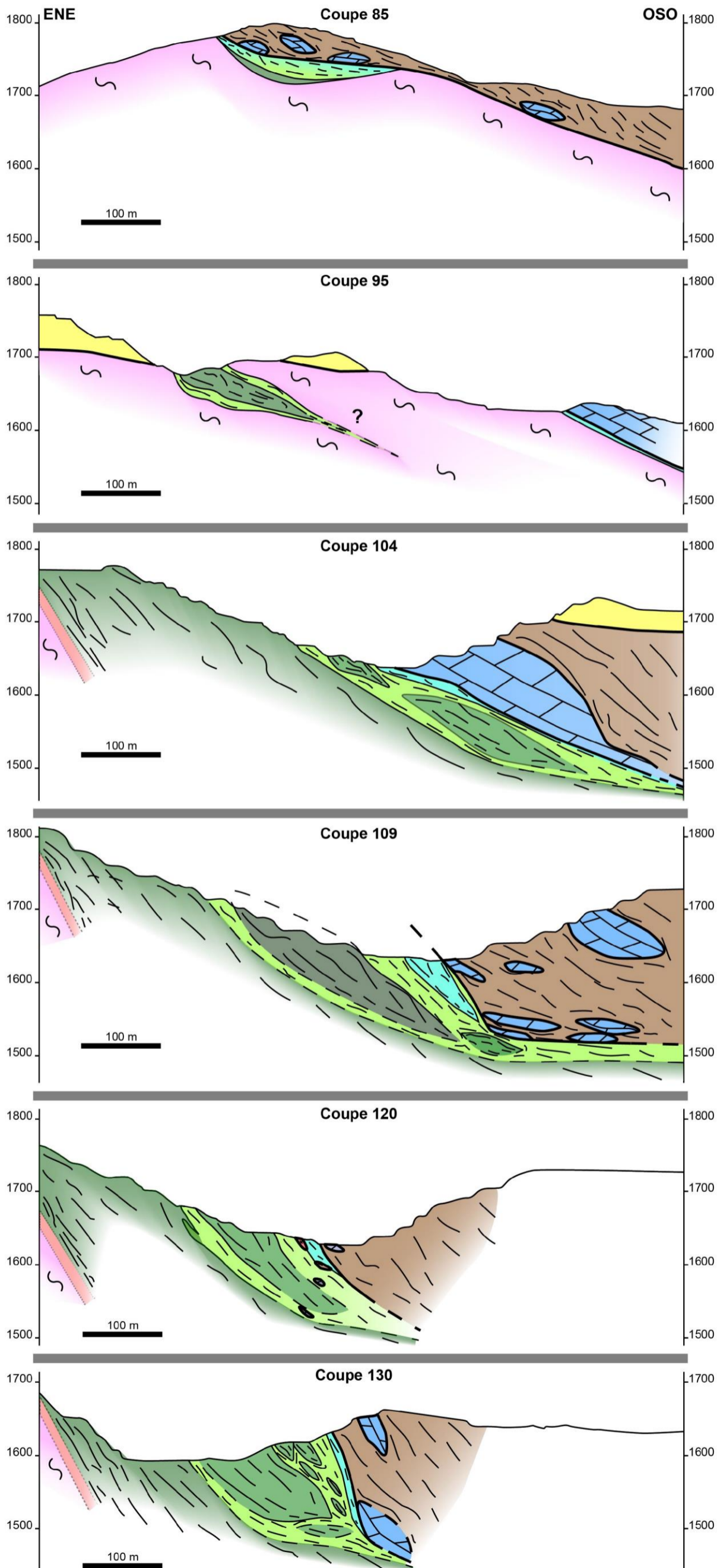
	surcharge mylonite		Lias pélique		talc
	glaciaire		Trias		chlorites
	remblais (Trimouns)		ophite		gneiss à silicates calciques
	Crétacé supérieur		Carbonifère		micaschistes
	brèche métamorphique de la ZIM		partie supérieure du Dévonien		métatexite (migmatites)
	Crétacé inférieur		partie inférieure du Dévonien		granitoïdes
	Jurassique supérieur calcaire		autres roches carbonatées dans le Silurien		diatexite (migmatites)
	Jurassique supérieur dolomitique (dolomies fétides noires)		dolomie silurienne		gneiss profonds
	Dogger		Silurien		péridotite

f. Carte structurale de la partie orientale du Saint Barthélémy



- | | | | |
|-----------|--------------------|--|---|
| | foliation | | contact tectonique indifférentié |
| | litage magmatique | | chevauchement ou faille inverse |
| | linéation minérale | | détachement ou faille normale |
| 32 | pendage/plongement | | accident polyphasé à jeux normal et inverse |
| | | | surcharge mylonite |

g. Coupes séries



Les coupes séries

Ces coupes sont issues du modèle du gisement de Imerys talc à partir des données de sondages.

Elles sont orientées à environ N110°.

Leurs positions respectives s'échellonnent du nord vers le sud du gisement (ici de 85 vers 130 - voir positionnement en **annexe 2b**).

Ces coupes sont utilisées pour la réalisation de la **figure II-40**.

Les limites de faciès lithologiques sont tracées par traitement avec le logiciel datamine et non par les observations de terrain, d'où les quelques différences avec les cartes.

Faciès présents sur ces coupes

- Quaternaire
- Silurien - marbres rubanés
- Silurien - schistes
- Silurien - dolomies
- Pegmatites
- Talcitites
- Niveaux talco-chloriteux
- Chloritites
- Cambro-Ordo - marbres dolomitiques
- Cambro-Ordo - micaschistes altérés
- Cambro-Ordo - micaschistes quartzeux
- Cambro-Ordo - micaschistes
- Mylonites (F1)
- Cambrien - migmatites

(3) Données microsondes et thermométriques des chlorites

a. Données brutes

Les analyses quantitatives ont été effectuées à l'Université Toulouse III (GET) en utilisant une microsonde CAMECA SX5 avec une automatisation Sam'X.

Les conditions opératoires ont été réalisées pour une tension d'accélération de 15kV pour des courants de 10 ou 20 nA en fonction de la résistance des minéraux au faisceau électronique. La surface d'analyse est de 4 μm^2 . Les témoins utilisés sont la fluorine (F), l'albite (Na), le périclase (Mg), le corindon (Al), la tugtupite (Cl), la sanidine (K), la wollastonite (Ca), la pyrophanite (Mn et Ti), l'hématite (Fe), de l'oxyde de chrome (Cr), et de la barytine (Ba).

Les positions des échantillons des chloritites, présentées dans les tableaux ci-dessous, sont précisées en **annexe 6**.

Le terme XMg présenté dans les tableaux de données suivant fait référence au rapport du magnésium sur la somme du magnésium et du fer.

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																	
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%
MUR	Chlorites de GSC	GSC2	GSC2mvr-C6-2	#20	27,47	0,00	21,08	0,00	17,71	0,13	20,21	0,05	0,00	0,03	0,12	0,00	-	-	11,77	-	-	98,56
			GSC2mvr-C6-3	#40	27,92	0,07	20,57	0,02	18,05	0,04	21,27	0,02	0,00	0,01	0,12	0,00	-	-	11,93	-	-	100,02
		P235	P235-C7-2	#71	25,53	0,15	22,38	0,11	24,54	0,32	15,14	0,03	0,00	0,08	0,14	0,00	0,03	0,01	11,51	0,01	0,00	99,95
			P235-C7-6	#75	24,95	0,14	22,73	0,11	25,36	0,40	14,20	0,07	0,00	0,03	0,15	0,03	0,05	0,03	11,39	0,02	0,01	99,60
			P209-C1-3	#49	24,77	0,08	22,87	0,03	24,40	0,33	14,44	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	-	-	11,35	-	-	98,40
	Chlorites de micaschistes	P209	P209-C1-7	#56	26,03	0,02	22,49	0,00	24,63	0,34	14,28	0,04	0,00	0,09	0,13	0,01	-	-	11,50	-	-	99,57
			P209-C1-G1_10_8	#116	24,98	0,02	21,99	0,00	24,50	0,41	13,80	0,05	0,00	0,16	0,01	0,05	-	-	11,18	-	-	97,14
			P209-C1-G1_5_12	#60	24,76	0,00	22,60	0,00	24,44	0,31	13,39	0,06	0,00	0,14	0,00	0,02	-	-	11,16	-	-	96,88
			P209-C1-G1_6_11	#71	25,02	0,02	22,91	0,00	24,98	0,36	13,61	0,03	0,00	0,04	0,08	0,00	-	-	11,32	-	-	98,37
			P209-C1-G1_6_12	#72	25,02	0,00	22,43	0,00	24,66	0,26	14,16	0,02	0,00	0,05	0,10	0,00	-	-	11,29	-	-	97,98
			P209-C1-G1_7_10	#82	25,48	0,01	23,45	0,00	24,56	0,41	13,87	0,06	0,00	0,09	0,04	0,04	-	-	11,49	-	-	99,51
			P209-C1-G1_7_11	#83	25,28	0,02	22,54	0,00	24,39	0,36	14,19	0,04	0,00	0,02	0,07	0,00	-	-	11,34	-	-	98,24
			P209-C1-G1_8_10	#94	24,93	0,00	22,40	0,00	24,59	0,27	13,95	0,04	0,00	0,01	0,13	0,00	-	-	11,24	-	-	97,56
			P209-C1-G1_8_11	#95	25,73	0,01	23,07	0,03	24,14	0,35	14,77	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	-	-	11,55	-	-	99,74
			P209-C1-G1_8_9	#93	25,54	0,04	22,42	0,02	23,87	0,25	14,63	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	-	-	11,38	-	-	98,22
			P209-C1-G1_9_10	#106	26,69	0,12	22,56	0,00	24,48	0,36	13,62	0,08	0,00	0,48	0,02	0,00	-	-	11,56	-	-	99,98
			P209-C1-G1_9_7	#103	25,24	0,05	22,77	0,00	24,29	0,27	13,83	0,05	0,00	0,13	0,00	0,00	-	-	11,32	-	-	97,96
			P209-C1-G1_9_9	#105	25,13	0,06	22,57	0,00	25,11	0,22	14,26	0,05	0,00	0,03	0,08	0,01	-	-	11,38	-	-	98,89
			P209-C2-5	#54	25,72	0,06	23,07	0,00	24,30	0,29	12,55	0,08	0,00	0,00	0,17	0,03	-	-	11,29	-	-	97,56
			P209-C3-3	#123	24,94	0,04	21,77	0,00	23,77	0,32	14,17	0,01	0,00	0,03	0,27	0,00	-	-	11,13	-	-	96,43
			P209-C3-4	#124	25,38	0,00	22,67	0,00	23,85	0,31	14,33	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	-	-	11,35	-	-	98,00
			P209-C3-5	#125	25,74	0,04	22,38	0,00	24,25	0,29	13,38	0,04	0,00	0,13	0,04	0,00	-	-	11,29	-	-	97,59
			P209-C3-8	#128	25,59	0,00	21,73	0,05	23,85	0,36	14,95	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	-	-	11,33	-	-	97,90
			P209-C3-9	#129	25,03	0,00	21,45	0,04	24,26	0,35	14,65	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	11,17	-	-	96,95
			P209-C4-2	#137	25,27	0,00	21,99	0,06	24,82	0,38	14,42	0,02	0,00	0,13	0,01	0,01	-	-	11,32	-	-	98,44
			P209-C4-3	#138	24,71	0,00	22,28	0,04	24,53	0,38	14,16	0,00	0,00	0,02	0,07	0,05	-	-	11,21	-	-	97,45
			P209-C4-4	#139	25,35	0,00	21,87	0,02	23,97	0,39	14,91	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	11,31	-	-	97,82
			P209-C4-5	#140	25,09	0,00	22,07	0,01	24,22	0,48	14,97	0,03	0,00	0,00	0,18	0,02	-	-	11,34	-	-	98,40
			P209-C4-6	#141	25,91	0,01	21,98	0,00	24,44	0,29	14,30	0,01	0,00	0,06	0,05	0,00	-	-	11,38	-	-	98,43
			P209-C4-7	#142	25,53	0,00	21,57	0,00	23,97	0,34	14,49	0,04	0,00	0,00	0,16	0,00	-	-	11,25	-	-	97,34
			P209-C5-12	#162	25,81	0,00	23,05	0,00	24,63	0,38	13,48	0,06	0,00	0,06	0,02	0,00	-	-	11,44	-	-	98,93
			P209-C5-13	#163	25,20	0,00	22,42	0,04	24,47	0,36	14,65	0,00	0,00	0,01	0,11	0,10	-	-	11,38	-	-	98,74
			P209-C5-14	#164	25,72	0,08	22,22	0,02	24,25	0,44	14,31	0,07	0,00	0,22	0,00	0,04	-	-	11,40	-	-	98,77
			P209-C5-16	#166	25,61	0,00	22,39	0,00	24,36	0,30	14,48	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	-	-	11,40	-	-	98,62
			P209-C5-18	#168	25,63	0,00	22,93	0,00	24,75	0,35	15,09	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	-	-	11,59	-	-	100,38
			P209-C5-4	#154	25,73	0,00	22,41	0,00	23,56	0,34	14,20	0,06	0,00	0,05	0,00	0,02	-	-	11,34	-	-	97,71
			P209-C5-5	#155	25,77	0,02	22,28	0,00	24,22	0,29	14,60	0,04	0,00	0,01	0,07	0,00	-	-	11,42	-	-	98,73
			P209-C6-7	#175	25,45	0,07	21,81	0,03	24,34	0,30	14,21	0,00	0,00	0,30	0,21	0,09	-	-	11,29	-	-	98,10
	P209-C8-1	#252	25,23	0,00	22,00	0,04	23,59	0,34	13,69	0,03	0,00	0,06	0,03	0,03	-	-	11,13	-	-	96,16		
	P209-C8-6	#257	25,23	0,00	22,41	0,02	23,85	0,40	14,69	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	-	-	11,34	-	-	98,00		
	P209-C8-7	#258	25,69	0,00	21,92	0,00	23,88	0,33	14,34	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	-	-	11,30	-	-	97,59		
	P209-C8-8	#259	25,11	0,00	22,52	0,03	24,39	0,34	14,20	0,06	0,00	0,02	0,14	0,00	-	-	11,32	-	-	98,14		

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																		
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%	
M U R	Chlorites de micaschistes	P301	P301-C1-5	#2	24,68	0,05	22,20	0,00	25,17	0,30	13,23	0,22	0,00	0,02	0,03	0,00	-	-	11,13	-	-	97,03	
			P301-C1-8	#5	24,56	0,20	22,30	0,00	25,69	0,35	13,49	0,11	0,00	0,08	0,00	0,00	-	-	11,21	-	-	97,99	
			P301-C2-3	#8	24,84	0,26	22,39	0,00	25,19	0,25	13,52	0,02	0,04	0,28	0,00	0,04	-	-	11,25	-	-	98,07	
			P301-C2-5	#10	24,55	0,11	23,04	0,02	25,21	0,39	13,68	0,01	0,00	0,02	0,08	0,00	-	-	11,30	-	-	98,41	
			P301-C2-6	#11	24,34	0,02	22,15	0,10	25,27	0,31	12,54	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	-	-	10,97	-	-	95,73	
			P301-C3-8	#21	24,61	0,21	23,12	0,04	25,25	0,27	13,77	0,00	0,00	0,12	0,14	0,00	-	-	11,35	-	-	98,89	
			P301-C3-9	#22	24,71	0,00	22,63	0,00	25,46	0,30	13,94	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	-	-	11,29	-	-	98,44	
			P301-C4-2	#27	26,52	0,26	21,32	0,11	24,96	0,18	15,08	0,01	0,00	0,14	0,00	0,00	-	-	11,55	-	-	100,14	
			P301-C5-1	#34	24,90	0,12	23,03	0,07	24,12	0,39	13,65	0,14	0,00	0,10	0,00	0,00	-	-	11,29	-	-	97,81	
	P301-C5-4	#37	25,71	0,20	22,44	0,01	26,11	0,35	13,92	0,03	0,06	0,45	0,12	0,10	-	-	11,55	-	-	101,03			
	Chlorites de micaschistes altérés	T250BC	T250BC-C1-4	#6	29,82	0,15	23,16	0,00	3,40	0,02	30,75	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	12,81	0,00	0,00	100,23
			T250BC-C3-5	#14	30,32	0,08	22,59	0,02	3,32	0,00	29,88	0,03	0,00	0,55	0,10	0,00	0,33	0,00	12,57	0,14	0,00	99,65	
			T250BC-C4-3	#19	29,79	0,00	22,88	0,05	3,33	0,00	30,77	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,12	0,00	12,69	0,05	0,00	99,63	
			T250BC-C4-4	#20	30,60	0,06	22,12	0,01	3,57	0,07	30,77	0,08	0,00	0,07	0,10	0,06	0,00	0,02	12,81	0,00	0,01	100,34	
			T250BC-C4-6	#22	29,43	0,00	21,29	0,00	3,64	0,13	30,50	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,24	0,03	12,31	0,10	0,01	97,51	
			T250BC-C4-8	#24	30,45	0,06	22,13	0,00	3,55	0,00	30,87	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	12,77	0,00	0,00	99,91	
			T250BC-C5-4	#28	30,25	0,05	21,74	0,00	3,35	0,00	31,23	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,02	12,67	0,04	0,00	99,44	
			T250BC-C5-5	#29	30,60	0,00	20,90	0,00	3,25	0,01	31,23	0,02	0,00	0,09	0,00	0,05	0,41	0,02	12,44	0,17	0,00	98,83	
			T250BC-C6-10	#40	30,04	0,00	21,31	0,01	3,41	0,04	29,88	0,20	0,00	0,15	0,00	0,03	0,00	0,00	12,47	0,00	0,00	97,54	
T250BC-C8-2	#44	30,62	0,11	21,20	0,05	3,01	0,01	30,61	0,04	0,00	0,45	0,00	0,00	0,06	0,06	12,59	0,03	0,01	98,77				
T250BC-C8-5	#47	30,15	0,06	22,27	0,00	3,32	0,01	30,93	0,05	0,00	0,09	0,00	0,05	0,12	0,01	12,69	0,05	0,00	99,71				

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																	
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%
G I S E M E N T	Chlorites issues de micaschistes	P328	P328-C1-4	#47	33,25	0,00	19,33	0,00	1,98	0,00	32,85	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	12,96	0,00	0,00	100,39
			P328-C5-2	#50	32,41	0,16	19,20	0,00	1,59	0,02	33,67	0,01	0,00	0,00	0,34	0,00	0,18	0,05	12,82	0,08	0,01	100,37
			P328-C5-3	#51	32,12	0,00	19,43	0,10	2,15	0,02	32,64	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	12,78	0,00	0,00	99,37
			P328E-C4-1	#54	32,69	0,07	19,32	0,00	2,00	0,12	33,52	0,00	0,00	0,05	0,00	0,18	0,00	0,00	12,98	0,00	0,00	100,94
		P103	103E4-C3-2	#43	31,08	0,00	21,13	-	3,44	0,09	31,82	0,08	0,00	0,10	-	-	-	-	12,85	-	-	100,60
			103E4-C4-1	#37	30,86	0,00	22,05	-	3,44	0,06	31,20	0,00	0,00	0,55	-	-	-	-	12,89	-	-	101,04
			103E4-C6-3	#34	30,22	0,02	22,14	-	3,32	0,01	31,22	0,05	0,00	0,08	-	-	-	-	12,77	-	-	99,82
			P103E-C1-3	#34	32,29	0,07	19,80	0,00	2,13	0,00	32,89	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,02	12,76	0,11	0,00	100,15
		CIM1	P103E-C6-3	#44	32,91	0,03	20,13	0,06	2,24	0,01	33,21	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,30	0,01	12,96	0,13	0,00	101,84
			CIM1-C3-1	#14	32,74	0,00	19,29	0,03	2,28	0,00	33,27	0,14	0,00	0,09	0,00	0,03	-	-	12,96	-	-	100,83
			CIM1-C3-2	#15	31,59	0,00	20,91	0,00	2,74	0,01	33,18	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	13,02	-	-	101,50
			CIM1-C4-3	#19	32,08	0,00	20,47	0,01	2,38	0,02	32,98	0,06	0,00	0,05	0,02	0,00	-	-	12,99	-	-	101,05
			CIM1-C5-2	#21	31,59	0,00	20,25	0,00	2,55	0,00	32,22	0,11	0,00	0,00	0,00	0,06	-	-	12,79	-	-	99,58
			CIM1-C5-3	#22	32,02	0,12	20,19	0,03	2,55	0,01	33,10	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	-	-	12,99	-	-	101,19
			CIM1-C6-2	#24	31,19	0,10	20,22	0,05	2,32	0,00	33,17	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	-	-	12,83	-	-	99,94
			CIM1-C6-3	#25	31,25	0,00	20,84	0,04	2,34	0,05	33,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	-	-	12,90	-	-	100,46
			CIM1-C7-1	#26	30,98	0,00	21,67	0,09	2,71	0,12	32,64	0,04	0,00	0,01	0,16	0,02	-	-	12,99	-	-	101,44
		P101	CIM1-C7-2	#27	32,60	0,09	20,14	0,00	2,55	0,00	33,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	-	-	13,05	-	-	101,51
			P101-C1-3	#2	31,01	0,16	20,67	0,00	3,45	0,02	31,03	0,04	0,00	0,02	0,10	0,00	-	-	12,68	-	-	99,17
			P101-C1-5	#4	30,46	0,03	20,84	0,08	3,80	0,00	30,26	0,09	0,00	0,01	0,01	0,00	-	-	12,53	-	-	98,12
			P101-C2-10	#17	30,97	0,05	20,48	0,19	3,51	0,11	30,50	0,09	0,00	0,00	0,00	0,23	-	-	12,61	-	-	98,76
			P101-C3-1	#18	29,81	0,08	21,39	0,00	3,30	0,02	30,27	0,07	0,00	0,06	0,18	0,00	-	-	12,48	-	-	97,66
			P101-C3-4	#20	31,74	0,02	18,95	0,00	3,61	0,00	31,76	0,04	0,00	0,02	0,06	0,15	-	-	12,64	-	-	98,99
		P243	P101-C8-3	#47	31,08	0,10	20,66	0,00	3,49	0,00	30,51	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	-	-	12,62	-	-	98,58
			P243-C5-3	#31	31,80	0,02	19,92	0,00	2,91	0,13	32,18	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,03	12,64	0,14	0,01	99,85
			P243-C6-12	#47	29,85	0,06	23,16	0,11	3,72	0,06	29,67	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,12	0,00	12,65	0,05	0,00	99,43
			P243-C7-5	#52	31,68	0,08	20,56	0,03	2,65	0,00	31,83	0,07	0,00	0,03	0,23	0,00	0,00	0,00	12,83	0,00	0,00	99,99
			P243E-C1-2	#27	33,90	0,08	18,87	0,00	2,77	0,00	32,33	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00	0,21	0,02	12,91	0,09	0,00	101,16
			P243i-C1-2	#88	33,07	0,05	19,64	0,00	2,61	0,04	32,48	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	12,99	0,00	0,00	100,95
		P244	P243i-C4-1	#89	31,54	0,00	20,93	0,08	2,65	0,04	31,77	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,12	0,02	12,78	0,05	0,00	99,97
			P244-T5-2	#4	31,29	0,00	19,51	0,03	1,64	0,00	32,39	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	12,57	0,00	0,00	97,46
		Z103E	Z103E-C1-2	#58	29,89	0,00	21,58	-	7,40	0,17	29,03	0,04	0,00	0,04	-	-	-	-	12,64	-	-	100,78
			Z103E-C1-3	#59	29,72	0,14	21,12	-	7,45	0,18	29,09	0,01	0,00	0,01	-	-	-	-	12,57	-	-	100,29
			Z103E-C1-5	#14	29,41	0,01	21,25	0,01	7,02	0,17	29,05	0,00	0,00	0,03	0,08	0,01	-	-	12,49	-	-	99,54
Z103E-C2-2	#16		31,49	0,06	19,08	0,07	7,16	0,12	30,69	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	-	-	12,74	-	-	101,45		
P248	P248-C1-2	#2	30,89	0,05	21,90	0,01	5,63	0,00	30,64	0,02	0,00	0,16	0,00	0,00	0,41	0,00	12,75	0,17	0,00	102,28		

