

Benjamin CORRE

Maîtres de stage : **Yves Lagabrielle, Michel Ballèvre**



**Métasomatisme et déformation liés à l'exhumation du
manteau en contexte de marge passive distale : étude
du massif du Sarailé**

(Chaînon Béarnais, Zone Nord-Pyrénéenne)

Stage effectué au laboratoire de Géosciences Rennes

Soutenu le 19 Juin 2014 à Grenoble



Résumé

Au pied des marges continentales passives distales, le manteau est exhumé en contexte extensif suite à un fort amincissement crustal. Il peut alors entrer en contact tectonique avec les sédiments pré-rift sus-jacents. Les Chaînons Béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne, Pyrénées occidentales) présentent une couverture sédimentaire mésozoïque plissée, associée à des pointements de socle paléozoïque et de manteau. Le massif du Sarailé comprend l'ensemble de ces lithologies affleurant sur une zone réduite et constitue un bon analogue des pieds de marges passives distales. C'est pourquoi nous l'avons étudié selon différentes approches : cartographie géologique ; géologie structurale ; études pétrographique, minéralogique et géochimique. À l'Albo-Cénomaniens, l'amincissement crustal extrême et la remontée du manteau le long d'un détachement ductile enraciné en profondeur s'accompagnent d'une intense déformation et du boudinage du manteau et du socle continental. En surface, la couverture sédimentaire mésozoïque se désolidarise de son socle et se retrouve en contact avec le manteau exhumé. Les sédiments ont subi une intense déformation lors du découplage avec le socle. Des phénomènes métasomatiques majeurs accompagnent ces déformations avec la cristallisation, dans les conditions du faciès schistes verts, de différentes lithologies hydrothermales : chlorito-talcschistes (talc, clinocllore) magnésitite, albitite. La géochimie isotopique (C, O) montre que les fluides ayant parcouru le système sont d'origine métamorphique.

Mots clés: *Métasomatisme, Déformation ductile, Marge passive distale, Exhumation du manteau, Chaînons Béarnais*

Abstract

Mantle rocks are exhumed in extensional setting at the foot of distal passive margins in response to extreme continental crustal thinning. In such conditions, peridotites may be placed in tectonic contact with overlying pre-rift sediments. The Chaînons Béarnais (North Pyrenean Zone, Western Pyrenees) have a folded Mesozoic sedimentary cover associated with Paleozoic basement and peridotite bodies. The Sarailé massif is composed of all of these lithologies outcropping in a very limited area and thus constitutes a suitable analogue of distal passive margin environments. Therefore, investigations have been conducted in this massif with various approaches: geological mapping; structural geology; petrography, mineralogy and isotopic geochemical studies. During Albo-Cenomanian times, the extreme crustal thinning and the mantle exhumation along a rooted ductile detachment at depth is accompanied with an intense deformation and the boudinage of the mantle rocks and the continental basement. At the surface, the Mesozoic sedimentary cover is dissociated from its bedrock and comes in direct contact with the exhumed mantle rocks. The sediments have suffered an intense deformation during the decoupling with its bedrock. Some major metasomatic phenomena accompany these deformations with the crystallization, under greenschist facies conditions, of hydrothermal lithologies such as: chlorito-talcschists (talc, clinocllore), magnesitite, albitite. Isotopic geochemistry (C, O) shows that the fluids which circulated through the system have a metamorphic origin.

Keywords: *Metasomatism, Ductile deformation, Distal passive margin, Mantle exhumations, Chaînons Béarnais*

Remerciements

Je remercie sincèrement Yves Lagabrielle. Merci de tout ce qu'il m'a appris et apporté pendant ces 6 mois, autant d'un point de vue humain que scientifique. Merci pour ses conseils, ses connaissances, son optimisme et j'en passe...

Merci à Michel Ballèvre de m'avoir consacré de son temps malgré son emploi du temps chargé.

Merci à Serge Fourcade pour son œil critique et pour l'aide qu'il m'a apporté grâce à son expérience en minéralogie.

Merci à Pierre Labaume de m'avoir accompagné sur le terrain et fait partager ses connaissances sur les Chaînon Béarnais.

Merci à Philippe Boulvais de m'avoir permis d'accéder au laboratoire de géochimie isotopique et aux discussions que nous avons partagées.

Merci à Camille Clerc pour ses conseils et pour m'avoir permis de découvrir Lherz et ses environs.

Merci à mes co-bureaux et surtout amis, Johann, Corentin, Masy, Charlène, Charlotte et Paul pour tous les bons moments innombrables que nous avons passés ensemble pendant ces 6 mois. Je remercie surtout Paul qui m'a mis en contact avec Yves et sans qui je n'aurai pas eu ce stage à Rennes.

Merci au laboratoire de Géosciences Rennes de m'avoir accueilli dans ses locaux.

Sommaire

I. Introduction	5
II. Contexte Géologique	6
A. La ZNP, un analogue de marge distale	6
1) Les Pyrénées.....	6
2) Pourquoi étudier la ZNP ?.....	8
3) Les trois caractères originaux de la ZNP.....	8
B. Les Chaînon Béarnais et le massif du Sarailé.....	10
1) Les Chaînon Béarnais.....	10
2) Le Sarailé.....	11
III. Structure et lithologies du Sarailé	12
A. Structure du Sarailé	12
B. Les différentes lithologies	14
1) Manteau.....	14
2) Socle paléozoïque	14
3) Couverture sédimentaire mésozoïque	15
C. Contacts Manteau/Paléozoïque/Mésozoïque	16
1) Contact manteau et socle	16
2) Contact manteau et Mésozoïque	16
3) Contact socle et Mésozoïque.....	16
IV. Métasomatisme au Sarailé	18
A. Albitisation et talcification dans les Pyrénées : comparaison avec le Sarailé	18
1) Albitisation	18
2) Talcification.....	18
B. Minéralogie et géochimie roche totale	19
1) Talcs et Clinochlores :.....	19
2) Albitite.....	19
3) Magnésitite	20
4) Interprétation : les échanges manteau/sédiments	20
C. Géochimie Isotopique	22
1) Intérêt des isotopes stables	22
2) Acquisition des données	23
3) Résultats.....	23
V. Interprétation géodynamique : fonctionnement du détachement.	26
A. Circulations des fluides et métasomatisme.....	26
1) Les contraintes du système isotopique du Sarailé.....	26
2) Comparaison avec le système métasomatique de Trimouns	27
3) Influence des différentes lithologies	28
B. Déformations durant le détachement.....	29
C. Comparaison avec les marges passives	32
VI. Conclusion	34
VII. Références bibliographiques	35
VIII. Annexes	38

I. Introduction

L'orogène Pyrénéen résulte de la fermeture de bassins intracontinentaux ouverts entre les plaques Ibérie et Europe, durant l'Albo-Cénomaniens à l'extrémité Est du Golfe de Gascogne à fond océanique. Le fond de ces bassins était constitué de croûte continentale hyper-amincie et localement de manteau subcontinental à l'affleurement ou proche de la surface (Lagabrielle et Bodinier, 2008, Jammes et al. 2009). La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), qui se caractérise par la présence de corps de manteau intracontinental, résulte de l'inversion de ces bassins.

En dépit d'une apparence classique, les Pyrénées présentent des caractéristiques singulières comparées à d'autres chaînes de montagnes. En effet, la ZNP a subi un métamorphisme de Haute-Température Basse-Pression (HT-BP), affectant la couverture sédimentaire mésozoïque, non pas pendant la collision, mais pendant la phase de rifting, au Crétacé (Albarède et Michard-Vitrac, 1978, Choukroune et Mattauer, 1978, Golberg et Leyreloup, 1990). Le métamorphisme de cette couverture se produit durant l'amincissement crustal extrême et la dénudation du manteau. De plus, le raccourcissement de la partie Nord des Pyrénées ayant été relativement faible, certaines structures extensives des paléo-marges bordant les bassins crétacés ont été préservées et sont observables aujourd'hui dans la ZNP. C'est le cas de la partie distale de ces marges passives qui est rarement à l'affleurement ou identifiable dans les chaînes de collision.

Le présent travail a pour but de mieux connaître les processus tectoniques et les circulations de fluides associés à la remontée du manteau et à l'extraction latérale de la croûte continentale, lors de la formation des bassins albo-cénomaniens de la ZNP. Un des objectifs est de mieux contraindre la dynamique de détachement de la couverture sédimentaire liée à l'hyper-extension et à la remontée du manteau dans la partie distale des marges des bassins de la ZNP. La cible choisie, le massif du Sarailé, est située dans les Chaînons Béarnais (Pyrénées occidentales). Ce massif présente sur une surface restreinte des affleurements de manteau, de socle paléozoïque et de la couverture sédimentaire mésozoïque. Les contacts respectifs entre ces lithologies y sont tous accessibles. Ainsi, il constitue un cas idéal pour l'étude des marges passives distales pyrénéennes.