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																		
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%	
G	I	P246	<i>P246-C2-2</i>	#26	31,20	0,00	23,64	0,04	2,56	0,07	31,99	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	-	-	13,21	-	-	102,76	
			<i>P246-C3-1</i>	#28	30,25	0,00	22,33	0,00	2,48	0,08	30,90	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	-	-	12,70	-	-	98,78	
			<i>P246-C4-1</i>	#94	30,15	0,05	22,54	0,00	2,32	0,01	31,13	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	12,71	0,01	0,00	98,97	
			<i>P246-C5-1</i>	#96	30,19	0,08	23,85	0,03	2,44	0,05	31,30	0,05	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	12,97	0,01	0,00	101,03	
		P251	<i>P251a-C2-4</i>	#102	31,00	0,03	22,71	0,02	2,58	0,07	31,37	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,15	0,00	12,89	0,06	0,00	100,88	
			<i>P251a-C3-3</i>	#107	30,13	0,00	22,90	0,00	2,52	0,00	31,01	0,06	0,00	0,04	0,11	0,02	0,44	0,05	12,56	0,19	0,01	99,63	
			<i>P251a-C8-3</i>	#122	30,99	0,11	22,43	0,08	2,60	0,00	30,99	0,06	0,00	0,39	0,00	0,14	0,00	0,00	12,91	0,00	0,00	100,70	
		P333	<i>P333-C2-2</i>	#124	29,67	0,00	23,23	0,04	7,82	0,03	28,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,17	0,00	12,66	0,07	0,00	101,61	
		Pe1	<i>Pe1-C1-6</i>	#10	32,39	0,00	19,14	-	1,53	0,01	34,08	0,00	0,00	0,01	-	-	-	-	12,91	-	-	100,07	
			<i>Pe1-C1-9</i>	#13	32,77	0,00	18,76	-	1,61	0,00	34,02	0,02	0,00	0,00	-	-	-	-	12,92	-	-	100,09	
		Pe6	<i>Pe6-C2-3</i>	#5	27,74	0,11	22,12	0,00	12,84	0,25	24,15	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	-	-	12,14	-	-	99,41	
			<i>Pe6-C2-5</i>	#7	28,34	0,03	21,62	0,02	12,62	0,22	24,89	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	-	-	12,24	-	-	100,07	
			<i>Pe6-C2-7</i>	#9	29,30	0,00	21,93	0,06	10,17	0,27	26,27	0,10	0,00	0,06	0,02	0,04	-	-	12,47	-	-	100,68	
			<i>Pe6-C2-8</i>	#10	29,23	0,10	21,36	0,00	10,70	0,16	25,61	0,05	0,00	0,00	0,16	0,00	-	-	12,32	-	-	99,70	
			<i>Pe6-C3-4</i>	#14	27,74	0,01	23,07	0,00	12,84	0,26	24,24	0,06	0,00	0,04	0,00	0,04	-	-	12,29	-	-	100,61	
			<i>Pe6-C3-5</i>	#15	27,96	0,00	22,85	0,00	12,57	0,24	24,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	-	-	12,24	-	-	99,97	
			<i>Pe6-C5-2</i>	#26	27,83	0,20	21,76	0,00	15,15	0,32	21,77	0,02	0,00	0,27	0,05	0,00	-	-	12,00	-	-	99,37	
			<i>Pe6-C5-7</i>	#31	29,17	0,07	21,66	0,01	14,74	0,29	22,57	0,09	0,00	0,24	0,12	0,00	-	-	12,28	-	-	101,23	
			<i>Pe6-C5-8</i>	#32	29,00	0,07	20,82	0,00	14,94	0,26	21,72	0,12	0,00	0,38	0,03	0,03	-	-	12,03	-	-	99,39	
			<i>Pe6-C6-1</i>	#33	27,70	0,27	21,72	0,10	17,02	0,23	20,17	0,04	0,00	0,32	0,14	0,00	-	-	11,92	-	-	99,62	
			<i>Pe6-C6-2</i>	#34	27,56	0,19	21,76	0,09	16,97	0,41	20,67	0,00	0,00	0,67	0,22	0,00	-	-	11,99	-	-	100,54	
			T281A1	<i>T281A1bis-C4-2</i>	#77	31,17	0,02	22,36	0,08	1,89	0,00	32,04	0,02	0,00	0,00	0,12	0,00	0,48	0,00	12,75	0,20	0,00	100,73
		<i>T281A1-C1-3</i>		#57	31,11	0,11	23,68	0,06	1,66	0,06	32,47	0,03	0,00	0,02	0,18	0,00	0,00	0,00	13,22	0,00	0,00	102,60	
		<i>T281A1-C2-2</i>		#59	30,37	0,03	22,95	0,00	1,75	0,00	31,23	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,27	0,01	12,67	0,11	0,00	99,26	
		<i>T281A1-C3-11</i>		#68	30,98	0,03	22,85	0,00	1,53	0,00	31,98	0,03	0,00	0,08	0,00	0,05	0,63	0,01	12,68	0,26	0,00	100,58	
		<i>T281A1-C3-4</i>		#61	30,67	0,05	22,93	0,06	1,52	0,00	31,91	0,09	0,00	0,05	0,09	0,00	0,36	0,01	12,77	0,15	0,00	100,36	
		<i>T281A1-C3-9</i>		#66	31,51	0,10	22,90	0,00	1,56	0,00	32,01	0,03	0,00	0,24	0,00	0,12	0,12	0,00	13,05	0,05	0,00	101,58	
		Chlorites issues de marbre altéré	P317	<i>P317-C4-3</i>	#23	30,72	0,11	23,23	0,00	2,95	0,00	30,95	0,15	0,00	0,00	0,01	0,05	-	-	12,98	-	-	101,13
			T99AC	<i>T39AC-C2-2</i>	#41	30,35	0,00	22,42	-	3,68	0,03	31,03	0,00	0,00	0,04	-	-	-	-	12,83	-	-	100,38
				<i>T39AC-C5-5</i>	#53	30,27	0,10	21,88	-	3,89	0,03	31,39	0,02	0,00	0,08	-	-	-	-	12,81	-	-	100,48
			M0S3	<i>M0S3-C2-7</i>	#48	27,33	0,03	22,55	-	16,57	0,04	21,56	0,24	0,00	0,03	-	-	-	-	12,07	-	-	100,43
				<i>M0S3-C5-3</i>	#63	27,69	0,12	21,84	-	18,80	0,09	20,37	0,27	0,00	0,01	-	-	-	-	12,05	-	-	101,24
		M1S3	<i>M1S3-C1-4</i>	#10	27,33	0,14	19,91	0,05	16,51	0,05	20,54	0,10	0,00	0,00	0,00	0,12	0,03	0,00	11,53	0,01	0,00	96,30	
Chlorites issues de skarn altéré	aX1S2	<i>3aX1S2a-C4-5</i>	#9	29,32	0,08	23,56	-	4,61	0,06	30,00	0,03	0,00	0,05	-	-	-	-	12,77	-	-	100,49		
		<i>aX1S2liba-C3-4</i>	#13	30,78	0,08	19,38	0,02	6,03	0,16	29,10	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	12,39	-	-	98,06		

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																	
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%
T O I T	Chlorites des dolomies (Silurien)	37B	37B1-C3-3	#24	32,06	0,00	19,81	0,00	2,48	0,05	33,38	0,00	0,00	0,10	0,00	0,09	-	-	12,95	-	-	100,91
			37B1-C3-4	#25	30,89	0,03	20,90	0,02	2,95	0,00	32,35	0,05	0,00	0,11	0,00	0,04	-	-	12,82	-	-	100,15
			37B1-C5-3	#46	30,86	0,00	20,38	0,00	2,86	0,01	32,69	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00	-	-	12,76	-	-	99,67
			37B2-C2-10	#80	32,32	0,06	18,59	0,00	2,58	0,02	34,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,13	-	-	12,91	-	-	100,75
			37B2-C5-11	#107	32,43	0,06	18,91	0,02	2,59	0,02	33,72	0,07	0,00	0,06	0,00	0,04	-	-	12,94	-	-	100,86
			37B2-C6-6	#114	32,37	0,00	19,04	0,00	2,81	0,01	33,50	0,12	0,00	0,06	0,00	0,00	-	-	12,92	-	-	100,82
			37B2-C7-15	#131	32,36	0,05	19,10	0,03	2,75	0,00	33,98	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	12,99	-	-	101,29
			37B2-C7-17	#133	32,70	0,24	18,86	0,00	2,66	0,00	33,21	0,45	0,00	0,01	0,32	0,03	-	-	12,99	-	-	101,48
		37B2-C7-18	#134	32,03	0,11	19,45	0,02	2,71	0,01	33,75	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	12,96	-	-	101,06	
		FOB-C5-2	#84	30,80	0,04	22,30	0,00	1,49	0,00	33,74	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	-	-	13,08	-	-	101,55	
		FOB-C5-3	#85	30,74	0,00	22,21	0,07	1,68	0,07	33,18	0,04	0,00	0,03	0,00	0,10	-	-	13,01	-	-	101,12	
		FOB-C5-5	#87	30,07	0,02	22,26	0,00	1,59	0,00	33,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	12,87	-	-	99,94	
		FOB-C5-6	#88	30,52	0,06	22,08	0,00	1,76	0,00	33,09	0,01	0,00	0,02	0,14	0,07	-	-	12,95	-	-	100,70	
		FOB-C5-7	#89	30,87	0,10	21,91	0,01	2,83	0,14	32,28	0,06	0,00	0,08	0,00	0,02	-	-	12,97	-	-	101,27	
		FOB-C5-8	#90	30,96	0,01	20,87	0,04	2,95	0,00	32,59	0,11	0,00	0,10	0,18	0,00	-	-	12,87	-	-	100,67	
		P239-C2-6	#37	30,62	0,08	22,54	0,00	1,58	0,00	32,26	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	-	-	12,91	-	-	100,05	
		P239-C4-1	#40	31,08	0,02	22,18	0,01	1,90	0,00	33,48	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	13,11	-	-	101,85	
		P239-C4-3	#41	30,48	0,02	23,03	0,00	1,89	0,26	32,63	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	13,05	-	-	101,49	
		P239-C6-5	#46	30,34	0,00	23,44	0,02	1,71	0,02	32,96	0,08	0,00	0,00	0,04	0,06	-	-	13,10	-	-	101,77	
		TO19a-C2-10	#20	27,20	0,00	22,31	0,07	20,47	0,00	17,58	0,12	0,00	0,00	0,05	0,00	0,21	0,00	11,67	0,09	0,00	99,58	
		TO19a-C2-2	#12	26,63	0,00	22,31	0,00	21,16	0,14	17,55	0,14	0,00	0,01	0,00	0,11	0,13	0,03	11,66	0,05	0,01	99,82	
		TO19a-C2-3	#13	27,03	0,11	22,40	0,00	20,75	0,10	17,26	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	11,60	0,12	0,00	99,43	
		TO19a-C2-4	#14	26,18	0,03	22,23	0,03	21,50	0,09	17,33	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	11,62	0,00	0,01	99,18	
		TO19a-C2-5	#15	27,24	0,00	22,46	0,09	21,09	0,15	17,45	0,07	0,00	0,03	0,23	0,10	0,23	0,03	11,74	0,10	0,01	100,82	
	TO19a-C2-6	#16	26,71	0,00	22,38	0,03	20,97	0,09	17,85	0,04	0,00	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00	11,74	0,02	0,00	99,90		
	TO19a-C2-7	#17	26,56	0,03	22,63	0,06	20,37	0,19	18,12	0,02	0,00	0,02	0,03	0,06	0,00	0,00	11,78	0,00	0,00	99,88		
	TO19a-C2-8	#18	26,95	0,08	22,34	0,02	20,73	0,14	18,00	0,02	0,00	0,02	0,12	0,03	0,00	0,00	11,82	0,00	0,00	100,26		
	TO19a-C2-9	#19	26,85	0,05	22,38	0,09	21,09	0,21	17,42	0,08	0,00	0,04	0,22	0,07	0,00	0,03	11,78	0,00	0,01	100,28		
	TO19a-C3-1	#24	26,97	0,08	22,47	0,03	20,60	0,25	17,67	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	11,80	0,00	0,00	100,01		
	TO19a-C5-1	#30	26,33	0,06	22,86	0,16	19,59	0,07	18,02	0,00	0,00	0,00	0,21	0,16	0,00	0,02	11,73	0,00	0,01	99,20		
	TO19a-C6-2	#33	26,41	0,14	23,17	0,01	19,53	0,18	18,28	0,06	0,00	0,02	0,24	0,00	0,00	0,04	11,81	0,00	0,01	99,88		
TO19a-C6-3	#34	26,66	0,00	22,88	0,00	20,71	0,07	18,15	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,13	0,00	11,78	0,05	0,00	100,41			
TO19a-C7-2	#41	26,56	0,06	22,68	0,00	20,71	0,11	17,91	0,08	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,04	11,77	0,00	0,01	99,96			
TO19a-C7-5	#44	26,76	0,09	22,97	0,00	20,29	0,00	17,62	0,02	0,00	0,01	0,10	0,07	0,62	0,00	11,50	0,26	0,00	99,78			
TO19a-C7-6	#6	26,75	0,00	23,10	0,00	20,66	0,04	17,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	11,76	-	-	99,53			
TO19a-C8-2	#48	26,33	0,00	22,57	0,05	20,93	0,14	17,07	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,10	0,01	11,57	0,04	0,00	98,77			
TO19a-C8-4	#50	26,88	0,00	22,64	0,00	20,83	0,13	18,27	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,34	0,01	11,71	0,14	0,00	100,71			

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																		
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%	
T O I T	Chlorites des marbres sombres (Silurien)	Toi9	TOI9b-C1-2	#52	26,99	0,23	23,36	0,01	20,14	0,16	17,76	0,12	0,00	0,01	0,26	0,18	0,00	0,02	11,95	0,00	0,00	101,20	
			TOI9b-C1-3	#53	26,86	0,02	23,11	0,06	19,98	0,13	18,36	0,06	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	11,91	0,00	0,00	100,56
			TOI9b-C1-4	#54	26,32	0,00	22,77	0,01	20,81	0,08	18,27	0,10	0,00	0,00	0,25	0,11	0,00	0,05	0,05	11,81	0,00	0,01	100,57
			TOI9b-C1-5	#55	26,42	0,29	22,00	0,05	19,99	0,16	16,98	0,30	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	11,53	0,00	0,01	97,83
			TOI9b-C2-10	#70	26,99	0,09	23,27	0,10	19,64	0,06	18,45	0,12	0,00	0,04	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	11,97	0,00	0,00	101,01
			TOI9b-C2-11	#71	26,85	0,00	23,01	0,02	20,33	0,00	17,97	0,06	0,00	0,00	0,23	0,13	0,00	0,00	0,00	11,87	0,00	0,00	100,46
			TOI9b-C2-13	#73	25,85	0,03	23,36	0,00	20,51	0,11	17,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,13	0,02	0,02	11,59	0,05	0,01	98,92
			TOI9b-C2-2	#62	26,71	0,00	22,88	0,08	20,31	0,13	17,77	0,00	0,00	0,01	0,24	0,00	0,26	0,00	0,00	11,67	0,11	0,00	99,94
			TOI9b-C2-3	#63	26,50	0,03	23,26	0,00	20,13	0,13	18,22	0,03	0,00	0,00	0,07	0,03	0,34	0,01	0,01	11,69	0,14	0,00	100,29
			TOI9b-C2-4	#64	26,75	0,14	22,77	0,05	19,88	0,19	18,26	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,13	0,00	0,00	11,77	0,06	0,00	99,95
			TOI9b-C2-5	#65	26,86	0,05	23,09	0,05	19,93	0,10	18,43	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,03	0,03	11,66	0,21	0,01	100,48
			TOI9b-C2-6	#66	26,37	0,03	23,20	0,01	19,05	0,18	18,18	0,11	0,00	0,00	0,28	0,07	0,21	0,02	0,02	11,66	0,09	0,01	99,28
			TOI9b-C2-7	#67	26,60	0,14	23,32	0,02	20,14	0,17	17,92	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,02	11,85	0,00	0,00	100,27
			TOI9b-C2-8	#68	26,35	0,00	22,59	0,07	19,74	0,18	17,82	0,07	0,00	0,00	0,00	0,17	0,39	0,04	0,04	11,47	0,17	0,01	98,72
	TOI9b-C2-9	#69	26,36	0,18	22,61	0,01	19,68	0,00	18,39	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	11,73	0,00	0,00	99,10		
	TOI9b-C3-4	#76	26,81	0,17	23,14	0,05	19,58	0,20	18,09	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	11,86	0,00	0,00	99,98		
	Chlorites des schistes alumineux (Silurien)	Ba04	BA04-C1-1	#39	24,92	0,13	24,68	0,04	30,59	0,23	8,56	0,07	0,00	0,03	0,07	0,02	0,17	0,05	11,25	0,07	0,01	100,73	
			BA04-C1-2	#40	23,45	0,12	24,11	0,09	31,71	0,30	9,02	0,16	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02	11,15	0,00	0,00	100,21	
			BA04-C1-6	#44	23,88	0,13	24,14	0,08	30,94	0,26	9,06	0,04	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,03	11,17	0,00	0,01	99,83	
			BA04-C2-5	#50	23,71	0,01	24,01	0,00	31,65	0,30	8,82	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,36	0,04	0,04	10,94	0,15	0,01	99,72
			BA04-C2-6	#51	24,30	0,00	24,84	0,08	31,80	0,43	8,68	0,03	0,00	0,00	0,09	0,01	0,68	0,04	0,04	11,03	0,29	0,01	101,72
			BA04-C4-1	#66	23,35	0,15	23,85	0,00	31,46	0,19	8,77	0,15	0,01	0,03	0,00	0,15	0,00	0,10	0,10	11,02	0,00	0,02	99,20
			BA04-C4-3	#68	23,69	0,01	24,27	0,00	32,43	0,30	9,09	0,09	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,06	0,06	11,24	0,00	0,01	101,27
BA04-C4-4			#69	23,96	0,12	23,94	0,01	32,68	0,29	9,22	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	11,28	0,00	0,01	101,58	
BA04-C4-G1_12_7			#231	24,04	0,03	23,31	0,00	31,22	0,32	9,38	0,09	0,02	0,01	0,00	0,15	0,22	0,01	0,01	11,03	0,09	0,00	99,73	
BA04-C4-G1_9_3	#185	24,72	0,00	22,98	0,11	30,73	0,17	7,89	0,17	0,00	0,07	0,11	0,00	0,22	0,04	0,04	10,86	0,09	0,01	97,96			

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																	
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%
			FO14c-C2-3	#19	25,14	0,00	24,91	0,05	20,98	0,05	16,78	0,07	0,00	0,02	0,07	0,01	0,55	0,03	11,48	0,23	0,01	99,92
			FO14c-C3-4	#23	26,17	0,09	24,28	0,00	20,63	0,00	17,02	0,20	0,00	0,12	0,00	0,03	0,26	0,00	11,73	0,11	0,00	100,41
			FO14c-C3-6	#4	27,01	0,08	24,91	0,03	19,43	0,07	16,59	0,20	0,01	0,88	0,00	0,10	-	-	12,00	-	-	101,30
			FO14c-C3-7	#5	25,80	0,00	24,32	0,05	20,92	0,03	17,54	0,34	0,00	0,02	0,25	0,04	-	-	11,90	-	-	101,21
			FO14c-C3-8	#6	26,18	0,00	25,09	0,00	20,63	0,06	17,32	0,14	0,00	0,03	0,13	0,06	-	-	12,01	-	-	101,67
			FO14c-C3-9	#7	26,87	0,00	24,13	0,07	20,62	0,05	16,39	0,23	0,00	0,05	0,03	0,03	-	-	11,87	-	-	100,35
			FO14c-C3-G1_2_2	#49	28,08	0,11	22,56	-	20,83	0,05	15,71	0,22	0,00	0,11	-	-	-	-	11,77	-	-	99,43
			FO14c-C3-G1_8_1	#186	25,77	0,09	24,51	-	20,60	0,10	16,29	0,14	0,00	0,15	-	-	-	-	11,72	-	-	99,37
			FO14c-G1_10_1	#120	25,48	0,03	23,63	0,03	20,97	0,00	15,77	0,10	0,00	0,21	0,03	0,00	-	-	11,49	-	-	97,75
			FO14c-G1_10_10	#129	25,38	0,06	24,16	0,01	20,61	0,00	15,85	0,18	0,00	0,35	0,03	0,07	-	-	11,56	-	-	98,27
			FO14c-G1_10_11	#130	25,25	0,05	24,00	0,00	21,33	0,10	16,14	0,13	0,00	0,14	0,00	0,00	-	-	11,58	-	-	98,73
			FO14c-G1_10_12	#131	25,40	0,12	23,34	0,00	21,31	0,13	16,86	0,09	0,00	0,08	0,04	0,10	-	-	11,61	-	-	99,07
			FO14c-G1_10_13	#132	25,94	0,12	24,72	0,10	19,82	0,06	15,15	0,20	0,10	0,64	0,10	0,12	-	-	11,65	-	-	98,71
			FO14c-G1_10_3	#122	24,64	0,14	24,48	0,03	22,05	0,01	16,17	0,10	0,00	0,01	0,00	0,05	-	-	11,61	-	-	99,30
			FO14c-G1_10_7	#126	24,66	0,08	23,62	0,02	21,99	0,01	16,15	0,07	0,01	0,07	0,00	0,07	-	-	11,47	-	-	98,22
			FO14c-G1_10_9	#128	24,96	0,11	24,35	0,07	21,54	0,12	16,41	0,14	0,06	0,16	0,00	0,04	-	-	11,66	-	-	99,62
			FO14c-G1_11_1	#133	24,54	0,05	24,12	0,01	21,70	0,03	16,13	0,12	0,00	0,07	0,00	0,00	-	-	11,50	-	-	98,25
			FO14c-G1_11_10	#142	24,57	0,12	23,46	0,00	21,28	0,00	16,19	0,08	0,00	0,03	0,01	0,00	-	-	11,38	-	-	97,13
			FO14c-G1_11_11	#143	25,40	0,00	24,24	0,04	21,56	0,07	16,75	0,16	0,00	0,05	0,19	0,10	-	-	11,75	-	-	100,31
			FO14c-G1_11_12	#144	24,94	0,03	23,34	0,03	21,62	0,02	16,53	0,08	0,00	0,04	0,47	0,07	-	-	11,52	-	-	98,68
			FO14c-G1_11_2	#134	24,87	0,15	24,00	0,01	21,93	0,12	16,18	0,11	0,00	0,01	0,00	0,03	-	-	11,58	-	-	98,99
			FO14c-G1_11_3	#135	25,03	0,00	24,04	0,11	22,36	0,05	16,10	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	11,60	-	-	99,31
			FO14c-G1_11_5	#137	24,87	0,11	23,36	0,00	21,03	0,10	16,39	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	-	-	11,43	-	-	97,43
			FO14c-G1_11_6	#138	25,23	0,03	23,46	0,00	21,29	0,12	16,88	0,11	0,00	0,01	0,34	0,00	-	-	11,60	-	-	99,08
			FO14c-G1_11_7	#139	25,12	0,11	23,26	0,07	21,08	0,04	16,60	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	-	-	11,49	-	-	97,85
			FO14c-G1_11_8	#140	24,91	0,25	23,05	0,01	21,02	0,01	16,63	0,12	0,00	0,02	0,01	0,08	-	-	11,44	-	-	97,54
			FO14c-G1_12_1	#146	25,14	0,02	23,80	0,09	21,89	0,02	16,58	0,08	0,00	0,06	0,08	0,14	-	-	11,64	-	-	99,54
			FO14c-G1_12_2	#147	25,00	0,08	24,51	0,00	21,39	0,02	16,73	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	-	-	11,68	-	-	99,53
			FO14c-G1_12_5	#150	25,00	0,00	23,33	0,05	21,52	0,08	16,21	0,08	0,00	0,03	0,01	0,06	-	-	11,45	-	-	97,82
			FO14c-G1_12_6	#151	24,92	0,00	23,40	0,09	21,55	0,08	16,31	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00	-	-	11,46	-	-	97,91
			FO14c-G1_13_1	#159	25,62	0,11	24,62	0,00	21,50	0,03	16,01	0,12	0,00	0,49	0,04	0,00	-	-	11,76	-	-	100,30
			FO14c-G1_13_10	#168	25,26	0,08	23,91	0,05	21,58	0,02	16,99	0,11	0,00	0,03	0,01	0,04	-	-	11,70	-	-	99,77
			FO14c-G1_13_11	#169	24,93	0,05	23,75	0,01	21,44	0,02	16,24	0,10	0,01	0,07	0,16	0,13	-	-	11,52	-	-	98,43
			FO14c-G1_13_3	#161	25,01	0,06	23,89	0,04	21,43	0,05	16,19	0,19	0,00	0,06	0,00	0,00	-	-	11,54	-	-	98,47
			FO14c-G1_13_4	#162	25,10	0,20	23,82	0,00	21,82	0,02	16,15	0,11	0,00	0,04	0,00	0,03	-	-	11,57	-	-	98,86
			FO14c-G1_13_5	#163	24,48	0,00	23,34	0,03	21,98	0,00	15,91	0,05	0,02	0,03	0,04	0,09	-	-	11,36	-	-	97,34
			FO14c-G1_13_8	#166	26,28	0,12	25,47	0,02	20,60	0,00	16,19	0,40	0,02	0,11	0,00	0,00	-	-	11,97	-	-	101,19

TOIT

Chlorites
des
calcschistes
(Dévonien)

FO14c

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																	
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%
			FO14c-G1_13_9	#167	25,35	0,00	24,24	0,00	21,47	0,10	16,60	0,07	0,00	0,03	0,06	0,19	-	-	11,71	-	-	99,82
			FO14c-G1_14_10	#181	24,86	0,00	23,51	0,00	21,21	0,22	16,48	0,15	0,01	0,07	0,16	0,15	-	-	11,50	-	-	98,32
			FO14c-G1_14_12	#183	25,21	0,12	24,38	0,00	22,06	0,08	16,69	0,05	0,00	0,02	0,00	0,06	-	-	11,75	-	-	100,43
			FO14c-G1_14_3	#174	25,17	0,08	24,04	0,00	21,70	0,07	16,56	0,17	0,00	0,07	0,00	0,01	-	-	11,66	-	-	99,52
			FO14c-G1_14_4	#175	25,16	0,11	24,25	0,00	21,98	0,07	16,77	0,12	0,00	0,02	0,03	0,08	-	-	11,74	-	-	100,32
			FO14c-G1_14_5	#176	24,89	0,03	23,72	0,07	21,88	0,10	16,32	0,07	0,00	0,03	0,02	0,01	-	-	11,54	-	-	98,68
			FO14c-G1_15_1	#185	24,95	0,06	23,71	0,00	21,48	0,12	16,28	0,06	0,00	0,06	0,11	0,05	-	-	11,52	-	-	98,40
			FO14c-G1_15_10	#194	25,16	0,08	23,78	0,00	21,34	0,05	16,94	0,14	0,04	0,03	0,05	0,07	-	-	11,64	-	-	99,30
			FO14c-G1_15_11	#195	24,88	0,00	23,98	0,05	21,48	0,02	16,61	0,06	0,02	0,06	0,17	0,00	-	-	11,58	-	-	98,93
			FO14c-G1_15_12	#196	25,06	0,12	24,05	0,00	21,31	0,07	16,48	0,12	0,00	0,06	0,30	0,00	-	-	11,62	-	-	99,19
			FO14c-G1_15_13	#197	25,09	0,05	23,83	0,00	21,24	0,08	16,62	0,10	0,00	0,04	0,03	0,13	-	-	11,59	-	-	98,79
			FO14c-G1_15_2	#186	24,73	0,09	23,64	0,03	21,85	0,15	16,49	0,05	0,00	0,01	0,03	0,18	-	-	11,53	-	-	98,78
			FO14c-G1_15_4	#188	24,03	0,18	23,28	0,00	21,96	0,00	15,77	0,14	0,00	0,00	0,29	0,11	-	-	11,29	-	-	97,06
			FO14c-G1_15_5	#189	25,44	0,00	24,23	0,04	21,36	0,11	16,61	0,13	0,00	0,04	0,09	0,06	-	-	11,72	-	-	99,82
			FO14c-G1_15_7	#191	24,93	0,08	23,94	0,00	20,69	0,08	16,38	0,18	0,00	0,04	0,31	0,00	-	-	11,52	-	-	98,14
			FO14c-G1_15_9	#193	24,91	0,09	23,69	0,00	21,35	0,03	16,44	0,07	0,00	0,05	0,00	0,02	-	-	11,51	-	-	98,16
			FO14c-G1_2_10	#25	25,88	0,11	24,38	0,00	20,07	0,01	15,85	0,17	0,00	0,41	0,14	0,08	-	-	11,65	-	-	98,75
			FO14c-G1_7_5	#85	25,75	0,12	25,32	0,00	20,06	0,01	15,21	0,26	0,00	0,33	0,00	0,16	-	-	11,70	-	-	98,93
			FO14c-T0-2	#2	25,63	0,00	24,56	-	20,69	0,00	17,46	0,18	0,00	0,05	-	-	-	-	11,84	-	-	100,42
			FO14c-T0-20	#20	26,67	0,13	24,99	-	19,31	0,08	15,47	0,25	0,00	0,67	-	-	-	-	11,79	-	-	99,36
			FO14c-T0-22	#22	25,42	0,03	23,39	-	20,30	0,12	17,04	0,16	0,00	0,07	-	-	-	-	11,56	-	-	98,08
			FO14c-T0-23	#23	25,18	0,01	24,42	-	20,91	0,05	17,18	0,08	0,00	0,04	-	-	-	-	11,72	-	-	99,59
			FO14c-T0-25	#25	25,03	0,03	23,53	-	20,42	0,03	16,98	0,16	0,00	0,05	-	-	-	-	11,51	-	-	97,73
			FO14c-T0-35	#35	25,39	0,07	23,89	-	21,54	0,05	17,19	0,13	0,00	0,05	-	-	-	-	11,73	-	-	100,05
			FO14c-T0-37	#37	25,09	0,01	24,08	-	21,41	0,07	16,81	0,09	0,00	0,10	-	-	-	-	11,65	-	-	99,30
			FO14c-T0-38	#38	25,60	0,03	23,93	-	20,73	0,07	16,93	0,14	0,00	0,02	-	-	-	-	11,68	-	-	99,12
			FO14c-T0-43	#43	27,06	0,04	24,75	-	19,12	0,04	15,67	0,17	0,00	0,59	-	-	-	-	11,81	-	-	99,25
			FO14c-T0-45	#45	25,01	0,05	24,05	-	20,67	0,05	17,10	0,20	0,00	0,05	-	-	-	-	11,62	-	-	98,80
			FO14c-T0-46	#46	25,55	0,04	23,41	-	20,83	0,02	16,79	0,43	0,00	0,04	-	-	-	-	11,61	-	-	98,72
			FO14c-T0-47	#47	24,98	0,00	23,52	-	20,97	0,03	16,93	0,23	0,00	0,02	-	-	-	-	11,53	-	-	98,20
			FO14c-T0-48	#48	25,36	0,00	23,92	-	21,16	0,11	17,21	0,23	0,00	0,03	-	-	-	-	11,71	-	-	99,74
			FO14c-T0-60	#60	25,65	0,04	24,04	-	20,53	0,00	17,05	0,31	0,00	0,01	-	-	-	-	11,72	-	-	99,34
			FO14c-T0-63	#63	25,39	0,04	23,58	-	20,20	0,11	16,75	0,16	0,00	0,11	-	-	-	-	11,54	-	-	97,88
			FO14c-T0-64	#64	25,09	0,00	23,43	-	20,71	0,01	16,79	0,12	0,00	0,13	-	-	-	-	11,49	-	-	97,78
			FO14c-T1-110	#200	25,14	0,05	23,67	-	20,14	0,06	17,33	0,50	0,00	0,03	-	-	-	-	11,61	-	-	98,53
			FO14c-T1-112	#202	25,67	0,06	23,53	-	20,02	0,09	16,99	0,47	0,00	0,19	-	-	-	-	11,63	-	-	98,65
			FO14c-T1-16	#106	25,09	0,00	24,06	-	20,33	0,02	16,54	0,46	0,00	0,05	-	-	-	-	11,56	-	-	98,10

T
O
I
TChlorites
des
calcschistes
(Dévonien)

FO14c

	Roche	Echantillon	Label	Point	Données brutes																	
					SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	ZnO	NiO	F	Cl	H2O	O=F	O=Cl	Sum Ox%
T O I T	Chlorites des calcschistes (Dévonien)	FO14c	FO14c-T1-17	#107	24,89	0,00	23,71	-	20,25	0,05	16,81	0,14	0,00	0,08	-	-	-	-	11,47	-	-	97,41
			FO14c-T1-18	#108	25,25	0,02	23,86	-	20,87	0,06	17,04	0,16	0,00	0,05	-	-	-	-	11,64	-	-	98,96
			FO14c-T1-36	#126	25,13	0,01	23,98	-	20,68	0,04	17,24	0,19	0,00	0,05	-	-	-	-	11,64	-	-	98,97
			FO14c-T1-37	#127	24,86	0,00	23,98	-	21,01	0,03	16,92	0,17	0,00	0,02	-	-	-	-	11,58	-	-	98,57
			FO14c-T1-38	#128	25,93	0,00	23,69	-	20,06	0,04	16,63	0,33	0,00	0,01	-	-	-	-	11,63	-	-	98,32
			FO14c-T1-40	#130	25,49	0,06	23,50	-	20,77	0,09	17,51	0,29	0,00	0,00	-	-	-	-	11,69	-	-	99,41
			FO14c-T1-42	#132	25,46	0,00	23,87	-	20,25	0,18	16,95	0,30	0,00	0,02	-	-	-	-	11,63	-	-	98,66
			FO14c-T1-50	#140	25,35	0,00	22,94	-	20,38	0,03	16,84	0,41	0,00	0,04	-	-	-	-	11,47	-	-	97,46
			FO14c-T1-51	#141	25,40	0,00	23,22	-	20,30	0,09	17,11	0,33	0,00	0,02	-	-	-	-	11,55	-	-	98,02
			FO14c-T1-52	#142	25,58	0,00	23,29	-	20,86	0,03	16,82	0,23	0,00	0,05	-	-	-	-	11,58	-	-	98,44
			FO14c-T1-57	#147	25,08	0,01	23,39	-	20,46	0,04	17,33	0,23	0,00	0,03	-	-	-	-	11,55	-	-	98,13
			FO14c-T1-80	#170	25,41	0,02	23,68	-	20,25	0,09	17,07	0,14	0,00	0,07	-	-	-	-	11,60	-	-	98,33
			FO14c-T2-2	#2	25,16	0,00	24,04	0,02	21,45	0,08	16,72	0,12	0,00	0,09	0,26	0,04	-	-	11,67	-	-	99,65
			Chlorites des marbres (Dévonien)	Ba06	BA06-C1-4	#1	27,79	0,09	24,12	0,00	13,91	0,10	23,21	0,16	0,00	0,01	0,21	0,01	0,00	0,00	12,42	0,00
BA06-C2-1	#11	27,20			0,03	24,07	0,06	12,21	0,08	23,90	0,13	0,00	0,00	0,13	0,09	0,36	0,00	12,10	0,15	0,00	100,20	
BA06-C5-5	#35	27,42			0,00	23,82	0,06	12,80	0,03	23,86	0,13	0,00	0,00	0,17	0,00	0,38	0,03	12,11	0,16	0,01	100,66	

b. Formules structurales et températures

Les températures sont calculées suivant les équations de Bourdelle et al. (2013). La température de la colonne “linear” correspond à la température calculée suivant l’équation linéaire de Bourdelle et al. (2013). La température de la colonne “quadratic” correspond à la température calculée suivant l’équation quadratique de Bourdelle et al. (2013). La température de la colonne “global” correspond à l’équation linéaire si celle-ci est inférieure à 350° C, ou à l’équation quadratique si l’équation linéaire correspondante est supérieure à 350° C.

	Roche	Echantillon	Label	Point	APFU															XMg	R ²⁺	T (°C) suivant Bourdelle & al., 2013			
					Si	Ti	Al		Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Zn	Ni	F	Cl			Linear	Quadratic	Global	
							IV	VI																	
MUR	Chlorites de micaschistes	P301	P301-C1-5	#2	2,659	0,004	1,337	1,481	0,000	2,267	0,027	2,125	0,025	0,000	0,003	0,002	0,000	-	-	0,484	4,420	346	312	346	
			P301-C1-8	#5	2,627	0,016	1,357	1,454	0,000	2,298	0,032	2,151	0,013	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	-	-	0,484	4,480	432	346	346
			P301-C2-3	#8	2,648	0,021	1,332	1,481	0,000	2,245	0,023	2,148	0,002	0,008	0,038	0,000	0,003	0,000	-	-	0,489	4,416	359	317	317
			P301-C2-5	#10	2,607	0,009	1,384	1,499	0,002	2,238	0,035	2,166	0,001	0,000	0,003	0,006	0,000	0,000	-	-	0,492	4,439	402	335	335
			P301-C2-6	#11	2,660	0,002	1,338	1,515	0,009	2,309	0,029	2,043	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	-	-	0,469	4,381	317	298	317
			P301-C3-8	#21	2,602	0,017	1,381	1,500	0,003	2,233	0,024	2,171	0,000	0,000	0,016	0,011	0,000	0,000	-	-	0,493	4,427	401	335	335
			P301-C3-9	#22	2,625	0,000	1,375	1,458	0,000	2,261	0,027	2,208	0,000	0,000	0,009	0,002	0,000	0,000	-	-	0,494	4,496	469	359	359
			P301-C4-2	#27	2,753	0,020	1,227	1,382	0,009	2,167	0,016	2,334	0,001	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	-	-	0,519	4,516	314	296	314
			P301-C5-1	#34	2,644	0,010	1,346	1,536	0,006	2,142	0,035	2,161	0,016	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	-	-	0,502	4,338	312	295	312
	P301-C5-4	#37	2,671	0,016	1,313	1,435	0,001	2,269	0,031	2,156	0,003	0,012	0,060	0,010	0,008	-	-	0,487	4,456	420	342	342			
	Chlorites de micaschistes altérés	T250BC	T250BC-C1-4	#6	2,792	0,011	1,198	1,358	0,000	0,266	0,002	4,292	0,000	0,000	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,942	4,560	297	287	297
			T250BC-C3-5	#14	2,860	0,006	1,134	1,377	0,001	0,262	0,000	4,202	0,003	0,000	0,066	0,007	0,000	0,098	0,000	0,941	4,464	245	256	245	
			T250BC-C4-3	#19	2,803	0,000	1,197	1,341	0,004	0,262	0,000	4,317	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,036	0,000	0,943	4,579	310	294	310	
			T250BC-C4-4	#20	2,866	0,004	1,130	1,311	0,001	0,280	0,006	4,296	0,008	0,000	0,008	0,007	0,005	0,000	0,003	0,939	4,581	269	271	269	
			T250BC-C4-6	#22	2,838	0,000	1,162	1,258	0,000	0,294	0,011	4,385	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,073	0,005	0,937	4,689	366	321	321	
			T250BC-C4-8	#24	2,858	0,004	1,137	1,311	0,000	0,279	0,000	4,320	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,002	0,939	4,599	275	275	275	
			T250BC-C5-4	#28	2,853	0,004	1,144	1,273	0,000	0,264	0,000	4,391	0,006	0,000	0,004	0,000	0,000	0,027	0,003	0,943	4,655	315	297	315	
T250BC-C5-5			#29	2,903	0,000	1,097	1,240	0,000	0,258	0,001	4,418	0,002	0,000	0,011	0,000	0,004	0,123	0,003	0,945	4,676	292	285	292		
T250BC-C6-10			#40	2,890	0,000	1,110	1,306	0,001	0,274	0,003	4,285	0,021	0,000	0,018	0,000	0,002	0,000	0,000	0,940	4,563	257	264	257		
T250BC-C8-2	#44	2,908	0,008	1,084	1,288	0,004	0,239	0,001	4,333	0,004	0,000	0,055	0,000	0,000	0,018	0,010	0,948	4,573	256	263	256				
T250BC-C8-5	#47	2,837	0,004	1,159	1,310	0,000	0,261	0,001	4,338	0,005	0,000	0,011	0,000	0,004	0,036	0,002	0,943	4,600	298	288	298				

	Roche	Echantillon	Label	Point	APFU															XMg	R ²⁺	T (°C) suivant Bourdelle & al., 2013			
					Si	Ti	Al		Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Zn	Ni	F	Cl			Linear	Quadratic	Global	
							IV	VI																	
TOIT	Chlorites des marbres sombres (Silurien)	Toi9	TOI9b-C1-2	#52	2,711	0,017	1,271	1,494	0,001	1,692	0,014	2,660	0,013	0,000	0,001	0,020	0,015	0,000	0,003	0,611	4,365	272	273	272	
			TOI9b-C1-3	#53	2,706	0,002	1,292	1,452	0,005	1,683	0,011	2,758	0,006	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,621	4,452	318	298	318
			TOI9b-C1-4	#54	2,674	0,000	1,326	1,400	0,001	1,768	0,007	2,767	0,011	0,000	0,000	0,019	0,009	0,000	0,009	0,610	4,542	465	357	357	
			TOI9b-C1-5	#55	2,745	0,023	1,233	1,460	0,004	1,736	0,014	2,630	0,033	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,007	0,602	4,380	262	267	262	
			TOI9b-C2-10	#70	2,709	0,007	1,285	1,468	0,008	1,648	0,005	2,760	0,013	0,000	0,005	0,022	0,000	0,000	0,000	0,626	4,414	299	288	299	
			TOI9b-C2-11	#71	2,717	0,000	1,283	1,461	0,002	1,720	0,000	2,711	0,007	0,000	0,000	0,017	0,011	0,000	0,000	0,612	4,431	300	289	300	
			TOI9b-C2-13	#73	2,659	0,002	1,339	1,493	0,000	1,764	0,010	2,648	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,042	0,003	0,600	4,422	335	306	335	
			TOI9b-C2-2	#62	2,719	0,000	1,281	1,463	0,006	1,729	0,011	2,696	0,000	0,000	0,001	0,018	0,000	0,084	0,000	0,609	4,436	298	288	298	
			TOI9b-C2-3	#63	2,682	0,002	1,316	1,459	0,000	1,704	0,011	2,749	0,003	0,000	0,000	0,005	0,002	0,109	0,002	0,617	4,464	339	309	339	
			TOI9b-C2-4	#64	2,712	0,011	1,277	1,443	0,004	1,685	0,016	2,760	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,042	0,000	0,621	4,462	310	294	310	
			TOI9b-C2-5	#65	2,707	0,004	1,289	1,453	0,004	1,679	0,009	2,769	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,159	0,005	0,622	4,457	313	296	313	
			TOI9b-C2-6	#66	2,691	0,002	1,306	1,484	0,001	1,626	0,016	2,766	0,012	0,000	0,000	0,021	0,006	0,068	0,003	0,630	4,408	306	292	306	
			TOI9b-C2-7	#67	2,690	0,011	1,299	1,480	0,002	1,703	0,015	2,702	0,001	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000	0,003	0,613	4,420	303	290	303	
			TOI9b-C2-8	#68	2,709	0,000	1,291	1,447	0,006	1,697	0,016	2,732	0,008	0,000	0,000	0,000	0,014	0,127	0,007	0,617	4,445	321	300	321	
	TOI9b-C2-9	#69	2,696	0,014	1,291	1,434	0,001	1,683	0,000	2,804	0,007	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,625	4,486	333	306	333			
	TOI9b-C3-4	#76	2,713	0,013	1,274	1,485	0,004	1,657	0,017	2,729	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,622	4,403	279	277	279			
	Chlorites des schistes alumineux (Silurien)	Ba04	BA04-C1-1	#39	2,636	0,010	1,354	1,723	0,003	2,706	0,021	1,350	0,008	0,000	0,004	0,006	0,002	0,057	0,009	0,333	4,076	233	247	233	
			BA04-C1-2	#40	2,522	0,010	1,469	1,587	0,008	2,851	0,027	1,446	0,018	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,004	0,336	4,325	426	344	344	
			BA04-C1-6	#44	2,563	0,010	1,426	1,627	0,007	2,777	0,024	1,450	0,005	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,005	0,343	4,250	324	301	324	
BA04-C2-5			#50	2,558	0,001	1,441	1,611	0,000	2,855	0,027	1,419	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,123	0,007	0,332	4,301	351	314	314		
BA04-C2-6			#51	2,567	0,000	1,433	1,659	0,007	2,809	0,038	1,367	0,003	0,000	0,000	0,008	0,001	0,227	0,007	0,327	4,214	308	293	308		
BA04-C4-1			#66	2,535	0,012	1,452	1,599	0,000	2,856	0,017	1,420	0,017	0,002	0,004	0,000	0,013	0,000	0,018	0,332	4,293	381	327	327		
BA04-C4-3			#68	2,525	0,001	1,475	1,573	0,000	2,890	0,027	1,444	0,010	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000	0,011	0,333	4,361	464	357	357		
BA04-C4-4			#69	2,545	0,010	1,445	1,552	0,001	2,903	0,026	1,460	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,335	4,389	436	348	348		
BA04-C4-G1_12_7	#231	2,590	0,002	1,407	1,553	0,000	2,813	0,029	1,507	0,010	0,004	0,001	0,000	0,013	0,075	0,002	0,349	4,349	368	321	321				
BA04-C4-G1_9_3	#185	2,703	0,000	1,297	1,665	0,010	2,810	0,016	1,286	0,020	0,000	0,010	0,009	0,000	0,076	0,007	0,314	4,112	222	239	222				