Ce travail a porté sur la cartographie du massif du Sarailé et sur l'analyse pétrographique, minéralogique et microstructurale d'échantillons récoltés lors de deux missions effectuées en 2014 (échantillons BCOR) et lors de missions effectuées par Y. Lagabrielle entre 2006 et 2009 (échantillons SAR). En complément, une approche en géochimie isotopique a été menée au laboratoire de Géosciences Rennes pour caractériser les fluides impliqués dans le détachement.

II. Contexte Géologique

A. La ZNP, un analogue de marge distale

1) Les Pyrénées

La chaîne des Pyrénées s'étend sur environ 400km entre la Mer Méditerranée, à l'Est et le Golfe de Gascogne, à l'Ouest et résulte de la collision entre la plaque Ibérie et la plaque Europe à partir du Santonien et durant le Cénozoïque inférieur. Les Pyrénées sont divisées en trois parties du Nord au Sud : la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), la Zone Axiale (ZA) et la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) (Figure 1) (Choukroune, 1992) : la ZNP est constituée d'une couverture de sédiments mésozoïques et cénozoïques recouvrant du socle Paléozoïque. Elle est limitée au Nord par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) et au Sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) ; La ZA, formant les hauts reliefs des Pyrénées, est constituée de roches plissées et métamorphisées pendant l'Hercynien (Dévonien-Permien). Elle est limitée au Nord par la FNP et chevauche vers le Sud la ZSP ; la ZSP est constituée de sédiments mésozoïques et cénozoïques plissés à vergence Sud. Elle est limitée au Sud par le Chevauchement Sud Pyrénéen (CSP).

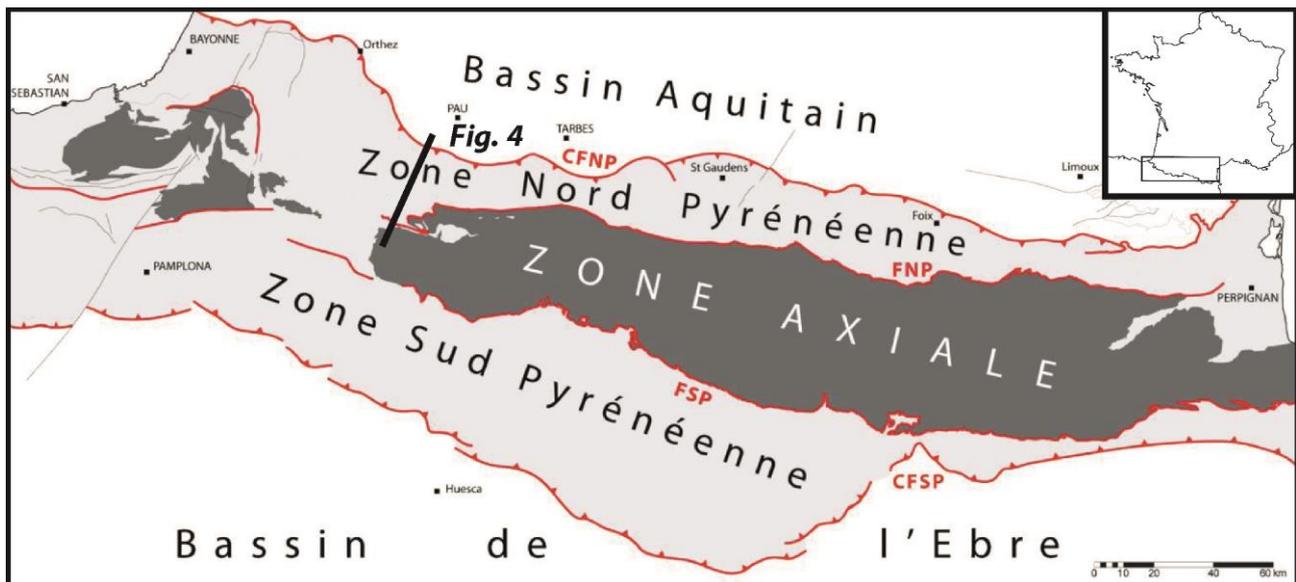


Figure 1. Carte structurale simplifiée des Pyrénées. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; FSP : Faille Sud Pyrénéenne ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (d'après Clerc, 2012)

En 1988, une coupe des Pyrénées, par sismique réflexion, le long d'un profil ECORS, a permis d'obtenir une image de la structure en profondeur, du bassin de l'Ebre, en Espagne, jusque dans le bassin Aquitain, près de Toulouse. Ce profil représente une avancée majeure dans la compréhension des Pyrénées. Différents points ont été mis en avant : (1) la structure en éventail de la chaîne ; (2) la différence d'épaisseur entre la plaque Ibérie (plus épaisse) et la plaque Europe (plus mince) ; (3) le slab Ibérique à plongement Nord et (4) la présence de plusieurs chevauchements majeurs dans la couverture mésozoïque (Equipe ECORS Pyrénées, 1988). Deux interprétations majeures ont été soumises suite à l'acquisition du profil ECORS Pyrénées. Soit la croûte inférieure de la plaque Ibérique rentre en subduction sous la plaque Europe (Muñoz et al. 1992, Chevrot et al. soumis). Soit la plaque Ibérique est sous-plaquée sous la ZA, avec formation d'une racine crustale (Roure et al. 1989, Chevrot et al. soumis) (Figure 2).

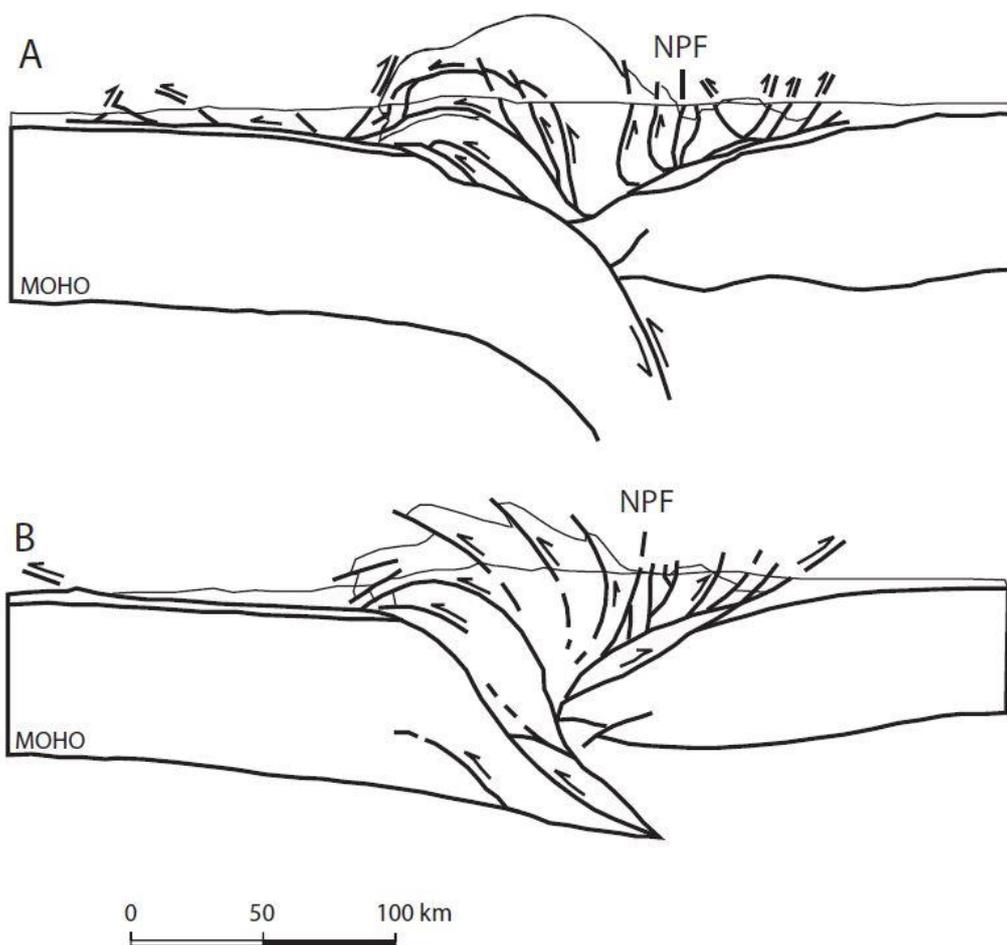


Figure 2. Profils ECORS Pyrénées interprétés : A. Subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Europe (Muñoz et al. 1992, Chevrot et al. soumis) ; B. Plaque Ibérique sous-plaquée sous la ZA, avec formation d'une racine crustale (Roure et al. 1989, Chevrot et al. soumis).

2) Pourquoi étudier la ZNP ?