	Roche	Echantillon	Label	Point	APFU																XMg	R ²⁺	T (°C) suivant Bourdelle & al., 2013		
					Si	Ti	Al		Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Zn	Ni	F	Cl	Linear			Quadratic	Global	
							IV	VI																	
T O I T	Chlorites des calcschistes (Dévonien)	FO14c	FO14c-T1-17	#107	2,602	0,000	1,398	1,523	0,000	1,770	0,004	2,620	0,016	0,000	0,011	-	0,000	0,000	0,000	0,597	4,394	391	331	331	
			FO14c-T1-18	#108	2,603	0,002	1,396	1,503	0,000	1,799	0,005	2,619	0,018	0,000	0,007	-	0,000	0,000	0,000	0,593	4,423	417	341	341	
			FO14c-T1-36	#126	2,588	0,001	1,411	1,500	0,000	1,781	0,003	2,647	0,021	0,000	0,007	-	0,000	0,000	0,000	0,598	4,432	462	357	357	
			FO14c-T1-37	#127	2,576	0,000	1,424	1,504	0,000	1,820	0,003	2,613	0,019	0,000	0,003	-	0,000	0,000	0,000	0,589	4,436	490	365	365	
			FO14c-T1-38	#128	2,675	0,000	1,325	1,556	0,000	1,731	0,003	2,558	0,036	0,000	0,001	-	0,000	0,000	0,000	0,596	4,292	276	275	276	
			FO14c-T1-40	#130	2,615	0,005	1,380	1,461	0,000	1,782	0,008	2,678	0,032	0,000	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,600	4,467	468	359	359	
			FO14c-T1-42	#132	2,625	0,000	1,375	1,525	0,000	1,746	0,016	2,605	0,033	0,000	0,003	-	0,000	0,000	0,000	0,599	4,366	350	313	350	
			FO14c-T1-50	#140	2,651	0,000	1,349	1,478	0,000	1,782	0,003	2,625	0,046	0,000	0,005	-	0,000	0,000	0,000	0,596	4,410	367	321	321	
			FO14c-T1-51	#141	2,639	0,000	1,361	1,481	0,000	1,763	0,008	2,650	0,037	0,000	0,003	-	0,000	0,000	0,000	0,600	4,421	382	327	327	
			FO14c-T1-52	#142	2,650	0,000	1,350	1,493	0,000	1,807	0,003	2,597	0,026	0,000	0,007	-	0,000	0,000	0,000	0,590	4,407	350	314	314	
			FO14c-T1-57	#147	2,605	0,001	1,394	1,470	0,000	1,777	0,004	2,684	0,026	0,000	0,004	-	0,000	0,000	0,000	0,602	4,465	489	365	365	
			FO14c-T1-80	#170	2,628	0,002	1,370	1,516	0,000	1,751	0,008	2,632	0,016	0,000	0,009	-	0,000	0,000	0,000	0,600	4,391	355	316	316	
			FO14c-T2-2	#2	2,590	0,000	1,410	1,507	0,002	1,847	0,007	2,566	0,013	0,000	0,012	0,020	0,003	0,000	0,000	0,582	4,420	447	351	351	
			Chlorites des marbres (Dévonien)	Ba06	BA06-C1-4	#1	2,686	0,007	1,308	1,440	0,000	1,124	0,008	3,344	0,017	0,000	0,001	0,016	0,001	0,000	0,748	4,476	351	314	314
BA06-C2-1	#11	2,659			0,002	1,338	1,435	0,005	0,998	0,007	3,484	0,014	0,000	0,000	0,009	0,007	0,111	0,000	0,777	4,489	414	340	340		
BA06-C5-5	#35	2,676			0,000	1,324	1,415	0,005	1,045	0,002	3,471	0,014	0,000	0,000	0,012	0,000	0,117	0,005	0,769	4,518	419	342	342		

(4) Données Raman

Coupe	Unité	Echantillon	Nombre de points d'analyse	Température (°C)	Erreur absolue	Erreur relative
Pradas - Caudeval	Mésozoïque	Ca01	21	456,9	50	14,75
	Dévonien supérieur	Ca09	3	341,8		Trop peu de points
	Dévonien inférieur - moyen	Ca11b	16	409,7		16,69
		Ca13	18	488,1		11,77
		Ca15a	16	398,9		14,89
		Ca16	7	508,6		18,86
		Ca17	9	500,5		15,79
	Silurien	Pr01	19	549,2		13,54
		Pr02b	16	523,2		13,98
		Pr03	18	524,9		16,21
		Pr05	16	535,1		13,42
		Pr06	18	562,7		13,41
Précambrien	Pr07a	5	532,8	Trop peu de points		
Trimouns - Fourcat	Carbonifère	13MSB355B	18	491,2	50	12,14
		Fo04	19	499,0		12,72
	Dévonien supérieur	Fo06	10	471,2		22,74
		Fo08	20	488,8		12,42
		Fo09	21	546,3		13,87
		Fo13	3	450,0		Trop peu de points
		Fo02	19	478,5		13,57
		Fo03a	20	515,7		12,63
	Silurien	D41	2	470,0		Trop peu de points
Trimouns - Basqui	Mésozoïque	14BAS1	3	440,0	50	Trop peu de points
	Dévonien supérieur	14BAS4A	3	515,0		Trop peu de points
		14BAS4B	3	390,0		Trop peu de points
		14BAS5	3	500,0		Trop peu de points
		14BAS10	3	415,0		Trop peu de points
		14BAS7	3	460,0		Trop peu de points
		14BAS8	3	440,0		Trop peu de points
	Dévonien inférieur - moyen	14BAS9B	3	420,0		Trop peu de points
		Fo14a	12	506,2		20,34
		Fo15a	7	465,8		30,54
Fo15b		18	499,0	14,11		

Les positions des échantillons utilisés pour la méthode *RSCM* sont précisées en **annexe 6**.

(5) Boutin & al, 2016 supplementary material

Les données brutes de l'article de Boutin & al. (2016) comportent :

- les données uranium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons de Trimouns avec des titanites (**Supplementary Table 1**) ;
- les données uranium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons de Trimouns avec des titanites (**Supplementary Table 2**) ;
- les données uranium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons de Trimouns avec des rutilés et des allanites (**Supplementary Table 3**) ;
- les données uranium-thorium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons de Trimouns avec des xénotimes (**Supplementary Table 4**) ;
- les données uranium-thorium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons de Trimouns avec des monazites (**Supplementary Table 5**) ;
- les données uranium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons du col de Jau et des Las Embollas avec des titanites (**Supplementary Table 6**) ;
- les données des pourcentages poids oxydes des chlorites réalisées à la microsonde électronique (basé sur 28 atomes d'oxygène) (**Supplementary Table 7**) ;
- les données uranium-plomb obtenues à l'ICP-MS à ablation laser des échantillons de Trimouns avec des titanites (**Supplementary Table 8**).

Les positions des échantillons utilisés pour les datations sont précisées en **annexe 6**.

• *Supplementary Table 1* : LA-ICP-MS U-Pb data from Trimouns samples with titanite.

Sample, Grain.spot	Radiogenic ratios					
	207Pb/ ²³⁵ U	Err	206Pb/ ²³⁸ U	Err	207Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err
Gis10-titanite						
1.1	0.4086	0.0067	0.0179	0.0003	0.1658	0.0027
1.2	0.2985	0.0054	0.0173	0.0003	0.125	0.0023
1.3	0.4352	0.0073	0.0184	0.0003	0.1719	0.0029
1.4	0.8271	0.0131	0.0221	0.0003	0.2716	0.0045
1.5	0.3657	0.006	0.0179	0.0003	0.1485	0.0024
1.6	1.1236	0.0197	0.0249	0.0004	0.328	0.0064
1.7	0.6988	0.0127	0.0214	0.0004	0.237	0.0046
1.8	1.611	0.0333	0.0297	0.0006	0.3929	0.0101
1.9	1.7081	0.0325	0.0313	0.0006	0.3958	0.0091
1.1	2.3922	0.0426	0.037	0.0007	0.4694	0.0102
1.11	1.1519	0.0217	0.0242	0.0005	0.3457	0.0077
1.12	0.5637	0.0083	0.0198	0.0003	0.2068	0.003
1.13	0.6177	0.0112	0.0197	0.0003	0.2279	0.0045
1.14	0.2775	0.0047	0.0168	0.0002	0.1202	0.002
1.15	0.22	0.0034	0.0165	0.0002	0.097	0.0014
1.16	1.7242	0.0273	0.0294	0.0005	0.4254	0.0076
1.17	1.3296	0.0203	0.0268	0.0004	0.3605	0.0059
2.1	0.4777	0.0073	0.0189	0.0003	0.1838	0.0027
2.2	0.2593	0.0044	0.0167	0.0002	0.1124	0.0019
2.3	0.3749	0.006	0.0181	0.0003	0.1504	0.0024
2.4	2.4365	0.0378	0.0354	0.0006	0.4987	0.0088
2.5	2.9953	0.0473	0.041	0.0007	0.53	0.0098
2.6	1.9495	0.0644	0.0322	0.0012	0.4391	0.0208
P101-titanite						
1.1	1.8025	0.0536	0.038	0.0011	0.3445	0.0135
2.1	8.0576	0.1656	0.0935	0.0024	0.6249	0.0184
3.1	2.2312	0.0684	0.0457	0.0014	0.3538	0.0146
4.1	2.6451	0.1072	0.0498	0.002	0.3855	0.0211
5.1	2.0485	0.0865	0.0426	0.0018	0.3492	0.0205
6.1	2.7031	0.0735	0.0497	0.0014	0.3947	0.0145
7.1	2.3482	0.1159	0.0444	0.0023	0.3838	0.027
8.1	1.3417	0.0529	0.0379	0.0013	0.2568	0.013
9.1	2.3381	0.06	0.0455	0.0012	0.3729	0.0128
9.2	5.7324	0.1858	0.0806	0.0032	0.5158	0.025
9.3	4.355	0.1	0.0648	0.0017	0.4877	0.0157
10.1	0.3714	0.0114	0.0289	0.0006	0.0932	0.0031
11.1	4.0759	0.0817	0.0637	0.0014	0.4641	0.0124
11.2	3.7468	0.0768	0.0588	0.0013	0.4625	0.0127
11.3	4.8813	0.0844	0.0734	0.0014	0.4822	0.0106
12.1	2.2173	0.081	0.046	0.0017	0.35	0.0175
12.2	4.6804	0.0924	0.0695	0.0015	0.4882	0.0129
12.3	2.2725	0.0752	0.0461	0.0016	0.3578	0.0163
12.4	8.7172	0.1322	0.109	0.0018	0.5804	0.0107
13.1	4.5692	0.1369	0.0663	0.0024	0.4998	0.0222
14.1	6.4303	0.1806	0.0854	0.0029	0.5462	0.0229
P248-titanite						
1.1	1.5726	0.0383	0.0452	0.001	0.2523	0.0074
2.1	2.137	0.0545	0.0569	0.0013	0.2723	0.0086
3.1	3.4093	0.1069	0.0721	0.0022	0.3431	0.0142
4.1	1.7511	0.0534	0.0469	0.0013	0.2706	0.0105
4.2	1.1479	0.0284	0.0413	0.0009	0.2018	0.0058
4.3	1.8557	0.0548	0.0534	0.0014	0.2523	0.0092
5.1	2.514	0.0538	0.0563	0.0012	0.3241	0.0085
5.2	2.7538	0.0581	0.0638	0.0013	0.3132	0.008
5.3	3.9964	0.0764	0.0865	0.0016	0.3353	0.0076
Z103E-titanite						
1.1	178.658	2.4381	1.5191	0.0218	0.8531	0.0099
1.2	125.933	1.7545	1.0815	0.0162	0.8446	0.0106
1.3	221.243	3.0771	1.8818	0.0277	0.8528	0.0102
2.1	32.6565	0.4444	0.2997	0.0044	0.7904	0.0098
3.1	35.844	0.4783	0.3263	0.0046	0.7967	0.0091
4.1	152.486	2.1279	1.3172	0.0196	0.8397	0.0104
5.1	98.1824	1.4891	0.8445	0.0146	0.8433	0.0132
6.1	2.7436	0.038	0.0479	0.0007	0.4159	0.0052
6.2	53.2589	0.743	0.4751	0.0071	0.8131	0.0107
7.1	50.0708	0.6708	0.4539	0.0064	0.8002	0.0093
8.1	10.9808	0.1474	0.1161	0.0016	0.6861	0.0081
8.2	0.6529	0.014	0.0302	0.0005	0.1567	0.0036
8.3	21.2965	0.3951	0.1953	0.0046	0.791	0.0199
8.4	10.3079	0.1571	0.1097	0.0019	0.6818	0.0116
9.1	13.9873	0.1941	0.1463	0.0022	0.6935	0.0091
10.1	57.8931	0.786	0.5216	0.0074	0.805	0.0096

- **Supplementary Table 2** : LA-ICP-MS U-Pb data from Trimouns samples with titanite.

Sample, Grain.spot	Radiogenic ratios		Radiogenic ratios		Radiogenic ratios	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err
Toi9a-titanite						
1.1	0.709	0.0157	0.02	0.0004	0.2569	0.0068
1.2	0.7195	0.0132	0.0206	0.0003	0.2537	0.0051
1.3	0.8498	0.0216	0.0204	0.0005	0.3018	0.0096
1.5	1.7662	0.0506	0.0286	0.0009	0.4475	0.0181
1.7	27.9884	0.5017	0.2498	0.0056	0.8127	0.0194
1.8	20.6874	0.4544	0.1878	0.0055	0.7993	0.0261
1.9	1.4582	0.0311	0.0263	0.0006	0.4017	0.0106
1.1	0.5724	0.0107	0.0188	0.0003	0.2211	0.0044
1.11	129.889	2.1552	1.1717	0.0228	0.8041	0.0144
1.12	0.7039	0.0102	0.021	0.0003	0.2428	0.0032
1.13	1.591	0.0241	0.0278	0.0004	0.4156	0.0065
1.14	0.9501	0.0136	0.0231	0.0003	0.2978	0.0039
1.15	1.1637	0.0172	0.0252	0.0004	0.3357	0.0048
1.16	68.0514	0.9019	0.5942	0.0082	0.8308	0.0091
1.17	19.7273	0.2729	0.1856	0.0028	0.7711	0.01
1.18	9.0411	0.1264	0.0893	0.0014	0.7342	0.0099
1.19	0.9468	0.015	0.0229	0.0004	0.3003	0.0048
1.2	2.2537	0.0311	0.0346	0.0005	0.4722	0.0057
Toi9b-titanite						
1.1	10.9227	0.2104	0.109	0.0027	0.7272	0.0192
1.2	12.083	0.1953	0.1179	0.0023	0.7437	0.0145
1.3	426.348	5.7594	3.6743	0.0512	0.8417	0.0089
1.4	240.707	3.3639	2.0835	0.0308	0.838	0.0098
1.5	1.6368	0.0251	0.0285	0.0005	0.416	0.0065
1.6	1.9129	0.029	0.0312	0.0005	0.4454	0.0069
1.7	24.9635	0.3321	0.2278	0.0031	0.795	0.0086
1.8	1.7823	0.029	0.0291	0.0005	0.4447	0.0079
1.9	2.0211	0.0302	0.0312	0.0005	0.4698	0.007
1.1	15.3814	0.2127	0.1449	0.0022	0.77	0.0097
1.11	0.6273	0.0092	0.0205	0.0003	0.222	0.0029
1.12	3.1541	0.043	0.0418	0.0006	0.5468	0.0063
1.13	16.2769	0.227	0.1569	0.0024	0.7526	0.0095
1.14	4.7304	0.0679	0.0547	0.0009	0.6268	0.0086
1.15	77.331	1.0417	0.6812	0.0095	0.8234	0.0088
1.16	4.0989	0.0574	0.0496	0.0007	0.599	0.0075
1.17	5.9683	0.0804	0.0663	0.0009	0.6528	0.007
1.18	0.7661	0.0121	0.0215	0.0003	0.2583	0.0039
1.19	17.364	0.2794	0.162	0.0031	0.7773	0.0146
1.2	21.1752	0.3335	0.1978	0.0037	0.7765	0.0138

- **Supplementary Table 3** : LA-ICP-MS U-Pb data from Trimouns samples with rutile and allanite.

Sample, Grain.spot	Radiogenic ratios					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err
Toi10.4-rutile						
1.1	0.9754	0.02	0.0238	0.0005	0.2968	0.007
1.2	1.4033	0.0246	0.0274	0.0005	0.3715	0.0073
1.3	2.2897	0.0348	0.0357	0.0006	0.4656	0.0074
1.4	4.0896	0.06	0.0541	0.0009	0.5485	0.0083
1.5	5.5482	0.0773	0.0671	0.001	0.5995	0.008
Gis10-rutile						
1.1	1.177	0.024	0.0263	0.0005	0.3244	0.0077
1.2	0.7769	0.0193	0.0231	0.0005	0.2445	0.0068
1.3	1.0819	0.0225	0.0239	0.0005	0.3278	0.008
1.4	0.622	0.0172	0.021	0.0004	0.2146	0.0066
1.5	0.5452	0.0153	0.0194	0.0004	0.2041	0.0064
1.6	0.6994	0.0165	0.0226	0.0004	0.2241	0.006
1.7	0.9516	0.0213	0.0233	0.0005	0.2961	0.0078
1.8	0.6435	0.0171	0.0221	0.0004	0.2117	0.0063
1.9	0.4687	0.0143	0.0193	0.0004	0.1758	0.0059
2.1	0.2153	0.0132	0.0175	0.0004	0.0891	0.0057
2.2	0.4044	0.0138	0.0186	0.0004	0.1578	0.0059
2.3	0.3343	0.0138	0.0181	0.0004	0.1337	0.0059
2.4	0.2437	0.0122	0.0172	0.0004	0.1028	0.0054
3.1	0.2866	0.012	0.0184	0.0004	0.113	0.005
3.2	6.1343	0.0927	0.0724	0.0012	0.6141	0.0104
3.3	0.585	0.0162	0.0208	0.0004	0.2036	0.0064
3.4	1.7717	0.033	0.0326	0.0006	0.3945	0.0085
Toi10.0-allanite						
1.1	2.1903	0.0612	0.0383	0.001	0.4145	0.0147
1.2	1.8376	0.059	0.0337	0.001	0.3954	0.016
2.1	86.8026	3.6464	0.768	0.0408	0.8199	0.0456
2.2	2.185	0.0732	0.0384	0.0012	0.4131	0.0175
2.3	3.2125	0.0661	0.0465	0.001	0.5015	0.0129
2.4	14.8989	0.2457	0.1527	0.0029	0.7079	0.0134
2.5	9.6769	0.1533	0.1043	0.0019	0.6728	0.0119
2.6	11.242	0.1754	0.1133	0.002	0.7195	0.0125
2.7	10.5497	0.1659	0.1116	0.002	0.6854	0.012
2.8	11.6548	0.1868	0.1208	0.0022	0.6998	0.0127
2.9	9.5897	0.1461	0.0999	0.0017	0.6966	0.0114
3.1	0.8031	0.0222	0.0243	0.0005	0.2402	0.0076
3.2	1.0645	0.0255	0.0274	0.0006	0.2815	0.0077
4.1	0.8276	0.0257	0.0236	0.0006	0.2539	0.0094
5.1	10.174	0.1586	0.1074	0.0019	0.6869	0.0117
5.2	10.8473	0.164	0.1103	0.0019	0.7133	0.0114
5.3	11.6046	0.1725	0.1177	0.0019	0.7153	0.0109
5.4	9.7063	0.1441	0.0981	0.0016	0.7176	0.0111
5.5	10.1571	0.151	0.1092	0.0018	0.6748	0.0103
5.6	2.3971	0.0534	0.0383	0.0009	0.4545	0.0125
5.7	3.7725	0.0647	0.0515	0.001	0.5318	0.0105

• **Supplementary Table 4** : LA-ICP-MS U-Th-Pb data from Trimouns samples with xenotime.

Sample, Grain.spot	Radiogenic ratios						Ages (Ma)					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Err	$^{206}\text{Pb}/^{338}\text{U}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err	$^{206}\text{Pb}/^{338}\text{U}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err
Toi10-xenotime												
1.1	0.1156	0.0026	0.019	0.0003	0.0441	0.0009	121.6	1.8	111.1	2.36	0.1	0
1.2	0.1395	0.0028	0.019	0.0003	0.0533	0.001	121.3	1.81	132.6	2.5	340.4	42.14
1.3	0.1278	0.0027	0.0188	0.0003	0.0492	0.001	120.3	1.8	122.1	2.41	156.1	45.66
1.4	0.1298	0.0023	0.0189	0.0003	0.0497	0.0008	120.9	1.74	123.9	2.07	181.4	36.45
1.5	0.1395	0.0025	0.0189	0.0003	0.0536	0.0009	120.5	1.75	132.6	2.21	355.2	35.62
1.6	0.1281	0.0023	0.0192	0.0003	0.0483	0.0008	122.9	1.77	122.4	2.06	113.6	37.29
1.7	0.1327	0.0025	0.0192	0.0003	0.0502	0.0009	122.4	1.78	126.6	2.22	205.8	38.87
1.8	0.1275	0.0023	0.0191	0.0003	0.0483	0.0008	122.2	1.77	121.8	2.1	113.8	38.44
1.9	0.1284	0.0026	0.0192	0.0003	0.0485	0.0009	122.6	1.81	122.6	2.3	122.9	42.89
1.1	0.1352	0.0028	0.0192	0.0003	0.0511	0.001	122.4	1.85	128.7	2.52	247.2	44.75
GB3-xenotime												
1.1	0.1133	0.0021	0.0174	0.0002	0.0473	0.0009	111.1	1.46	109	1.94	63.3	43.75
1.2	0.1124	0.002	0.0174	0.0002	0.047	0.0008	110.9	1.45	108.2	1.86	48.3	40.91
1.3	0.1147	0.0021	0.0173	0.0002	0.0482	0.0008	110.5	1.44	110.3	1.88	106.4	40.7
1.4	0.1121	0.0019	0.0174	0.0002	0.0468	0.0008	111.1	1.43	107.9	1.77	36.9	38.86
1.5	0.1157	0.0028	0.0174	0.0003	0.0482	0.0012	111.2	1.58	111.2	2.55	110.2	56.76
1.6	0.1118	0.0027	0.0175	0.0003	0.0463	0.0011	112	1.58	107.6	2.46	11.2	56.86
1.7	0.1338	0.0021	0.0174	0.0002	0.0558	0.0008	111.2	1.41	127.5	1.86	443.3	31.6
2.1	0.116	0.002	0.0176	0.0002	0.0478	0.0008	112.6	1.46	111.4	1.85	86	40.5
2.2	0.1158	0.0019	0.0174	0.0002	0.0482	0.0008	111.3	1.43	111.3	1.75	110.1	36.88
2.3	0.1346	0.0028	0.0174	0.0002	0.056	0.0012	111.4	1.55	128.2	2.52	452.2	45.72
2.4	0.142	0.0036	0.0174	0.0003	0.0591	0.0015	111.4	1.66	134.9	3.22	571.4	55.76
2.5	0.1183	0.003	0.0172	0.0003	0.0499	0.0013	109.9	1.58	113.5	2.69	189.3	57.84
2.6	0.1271	0.002	0.0175	0.0002	0.0527	0.0008	111.9	1.42	121.5	1.76	314	32.22
2.7	0.1169	0.0028	0.0173	0.0003	0.0491	0.0012	110.4	1.58	112.3	2.56	151.7	56.03
Toi10.2-xenotime												
1.1	0.1128	0.0018	0.0171	0.0002	0.0478	0.0006	109.4	1.54	108.6	1.62	88.2	31.42
1.2	0.1124	0.0018	0.0173	0.0003	0.0471	0.0006	110.7	1.56	108.2	1.62	51.9	30.41
1.3	0.1137	0.0018	0.0174	0.0003	0.0475	0.0006	110.9	1.55	109.3	1.6	75	30.43
1.4	0.1138	0.0018	0.0175	0.0003	0.0472	0.0006	111.8	1.57	109.5	1.61	58.7	29.61
1.5	0.1158	0.0018	0.0174	0.0003	0.0483	0.0006	111.2	1.56	111.3	1.64	113.2	29.84
1.6	0.1163	0.0018	0.0175	0.0003	0.0481	0.0006	112	1.57	111.7	1.65	106	29.94
1.7	0.1148	0.0018	0.0175	0.0003	0.0476	0.0006	111.8	1.57	110.4	1.64	79.7	31.26
1.8	0.1156	0.0019	0.0171	0.0002	0.0492	0.0007	109	1.54	111.1	1.71	156.7	31.89
1.9	0.1165	0.0018	0.0176	0.0003	0.048	0.0006	112.4	1.58	111.9	1.66	99	31.45
1.1	0.1175	0.0019	0.0175	0.0003	0.0486	0.0006	112.1	1.58	112.8	1.68	126.9	30.32
1.11	0.1158	0.0018	0.0177	0.0003	0.0476	0.0006	112.8	1.58	111.2	1.64	77.1	30.69
1.12	0.1167	0.0019	0.0177	0.0003	0.0478	0.0006	113	1.59	112	1.68	90.4	31.83
1.13	0.1147	0.0018	0.0176	0.0003	0.0473	0.0006	112.5	1.59	110.2	1.67	61.7	30.79
1.14	0.1168	0.0019	0.0175	0.0003	0.0483	0.0006	112	1.58	112.2	1.68	115	30.56
1.15	0.1174	0.0018	0.0174	0.0003	0.0489	0.0006	111.3	1.57	112.7	1.68	141.7	30.04
2.1	0.114	0.0017	0.0171	0.0002	0.0484	0.0006	109.3	1.53	109.6	1.56	116.4	27.98
2.2	0.1151	0.0017	0.0175	0.0003	0.0476	0.0005	112	1.55	110.6	1.51	80.3	26.81
2.3	0.1124	0.0016	0.0172	0.0002	0.0473	0.0005	110.2	1.53	108.1	1.5	63	26.43
2.4	0.1167	0.0017	0.0174	0.0002	0.0486	0.0006	111.3	1.55	112.1	1.56	129.6	26.89
2.5	0.117	0.0018	0.0175	0.0003	0.0486	0.0006	111.6	1.57	112.3	1.63	127.8	29.09
2.6	0.1169	0.0017	0.0173	0.0002	0.049	0.0006	110.7	1.55	112.3	1.58	145.4	27.46
2.7	0.1147	0.0018	0.0174	0.0003	0.0479	0.0006	110.9	1.56	110.3	1.64	95.3	31.3
2.8	0.1148	0.0018	0.0172	0.0002	0.0485	0.0006	109.8	1.54	110.4	1.59	123	28.58
2.9	0.1159	0.0018	0.0174	0.0003	0.0483	0.0006	111.1	1.56	111.3	1.63	115	29.34
2.1	0.1172	0.0018	0.0177	0.0003	0.0479	0.0006	113.3	1.59	112.5	1.65	94.3	30.83
2.11	0.1151	0.0017	0.017	0.0002	0.0491	0.0006	108.6	1.52	110.6	1.54	154.4	26.75
2.12	0.1158	0.0018	0.0172	0.0002	0.0488	0.0006	110.1	1.54	111.3	1.6	137.7	28.3
2.13	0.1141	0.0018	0.0174	0.0003	0.0477	0.0006	110.9	1.56	109.7	1.6	82.5	30.09

- **Supplementary Table 5** : LA-ICP-MS U-Th-Pb data from Trimouns samples with monazite.

Sample, Grain.spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Radiogenic ratios				Ages (Ma)			
		Err		Err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Err	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Err
GB2-monazite												
1.1	0.1116	0.0131	0.0161	0.0005	0.0504	0.0061	0.0051	0.0001	102.7	3.08	103.6	1.58
1.2	0.0856	0.0162	0.0161	0.0005	0.0386	0.0074	0.0051	0.0001	102.8	3.15	102.8	1.54
1.3	0.0964	0.0038	0.0152	0.0003	0.046	0.0019	0.0051	0.0001	97.3	1.73	103	1.39
1.4	0.104	0.0035	0.0158	0.0003	0.0478	0.0016	0.0051	0.0001	100.9	1.73	103.6	2.35
1.5	0.1103	0.003	0.0163	0.0003	0.0492	0.0013	0.0052	0.0001	104.1	1.68	103.8	2.09
1.6	0.1024	0.0028	0.0162	0.0003	0.0459	0.0013	0.0052	0.0001	103.5	1.66	104	2.08
1.7	0.0996	0.0029	0.0159	0.0003	0.0456	0.0013	0.0054	0.0001	101.3	1.65	107.8	2.09
1.8	0.1082	0.0038	0.016	0.0003	0.0491	0.0017	0.0053	0.0001	102.2	1.8	106.4	1.61
1.9	0.107	0.0041	0.0155	0.0003	0.0501	0.002	0.005	0.0001	99.2	1.89	100.6	2.74
1.1	0.1074	0.0028	0.016	0.0003	0.0486	0.0013	0.005	0.0001	102.6	1.64	100.1	1.9
1.11	0.1031	0.0035	0.0157	0.0003	0.0476	0.0016	0.0052	0.0001	100.5	1.73	104.3	1.52
1.12	0.1012	0.0038	0.0161	0.0003	0.0457	0.0018	0.0052	0.0001	102.8	1.82	103.8	1.56
1.13	0.0939	0.0123	0.0162	0.0005	0.0421	0.0056	0.0051	0.0001	103.4	2.89	103.5	1.58
1.14	0.1313	0.0144	0.0161	0.0005	0.0593	0.0067	0.0051	0.0001	102.7	2.96	103.2	1.6
1.15	0.0896	0.0138	0.0156	0.0005	0.0415	0.0065	0.0052	0.0001	100	2.95	103.7	1.62
1.16	0.1126	0.0129	0.0152	0.0005	0.0538	0.0063	0.005	0.0001	97	3.01	101.2	1.59
1.17	0.1307	0.0195	0.0158	0.0006	0.0599	0.0092	0.005	0.0001	101.3	3.84	101.1	1.71
1.18	0.1072	0.0081	0.0163	0.0004	0.0477	0.0037	0.0051	0.0001	104.2	2.4	103.1	1.39
Toi27-monazite												
1.1	0.0904	0.0019	0.0161	0.0003	0.0407	0.0008	0.0052	0.0001	103.2	1.59	104.5	1.75
1.2	0.1114	0.0023	0.0167	0.0003	0.0485	0.001	0.0052	0.0001	106.6	1.67	104.8	1.66
2.1	0.11	0.0037	0.0164	0.0003	0.0487	0.0017	0.0052	0.0001	104.8	1.81	104.5	1.4
2.2	0.1126	0.0039	0.0161	0.0003	0.0506	0.0018	0.0051	0.0001	103.2	1.82	102.4	1.38
2.3	0.0951	0.0024	0.0162	0.0003	0.0425	0.0011	0.0052	0.0001	103.7	1.66	104.3	1.61
2.4	0.0865	0.0025	0.016	0.0003	0.0393	0.0012	0.0053	0.0001	102.1	1.65	106.4	1.59
2.5	0.1004	0.0027	0.0161	0.0003	0.0453	0.0012	0.0051	0.0001	102.8	1.73	102.8	1.42
2.6	0.0981	0.0042	0.0165	0.0003	0.0432	0.0019	0.0052	0.0001	105.5	1.98	104.4	1.54
2.7	0.1725	0.0055	0.0164	0.0003	0.0762	0.0025	0.0051	0.0001	105	1.97	102.5	1.37
3.1	0.1163	0.0048	0.016	0.0003	0.0527	0.0022	0.0051	0.0001	102.4	1.92	103.4	1.39
3.2	0.1005	0.0033	0.0168	0.0003	0.0435	0.0015	0.0054	0.0001	107.1	1.83	109	1.61
3.3	0.0955	0.002	0.0166	0.0003	0.0416	0.0008	0.0052	0.0001	106.4	1.64	105.7	1.44
3.4	0.1033	0.003	0.0167	0.0003	0.0448	0.0013	0.0052	0.0001	107	1.76	105	1.41
3.5	0.1066	0.006	0.0162	0.0003	0.0477	0.0027	0.0051	0.0001	103.8	2.06	103.5	1.4
4.1	0.092	0.0017	0.0163	0.0003	0.041	0.0007	0.0053	0.0001	104	1.57	106.2	1.58
4.2	0.1477	0.0038	0.0165	0.0003	0.065	0.0017	0.0054	0.0001	105.4	1.85	108.1	1.68
5.1	0.1314	0.005	0.0164	0.0003	0.058	0.0023	0.0053	0.0001	105.1	2.12	106.6	2
6.1	0.0934	0.0019	0.0163	0.0003	0.0415	0.0008	0.0051	0.0001	104.4	1.61	102.4	1.41
6.2	0.129	0.0036	0.0165	0.0003	0.0567	0.0016	0.0053	0.0001	105.5	1.81	105.8	1.63

- **Supplementary Table 6** : LA-ICP-MS U-Th-Pb data from Col de Jau and Las Embollas samples with titanite.

Sample, Grain.spot	Radiogenic ratios		Radiogenic ratios		Radiogenic ratios	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err
JAU00-87-titanite						
1.1	28.2753	0.367	0.2617	0.0037	0.7838	0.0101
2.1	41.1112	0.5483	0.3662	0.0055	0.8143	0.0112
3.1	23.6253	0.4294	0.2284	0.0053	0.7503	0.0188
3.2	11.8577	0.1457	0.1256	0.0016	0.6851	0.0072
3.3	14.6642	0.2191	0.1471	0.0026	0.723	0.013
3.4	17.545	0.2799	0.178	0.0034	0.7151	0.0144
4.1	9.4151	0.2245	0.0948	0.003	0.7202	0.0265
4.2	6.4929	0.1295	0.0765	0.0019	0.616	0.0173
5.1	10.6179	0.1923	0.112	0.0025	0.6876	0.0171
5.2	7.6931	0.1352	0.0876	0.0019	0.6373	0.0149
6.1	2.6021	0.0434	0.0426	0.0006	0.4432	0.0069
6.2	2.4002	0.0405	0.042	0.0006	0.4148	0.0066
6.3	14.8153	0.2467	0.1579	0.0025	0.6808	0.0109
6.4	20.325	0.3038	0.2014	0.0029	0.7319	0.0096
7.1	4.6896	0.0919	0.061	0.001	0.558	0.0113
8.1	3.5782	0.0713	0.0515	0.0009	0.5042	0.0104
8.2	8.9028	0.16	0.1025	0.0017	0.6301	0.0114
8.3	1.4757	0.0369	0.0351	0.0006	0.3053	0.0079
9.1	8.3466	0.1554	0.0878	0.0015	0.6899	0.0134
10.1	1.9665	0.0446	0.0372	0.0006	0.3838	0.0091
11.1	14.5831	0.2598	0.1505	0.0025	0.7027	0.0127
12.1	11.1671	0.1911	0.1212	0.0019	0.6686	0.0113
JAU00-89-titanite						
1.1	0.5699	0.0108	0.0481	0.0007	0.0859	0.0007
1.2	0.5797	0.0102	0.0475	0.0007	0.0884	0.003
1.3	0.6523	0.0158	0.0471	0.0008	0.1005	0.0126
1.4	0.9396	0.0175	0.0502	0.0008	0.1358	0.0016
2.1	0.766	0.0134	0.0474	0.0007	0.1173	0.0019
2.2	0.7771	0.0138	0.0484	0.0007	0.1165	0.0019
JAU00-96-titanite						
1.1	26.1332	0.3909	0.2328	0.004	0.8144	0.0139
2.1	15.4513	0.2302	0.1599	0.0026	0.7013	0.0116
3.1	8.5868	0.1485	0.0977	0.002	0.6378	0.014
4.1	1.0164	0.0184	0.0475	0.0007	0.1553	0.0029
5.1	1.0979	0.0194	0.0492	0.0007	0.1618	0.0029
6.1	1.0884	0.0191	0.0492	0.0007	0.1605	0.0029
7.1	0.8691	0.0144	0.0473	0.0007	0.1334	0.0022
8.1	0.8249	0.015	0.0487	0.0007	0.123	0.0023
EMB01-179B-titanite						
1.1	0.4505	0.0076	0.0444	0.0006	0.0737	0.0012
1.2	0.7129	0.0133	0.0458	0.0007	0.113	0.0022
1.3	0.7453	0.0146	0.0462	0.0007	0.1171	0.0024
1.4	0.4523	0.0074	0.0436	0.0006	0.0753	0.0012
1.5	0.9744	0.0186	0.0471	0.0008	0.15	0.003
1.6	0.7348	0.0132	0.0455	0.0007	0.1172	0.0021
1.7	0.4742	0.0083	0.0434	0.0006	0.0792	0.0014

- **Supplementary Table 7** : Electron microprobe analyses (Ox %) of chlorite (cations based on 28 oxygens).

	Col de Jau		Trimouns (main ore)		Trimouns (hanging-wall veins)	
	number of analyses = 32		number of analyses = 30		number of analyses = 33	
	Mean	Standard deviation	Mean	Standard deviation	Mean	Standard deviation
SiO ₂	30.94	0.93	31.3	1.28	26.66	0.31
TiO ₂	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	19.17	1.08	20.72	1.22	22.77	0.38
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
FeO	9.12	1.56	3.2	1.32	20.34	0.57
MnO	0.05	0.05	0.04	0.06	0.12	0.06
MgO	28.32	1.56	31.47	1.32	17.87	0.41
CaO	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0.02	0.03	0.06	0.12	0.01	0.01
ZnO	-	-	0.04	0.08	0.1	0.1
NiO	-	-	0.03	0.06	0.05	0.06
F	0.34	0.22	0.1	0.12	0.12	0.17
Cl	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
H ₂ O(c)	12.33	0.29	12.73	0.19	11.73	0.12
O=F	0.14	0.09	0.04	0.05	0.05	0.07
O=Cl	0	0.01	0	0	0	0
Sum Ox%	100.32	1.57	99.77	1.27	99.89	0.73
Si	5.94	0.14	5.88	0.18	5.42	0.05
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al/Al IV	2.06	0.14	2.12	0.18	2.58	0.05
Al VI	2.28	0.1	2.46	0.14	2.88	0.05
Cr	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	1.47	0.27	0.5	0.21	3.46	0.11
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	8.1	0.32	8.81	0.28	5.42	0.1
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0	0	0	0	0	0
K	0	0.01	0.01	0.03	0	0
Zn	-	-	0.01	0.01	0.01	0.02
Ni	-	-	0	0.01	0.01	0.01
F	0.2	0.14	0.06	0.07	0.08	0.11
Cl	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01
OH	15.79	0.14	15.95	0.07	15.92	0.11
Sum Cat#	35.88	0.05	35.83	0.05	35.84	0.04
XMg	0.85	0.03	0.95	0.02	0.61	0.01

(6) Echantillonnage

Tous les échantillons prélevés lors des différentes campagnes de terrains ainsi que toutes les données structurales et lithologiques sont géoréférencés dans les tableaux suivant. Les échantillons de Parseval (1992), Rougier (2009 – master non publié), Boutin (2011 – rapport interne Imerys talc) apparaissent aussi dans ce tableau en tant que données exploitées. Les échantillons sont triés en fonction de leur date de prélèvement.

Les échantillons sont stockés au laboratoire du GET ou chez l'exploitant (renseignements auprès de Michel de Saint Blanquat).

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement	
		Foliation (°)			Linéation (°) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)			
		Azimet	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plogement	Particularité																
T99AC	Marbre chloritisé							T99AC		Lame mince			311			401958	4740040	1650	556159	56454	1650	Trimoums - secteur 2 (mur)	14/07/1992
T250BC	Micaschiste chloritisé							T250BC		Lame mince			285			401870	4740360	1750	556086	57044	1750	Trimoums - secteur 2 (mur)	14/07/1992
T281A1	Chlorite de pegmatite							T281A1		Lame mince	[Pegmatite chloritisée] allanite: 162,6 ±2,8Ma		249			402110	4740430	1700	556328	56845	1700	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/07/1992
T281A1	Chlorite de pegmatite							T281A1bis		Lame mince						402110	4740430	1700	556328	56845	1700	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/07/1992
SR-I	Metagreywack	350	30					08SR-1		Lame mince					401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008	
SR-I	Micaschiste	355	32					08SR-2		Lame mince			540±10°	401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Micaschiste CS	350	30	S0-1	350	0		08SR-3		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Micaschiste CS	15	65	Cisaillage				08SR-3		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Albitite							08SR-4		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Mylonite	4	48		185	5		08SR-5		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Mylonite							08SR-6		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Mylonite	5	54					08SR-7		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-II	Granite étré	5	67					08SR-8		Lame mince				401439	4739984	1741	555660	56394	1741	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-II	Granite étré	0	60					08SR-9		Lame mince				401439	4739984	1741	555660	56394	1741	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-III	Migmatite	325	58					08SR-10		Lame mince				401184	4739828	1757	555406	56236	1757	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-III	Leucogranite							08SR-11		Lame mince				401184	4739828	1757	555406	56236	1757	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-IV	Gneiss mylonitisé	346	22		167	3		08SR-15		Lame mince				400610	4738932	1664	554839	55335	1664	Piste Soularac	14/07/2008		
SR-V	Gneiss mylonitisé	358	26		171	3		08SR-16		Lame mince	[Gneiss] monazite: 310 ±57Ma		800 ±10°/720 ±20°/660 ±20	400308	4739025	1618	554536	55426	1618	Piste Soularac	14/07/2008		
SR-VI	Migmatite							08SR-17		Lame mince				400908	4739445	1826	555133	55851	1826	Trimoums - secteur 4 (mur)	14/07/2008		
SR-VI	Granitoïde micacé							08SR-18		Lame mince				400908	4739445	1826	555133	55851	1826	Trimoums - secteur 4 (mur)	14/07/2008		
SR-VI	Migmatite							08SR-19		Lame mince				400908	4739445	1826	555133	55851	1826	Trimoums - secteur 4 (mur)	14/07/2008		
SR-VI	Migmatite							08SR-20		Lame mince	[Migmatite] zircon: 935 ±13Ma à 363 ±4Ma			400908	4739445	1826	555133	55851	1826	Trimoums - secteur 4 (mur)	14/07/2008		
SR-VI	Migmatite							08SR-21		Lame mince	[Migmatite] monazite: 340 ±85Ma		700 ±10°/550 ±20°	400908	4739445	1826	555133	55851	1826	Trimoums - secteur 4 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Micaschiste							08SR-22		Lame mince			540 ±10°	401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Micaschiste C/S							08SR-23		Lame mince			420 ±10°	401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-I	Mylonite							08SR-24		Lame mince				401356	4739536	1658	555581	55945	1658	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-VII	GSC							08SR-25		Lame mince				401681	4739930	1690	555903	56342	1690	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-VII	Micaschiste	6	42					08SR-26		Lame mince				401681	4739930	1690	555903	56342	1690	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-VII	Micaschiste							08SR-27		Lame mince				401681	4739930	1690	555903	56342	1690	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-VII	Micaschiste							08SR-28		Lame mince			540 ±10°	401681	4739930	1690	555903	56342	1690	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2008		
SR-VIII	Micaschiste	30	42		30	0		08SR-29		Lame mince			540 ±10°	401614	4739637	1640	555838	56048	1640	Trimoums - secteur 3 (mur)	14/07/2010		
aX1S2	Skarn chloritisé							aX1S2	Chez l'exploitant	Lame mince			296			401965	4740208	1652	556185	56622	1652	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/07/2010
Z103E	Micaschiste chloritisé							Z103E	Chez l'exploitant	Lame mince	[Chlorite] titanite: 166,5 ±4,2Ma		348			402166	4740749	1668	556381	57165	1668	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/07/2010
CIM1	Chlorite de micaschiste							CIM1		Lame mince			290			402283	4740855	1652	556498	57272	1652	Trimoums - secteur 1 (gisement)	14/07/2010
SPe3	Veine de quartz							SPe3		Lame mince				402167	4740742	1662	556383	57158	1662	Trimoums - secteur 2 (mur chloritisé)	14/07/2010		
Pe1	Pegmatite altérée							Pe1	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince			309			401770	4739840	1649	555992	56252	1649	Trimoums - secteur 3 (gisement)	14/07/2010
Pe6	Pegmatite altérée							Pe6	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince			313			401968	4740343	1654	556187	56757	1654	Trimoums - secteur 3 (gisement)	14/07/2010
Pe7	Pegmatite altérée							Pe7	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince						402157	4740689	1660	556373	57105	1660	Trimoums - secteur 3 (gisement)	14/07/2010