La phase d'extension pyrénéenne est due au mouvement rotationnel de l'Ibérie par rapport à la plaque Europe en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Nord et de la baie de Biscaye, entre le Jurassique et l'Aptien (Choukroune et Mattauer, 1978, Olivet et al. 1996, Sibuet et al. 2004). Cette phase provoque un amincissement crustal extrême avec remontée et exhumation du manteau au fond des bassins d'âge Albien de la future ZNP. En raison de la haute thermicité, la partie distale de la marge se comporte de façon ductile et on n'y observe pas les structures classiques, fragiles, des marges proximales, comme les blocs basculés (Clerc, 2012, Clerc et Lagabrielle, 2014). Ces domaines de marges distales sont alors caractérisés par le boudinage de la croûte continentale et par la désolidarisation, en amont, de la couverture sédimentaire mésozoïque (Lagabrielle et al., 2010, Clerc 2012).

L'étude des contacts entre le manteau, le Paléozoïque et les métasédiments mésozoïques de HT de la ZNP est un enjeu important car ces ensembles représentent des analogues de marges distales. Ils ont un fort intérêt d'un point de vue géodynamique pour la compréhension des processus d'amincissement extrême de la croûte continentale et d'un point de vue économique pour la mise en place et la genèse de ressources énergétiques (pétrole) et minérales (talc). Ces analogues sont encore très peu explorés et très mal connus.

3) Les trois caractères originaux de la ZNP

Trois caractères majeurs font l'intérêt de la ZNP dans le cadre de l'étude des marges distales.

(1) Fond des bassins de la ZNP. Le fond des bassins albiens étant constitué de sédiments triasiques et jurassiques montre que la couverture mésozoïque s'est désolidarisée de son socle. Deux hypothèses expliquant cette désolidarisation sont : le glissement gravitaire, (Lagabrielle et al. 2010) ; ou le glissement assisté par traction (Clerc, 2012) (*Figure 3*). Dans les deux cas, l'interface de glissement est constituée de sédiments évaporitiques triasiques, faisant office de « couche savon ». Nous verrons que la déformation ductile et les fluides ont un rôle majeur dans ces glissements.

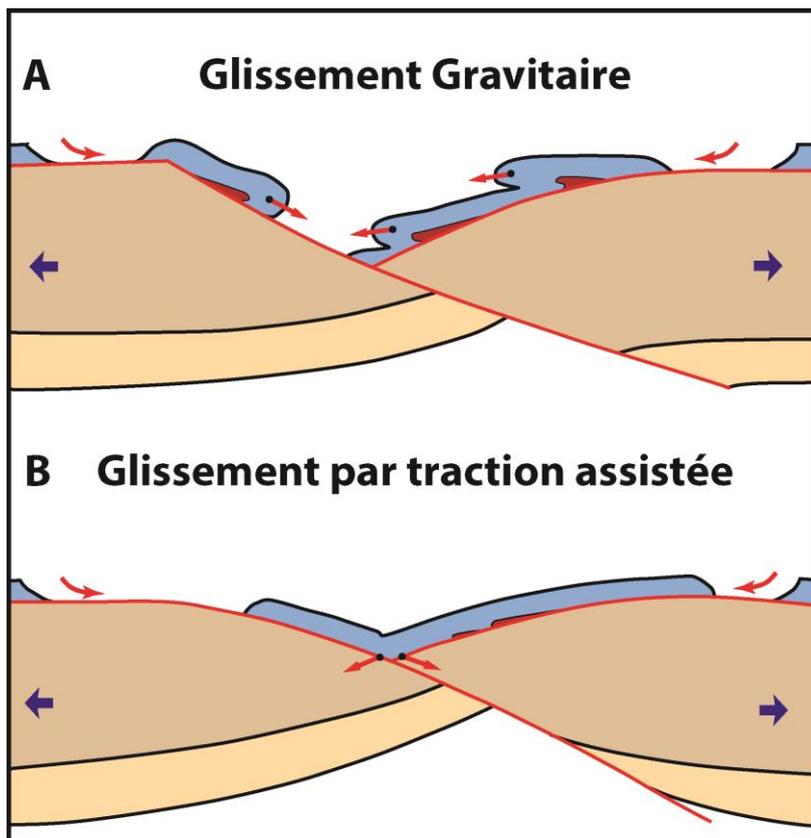


Figure 3. Deux hypothèses de désolidarisation de la couverture mésozoïque pendant la mise en place des bassins à l'Albien : A. Glissement gravitaire, la couverture glisse sous son propre poids ; B. Glissement par traction assistée, la couverture est désolidarisée par soutirage latéral de la croûte (Clerc et Lagabrielle, 2014)

(2) Métamorphisme de la ZNP. Le métamorphisme HT-BP de la ZNP baisse d'intensité de l'Est vers l'Ouest. Les températures maximales atteintes par les métasédiments varient de environ 700°C à l'Est et jusqu'à environ 350°C à l'Ouest (Clerc, 2012, Golberg et Leyreloup, 1990). L'âge du métamorphisme a fait l'objet de nombreux débats. Il a été considéré comme antétectonique et contemporain de la sédimentation albienne (Ravier, 1959), contemporain de la sédimentation et d'une phase de plissement (Castéras, 1974, Debros et al., 1978), ou encore postérieur au Cénomaniens et lié aux phases de plissements du Crétacé Supérieur (Choukroune, 1976). Les premiers âges de métamorphisme sont publiés en 1978 par Albarède et Michard-Vitrac (entre 98 et 87 Ma). En 1978, Choukroune et Mattauer proposent que l'amincissement crustal albien soit responsable d'un resserrement des isothermes. Cet amincissement, associé au rifting continental, serait responsable du métamorphisme. On doit à Golberg et Leyreloup (1990) l'idée que le métamorphisme de la ZNP est contemporain du dépôt des sédiments en réponse au resserrement des isothermes pendant l'amincissement crustal.

(3) Péridotites de la ZNP. La ZNP est jalonnée d'une quarantaine de pointements de péridotites subcontinentales. La mise en place de ces roches mantelliques a longtemps posé problème car elles sont intimement associées à la couverture mésozoïque métamorphique et à des écailles de granulites. Depuis les années 1980, elles ont été interprétées comme des corps chauds, solides, intrusifs dans la croûte supérieure provoquant une bréchification par décarbonation des calcaires et dolomies et libération de CO₂ à l'état gazeux (Minnigh et al., 1980). En 1984, Vielzeuf et Kornprobst suggéraient qu'il s'agissait d'intrusions mantelliques dans une croûte amincie en relation avec l'histoire albiennaise et incorporées à la chaîne lors de la compression. Debroas et al. (2010) considèrent que l'exhumation se fait à la faveur de failles normales sub-verticales dans un système de blocs basculés. Dernièrement, la présence de manteau dans la ZNP a été interprétée comme résultant d'un amincissement crustal extrême. L'exhumation du manteau se produit en contexte de pied de marge continentale passive (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Peron-Pinvidic et Manatschal, 2009 ; Jammes et al., 2009 ; Sutra, 2010 ; Masini, 2011). Nous nous concentrons sur la zone des Chaînons Béarnais qui représentent la ZNP à l'Ouest de la chaîne, où le métamorphisme pyrénéen de HT n'a pas dépassé 350°C dans les niveaux proches du manteau et du socle.

B. Les Chaînons Béarnais et le massif du Sarailé

1) Les Chaînons Béarnais

Les Chaînons Béarnais (Pyrénées Occidentale), situés entre le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et la Zone Axiale, sont constitués d'une couverture mésozoïque plissée (Trias-Crétacé) en contact avec des corps de péridotite et des lentilles de socle. Ils sont constitués d'une série de trois anticlinaux d'axe Est/Ouest. Le Mail Arrouy et Sarrance à déversement sud et le Layens à déversement Nord. Sur la coupe interprétative redessinée d'après Lagabrielle et al. (2010) (*Figure 4*), les Chaînons Béarnais représentent la couverture sédimentaire mésozoïque plissée reposant sur le socle paléozoïque et sont caractérisés par la présence de corps de péridotite totalement isolés et enveloppés dans les sédiments mésozoïques. L'incorporation tectonique des petits corps de péridotite dans la chaîne s'est opérée lors de la fermeture, au Cénozoïque, de la zone à manteau exhumé constituant le fond des bassins albo-cénomaniens. Le reste du manteau est retourné sous la chaîne. La zone des Chaînons Béarnais représente donc la suture entre les plaques Ibérie et Europe (Lagabrielle et al. 2010 ; Masini et al. 2014).