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement	
		Foliation (°)			Linéation (°) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)			
		Azimet	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité																
M0S3	Marbre gris bleuté chloritisé							M0S3		Lame mince			340			401785	4739702	1632	556008	56115	1632	Trimouns - secteur 3 (gisement)	14/07/2010
M1S3	Marbre gris bleuté chloritisé	0	90					M1S3	Transition chloritite roche saine	Lame mince	[Marbre] titanite: 292,2 ±4.2 Ma		309			401819	4739742	1635	556042	56155	1635	Trimouns - secteur 3 (gisement)	14/07/2010
FOB	Dolomie altérée							FOB	Chez l'exploitant	Lame mince			345			401623	4738839	1475	555853.004	55249.966	1475	Ourlès	14/07/2010
37B	Dolomie altérée							37B	Chez l'exploitant	Lame mince			330			401574	4739132	1556	555802	55543	1556	Ourlès	14/07/2010
39A	Dolomie altérée							39A37m	Chez l'exploitant	Lame mince						401644	4739002	1512	555873	55413	1512	Ourlès	14/07/2010
N39	Dolomie							N39		Lame mince						401644	4739010	1549	555873	55421	1549	Ourlès	14/07/2010
Point 23	Micaschiste chloritisé	340	45													401733	4739678	1630	555957	56090	1630	Trimouns - secteur 3 (gisement)	11/08/2010
Roc d'Ourlès sommet	Dolomie	12	44						Chez l'exploitant							401600	4738817	1510	555830	55228	1510	Ourlès	11/08/2010
Roc d'Ourlès base	Dolomie	110	35						Chez l'exploitant							401598	4738791	1485	555828	55202	1485	Ourlès	11/08/2010
GSC	GSC	250	28		360	27		GSC2		Lame mince			337			402190	4740935	1650	556405	56382	1650	Trimouns - secteur 1 (mur)	11/08/2010
P221	Skarn							AB12-P201	Chez l'exploitant	Roche						401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (gisement)	16/03/2012
Sa01-02	Schiste très chloritisé	286	51					AB12-Sa01	Top sud	Roche						401982	4737453	1445	556223	53866	1445	Salvanière	11/04/2012
Sa01-02	Minerai talco-chloriteux							AB12-Sa02	Top sud	Roche						401982	4737453	1445	556223	53866	1445	Salvanière	11/04/2012
Sa01-02	Marbre gris blanc à patine marron							AB12-Sa03	Ressemblance macroscopique à la	Roche						401982	4737453	1445	556223	53866	1445	Salvanière	11/04/2012
Sa01-02	Marbre gris blanc à gros cristaux							AB12-Sa04		Roche						401982	4737453	1445	556223	53866	1445	Salvanière	11/04/2012
Chalet	Entrée chalet de Trimouns															401862	4739305	1644	556089	55718	1644	Trimouns - secteur 4 (toit)	09/05/2012
P221	Skarn							AB12-P202		Roche						401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (gisement)	26/04/2012
P221	Skarn							AB12-P203		Roche						401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (gisement)	26/04/2012
P221	Skarn							AB12-P204		Roche						401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (gisement)	26/04/2012
F1-1	Schiste micacé	5	66		2	8		AB12-P301	gris à patine marron	Lame mince			332			401339	4739550	1683	555563	55959	1683	Trimouns - secteur 3 (mur)	10/05/2012
F1-1	Schiste micacé	9	55					AB12-P302	gris à patine marron	Roche						401339	4739550	1683	555563	55959	1683	Trimouns - secteur 3 (mur)	10/05/2012
F1-1	Filon quartzo-feldspathique							AB12-P303		Lame mince						401339	4739550	1683	555563	55959	1683	Trimouns - secteur 3 (mur)	10/05/2012
F1-2	Mylonite claire fine	11	50		188	3		AB12-P304		Lame mince						401343	4739587	1687	555567	55996	1687	Trimouns - secteur 3 (mur)	10/05/2012
F1-2	Mylonite claire fine							AB12-P305	Cristaux de micas blancs apparents	Roche						401343	4739587	1687	555567	55996	1687	Trimouns - secteur 3 (mur)	10/05/2012
F1-2	Granitoïde							AB12-P306	Quartz, feldspath, mica noir	Roche						401343	4739587	1687	555567	55996	1687	Trimouns - secteur 3 (mur)	10/05/2012
P307	Marbre lité gris bleuté vert							AB12-P307		Lame mince						401794	4740179	1684	556014	56592	1684	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	11/05/2012
F1-3	Orthogneiss	11	51		183	8		AB12-P308	Plus déformé que P303	Roche						401442	4739998	1746	555663	56408	1746	Trimouns - secteur 3 (mur)	14/05/2012
F1-3	Micaschiste	23	25					AB12-P309	Aspect gneissique	Roche						401442	4739998	1746	555663	56408	1746	Trimouns - secteur 3 (mur)	14/05/2012
F1-4	Mylonite	21	41		179	18										401448	4740071	1774	555668	56481	1774	Trimouns - secteur 3 (mur)	15/05/2012
Point 211	Micaschiste								Aspect gneissique							401595	4740031	1722	555806	56442	1722	Trimouns - secteur 2 (mur)	16/05/2012
Point 212	GSC	0	0					AB12-P205		Roche						401578	4740371	1794	555796	56782	1794	Trimouns - secteur 2 (mur)	15/05/2012
Point 212	GSC	0	0					AB12-P206		Roche						401578	4740371	1794	555796	56782	1794	Trimouns - secteur 2 (mur)	15/05/2012
Point 215	Migmatite fracturée	8	54					AB12-P207		Roche						401523	4740452	1831	555741	56863	1831	Trimouns - secteur 2 (mur)	15/05/2012
Point 216	Granitoïde déformé	202	54		209	9		AB12-P208		Lame mince						401539	4740524	1841	555756	56935	1841	Trimouns - secteur 2 (mur)	15/05/2012
Point 217	Micaschiste	35	32		35	0		AB12-P209		Lame mince			312			401594	4740587	1838	555811	56998	1838	Trimouns - secteur 2 (mur)	15/05/2012
Point 213	Micaschiste C/S	16	41	S0-1	186	8										401505	4740324	1815	555724	56735	1815	Trimouns - secteur 2 (mur)	16/05/2012
Point 213	Micaschiste C/S	2	40	Cisaillement												401505	4740324	1815	555724	56735	1815	Trimouns - secteur 2 (mur)	16/05/2012
Point 214	Migmatite fracturée	0	Est													401427	4740314	1839	555646	56724	1839	Trimouns - secteur 2 (mur)	16/05/2012

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Point 218	Micaschiste	25	48											401677	4740670	1827	555893	57082	1827	Trimoums - secteur 2 (mur)	16/05/2012	
Point 219	Migmatite	32	17											401636	4740709	1840	555852	57121	1840	Trimoums - secteur 2 (mur)	16/05/2012	
Point 220	Migmatite	202	41		44	19								401604	4740723	1864	555819	57135	1864	Trimoums - secteur 2 (mur)	16/05/2012	
Point 221	Migmatite	300	13											401498	4740590	1875	555714	57001	1875	Trimoums - secteur 2 (mur)	16/05/2012	
Point 222	Mylonite claire	16	89					AB12-P210	Bande de faible épaisseur - quelques mètres au nord de AB12-P211	Lame mince				401467	4740500	1874	555684	56910	1874	Trimoums - secteur 2 (mur)	15/05/2012	
Point 222	Granitoïde déformé	351	60					AB12-P211		Roche				401467	4740500	1874	555684	56910	1874	Trimoums - secteur 2 (mur)	15/05/2012	
Point 222	Mylonite d'orthogneiss							AB12-P212	Moins déformé que P211	Roche				401467	4740500	1874	555684	56910	1874	Trimoums - secteur 2 (mur)	15/05/2012	
Point 222	Filon quartzo-feldspathique + talc-chlorite							AB12-P213	Cataclasite au contact de migmatite au nord	Lame mince				401467	4740500	1874	555684	56910	1874	Trimoums - secteur 2 (mur)	15/05/2012	
P310	Granitoïde peu déformé	303	36					AB12-P310	Fracturé	Roche				401199	4740123	1812	555419	56531	1812	Trimoums - secteur 3 (mur)	24/05/2012	
Mur1	Migmatite													401281	4740144	1823	555501	56553	1823	Trimoums - secteur 3 (mur)	24/05/2012	
P311	Migmatite claire	337	41		11	13		AB12-P311	Ensemble mêlée de granitoïde et d'orthogneiss, fracturé	Roche				401344	4740190	1840	555563	56599	1840	Trimoums - secteur 3 (mur)	24/05/2012	
P311	Granitoïde peu déformé							AB12-P312	Fracturé	Roche				401344	4740190	1840	555563	56599	1840	Trimoums - secteur 3 (mur)	24/05/2012	
P101	Chlorite							AB12-P101		Lame mince	[Chlorite] titanite: 161 ±9.4Ma	253		402242	4740903	1661	556456	57320	1661	Trimoums - secteur 3 (gisement)	30/05/2012	
TRI02	Micaschiste C/S							TRI02	Echantillon pour Brice Lacroix	Lame mince				401613	4740406	1800	555831	56817	1800	Trimoums - secteur 2 (mur)	30/05/2012	
TRI03	Micaschiste C/S							TRI03	Echantillon pour Brice Lacroix	Lame mince				401667	4740548	1800	555884	56960	1800	Trimoums - secteur 2 (mur)	30/05/2012	
TRI04	Chlorite de pegmatite							TRI04	Echantillon pour Brice Lacroix	Lame mince				402333	4740876	1650	556548	57293	1650	Trimoums - secteur 1 (gisement)	30/05/2012	
TRI05	Chlorite + nodule de quartz							TRI05	Echantillon pour Brice Lacroix	Lame mince				402154	4740742	1650	556370	57158	1650	Trimoums - secteur 2 (mur chloritisé)	30/05/2012	
TRI06	Chlorite de pegmatite							TRI06	Echantillon pour Brice Lacroix	Lame mince				402154	4740742	1700	556370	57158	1700	Trimoums - secteur 2 (mur chloritisé)	30/05/2012	
TRI07	Chlorite de micaschiste migmatisé							TRI07	Echantillon pour Brice Lacroix	Lame mince				401701	4740128	1700	555921	56540	1700	Trimoums - secteur 3 (mur chloritisé)	30/05/2012	
P214	Micaschiste + veines de chlorite	15	43		192	3		AB12-P214a	Veines de chlorite	Lame mince				401757	4740734	1800	555972	57147	1800	Trimoums - secteur 2 (mur)	31/05/2012	
P214	Mylonite à surface chloritisé	28	44		28	0		AB12-P214b	Chlorite en plaquage	Lame mince				401757	4740734	1800	555972	57147	1800	Trimoums - secteur 2 (mur)	31/05/2012	
P214	Chlorite de faille	23	36	Plan de faille	27	3	Strie	AB12-P214c	Indique un mouvement dextre	Lame mince				401757	4740734	1800	555972	57147	1800	Trimoums - secteur 2 (mur)	31/05/2012	
P215	Orthogneiss fracturé	160	10					AB12-P215	Orthogneiss sous les migmatites du socle	Lame mince				401659	4740761	1804	555874	57173	1804	Trimoums - secteur 2 (mur)	31/05/2012	
P313	Mylonite à texture fine	1	76		1	0		AB12-P313a	Gradient de déformation croissant vers cette mylonite	Lame mince				401356	4740238	1853	555575	56647	1853	Trimoums - secteur 3 (mur)	31/05/2012	
P313	Mylonite à texture fine	1	76		1	0		AB12-P313b		Lame mince				401356	4740238	1853	555575	56647	1853	Trimoums - secteur 3 (mur)	31/05/2012	
P313	Mylonite à texture migmatitique							AB12-P313c		Lame mince				401356	4740238	1853	555575	56647	1853	Trimoums - secteur 3 (mur)	31/05/2012	
P314	Migmatite	0	Variable					AB12-P314	Foliation de l'affleurement très variable	Roche				401415	4740293	1853	555634	56703	1853	Trimoums - secteur 3 (mur)	31/05/2012	
Mur2	Migmatite déformée/mylonite	4	62											401489	4740415	1859	555707	56826	1859	Trimoums - secteur 2 (mur)	01/06/2012	
Mur3	Migmatite déformée/mylonite	11	73											401506	4740480	1864	555723	56891	1864	Trimoums - secteur 2 (mur)	01/06/2012	
Mur4	Leucogranite entouré de migmatite													401438	4740394	1858	555656	56804	1858	Trimoums - secteur 2 (mur)	07/06/2012	
Mur5	Leucogranite déformé surmonté de migmatite	333	55											401453	4740459	1874	555670	56869	1874	Trimoums - secteur 2 (mur)	07/06/2012	
Mur6	Migmatite	333	Variable											401418	4740529	1913	555635	56939	1913	Trimoums - secteur 2 (mur)	07/06/2012	
P216	Migmatite	11	78					AB12-P216	Migmatite ou micaschiste migmatisé	Lame mince				401601	4740624	1853	555817	57035	1853	Trimoums - secteur 2 (mur)	07/06/2012	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys taic)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimet	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
P217	Mylonite	201	81		38	8		AB12-P217		Lame mince				401626	4740609	1845	555842	57021	1845	Trimouns - secteur 2 (mur)	08/06/2012	
Mur7	Mylonite													401505	4740599	1893	555721	57010	1893	Trimouns - secteur 2 (mur)	12/06/2012	
P218	Micaschiste migmatisé	3	51					AB12-P218		Lame mince				401654	4740658	1835	555870	57070	1835	Trimouns - secteur 2 (mur)	12/06/2012	
P219	Migmatite déformée	108	24		145	16		AB12-P219		Roche				401418	4740336	1845	555636	56746	1845	Trimouns - secteur 2 (mur)	13/06/2012	
P220	Pegmatite	342	65					AB12-P220	Pegmatite en haut du mur entourée de leucoarinite	Lame mince				401454	4740482	1885	555671	56892	1885	Trimouns - secteur 2 (mur)	21/06/2012	
Mur8	Migmatite													401485	4740559	1894	555702	56970	1894	Trimouns - secteur 2 (mur)	21/06/2012	
P221	Skarn							AB12-P221	Chez l'exploitant	Roche				401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (mur chloritisé)	10/07/2012	
P222	Gneiss à silicates calciques							AB12-P222	GSC blanc et rouge non en place	Lame mince				401929	4740355	1665	556147	56769	1665	Trimouns - secteur 2 (mur chloritisé)	10/07/2012	
P221	Skarn							AB12-P223	Chez l'exploitant	Roche				401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (mur chloritisé)	12/07/2012	
P221	Skarn							AB12-P224	Chez l'exploitant	Roche				401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (mur chloritisé)	12/07/2012	
P221	Skarn							AB12-P225	Chez l'exploitant	Roche				401976	4740245	1649	556195	56659	1649	Trimouns - secteur 2 (mur chloritisé)	12/07/2012	
P315	Marbre							AB12-P315	Chez l'exploitant	Roche				401899	4739968	1642	556120	56382	1642	Trimouns - secteur 3 (gisement)	12/07/2012	
Bos1	Micaschiste	0	0											401979	4740400	1670	556197	56814	1670	Trimouns - secteur 2 (mur)	16/07/2012	
Bos2	Micaschiste	56	38											401962	4740379	1674	556180	56793	1674	Trimouns - secteur 2 (mur)	16/07/2012	
Mur9	Argile							AB12-P226		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	17/07/2012	
Mur9	Migmatite	15	75					AB12-P227		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	17/07/2012	
Mur9	Orthogneiss/cataclase	24	79					AB12-P228		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	17/07/2012	
Mur9	Cataclase/filon quartzo-feldspatique	23	75					AB12-P229		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	17/07/2012	
Mur9	Filon quartzo-feldspatique							AB12-P230		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	17/07/2012	
Mur9	Migmatite	13	79					AB12-P231a		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	18/07/2012	
Mur9	Migmatite altérée	17	79					AB12-P231b		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	18/07/2012	
Mur9	Argile							AB12-P231c		Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	18/07/2012	
Bos3	Micaschiste	39	31		190	16		AB12-P232		Lame mince				401934	4740362	1665	556152	56776	1665	Trimouns - secteur 2 (mur)	19/07/2012	
Bos3	Micaschiste + quartz							AB12-P233	Echantillon orienté 64SE74	Lame mince				401934	4740362	1665	556152	56776	1665	Trimouns - secteur 2 (mur)	19/07/2012	
Bos4	GSC et micaschiste													401950	4740422	1690	556168	56836	1690	Trimouns - secteur 2 (mur)	20/07/2012	
Bos5	GSC													401924	4740396	1683	556142	56810	1683	Trimouns - secteur 2 (mur)	20/07/2012	
P234	Micaschiste + quartz	45	40		187	30		AB12-P234	Proche GSC	Lame mince				402040	4740460	1673	556258	56875	1673	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/07/2012	
P316	Marbre rubané	17	29					AB12-P316	Proche schiste noir à quartz	Lame mince				401804	4739525	1662	556029	55938	1662	Trimouns - secteur 3 (toit)	23/07/2012	
Bos6	"Skarn"													402069	4740420	1655	556287	56835	1655	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/07/2012	
Bos7	GSC	51	36					AB12-P235	Nombreux plis	Lame mince		355		401974	4740392	1667	556192	56806	1667	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/07/2012	
Bos7	Micaschiste + quartz	47	37					AB12-P236	Ressemblance avec micaschiste migmatisé	Lame mince				401974	4740392	1667	556192	56806	1667	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/07/2012	
Point 213	Micaschiste	7	60		17	11		AB12-P237	Sigmoïde apparent	Lame mince				401505	4740324	1815	555724	56735	1815	Trimouns - secteur 2 (mur)	24/07/2012	
Mur9	Migmatite	25	15					AB12-P238	Fractures tectonisées	Roche				401489	4740517	1884	555706	56928	1884	Trimouns - secteur 2 (mur)	10/08/2012	
Gis1	Chlorite de marbre	14	72					AB12-P317	Bordure entièrement chloritisée	Lame mince		247		401919	4739998	1635	556140	56412	1635	Trimouns - secteur 3 (gisement)	24/07/2012	
Gis1	Marbre	27	72					AB12-P318	Chez l'exploitant	Roche				401919	4739998	1635	556140	56412	1635	Trimouns - secteur 3 (gisement)	24/07/2012	
Gis2	Marbre	18	50					AB12-P319a	Chez l'exploitant	Roche				401895	4739968	1640	556116	56382	1640	Trimouns - secteur 3 (gisement)	03/08/2012	
Gis2	Marbre	18	50					AB12-P319b		Roche				401895	4739968	1640	556116	56382	1640	Trimouns - secteur 3 (gisement)	03/08/2012	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Gis2	Marbre	18	50					AB12-P319c		Roche				401895	4739968	1640	556116	56382	1640	Trimouns - secteur 3 (gisement)	03/08/2012	
F1-5	Mylonite	9	59											401473	4740356	1842	555691	56766	1842	Trimouns - secteur 3 (mur)	07/08/2012	
P102	Micaschiste	196	15					AB12-P102a	Micaschiste très fin avec niveaux quartzueux	Lame mince				402242	4741370	1744	556453	57787	1744	Trimouns - secteur 1 (mur)	07/08/2012	
P102	Micaschiste	224	82					AB12-P102b		Lame mince				402242	4741370	1744	556453	57787	1744	Trimouns - secteur 1 (mur)	07/08/2012	
Bos8	Micaschiste	46	21											402030	4740440	1669	556248	56855	1669	Trimouns - secteur 2 (mur)	10/08/2012	
Bos9	Micaschiste	24	35											402042	4740460	1680	556260	56875	1680	Trimouns - secteur 2 (mur)	10/08/2012	
Bos10	Micaschiste	213	10											402072	4740522	1671	556289	56937	1671	Trimouns - secteur 2 (mur)	10/08/2012	
Bos11	Micaschiste	348	15											402081	4740549	1668	556298	56964	1668	Trimouns - secteur 2 (mur)	10/08/2012	
Bos12	Micaschiste/migmatite													402108	4740579	1673	556325	56994	1673	Trimouns - secteur 2 (mur)	10/08/2012	
Bos13	Micaschiste/migmatite	50	29		206	13								401961	4740482	1698	556178	56896	1698	Trimouns - secteur 2 (mur)	22/08/2012	
Bos14	Micaschiste/migmatite	5	30											401990	4740525	1700	556207	56939	1700	Trimouns - secteur 2 (mur)	22/08/2012	
Bos15	Micaschiste/migmatite	333	30											402011	4740558	1697	556228	56973	1697	Trimouns - secteur 2 (mur)	22/08/2012	
Bos16	Micaschiste/migmatite	312	17											401929	4740494	1711	556146	56908	1711	Trimouns - secteur 2 (mur)	22/08/2012	
Bos17	Micaschiste/migmatite	39	31											401786	4740363	1720	556004	56776	1720	Trimouns - secteur 2 (mur)	22/08/2012	
Bos18	Micaschiste/migmatite	3	25											402010	4740652	1721	556226	57067	1721	Trimouns - secteur 2 (mur)	22/08/2012	
Bos19	Micaschiste/migmatite	346	29											401813	4740385	1720	556031	56798	1720	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/08/2012	
Bos20	Micaschiste/migmatite	90	31											401840	4740407	1716	556058	56820	1716	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/08/2012	
Bos21	Micaschiste/migmatite	350	34											401934	4740505	1717	556151	56919	1717	Trimouns - secteur 2 (mur)	23/08/2012	
Ec1	Micaschiste	21	64					AB12-P320	Micaschiste au contact de minerais chloriteux	Lame mince				401678	4739726	1652	555901	56138	1652	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	29/08/2012	
Ec2	Chlorite de micaschiste	357	32											401685	4739725	1657	555908	56137	1657	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	29/08/2012	
Ec3	Micaschiste	30	45		90	41	Strie							401638	4739713	1657	555861	56124	1657	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	29/08/2012	
Ec4	Micaschiste très schistosé	342	80	Pli	357	30	Axe de pli							401647	4739717	1649	555870	56128	1649	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	29/08/2012	
Ec4	Micaschiste très schistosé	165	37	Pli										401647	4739717	1649	555870	56128	1649	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	29/08/2012	
Ec5	Micaschiste chloritisé	14	72											401708	4739717	1641	555931	56129	1641	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	29/08/2012	
Ec6	Faïlle talquée	21	43	Plan de faille										401678	4739798	1661	555901	56210	1661	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	30/08/2012	
Ec7	Micaschiste et GSC	32	46											401671	4739989	1698	555892	56401	1698	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	31/08/2012	
Ec8	chlorite + talc													401707	4740071	1703	555928	56483	1703	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	31/08/2012	
Ec9	chlorite + talc													401722	4740096	1703	555942	56508	1703	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	31/08/2012	
P321	Pegmatite	35	46					AB12-P321a		Roche				401769	4740073	1677	555990	56486	1677	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	31/08/2012	
P321	Pegmatite							AB12-P321b		Roche				401769	4740073	1677	555990	56486	1677	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	31/08/2012	
Ec10	Micaschiste	216	72											401798	4739899	1660	556020	56312	1660	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012	
Ec11	Micaschiste	154	31											401805	4739921	1651	556027	56334	1651	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012	
Ec12	Micaschiste	148	13											401852	4739970	1652	556073	56383	1652	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012	
Ec13	Micaschiste	207	80											401851	4739982	1658	556072	56395	1658	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012	
Ec14	Micaschiste	349	37											401812	4740049	1665	556033	56462	1665	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012	
P322	Chlorite + talc + graphite							AB12-P322		Roche				401797	4740119	1669	556017	56532	1669	Trimouns - secteur 3 (gisement)	04/09/2012	
Ec15	Faïlle chloriteuse	350	40	Plan de faille	355	5	Strie							401739	4740122	1700	555959	56534	1700	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Ec16	Chlorite + talc												401687	4739952	1688	555908	56364	1688	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/09/2012		
P239	Dolomie	353	39				AB12-P239	Grise ocre avec filons de calcite	Lame mince		315		402974	4740761	1616	557190	57183	1616	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	06/09/2012		
Ba01	Migmatite						AB12-Ba01a	Blocs épars	Roche				403336	4740639	1535	557553	57064	1535	Basqui	06/09/2012		
Ba01	Migmatite						AB12-Ba01b		Roche				403336	4740639	1535	557553	57064	1535	Basqui	06/09/2012		
Ba01	Migmatite						AB12-Ba01c		Roche				403336	4740639	1535	557553	57064	1535	Basqui	06/09/2012		
Ba02	Pegmatite												403369	4740536	1515	557587	56961	1515	Basqui	06/09/2012		
P240	Albite	2	58				AB12-P240a		Lame mince				401496	4740289	1828	555715	56700	1828	Trimouns - secteur 2 (mur)	20/09/2012		
P240	Micaschiste migmatisé	21	46				AB12-P240b		Lame mince				401496	4740289	1828	555715	56700	1828	Trimouns - secteur 2 (mur)	20/09/2012		
P323	Marbre dolomitique	38	35				AB12-P323	Chez l'exploitant	Roche				402180	4740110	1702	556400	56526	1702	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	01/10/2012		
P324	Marbre dolomitique	34	46				AB12-P324	Chez l'exploitant	Roche				401826	4740178	1670	556046	56591	1670	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	03/10/2012		
P325	Marbre dolomitique	35	21				AB12-P325	Chez l'exploitant	Lame mince				401850	4740176	1661	556070	56589	1661	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	03/10/2012		
P326	Marbre dolomitique						AB12-P326a	Chez l'exploitant	Roche				401749	4739988	1677	555970	56400	1677	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	03/10/2012		
P326	Marbre dolomitique						AB12-P326b	Chez l'exploitant	Roche				401749	4739988	1677	555970	56400	1677	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	03/10/2012		
P327	Micaschiste	25	15				AB12-P327	Chez l'exploitant	Roche				401881	4740179	1654	556101	56592	1654	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	04/10/2012		
P241	Chlorite de micaschiste						AB12-P241	Prélèvement de minéral chloriteux	Sucre de roche				402094	4740366	1644	556312	56781	1644	Trimouns - secteur 2 (gisement)	04/10/2012		
P242	Chlorite de micaschiste						AB12-P242	Prélèvement de minéral chloriteux	Sucre de roche				402078	4740358	1643	556296	56773	1643	Trimouns - secteur 2 (gisement)	04/10/2012		
P243	Chlorite de micaschiste						AB12-P243	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince		228		402115	4740397	1648	556333	56812	1648	Trimouns - secteur 2 (gisement)	04/10/2012		
Ba03	Dolomie						AB12-Ba03		Roche				403095	4741159	1611	557308	57582	1611	Basqui	08/10/2012		
Point 262	Dolomie beige	335	75										403094	4741162	1603	557307	57585	1603	Basqui	08/10/2012		
Point 263	Schiste gris												403228	4741102	1580	557441	57526	1580	Basqui	08/10/2012		
Point 264	Schiste alumineux	321	47				AB12-Ba04	Silurien	Lame mince		310		403240	4740907	1563	557455	57331	1563	Basqui	08/10/2012		
Point 265	Micaschiste	356	54										403427	4740949	1537	557641	57375	1537	Basqui	08/10/2012		
Point 266	Micaschiste	343	66										403409	4740789	1477	557625	57215	1477	Basqui	08/10/2012		
Point 267	Calcschiste gris beige	310	38										403546	4740816	1481	557762	57243	1481	Basqui	08/10/2012		
Point 268	Calcschiste gris beige	342	34										403611	4740828	1486	557826	57255	1486	Basqui	08/10/2012		
Point 269	Calcschiste gris beige	324	48										403737	4740873	1452	557952	57301	1452	Basqui	08/10/2012		
Point 270	Calcschiste gris beige	319	44	S0-1									403701	4740821	1444	557917	57249	1444	Basqui	08/10/2012		
Point 270	Calcschiste gris beige	63	71	S2									403701	4740821	1444	557917	57249	1444	Basqui	08/10/2012		
Point 271	Micaschiste	328	78		331	14							403818	4740857	1376	558033	57286	1376	Basqui	08/10/2012		
Point 272	Calcschiste	83	26				AB12-Ba05		Lame mince				403819	4740809	1416	558035	57238	1416	Basqui	08/10/2012		
Point 273	Marbre clair	19	43				AB12-Ba06	Echantillon orienté 19E82	Lame mince		332		403549	4740731	1456	557765	57158	1456	Basqui	08/10/2012		
Point 274	Dolomie	213	41										403210	4740622	1509	557427	57046	1509	Basqui	08/10/2012		
Point 275	Carbonate bréchique												403996	4742053	1752	558202	58484	1752	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 276	Brèche à éléments lités						AB12-Ca01	Éléments centimétriques	Lame mince		457		404249	4742426	1787	558452	58859	1787	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 276	Brèche						AB12-Ca02a		Lame mince				404249	4742426	1787	558452	58859	1787	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 276	Calcaire rose en plaquettes	335	26				AB12-Ca02b		Lame mince				404249	4742426	1787	558452	58859	1787	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 276	Calcaire gris lité	306	46				AB12-Ca02c1	Echantillon orienté 126SO46	Lame mince				404249	4742426	1787	558452	58859	1787	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 276	Calcaire gris lité	306	46				AB12-Ca02c2	Echantillon orienté 126SO46	Lame mince				404249	4742426	1787	558452	58859	1787	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 277	Calcaire						AB12-Ca03a		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 277	Calcaire ocre						AB12-Ca03b		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 277	Brèche à éléments ocres						AB12-Ca03c		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 277	Brèche à éléments ocres						AB12-Ca03d		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012		
Point 277	Brèche/cataclasite						AB12-Ca03e		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012		

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys taic)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (°)			Linéation (°) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Point 277	Brèche/cataclasite							AB12-Ca03f		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 277	Brèche/cataclasite							AB12-Ca03g		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 277	Cargneule							AB12-Ca03h		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 277	Brèche							AB12-Ca03i		Lame mince				404174	4742427	1779	558377	58859	1779	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 278	Calcaire bréchique + niveaux marneux "lie de vin"	292	39					AB12-Ca04a	Dévonien	Lame mince				404166	4742435	1780	558369	58867	1780	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 278	Calcaire bréchique + niveaux marneux "lie de vin"	292	39					AB12-Ca04b	Dévonien	Lame mince				404166	4742435	1780	558369	58867	1780	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 279	Roche magmatique							AB12-Ca05		Lame mince				404182	4742440	1788	558385	58872	1788	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 280	Brèche													404175	4742548	1780	558377	58980	1780	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 281	Calcaire gris	153	80											404112	4742598	1731	558314	59030	1731	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 282	Roche magmatique	275	50					AB12-Ca06	Roche magmatique insérée dans le Dévonien	Lame mince				404121	4742431	1782	558324	58863	1782	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 283	Calcaire grotte	311	81											404045	4742382	1785	558249	58813	1785	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 284	Calcaire gris/beige schistosé	304	59											403981	4742363	1774	558185	58794	1774	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 285	Calcaire gris/beige schistosé	334	47											403955	4742293	1745	558159	58723	1745	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 286	Calcaire gris bleuté	121	72											403923	4742232	1762	558128	58662	1762	Piste Caudeval	09/10/2012	
Point 287	Marbre gris bleuté	43	19					AB12-Fo01	Echantillon orienté 356E88	Lame mince				403239	4739702	1741	557463	56126	1741	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 288	Marbre gris bleuté				172	0		AB12-Fo02		Lame mince	479			403292	4739478	1755	557518	55902	1755	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 289	Calcaire lité	2	30					AB12-Fo03a	Echantillon orienté 2E30	Lame mince	516			403281	4739404	1768	557507	55828	1768	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 289	Calcaire marmorisé							AB12-Fo03b		Lame mince				403281	4739404	1768	557507	55828	1768	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 289	Calcite en fibre							AB12-Fo03c		Lame mince				403281	4739404	1768	557507	55828	1768	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 290	Marbre gris folié	47	22											403306	4739296	1774	557533	55720	1774	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 291	Schiste gris	3	16											403395	4739087	1821	557624	55512	1821	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 292	Schiste gris	0	7		9	6		AB12-Fo04	Carbonifère	Lame mince	499			403432	4739087	1821	557661	55512	1821	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 293	Schiste gris	22	90	S0-1										403635	4739031	1834	557864	55458	1834	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 293	Schiste gris	291	14	S2										403635	4739031	1834	557864	55458	1834	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 294	Calcaire gris lité	268	17		5	16		AB12-Fo05	Echantillon orienté 268N17	Lame mince				403777	4739102	1867	558006	55530	1867	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 294	Calcaire à scapolithe							AB12-Fo06		Lame mince	471			403777	4739102	1867	558006	55530	1867	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 295	Calcaire à scapolithe	352	34											403921	4738958	1886	558151	55385	1886	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 296	Dolomie grise	16	18		10	3		AB12-Fo07	Echantillon orienté 16E18	Lame mince				403768	4738924	1878	557998	55352	1878	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 297	Dolomie grise à patine ocre	34	31					AB12-Fo08		Lame mince	489			404089	4738790	1900	558320	55220	1900	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 298	Calcaire schistosé	12	12		173	13		AB12-Fo09	Calcaire intercalé dans la dolomie (AB12-Fo08)	Lame mince	546			404111	4738777	1907	558342	55207	1907	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 299	Calcaire blanc	20	30					AB12-Fo10	Echantillon orienté 20E30	Lame mince				404179	4738764	1908	558411	55195	1908	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 300	Calcaire blanc	46	33											404208	4738773	1920	558440	55204	1920	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 301	Marbre blanc	17	16					AB12-Fo11	Echantillon orienté 17E16	Lame mince				404360	4738773	1922	558592	55205	1922	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 302	Marbre blanc	270	41					AB12-Fo12	Echantillon orienté 270N41	Lame mince				404473	4738591	1884	558706	55024	1884	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 303	Marbre blanc à gris	336	17					AB12-Fo13	Echantillon orienté 336NE17	Lame mince	450			404508	4738550	1865	558741	54983	1865	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 304	Marbre blanc	315	4		358	5								404479	4738488	1856	558713	54921	1856	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 305	Marbre blanc	4	22		15	4								404608	4738511	1844	558842	54945	1844	Piste Fourcat	10/10/2012	
Point 306	Marbre blanc	11	46											404730	4738131	1830	558967	54566	1830	Piste Fourcat	10/10/2012	
Ca07	Calcaire gris lité	304	79		304	0		AB12-Ca07	Echantillon orienté 304NE79	Lame mince				403931	4742212	1770	558136	58642	1770	Piste Caudeval	11/10/2012	
Ca08	Calcaire blanc lité	358	86		358	0		AB12-Ca08	Echantillon orienté 358E86	Lame mince				403906	4742069	1767	558112	58499	1767	Piste Caudeval	12/10/2012	
Ca09	Calcaire gris lité	9	64		9	0		AB12-Ca09	Echantillon orienté 9E64	Lame mince	342			403854	4741883	1743	558061	58312	1743	Piste Caudeval	13/10/2012	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys taic)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (°)			Linéation (°) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Ca10	Calcaire crème lité	2	33		2	0		AB12-Ca10		Lame mince				403702	4741836	1755	557910	58264	1755	Piste Caudeval	14/10/2012	
Ca11	Calcaire brun schistosé et plissé	330	55		5	30		AB12-Ca11a	Echantillon orienté 330NE55	Lame mince				403613	4741727	1742	557821	58154	1742	Piste Caudeval	15/10/2012	
Ca11	Calcaire marmorisé gris bleu	326	41					AB12-Ca11b	Echantillon orienté 326NE41	Lame mince			410	403613	4741727	1742	557821	58154	1742	Piste Caudeval	16/10/2012	
Ca12	Calcaire déformé							AB12-Ca12		Lame mince				403518	4741775	1765	557726	58202	1765	Piste Caudeval	17/10/2012	
P328	Chlorite de micaschiste							AB12-P328	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince		328		401776	4739840	1647	555998	56253	1647	Trimouns - secteur 3 (gisement)	22/10/2012	
P329	Chlorite de micaschiste							AB12-P329	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince				401844	4739918	1637	556066	56331	1637	Trimouns - secteur 3 (gisement)	22/10/2012	
P330	Chlorite de micaschiste							AB12-P330	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince				401908	4740087	1650	556128	56501	1650	Trimouns - secteur 3 (gisement)	22/10/2012	
P331	Micaschiste chloritisé							AB12-P331a	Prélèvement de minéral chloriteux	Roche				401901	4740188	1661	556121	56602	1661	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	22/10/2012	
P331	Chlorite de micaschiste							AB12-P331b	Prélèvement de minéral chloriteux	Roche				401901	4740188	1661	556121	56602	1661	Trimouns - secteur 3 (gisement)	22/10/2012	
Ec17	GSC							AB12-P332	Chez l'exploitant	Roche				401800	4740020	1671	556021	56433	1671	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	22/10/2012	
Ca13	Marbre sombre	255	64		345	64		AB12-Ca13	Patite sombre et cassure bleutée	Lame mince		488		403035	4742169	1756	557240	58592	1756	Piste Caudeval	24/10/2012	
Ca14	Calcaire gris lité	353	30					AB12-Ca14		Lame mince				403450	4741796	1777	557658	58222	1777	Piste Caudeval	24/10/2012	
Ca15	Calcaire schistosé + niveaux marneux	0	12		103	12		AB12-Ca15a		Lame mince		399		403378	4741595	1780	557587	58021	1780	Piste Caudeval	24/10/2012	
Ca15	Calcaire schistosé bleu	2	33		359	2		AB12-Ca15b		Lame mince				403378	4741595	1780	557587	58021	1780	Piste Caudeval	24/10/2012	
Ca16	Calcaire gris lité	9	51					AB12-Ca16	Echantillon orienté 162O75	Lame mince		509		403227	4741628	1779	557436	58052	1779	Piste Caudeval	24/10/2012	
Ca17	Calcaire gris							AB12-Ca17	Affleurement entouré de pelites sub-affleurante	Lame mince		501		403181	4741644	1798	557390	58068	1798	Piste Caudeval	24/10/2012	
Pr01	Schiste sombre							AB12-Pr01	Orientation sub-horizontale	Lame mince		549		402856	4741740	1815	557064	58162	1815	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr02	Dolomie	33	20					AB12-Pr02a		Lame mince				402793	4741717	1810	557001	58138	1810	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr02	Schiste sombre	12	20					AB12-Pr02b	Schiste traversé de veines de calcite	Lame mince		523		402793	4741717	1810	557001	58138	1810	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr02	Calcaire sombre recristallisé	12	22					AB12-Pr02c		Lame mince				402793	4741717	1810	557001	58138	1810	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr03	Schiste sombre	285	19		21	20		AB12-Pr03		Lame mince		525		402732	4741687	1810	556940	58108	1810	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pra1	Schiste noir	325	20							Lame mince				402629	4741625	1803	556838	58045	1803	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr04	Schiste	0	20		45	15		AB12-Pr04a	Schiste légèrement chloritisé	Lame mince				402596	4741522	1811	556806	57942	1811	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr04	Schiste + veines de calcite							AB12-Pr04b	Echantillon orienté à 74S85	Lame mince				402596	4741522	1811	556806	57942	1811	Pradas (toit)	24/10/2012	
Pr05	Schiste noir + veines de quartz et calcite	9	17		140	14		AB12-Pr05	Zone légèrement plissée	Lame mince		535		402567	4741566	1803	556776	57985	1803	Pradas (toit)	25/10/2012	
Pr06	Schiste	70	35		70	0		AB12-Pr06a	Surmontant une passé chloriteuse	Lame mince		563		402542	4741530	1799	556752	57949	1799	Pradas (toit)	25/10/2012	
Pr06	Schiste + quartz	66	59					AB12-Pr06b	Surmonté une passé chloriteuse	Roche				402542	4741530	1799	556752	57949	1799	Pradas (toit)	25/10/2012	
Pr07	Migmatite (métasédiment)	357	19					AB12-Pr07a		Lame mince		533		402546	4741513	1798	556756	57932	1798	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pr07	Migmatite (métasédiment)	357	19					AB12-Pr07b		Lame mince				402546	4741513	1798	556756	57932	1798	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra2	Migmatite (métasédiment)	347	21							Lame mince				402534	4741511	1795	556744	57930	1795	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pr08	Albite							AB12-Pr08	Migmatite à proximité orientée 20E21	Lame mince				402400	4741376	1755	556611	57794	1755	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra3	Migmatite (leucosome important)	317	12							Lame mince				402461	4741313	1758	556672	57731	1758	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra4	Migmatite	330	36							Lame mince				402497	4741266	1752	556709	57685	1752	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pr09	Migmatite	338	54		338	0		AB12-Pr09	Leucogranite proche (au sud)	Lame mince				402599	4741311	1742	556810	57730	1742	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra5	Migmatite	325	56		341	11				Lame mince				402610	4741318	1732	556821	57738	1732	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra6	Migmatite									Lame mince				402643	4741419	1768	556854	57839	1768	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pr10	Leucogranite peu déformé							AB12-Pr10		Lame mince				402498	4741454	1793	556708	57873	1793	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra7	Migmatite	328	27		335	4				Lame mince				402435	4741586	1786	556844	58004	1786	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pr11	Migmatite/micaschiste	2	14					AB12-Pr11		Lame mince				402425	4741693	1779	556633	4741693	1779	Pradas (mur)	25/10/2012	
Pra8	Limite d'un corps minéralisé									Lame mince				402508	4741757	1760	556716	58176	1760	Pradas (gisement)	25/10/2012	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Pra9	Limite d'un corps minéralisé													402517	4741739	1761	556725	58158	1761	Pradas (gisement)	25/10/2012	
Pra10	Limite d'un corps minéralisé													402497	4741611	1779	556706	58030	1779	Pradas (gisement)	25/10/2012	
Pr12	Micaschiste	45	20					AB12-Pr12	Patine grise argentée a et b = même faciès plus ou moins schistosé	Lame mince				402510	4741710	1761	556718	58129	1761	Pradas (mur)	25/10/2012	
Fo14	Carbonate gris/bleu lité	56	18					AB12-Fo14a		Lame mince	506			402942	4740069	1676	557163	56491	1676	Piste Fourcat	26/10/2012	
Fo14	Carbonate gris/bleu schistosé	50	11					AB12-Fo14b	Au dessus de a	Lame mince				402942	4740069	1676	557163	56491	1676	Piste Fourcat	26/10/2012	
Fo14	Calcschiste chloritisé							AB12-Fo14c	Faciès sub-affleurant au dessus de b	Lame mince		328		402942	4740069	1676	557163	56491	1676	Piste Fourcat	26/10/2012	
Fo15	Carbonate schistosé	0	12		103	12	Strie	AB12-Fo15a		Lame mince	466			402930	4740069	1670	557151	56491	1670	Piste Fourcat	26/10/2012	
Fo15	Schiste ampéliteux	53	10		173	8		AB12-Fo15b	Au dessus de a	Lame mince	499			402930	4740069	1670	557151	56491	1670	Piste Fourcat	26/10/2012	
Fo16	Carbonate schistosé	30	39					AB12-Fo16a	Même succession que FO14	Lame mince				402860	4740163	1653	557080	56584	1653	Piste Fourcat	26/10/2012	
Fo16	Micaschiste	39	44					AB12-Fo16b	Au dessus de a	Lame mince				402860	4740163	1653	557080	56584	1653	Piste Fourcat	26/10/2012	
Albe1	Carbonate et schiste													402890	4740060	1676	557111	56481	1676	Col de Font Albe	26/10/2012	
P244	Chlorite de micaschiste							AB12-P244	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince		259		401930	4740336	1654	556149	56750	1654	Trimoums - secteur 2 (gisement)	06/11/2012	
P245	Chlorite de micaschiste							AB12-P245	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince				402172	4740720	1655	556388	57136	1655	Trimoums - secteur 2 (gisement)	06/11/2012	
P246	Bordure de pegmatite							AB12-P246	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince			267	402180	4740753	1661	556395	57169	1661	Trimoums - secteur 2 (gisement)	06/11/2012	
Bos22	Faïlle chloriteuse dans micaschiste	336	51	Plan de faille										402109	4740753	1680	556324	57168	1680	Trimoums - secteur 2 (mur)	06/11/2012	
P103	Chlorite de micaschiste							AB12-P103	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince		282		402287	4740875	1650	556502	57292	1650	Trimoums - secteur 1 (mur)	07/11/2012	
P247	Bordure de pegmatite							AB12-P247	Prélèvement de zone à phlogopite	Sucre de roche				402253	4740540	1638	556470	56956	1638	Trimoums - secteur 2 (gisement)	07/11/2012	
P248	Chlorite							AB12-P248	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince	[Chlorite] titanite: 167 ±38Ma			402010	4740784	1732	556225	57199	1732	Trimoums - secteur 2 (mur chloriteux)	07/11/2012	
P332	Bordure de pegmatite							AB12-P332	Prélèvement de zone à phlogopite	Roche				401731	4739575	1651	555955	55987	1651	Trimoums - secteur 3 (gisement)	14/11/2012	
P333	Bordure de pegmatite							AB12-P333	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince		299		401694	4739611	1631	555918	56023	1631	Trimoums - secteur 3 (gisement)	14/11/2012	
P334	Bordure de pegmatite							AB12-P334	Prélèvement de zone à phlogopite	Lame mince				401783	4739843	1641	556005	56256	1641	Trimoums - secteur 3 (gisement)	14/11/2012	
Gis3	Pegmatite + quartz (géodes)							AB12-Gis3	Minéraux de quartz rose + quartz automorphes	Roche				402213	4740706	1649	556429	57122	1649	Trimoums - secteur 2 (gisement)	15/11/2012	
P249	Bordure de pegmatite							AB12-P249	Prélèvement de zone à phlogopite	Lame mince				402195	4740761	1659	556410	57177	1659	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/11/2012	
P250	Chlorite de micaschiste/GSC							AB12-P250	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince				402213	4740843	1664	556428	57259	1664	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/11/2012	
P251	Bordure de pegmatite							AB12-P251a	Prélèvement de minéral chloriteux	Lame mince		254		402200	4740606	1643	556428	57259	1643	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/11/2012	
P251	Bordure de pegmatite							AB12-P251b		Lame mince				402200	4740606	1643	556417	57022	1643	Trimoums - secteur 2 (gisement)	14/11/2012	
P252	Bordure de pegmatite							AB12-P252	Prélèvement de zone à phlogopite	Sucre de roche				402175	4740378	1638	556393	56794	1638	Trimoums - secteur 2 (gisement)	15/11/2012	
P253	talc/chlorite							AB12-P253		Roche				401986	4740182	1637	556206	56596	1637	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
P254	Bordure de pegmatite							AB12-P254	Prélèvement de zone à phlogopite	Sucre de roche				402017	4740269	1645	556236	56684	1645	Trimoums - secteur 2 (gisement)	22/11/2012	
P255	Bordure de pegmatite							AB12-P255	Prélèvement de zone à phlogopite	Lame mince				401987	4740302	1646	556206	56716	1646	Trimoums - secteur 2 (gisement)	22/11/2012	
Toi1	Dolomie	31	51											402325	4740506	1665	556542	56923	1665	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
Toi2	Schiste noir	59	57		214	33		AB12-Toi2		Roche				402333	4740501	1666	556550	56918	1666	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
Toi3	Schiste noir	31	26											402333	4740458	1666	556551	56875	1666	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
Toi4	Schiste noir	30	52											402288	4740308	1665	556507	56725	1665	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
Toi5	Marbre sombre	30	42					AB12-Toi5		Roche				402193	4740223	1664	556413	56639	1664	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
Toi6	Marbre rubané	40	39					AB12-Toi6		Roche				402349	4740276	1695	556568	56693	1695	Trimoums - secteur 2 (toit)	22/11/2012	
Toi7	Marbre rubané	40	34					AB12-Toi7		Roche				402051	4739797	1700	556274	56212	1700	Trimoums - secteur 3 (toit)	22/11/2012	
Toi8	Marbre sombre	32	45					AB12-Toi8		Roche				402123	4739979	1708	556344	56394	1708	Trimoums - secteur 3 (toit)	22/11/2012	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
Pra11	Schiste quartzeux	283	26		4	26							402715	4741688	1800	556923	58108	1800	Pradas (toit)	05/08/2013		
Pra12	Micaschiste chloritisé	339	54		15	19							402561	4741825	1739	556768	58244	1739	Pradas (mur)	06/08/2013		
Pra13	Dolomie tigrée	356	26										402595	4741870	1720	556802	58290	1720	Pradas (toit)	06/08/2013		
Pr13	Migmatite	0	80		3	17		AB13-Pr13		Roche			402588	4742088	1625	556793	58508	1625	Pradas (mur)	06/08/2013		
Ca18	Calcaire gris bleuété	260	5		0	6		AB13-Ca18	Dévonien	Roche			402906	4742766	1586	557106	59188	1586	Piste Caudeval	06/08/2013		
Pra14	Schiste chloritisé												402414	4742297	1545	556618	58715	1545	Pradas (toit)	06/08/2013		
Mur12	Faille dans migmatite	118	36	Plan de faille	295	2	Strie						401537	4740625	1864	555753	57036	1864	Trimouns - secteur 2 (mur)	06/08/2013		
Toi14	Schiste	35	46		182	30							402357	4740522	1684	556574	56939	1684	Trimouns - secteur 2 (toit)	07/08/2013		
Mur13	talc (biseau)							biseau					401682	4739996	1690	555903	56408	1690	Trimouns - secteur 3 (mur chloritisé)	07/08/2013		
Mur14	Migmatite				120	38	Strie						401098	4739397	1750	555323	55804	1750	Trimouns - secteur 4 (mur)	21/08/2013		
Mur15	Migmatite	322	58										401031	4739340	1730	555257	55747	1730	Trimouns - secteur 4 (mur)	21/08/2013		
Gis7	talc	21	48										401915	4740067	1646	556136	56481	1646	Trimouns - secteur 3 (gisement)	21/08/2013		
Gis8	Chlorite de micaschiste	5	36		130	29							401917	4740072	1643	556138	56486	1643	Trimouns - secteur 3 (gisement)	21/08/2013		
Gis9	talc	39	31		50	20							401927	4740094	1642	556147	56508	1642	Trimouns - secteur 3 (gisement)	21/08/2013		
P104	Chlorite de pegmatite							AB13-P104		Roche			402372	4740730	1647	556588	57147	1647	Trimouns - secteur 1 (gisement)	23/08/2013		
P257	Pegmatite							AB13-P257a	Pegmatite du toit	Lame mince			402320	4740694	1652	556513	57112	1652	Trimouns - secteur 2 (toit)	23/08/2013		
P257	Pegmatite altérée							AB13-P257b	Chlorite de pegmatite du toit	Lame mince			402320	4740694	1652	556513	57112	1652	Trimouns - secteur 2 (toit)	23/08/2013		
P257	Chlorite de pegmatite							AB13-P257c	Chlorite de pegmatite du toit	Lame mince			402320	4740694	1652	556513	57112	1652	Trimouns - secteur 2 (toit)	23/08/2013		
Gis10	Chlorite de skarn							AB13-Gis10	Rutile centimétrique	Section polie	[Skarn chloritisé] rutile: 103.4 ±3Ma		401939	4740223	1654	556158	56637	1654	Trimouns - secteur 2 (gisement)	27/08/2013		
Gis10	Chlorite de skarn							AB13-Gis10	Titanite centimétrique	Section polie	[Skarn chloritisé] titanite: 98.7 ±1.7Ma		401939	4740223	1654	556158	56637	1654	Trimouns - secteur 2 (gisement)	27/08/2013		
Pra15	Migmatite/moraine												402367	4742631	1473	556568	59049	1473	Pradas (mur)	30/08/2013		
Pra16	Micaschiste/moraine												402461	4742675	1465	556662	59094	1465	Pradas (mur)	30/08/2013		
Pra17	Schiste/moraine												402553	4742685	1459	556754	59105	1459	Pradas (toit)	30/08/2013		
Pra18	Migmatite	198	33		317	31							402328	4742632	1480	556529	59050	1480	Pradas (mur)	30/08/2013		
Pra19	Orthogneiss	130	10		150	3							402190	4742510	1519	556392	58927	1519	Pradas (mur)	30/08/2013		
Pra20	Schiste noir	342	49		8	25							402678	4741795	1737	556886	58215	1737	Pradas (toit)	30/08/2013		
Pra21	Schiste quartzeux	315	15										402886	4741896	1795	557093	58318	1795	Pradas (toit)	03/09/2013		
Pra22	Carbonate gris sombre	10	40										402985	4742077	1775	557191	58500	1775	Pradas (toit)	03/09/2013		
Pr14	Schiste sombre	345	38		135	21		AB13-Pr14		Roche			403018	4742226	1759	557222	58649	1759	Pradas (toit)	03/09/2013		
Pr15	Carbonate sombre bréchiq	345	42					AB13-Pr15	Veines de calcite	Roche			403017	4742245	1750	557221	58668	1750	Pradas (toit)	03/09/2013		
Mur16	Migmatite + chlorite	184	64										401604	4740679	1850	555820	57091	1850	Trimouns - secteur 2 (mur)	03/09/2013		
Gis11	Skarn	215	66					AB13-Gis11		Roche			401965	4740208	1649	556185	56622	1649	Trimouns - secteur 2 (gisement)	05/09/2013		
Gis12	talc	9	61										401740	4739676	1631	555964	56088	1631	Trimouns - secteur 2 (gisement)	19/09/2013		
Toi15	Schiste	6	55		9	3							401726	4739232	1600	555953	55644	1600	Trimouns - secteur 4 (toit)	19/09/2013		
Gis13	Marbre							AB13-Gis13		Roche			401893	4739959	1630	556114	56372	1630	Trimouns - secteur 3 (gisement)	30/09/2013		
Gis14	Marbre	11	57		184	8							401893	4739955	1635	556115	56368	1635	Trimouns - secteur 3 (gisement)	08/10/2013		
Gis15	talc	6	39										402176	4740424	1643	556394	56840	1643	Trimouns - secteur 3 (gisement)	08/10/2013		
P105	Orthogneiss							AB13-P105		Roche			402284	4741061	1680	556497	57478	1680	Trimouns - secteur 1 (mur)	29/10/2013		
P106	Orthogneiss	31	90		0	90							402279	4741054	1678	556492	57471	1678	Trimouns - secteur 1 (mur)	29/10/2013		
P107	Migmatite	18	45		31	13							402279	4741077	1685	556492	57494	1685	Trimouns - secteur 1 (mur)	29/10/2013		
P108	Talc												402198	4741094	1689	556411	57510	1689	Trimouns - secteur 1 (gisement)	29/10/2013		