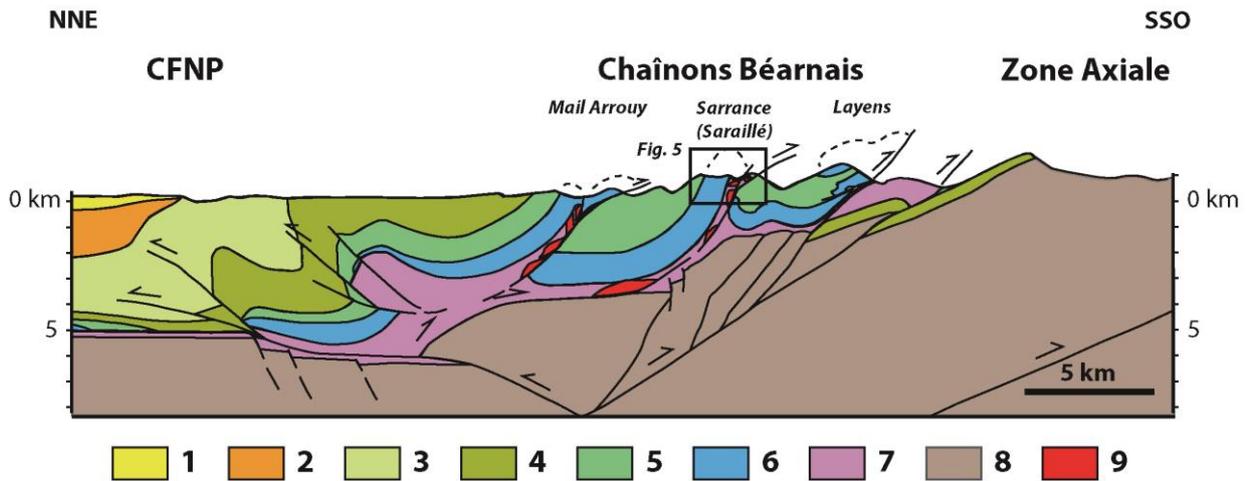


Figure 4. Coupe des Chaînons Béarnais. 1. Molasse Miocène ; 2. Paléogène ; 3. Campanien-Maastrichtien ; 4. Cénomaniens-Santonien ; 5. Aptien-Albien ; 6. Jurassique-Barrémien ; 7. Trias ; 8. Socle paléozoïque ; 9. Lherzolite, redessinée d'après Lagabrielle et al. (2010).

2) Le Saraillé

L'anticlinal de Sarrance, s'étendant sur environ 10 km en Est-Ouest, comprend la série mésozoïque plissée enveloppant deux corps de lherzolite et des écaïlles de Paléozoïque en son cœur : le Tos de la Coustette, à l'extrémité Est et le Saraillé au centre (Castéras, 1970). Le Saraillé est un affleurement remarquable par l'association sur une surface très réduite des lherzolites, du Paléozoïque et des sédiments mésozoïques (Jurassique-Aptien) en contact tectonique tardif avec les flyschs albiens (Figure 5).

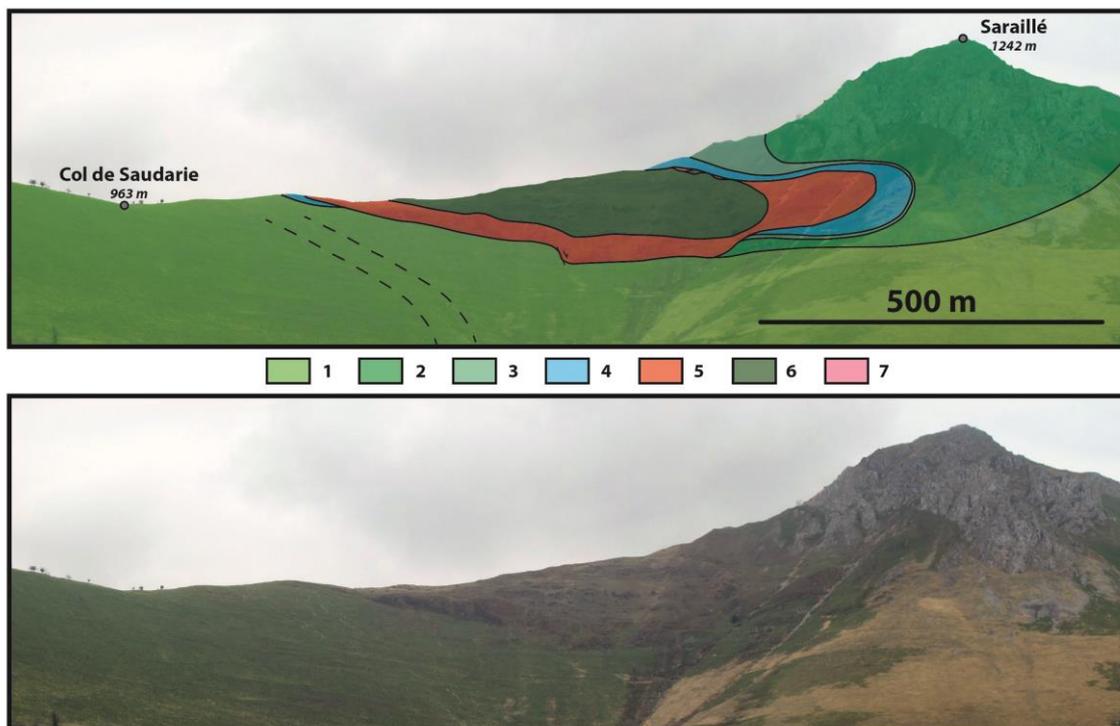


Figure 5. Panorama interprété du Massif du Saraillé. 1. Albien ; 2. Aptien ; 3. Néocomien ; 4. Jurassique ; 5. Socle paléozoïque ; 6. Lherzolite serpentinisée ; 7. Chlorito-talcschistes.

En 1970, dans la notice de la carte d'Oloron Sainte Marie au 1/50 000, M. Castéras fait une brève description des massifs de péridotite de l'anticlinal de Sarrance et reste imprécis sur les raisons de leur présence dans le pli. Duée et al. (1984) et Fortané et al. (1986), proposent une mise à l'affleurement de la lherzolite du Saraillé pendant le Jurassique Moyen et le dépôt en discordance des sédiments mésozoïques. Cette idée a été contestée par Canérot et Delavaux (1986) qui affirment que la lherzolite est sub-autochtone et mise en place à la faveur de failles mésozoïques puis expulsées dans la couverture sédimentaire lors de la phase compressive cénozoïque. En 2010, Lagabrielle et al. interprètent le contact manteau/Mésozoïque comme d'origine tectonique, résultant du glissement gravitaire de la couverture mésozoïque sur le manteau exhumé, pendant l'ouverture des bassins albiens. En plus de sa grande variété lithologique, le massif du Saraillé présente des roches réactionnelles résultant d'une intense circulation de fluides. Ces circulations de fluides ont été à l'origine d'interactions métasomatiques conduisant à la précipitation de minéraux néoformés dans les contacts : le talc, le clinocllore, la pyrite, la chlorite, la dolomite, la calcite et la magnésite. Ces lithologies néoformées feront l'objet d'une partie ultérieure.

III. Structure et lithologies du Saraillé

Le Saraillé se caractérise par la présence sur une surface restreinte, de péridotites et de socle paléozoïque associés à toute la couverture mésozoïque de la ZNP, du Trias à l'Albien. Sur quelques km² on dispose ainsi d'une coupe complète de la lithosphère. Deux missions de terrains ont permis d'établir une cartographie précise de ce massif exceptionnel, en complément des cartes préalables (Castéras, 1970 ; Duée et al., 1984 ; Fortané et al., 1986 ; Lagabrielle et al., 2010). Une mission a été effectuée en février 2014, en compagnie d'Yves Lagabrielle, Serge Fourcade (Géosciences Rennes) et Pierre Labaume (Géosciences Montpellier) et une autre mission en mai 2014, avec Camille Clerc (Post-Doc Cnrs-Orléans, Total) et Thibault Charlier (M1 Géosciences Rennes). Cette cartographie a permis de préciser le détail des contacts entre les différentes lithologies, leurs comportements tectoniques et leurs relations réciproques.

A. Structure du Saraillé

Le travail de cartographie montre que le Saraillé est une tête d'anticlinal couché constitué de sédiments mésozoïques enveloppant des lentilles de socle paléozoïque et de manteau. Le Mésozoïque est une série sédimentaire complète du Jurassique à l'Aptien. Ces lithologies sont pour la plupart déformées, notamment à leur base, et recristallisées ; elles ont été sujettes à des circulations de fluides intenses. Le contact de la série sédimentaire avec les lentilles de socle et de manteau qu'elle enveloppe est tectonique. Le manteau est représenté par deux lentilles de lherzolite fortement serpentinisées, déformées à leur bordure. Le socle paléozoïque est composé de lentilles diverses de croûte et de métasédiments déformés. Toutes ces lithologies sont en contact tectonique chevauchant vers le Sud sur des cataclasites triasiques et sur le flysch albien (*Figure 6 et 7*).

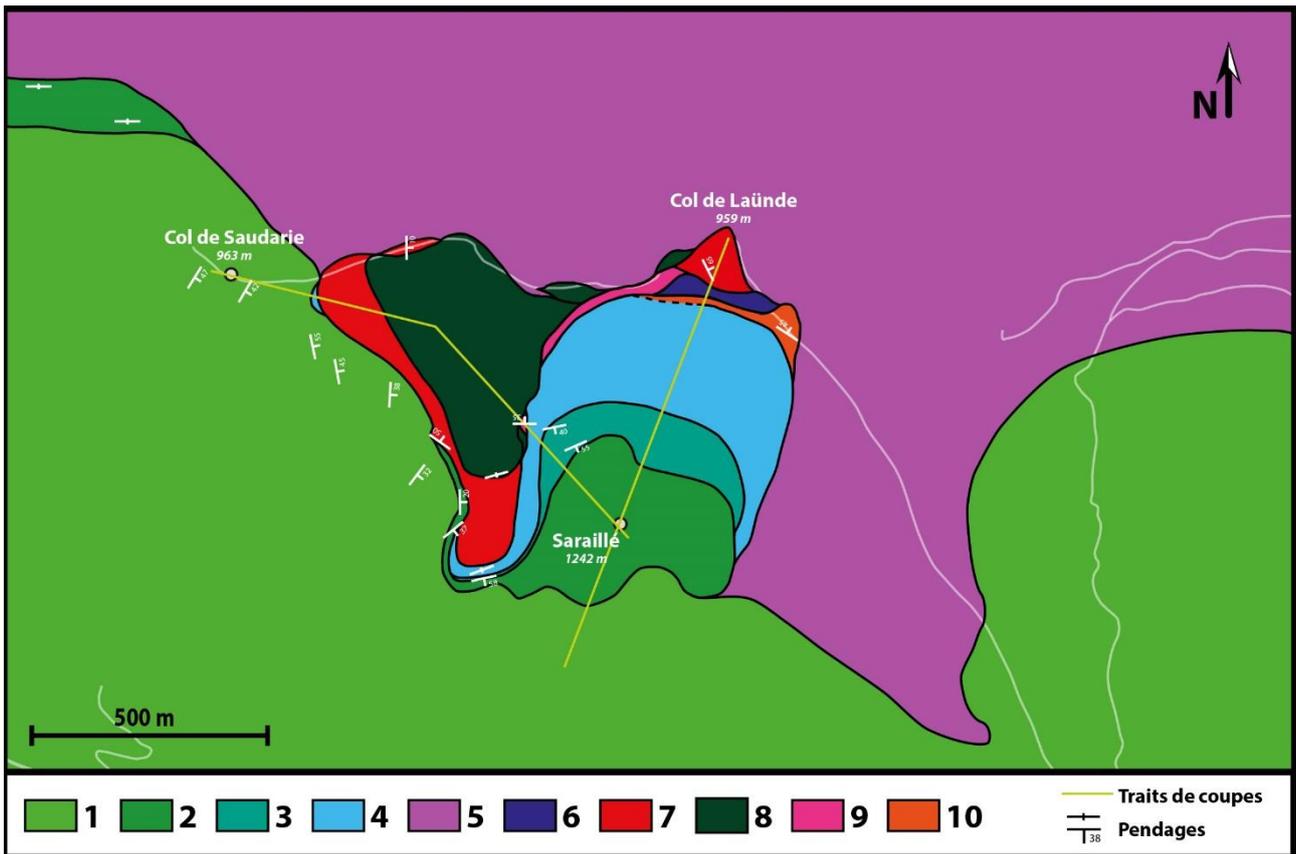


Figure 6. Carte structurale du massif du Saraille. 1. Albien ; 2. Aptien ; 3. Néocomien ; 4. Jurassique ; 5. Trias ; 6. Ophite triasique ; 7. Socle Paléozoïque ; 8. Lherzolite serpentinisée ; 9. Chlorito-talcschistes ; 10. Magnésitite.

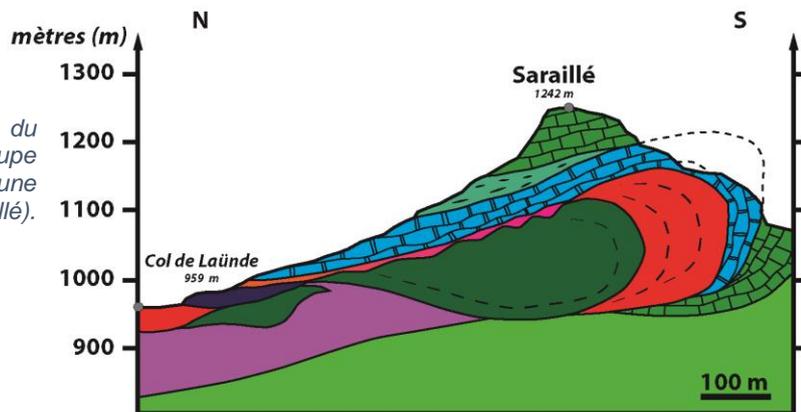
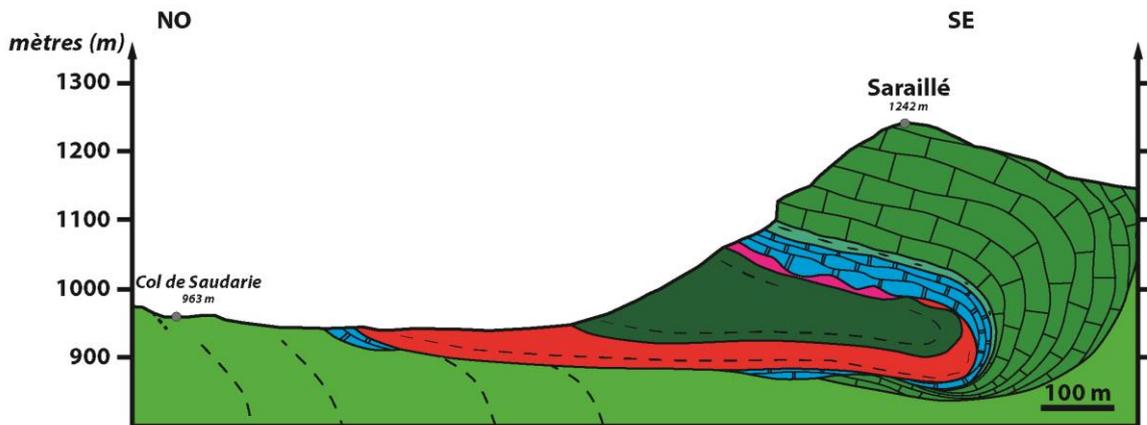


Figure 7. Géométrie interprétée du massif du Saraille, selon une coupe NO/SE (Col de Saudarie/Saraille) et une coupe N/S (Col de Laünde/Saraille). Même légende que pour la Figure 4

B. Les différentes lithologies

1) Manteau

Les péridotites sont classées selon leurs compositions minéralogiques : harzburgite (Orthopyroxène (Opx) + Olivine (Ol)) ; wherlite (Clinopyroxène (Cpx) + Ol) ; dunite (Ol) et lherzolite (Cpx + Opx + Ol). Les Lherzolites des Pyrénées sont dites secondaires car elles ont subi une refertilisation. La refertilisation, bien décrite dans les Alpes (Lanzo) et à Lherz, est un phénomène impliquant de la cristallisation de pyroxènes (Cpx) et la dissolution d'olivine dans une harzburgite primaire lors d'un épisode de remontée du manteau en contexte extensif et dans des conditions lithosphériques (Müntener et Piccardo, 2003, Le Roux et al., 2007, Kaczmarek et Müntener, 2010).

Au Saraillé, le corps de péridotite est constitué de lherzolite et de pyroxénite (webstérite : Cpx + Opx) en filons d'environ 10 cm d'épaisseur dans l'ensemble de la lherzolite (Planche 1, Photos A et B). Ces filons représentent l'histoire mantellique précoce de la lherzolite (Gaudichet, 1974) et sont associés à la refertilisation (Le Roux et al., 2007). La lherzolite du Saraillé est très altérée et serpentinisée à 95% (Ferreira, 2013) (Planche 1, Photo C). La serpentinisation est l'hydratation, à basse température, des minéraux ferro-magnésiens des péridotites, surtout l'olivine. La température du fluide responsable de la serpentinisation de la lherzolite du Saraillé a été estimée à environ 175°C ; d'autre part la lherzolite du Saraillé comporte des veines d'antigorite tardives résultant de la circulation de fluides métamorphiques (Ferreira, 2013). La serpentinisation de la lherzolite étant >90%, nous pouvons considérer cette roche comme une serpentinite. En bordure de la serpentinite, il est possible d'observer de la déformation ductile pénétrative selon des plans de cisaillement donnant un débit en amygdales (Planche 1, Photo D) ou bien des écailles de schistes serpentineux et chloriteux très déformés (Planche 1, Photos E et F). Le contact manteau/Jurassique est souligné par des lentilles de chlorito-talcschistes passant latéralement à une roche riche en magnésite. Cette disposition sera discutée dans une partie ultérieure.

2) Socle paléozoïque

Le socle paléozoïque est représenté par des écailles métriques à décimétriques de roches cristallines et de métasédiments chloritisés. En 1974, Annie Gaudichet a décrit « une » écaille hétérogène constituée de granite, de granite écrasé, de gneiss fin, de gneiss mylonitisés, de quartzites micacés et d'amphibolites. Sur le terrain, nous avons pu observer la plupart de ces lithologies, mais réparties dans plusieurs écailles. Ces écailles ont subi plusieurs déformations ductiles superposées bien visibles dans les gneiss à structure C-S (Planche 2, Photo A) et les métasédiments mylonitisés (Planche 2, Photo B). La déformation ductile est observable autant à l'échelle macroscopique qu'à l'échelle microscopique (Planche 2, Photos C et D). Les écailles de socle sont traversées par des filons d'albite témoins de la circulation de fluides métasomatiques. Ceci sera développé dans une prochaine partie.

3) Couverture sédimentaire mésozoïque

L'Albien, appelé « flysch noir », est constitué d'une alternance de marnes noires et de calcaires noirs (Castéras, 1970), présentant parfois des bancs métriques de calcaires marmorisés. Deux schistosités sont observables, S0/S1, S2 (Planche 3, photo A). Sur les flancs du massif, on observe un changement d'orientation progressif de l'Albien, formant un grand pli qui vient se greffer sous le contact de base du pli couché du Sarailié.

L'Aptien se présente comme une puissante barre calcaire de plateforme de faciès Urgonien, riche en rudistes (bivalves *Toucasia*). Une grande partie du sommet du Sarailié est constitué de cette lithologie. Différentes structures caractérisent l'Aptien. Dans le flanc normal du pli du Sarailié, à l'approche du contact avec les dolomies, l'Aptien présente une foliation sub-horizontale témoignant d'une importante déformation ductile. En contact avec l'Albien, l'Aptien très aminci, présente une foliation et se trouve en position inverse. Sur le haut de la structure, on observe différents plans de fractures et de schistosité qui perturbent la lecture de la stratigraphie (Planche 3, Photo B). Partout, l'Aptien est fortement recristallisé et traversé par un nombre conséquent de veines de carbonates.

Le Néocomien est représenté par une alternance de calcaires et de marno-calcaires localement déformés, en position stratigraphique sous l'Aptien sur une épaisseur d'environ 80 m (Planche 3, Photo C). Ces alternances sont de plus en plus dolomitisées en allant vers la base de la série. Comme l'Aptien, elles sont traversées par un grand nombre de veines. Cette série néocomienne se termine en biseau entre l'Aptien et le Jurassique. Il est probable que l'amincissement soit d'origine tectonique. Des boudins de Néocomien sont probablement présents dans le flanc inverse du pli du Sarailié.

Le Jurassique est constitué de calcaires dolomitisés plus ou moins déformés, sur une épaisseur d'environ 100 m et présente aussi une forte abondance de veines de carbonates. Ces dolomies reposent en contact stratigraphique, sous le Néocomien. Sous le Jurassique, on observe un contact tectonique avec les lentilles de socle et de manteau. Par endroit, les carbonates du Jurassique-Néocomien peuvent être très déformés (plis en fourreau, Planche 3, Photo D). C'est dans ce contact que l'on trouve une lentille décamétrique de chlorito-talcschistes. Le contact entre les dolomies du Jurassique et le Trias s'observe rarement. Il n'est pas stratigraphique et il est souligné par la présence, par endroit, de brèches tectoniques reprenant une foliation antérieure.

Le Trias est composé de plusieurs lithologies : des marnes bariolées de couleur jaunâtre, des faciès évaporitiques, souvent gypsifères (Planche 3, Photo E) associées à la base avec des cargneules, des calcaires brèchiques et des brèches de calcaires dolomitiques (Jurassique) (Castéras, 1970). Au Sarailié, le Trias est accompagné d'un massif d'ophite lenticulaire. L'ophite est une roche magmatique mafique tholéitique de type dolérite d'âge triasique (Planche 3, Photo F).

C. Contacts Manteau/Paléozoïque/Mésozoïque

1) Contact manteau et socle

Grâce au travail de cartographie, nous avons pu distinguer plusieurs écailles de socle et de manteau (III.B.1 et III.B.2). Les contacts entre ces différentes écailles montrent une lenticulation par déformation ductile à la fois du socle et du manteau (*Figure 8*). Ils ont été le siège de circulations de fluides avec néoformation de chlorito-talcschistes et mise en place de filons d'albitites. Le talc de cette roche n'a pas la même composition que le talc du contact de base du Jurassique. Nous avons mis en évidence deux autres petites écailles proches du Col de Laünde. Les trois lentilles de manteau sont séparées par des sédiments triasiques tectonisés (*Figure 6 et Annexe 4 (P. 3. E)*). Le contact manteau/socle peut être considéré comme un « pseudo-moho » inversé avec la présence, à l'affleurement de manteau en contact sur du socle. Le renversement de ce contact est lié au plissement en anticlinal couché du Sarailé. L'âge de ce plissement reste encore à débattre. Dans ce rapport, nous n'aborderons pas ce problème. Est-il apparu en contexte extensif, pendant la création de la marge, ou en contexte compressif, pendant l'orogène pyrénéen au Cénozoïque ? En l'état actuel, les observations de terrain nous montrent que le pli est post-Aptien ou peut-être syn- à post-Albien supérieur (plissement/schistosité, Planche 3, photo A).

2) Contact manteau et Mésozoïque

Les contacts entre le corps de lherzolite serpentinisé, le socle paléozoïque et les dolomies du Jurassique sont également tectoniques. Ils sont jalonnés par différentes lithologies néoformées faites en proportions variables de talc, clinocllore, calcite, dolomite, pyrite et magnésite.

Le contact manteau/dolomies est souligné par des lentilles de chlorito-talcschistes (roches à talc-chlorite-pyrite) à texture foliée. Ces lentilles se suivent sur plus de 500 m en continu. Leur épaisseur maximale est de 10 m. Cela représente un volume de matériaux néoformés remarquables.

3) Contact socle et Mésozoïque

Le contact socle/dolomies est souligné localement par une roche composée en grande partie de magnésite en cristaux pluri-millimétriques. Cette roche entièrement recristallisée est stratifiée et pourrait représenter d'anciens sédiments carbonatés triasiques métasomatisés. En suivant les contacts avec la dolomie jurassique, nous avons pu observer un passage minéralogique progressif des chlorito-talcschistes à la magnésitite (*Figure 9*). Ce changement minéralogique fera l'objet d'une prochaine partie.

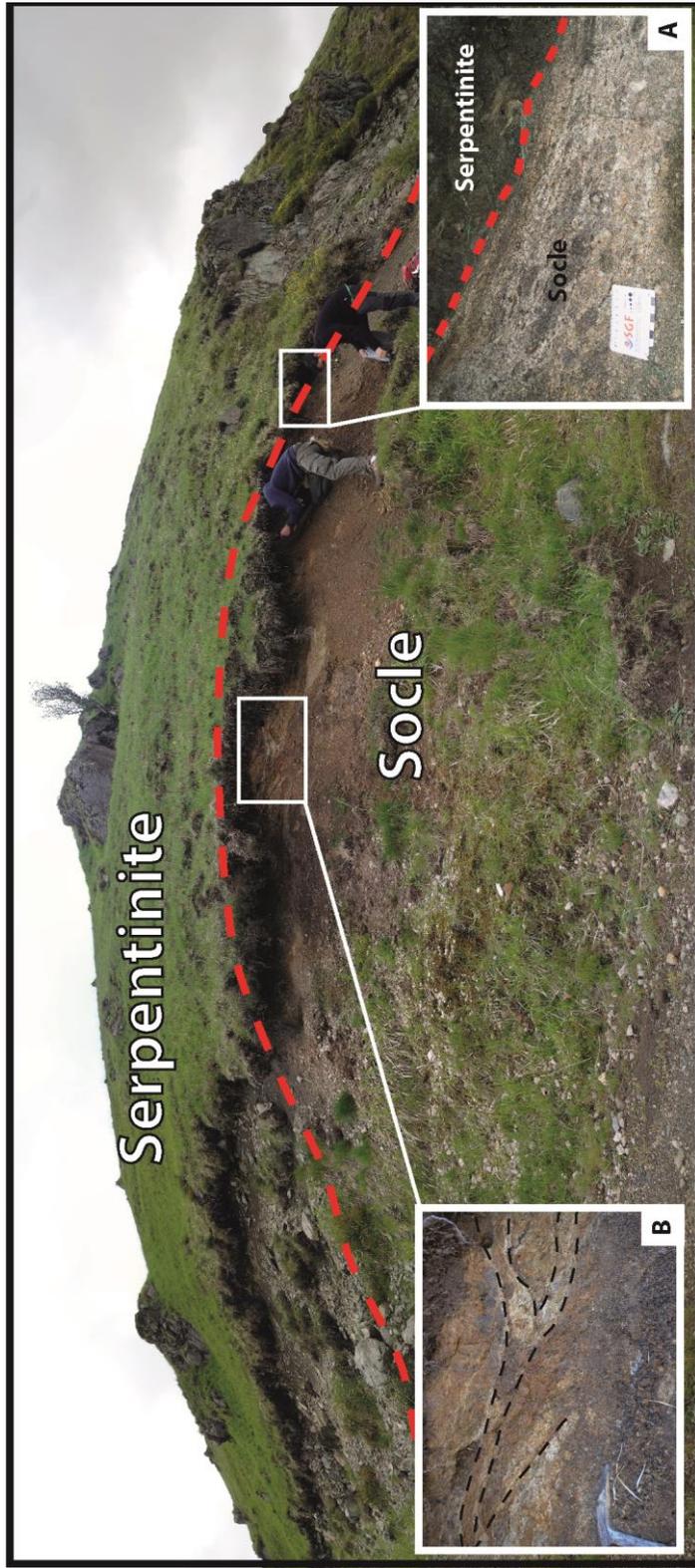


Figure 8. Contact Socle Paléozoïque/Manteau. A) Déformation ductile dans le socle. B) Contact manteau socle présentant des zones riches en talc.

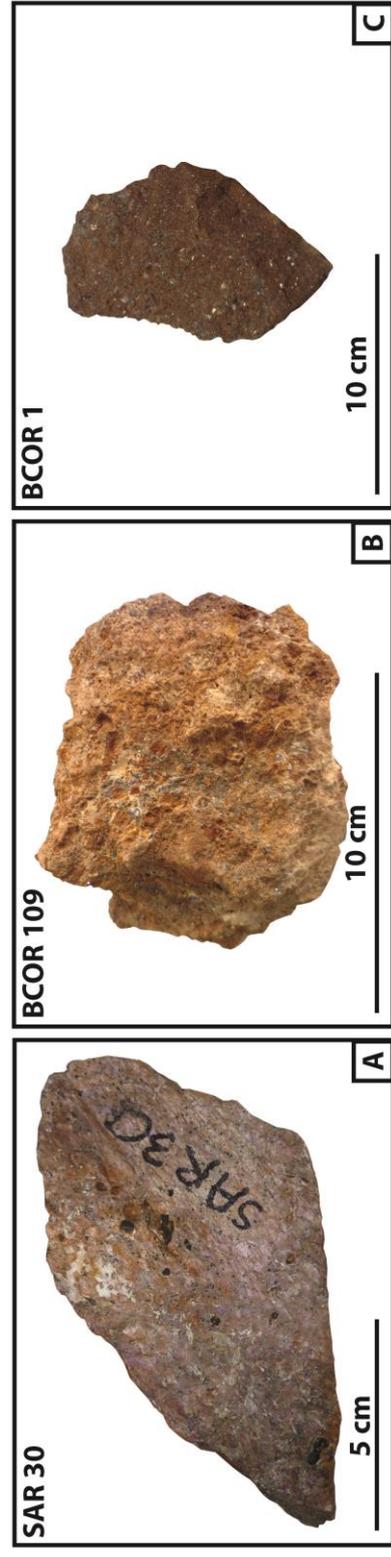


Figure 9. Passage progressif du talcschiste à la magnésite. SAR 30 : Chlorito-talcschistes. BCOR 109 : Mélange talc/magnésite. BCOR 1 : Magnésite

IV. Métasomatisme au Saraillé

A. Albitisation et talcification dans les Pyrénées : comparaison avec le Saraillé

1) Albitisation

Une albitite est une roche constituée essentiellement d'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Dans les Pyrénées, deux processus de mise en place ont été décrits. Les albitites magmatiques et les albitites hydrothermales. Un gisement d'albitite a été reconnu dans l'Ouest des Pyrénées, à Urdach (massif de péridotite à quelques kilomètres du Saraillé) (Monchoux et Besson, 1969, Pin et al., 2006). Cette albitite serait un liquide magmatique résultant d'une fusion partielle <1% d'une source de type harzburgite préalablement enrichie par métasomatose à caractère carbonatitique, (Pin et al. 2006). Les albitites des Pyrénées orientales résulteraient d'un phénomène métasomatique dans des régions tectoniquement actives, le fluide moteur étant le produit d'un métamorphisme de HT à travers la déshydratation de métasédiments (Boulvais et de Parseval, 2001). L'albitisation de cette région a été datée entre 110 ± 8 Ma et 98 ± 2 Ma (Poujol et al. 2010).

2) Talcification

Le talc ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) est formé en condition métamorphique de faciès schistes verts, par altération de roches ultramafiques (Abzalov, 1998) ou de dolomies (Blount et Vassiliou, 1980). Dans les Pyrénées, à Trimouns (massif du St Barthélémy), se trouve un des plus grands gisements de talc au monde (Fortuné, 1971, Moine et al., 1989). Il n'est pas associé aux roches du manteau. Les gisements de talc sont classiquement associés de l'altération hydrothermale de carbonates (Moine et al., 1989) dans des zones de déformations intenses. A Trimouns, l'activité hydrothermale responsable de la néoformation du talc a été datée entre 112 et 97 Ma (Albien) (Schärer et al. 1999) ; elle est donc contemporaine de l'ouverture des bassins de la ZNP. D'après Boulvais et al. (2006), la néoformation du talc est un processus métasomatique s'effectuant en parallèle du remplacement hydrothermal progressif du calcaire par la dolomie. Les phénomènes de talcification et d'albitisation résultent d'un seul et même événement hydrothermal ayant duré environ 15 Ma, le long de la future FNP (talcification 112-97 Ma, albitisation 110-98 Ma) (Boulvais et al. 2007, Poujol et al. 2010, Fallourd et al. 2014).

A l'échelle du massif du Saraillé, ces échanges et néo-cristallisations témoins de cette métasomatose Mg, Ca, Si, se produisent dans un système géologique un peu comparable à celui de Trimouns, à la grande différence que s'y ajoutent les roches du manteau. Le talc du Saraillé a été décrit par Fortuné et al. (1986) comme étant une couche de talc, chromite-clinochlore, trémolite, pennine, dans la serpentinite ayant subi un métamorphisme de faciès schistes verts. De plus, nous avons pu remarquer que ce talc, folié, se trouve dans la zone de contact tectonique entre la serpentinite et les dolomies jurassiques.

B. Minéralogie et géochimie roche totale

1) Talcs et Clinochlores :

Des analyses roche totale ont été faites sur l'échantillon de chlorito-talcschistes (SAR 30, Tableau 1).

Les cristaux de talc ont été trouvés et analysés dans de nombreux faciès: SAR 8 et 30 (chlorito-talcschistes) ; SAR 10b et 11a (dolomies jurassiques) ; SAR 17b, (Trias) ; SAR 2d (Lherzolite serpentinisées cisailée). A côté du talc, les analyses ont révélé la présence de clinochlore (Mg, Fe^{2+})₅Al(Si₃Al)O₁₁(OH)₈. Le clinochlore est une chlorite magnésienne. Ce minéral peut se retrouver dans des environnements hydrothermaux et/ou métamorphiques associé à des minéraux mafiques. Le clinochlore des chlorito-talcschistes a déjà été analysé en 1986 par Fortané et al.. Il présente une concentration relativement forte en Chrome. Les analyses microsonde ont montré que le talc et le clinochlore se répartissent en plage de minéraux ou par alternances plus ou moins régulières. (Annexe 5).

Sur des diagrammes Fe/Mg (Figure 10), les talcs et clinochlores se divisent en plusieurs groupes de composition bien individualisés selon les lithologies. Sur le diagramme A (talc), on observe trois groupes : les sédiments mésozoïques (SAR 10b et 17b), plus riches en Fe et plus pauvre en Mg ; les chlorito-talcschistes (SAR 8 et 30), plus riches en Mg et plus pauvre en Fe ; la serpentinite (SAR 2d), intermédiaire. Sur le diagramme B (clinochlore), trois groupes se forment : la serpentinite, plus riche en Fe ; les chlorito-talcschistes (SAR 8 et 30), plus riches en Mg et plus pauvre en Fe ; la dolomie jurassique (SAR 10b), intermédiaire. Nous remarquons deux caractéristiques supplémentaires : les clinochlores du Trias (SAR 17b) se retrouvent dans le groupe de la serpentinite ; les clinochlores de la dolomie jurassique (SAR 11a) montrent deux pôles de compositions (serpentinite et chlorito-talcschistes).

Sur un diagramme Cr en fonction de Fe+Mg (Figure 11) pour le talc et le clinochlore, on observe une ségrégation de ces deux minéraux indépendamment des lithologies. Les clinochlores montrent des teneurs extrêmes en chrome, les plus riches et les moins riches appartenant au manteau. Les sédiments se trouvent entre ces deux teneurs extrêmes, ce qui montre leur contamination par des éléments du manteau.

2) Albitite

L'albitite du Sarailé a été étudiée sur les échantillons SAR 4b et 6 (pétrographie, analyses microsonde, analyse roche totale (SAR 4b, Tableau 1). Les albitites sont accompagnées d'un grand nombre de pyrites et de minéraux lourds, tel le zircon, comme dans les albitites d'Urdach. Elles sont aussi parsemées de veines de calcite (Annexe 6).

3) Magnésitite

Les magnésites sont des carbonates de magnésium. La magnésite du Sarailé étant riche en fer, on peut considérer ce minéral comme une magnésite ferrifère, située entre le pôle de la sidérite (carbonate de fer), FeCO_3 et de la magnésite, MgCO_3 . Ici, ces minéraux se présentent sous la forme de cristaux automorphes hexagonaux millimétriques. La matrice entre les grains est composée de cristaux de calcite, de pyrite, de micas et de quartz. La calcite est aussi sous forme de veines dans les cristaux de magnésites. On observe des zonations de compositions chimiques représentées par des substitutions Fe/Mg. La forme automorphe des magnésites et les zonations sont en accord avec une cristallisation hydrothermale. Des cartes de compositions quantitatives en Mg, Fe et Ca sont disponibles dans l'annexe 7.

4) Interprétation : les échanges manteau/sédiments

Les données géochimiques suggèrent de fortes interactions tectoniques et métasomatiques entre les différentes lithologies. Les diagrammes Mg, Fe et Cr nous montrent que les minéraux des métasédiments néoformés dans le faciès schistes verts ont cristallisé sous influence du manteau voisin par circulations de fluides. Les données sur le chrome suggèrent aussi un mélange entre la serpentinite, les évaporites du Trias et le Jurassique lors de l'activité tectonique du contact. Des clastes de serpentinite impliqués dans la déformation ont pu se retrouver incorporés aux sédiments et permettre ainsi la cristallisation de clinocllore (riche en chrome) pendant l'activité métasomatique. Les analyses des roches totales confirment que les échanges métasomatiques se font entre les sédiments et le manteau par la présence de Cr et de Ni dans les dolomies jurassiques (*Tableau 1, Annexe 10*).

Analyse Roche totale (SAR 4b, Albitite)													
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total	Cr (ppm)	Ni (ppm)
53,22	19,68	6,60	0,00	1,38	1,15	7,55	2,10	1,60	0,20	5,27	98,75	154,8	44,49
Analyse Roche totale (SAR 30, Chlorito-talcschistes)													
48,68	4,77	4,77	0,02	31,33	< L.D.	0,02	< L.D.	0,20	< L.D.	9,01	98,80	2879	1158
Analyse Roche totale (SAR 10, Dolomie jurassique)													
29,07	2,50	4,19	0,10	21,69	14,64	0,03	< L.D.	0,10	< L.D.	24,82	97,13	1953	1352

Tableau 1. Analyses roche totale des échantillons SAR 4b (albitite), SAR 30 (chlorito-talcschistes) et SAR 10 (dolomies jurassiques) obtenues avec le laboratoire SARM, CRPG de Nancy.

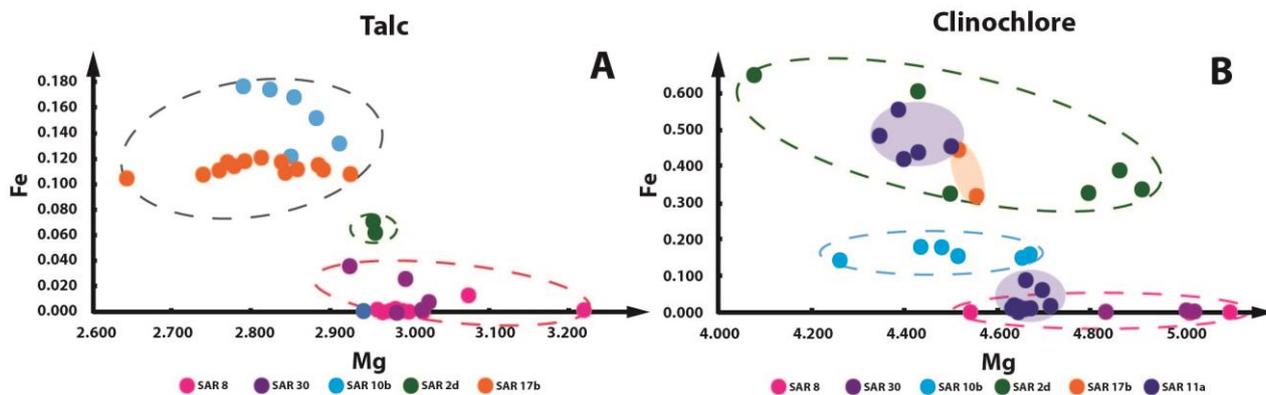


Figure 10. Teneurs en Mg en fonction du Fe à l'issue du calcul des formules structurales des talcs (A) et clinochlores (B) de plusieurs lithologies du Saraillé. SAR 8 et SAR 30 (chlorito-talcschistes), SAR 10b et SAR 11a (dolomies jurassiques), Sar 17b (Trias), SAR 2d (Lherzolite serpentinisée). Données obtenues à la Microsonde Ouest, Ifremer, Plouzané (Brest).

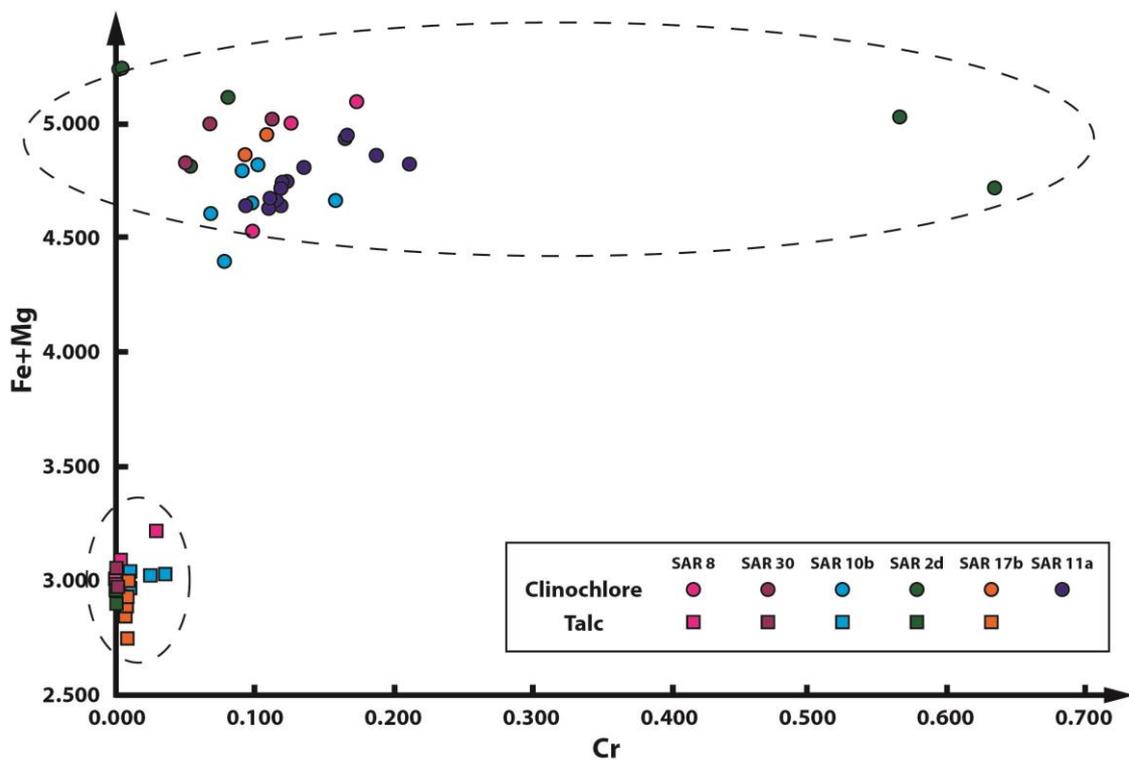


Figure 11. Teneurs en Cr en fonction de Fe+Mg à l'issue du calcul des formules structurales des talcs (carrés) et clinochlores (ronds) de plusieurs lithologies du Saraillé. SAR 8 et SAR 30 (chlorito-talcschistes