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
P109	Migmatite/micaschiste	336	60		0	45							402180	4741105	1695	556393	57521	1695	Trimouins - secteur 1 (mur)	29/10/2013		
P110	Orthogneiss/pegmatite												402272	4741085	1687	556485	57502	1687	Trimouins - secteur 1 (mur)	29/10/2013		
P111	Micaschiste												402349	4740997	1689	556563	57414	1689	Trimouins - secteur 1 (mur)	29/10/2013		
P258	Micaschiste/GSC	340	20					AB13-P258		Roche			402196	4740851	1666	556411	57267	1666	Trimouins - secteur 2 (mur)	30/10/2013		
P258	Faille	5	59	Plan de faille	50	49	Strie						402195	4740850	1667	556410	57266	1667	Trimouins - secteur 2 (mur chloritisé)	30/10/2013		
P258	Faille	26	78	Plan de faille									402194	4740850	1668	556409	57266	1668	Trimouins - secteur 2 (mur chloritisé)	30/10/2013		
P259	Pegmatite							AB13-P259		Roche			402193	4740843	1638	556408	57259	1638	Trimouins - secteur 2 (mur chloritisé)	30/10/2013		
P260	Pegmatite							AB13-P260		Roche			402037	4740289	1649	556256	56704	1649	Trimouins - secteur 2 (gisement)	30/10/2013		
P261	Pegmatite							AB13-P261		Roche			401636	4740430	1798	555854	56842	1798	Trimouins - secteur 2 (mur)	30/10/2013		
P339	Pegmatite							AB13-P339		Roche			401713	4739662	1637	555937	56074	1637	Trimouins - secteur 3 (gisement)	06/11/2013		
Gis17	Contact talc/micaschiste												401827	4739793	1633	556050	56206	1633	Trimouins - secteur 3 (gisement)	06/11/2013		
Toi16	Contact dolomie/schiste												402523	4740801	1671	556738	57220	1671	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi17	Dolomie bréchique avec chlorite	95	39										402511	4740781	1671	556726	57200	1671	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi18	Dolomie fracturée	80	40										402477	4740742	1671	556693	57160	1671	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi19	Dolomie fracturée	0	35										402451	4740724	1670	556667	57142	1670	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi19	Fracture	128	50										402451	4740724	1670	556667	57142	1670	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi20	Dolomie rubanée	55	56										402424	4740701	1642	556640	57119	1642	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi21	Faille chloritisée (pegmatite)	97	55	Plan de faille					Faille dans laquelle P257 est intrudée				402398	4740690	1670	556614	57108	1670	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi22	Dolomie rubanée massive	40	40										402322	4740527	1675	556539	56944	1675	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi23	Schiste noir/dolomie	60	69										402327	4740502	1678	556544	56919	1678	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi24	Dolomie (lentille)	65	50										402328	4740477	1677	556546	56894	1677	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi25	Schiste noir/dolomie	60	29		200	25							402335	4740451	1661	556553	56868	1661	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi26	Schiste noir	55	50										402329	4740406	1666	556547	56823	1666	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi27	Dolomie (géode) - monazite							AB13-Toi27		Section polie	[Dolomie] monazite: 104.64 ±0.56Ma		402266	4740484	1650	556484	56901	1650	Trimouins - secteur 2 (toit)	08/11/2013		
Toi28	Marbre rubané	58	29										401985	4739870	1664	556207	56284	1664	Trimouins - secteur 3 (toit)	08/11/2013		
Toi29	Schiste noir	352	39										402106	4739940	1704	556328	56355	1704	Trimouins - secteur 3 (toit)	08/11/2013		
13	Brèche carbonatée							AB14-Bas1		Lame mince		440	406862	4741548	1134	560873	57999	1134	Piste Basqui	04/04/2014		
14	Calcaire dévonien beige (folié)	323	30		355	17		AB14-Bas2a		Roche			404329	4741263	1350	558541	57696	1350	Piste Basqui	04/04/2014		
14	Calcaire dévonien beige (folié)	295	38					AB14-Bas2b		Lame mince			404329	4741263	1350	558541	57696	1350	Piste Basqui	04/04/2014		
14	Calcaire dévonien beige (folié)							AB14-Bas2c		Roche			404329	4741263	1350	558541	57696	1350	Piste Basqui	04/04/2014		
14	Calcaire dévonien beige (folié)							AB14-Bas2d		Lame mince			404329	4741263	1350	558541	57696	1350	Piste Basqui	04/04/2014		
15	Marbre folié à patine grise	148	31		163	20		AB14-Bas3		Lame mince			404931	4740783	1470	559147	57220	1470	Piste Basqui	04/04/2014		
16	Marbre rubané												404649	4740782	1505	558865	57217	1505	Piste Basqui	04/04/2014		
17	Dolomie grise	159	40										404585	4740766	1505	558801	57201	1505	Piste Basqui	04/04/2014		
18	Calcschiste beige	305	42		340	24		AB14-Bas4a		Lame mince		515	404553	4740678	1527	558770	57112	1527	Piste Basqui	04/04/2014		
18	Calcschiste beige	305	42		340	24		AB14-Bas4b		Lame mince		390	404553	4740678	1527	558770	57112	1527	Piste Basqui	04/04/2014		
19	Calcaire brun dans petite grise	153	21		153	0	Intersection	AB14-Bas5		Lame mince		500	404518	4740602	1523	558736	57036	1523	Piste Basqui	04/04/2014		
20	Calcaire en plaquettes	35	30		205	10		AB14-Bas6		Lame mince		450	403485	4739770	1580	557709	56196	1580	Piste Basqui	04/04/2014		
Entre 20 et 21	Pélite grise							AB14-Bas7		Lame mince		460	403676	4739950	1598	557898	56377	1598	Piste Basqui	04/04/2014		
21	Calcaire marneux	355	16		180	14							403866	4740129	1615	558087	56558	1615	Piste Basqui	04/04/2014		

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (*)			Linéation (*) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
22	Calcaire brun dans pelite grise	40	42		15	20		AB14-Bas8		Lame mince	440			403910	4740140	1626	558131	56569	1626	Piste Basqui	04/04/2014	
23	Calcaire en plaquettes	77	18		201	14								404027	4740242	1629	558247	56672	1629	Piste Basqui	04/04/2014	
24	Pélite grise	36	45		207	20								404087	4740240	1593	558307	56671	1593	Piste Basqui	04/04/2014	
25	Dolomie							AB14-Bas9a		Lame mince				404185	4740487	1569	558403	56918	1569	Piste Basqui	04/04/2014	
25	Calcschiste	326	50		10	20		AB14-Bas9b1		Lame mince	420			404185	4740487	1569	558403	56918	1569	Piste Basqui	04/04/2014	
25	Calcschiste	326	50		10	20		AB14-Bas9b2		Lame mince				404185	4740487	1569	558403	56918	1569	Piste Basqui	04/04/2014	
25	Pélite massive	298	40					AB14-Bas9c		Lame mince				404185	4740487	1569	558403	56918	1569	Piste Basqui	04/04/2014	
26	Marbre noduleux	340	80					AB14-Bas10		Lame mince	415			404252	4740535	1567	558470	56967	1567	Piste Basqui	04/04/2014	
27	Calcschiste en plaquettes	351	57		0	10								404349	4740589	1542	558567	57022	1542	Piste Basqui	04/04/2014	
28	Marbre	123	20											404788	4740801	1440	559004	57237	1440	Piste Basqui	04/04/2014	
29	Dolomie	190	46											404578	4740874	1424	558793	57309	1424	Piste Basqui	04/04/2014	
30	Calcschistes	334	76											404520	4740845	1380	558736	57279	1380	Piste Basqui	04/04/2014	
31	Calcschistes	335	53		348	16								404388	4740786	1402	558604	57219	1402	Piste Basqui	04/04/2014	
32	Marbre rubané blanc	335	34											404226	4740779	1416	558442	57211	1416	Piste Basqui	04/04/2014	
33	Calcschiste tectonisé	0	75											404150	4740729	1393	558366	57160	1393	Piste Basqui	04/04/2014	
Opidum	Dolomie	10	50											402762	4740599	1662	556979	57019	1662	Trimoums - secteur 3 (toit)	31/07/2014	
Ba07	Micaschiste (?)	27	31					AB14-Ba07		Roche				402867	4740873	1630	557082	57294	1630	Basqui	31/07/2014	
Ba08	Schiste noir	341	57					AB14-Ba08	Schiste type Pradas	Roche				403281	4741113	1606	557494	57538	1606	Basqui	31/07/2014	
Ba09	Marbre gris bleuté							AB14-Ba09		Roche				403322	4741189	1623	557535	57614	1623	Basqui	01/08/2014	
P112	Marbre gris bleuté	3	24											403348	4741279	1645	557560	57704	1645	Basqui	01/08/2014	
Sa05	Marbre gris bleuté	346	7		0	4		AB14-Sa05		Roche				402569	4738502	1624	556802	54920	1624	Salvanière	01/08/2014	
Sa06	Schiste	358	17		17	6	Strie	AB14-Sa06		Roche				402509	4738373	1629	556743	54791	1629	Salvanière	01/08/2014	
D11	Dolomie grise							D11	Légèrement altérée à sa surface	Lame mince				402266	4740484	1657	556544	56987	1657	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D12A	Dolomie							D12A	Avec lits graphiteux	Lame mince				402305	4740532	1656	556523	56950	1656	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D12B	Dolomie rubanée							D12B	Avec lits graphiteux	Lame mince				402305	4740532	1656	556523	56950	1656	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D13	Dolomie blanche							D13		Lame mince				402321	4740529	1660	556539	56947	1660	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D14	Dolomie							D14	Minéralisation calcite + Fleur de talc	Lame mince				402348	4740622	1656	556585	57040	1656	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D15	Dolomie grise							D15		Lame mince				402369	4740632	1670	556585	57050	1670	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D16	Dolomie							D16	graphite + fleur de talc + calcite	Lame mince				402320	4740547	1660	556538	56965	1660	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D21	Dolomie							D21		Lame mince				402389	4740689	1660	556605	57107	1660	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D22	Dolomie blanche							D22		Lame mince				402396	4740681	1665	556612	57099	1665	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D23	Veine de calcite							D23		Lame mince				402386	4740678	1662	556603	57097	1662	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D24	Dolomie rubanée							D24	Avec lits graphiteux	Lame mince				402407	4740699	1658	556623	57118	1658	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D25	Dolomie							D25	Fleur de talc	Lame mince				402386	4740702	1657	556603	57120	1657	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D31	Dolomie grise							D31	Très graphiteuse	Lame mince				402335	4740683	1648	556551	57101	1648	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D32	Dolomie							D32	Contact avec les schistes	Lame mince				402348	4740715	1643	556564	57132	1643	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D33	Dolomie							D33	Légèrement altérée	Lame mince				402360	4740723	1642	556577	57141	1642	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D41	Dolomie blanche							D41	Contact avec les schistes	Lame mince	470			402102	4740162	1618	556322	56577	1618	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D42	Dolomie							D42	Intrusion graphiteuse	Lame mince				402102	4740162	1616	556322	56577	1616	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D43	Dolomie							D43	Avec lits graphiteux	Lame mince				402102	4740162	1613	556322	56577	1613	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D44	Dolomie							D44	Altération talqueuse	Lame mince				402102	4740162	1611	556322	56577	1611	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D45	Dolomie gris foncée							D45	Très graphiteuse	Lame mince				402102	4740162	1609	556322	56577	1609	Trimoums - secteur 2 (toit)	10/10/2014	

Nom du point G.P.S.	Lithologie	Orientation						Echantillon			Datation (U-Th-Pb)	Températures (°C)			UTM 31 (relevés G.P.S.)			Lambert III sud (pour M.N.T. Imerys talc)			Localisation approximative	Date de prélèvement
		Foliation (°)			Linéation (°) (minérale par défaut)			Nom (si prélèvement)	Commentaires	Support		Raman sur carbone (±50°)	Chlorite	Assemblages minéralogique - Pic/épisodes	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)		
		Azimut	Pendage	Particularité	Plan vertical	Plongement	Particularité															
D46	Dolomie grise							D46	graphite + talc	Lame mince				402102	4740162	1607	556322	56577	1607	Trimouns - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D47	Dolomie gris claire							D47	Gros grains	Lame mince				402102	4740162	1601	556322	56577	1601	Trimouns - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D48	Dolomie gris claire							D48	Veine de talc	Lame mince				402102	4740162	1600	556322	56577	1600	Trimouns - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D49	Dolomie "petit granite"							D49		Lame mince				402102	4740162	1595	556322	56577	1595	Trimouns - secteur 2 (toit)	10/10/2014	
D410	Dolomie gris claire à gros grains							D410		Lame mince				402102	4740162	1594	556322	56577	1594	Trimouns - secteur 3 (toit)	16/10/2014	
Toi30	Schiste	8	49											401931	4739905	1628	556153	56319	1628	Trimouns - secteur 2 (toit)	16/10/2014	
Toi31	Schiste	18	49											402296	4740690	1642	556512	57107	1642	Trimouns - secteur 2 (toit)	16/10/2014	
Toi32	talc	9	59		185	6								402242	4740540	1636	556459	56956	1636	Trimouns - secteur 2 (toit)	16/10/2014	
Toi33	talc	10	36		190	0								402223	4740501	1633	556440	56917	1633	Trimouns - secteur 2 (toit)	16/10/2014	
Toi34	talc	18	66											401978	4740079	1632	556199	56493	1632	Trimouns - secteur 3 (gisement)	16/10/2014	
Toi34	Schiste	18	40											401978	4740079	1632	556199	56493	1632	Trimouns - secteur 3 (gisement)	16/10/2014	
Point 355	Métapélite grise							13MSB355B		Lame mince		491			405528	4738430	1600	559763	54871	1600	Fourcat	?

AUTEUR : Alexandre Boutin

TITRE : Étude des conditions de formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France)

DIRECTEUR DE THESE : Michel de Saint Blanquat

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Toulouse, le mardi 27 septembre 2016

RESUME

Le gisement de talc-chlorite de Trimouns est situé dans le massif nord-pyrénéen du Saint Barthélémy (Ariège, France). Le but de cette étude est de caractériser les conditions de formation du gisement et de les intégrer dans le contexte géologique régional. Cette thèse apporte également de nouveaux outils à l'entreprise Imerys talc pour avoir une meilleure connaissance des gisements de talc, et donc pour optimiser les processus d'exploitation. La synthèse de nos travaux nous permet de proposer un modèle de la formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns. Ce modèle s'inscrit dans un contexte géodynamique post-varisque que l'on peut mettre en relation avec les phénomènes extensifs pré-orogéniques pyrénéens du Crétacé (120-85 Ma). Nos travaux montrent également que le massif du Saint Barthélémy, et possiblement les autres massifs nord pyrénéens semblables, ne sont pas des massifs "simplement" varisques mais qu'ils ont pu être profondément affectés par les événements du cycle alpin.

MOTS-CLÉS : Trimouns, talc, chlorite, Pyrénées, métasomatisme, cycle alpin, cycle varisque, processus géologiques, rifting, extension crustale.

ABSTRACT

The Trimouns talc–chlorite deposit is located in the north Pyrenean Saint Barthelemy massif (Ariège, France). This study aims at understanding the formation conditions of the talc-chlorite deposit and at integrating them in the alpine pre-orogenic context. This thesis also brings new tools to Imerys Talc company in order to have a better knowledge of talc deposits and improve their mining processes. The synthesis of our works allows us to propose a model of the formation of the Trimouns talc-chlorite deposit. This model is part of a post-Variscan extensive geodynamic context that can be related to the Pyrenean extensive pre-orogenic phenomena during Cretaceous period (120-85 Ma). This pre-orogenic context is associated with mantle exhumation, likely source of magnesium necessary for the formation of talc. Our studies also show that the Saint Barthelemy massif and possibly other similar north Pyrenean massifs are not "simply" Variscan but have been deeply affected by the events of the Alpine cycle.

KEYWORDS : Trimouns, talc, chlorite, Pyrenees, metasomatism, Alpine cycle, Variscan cycle, geological processes, rifting, crustal thinning.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

INTITULÉ ET ADRESSE DU LABORATOIRE :

Géosciences Environnement Toulouse, 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse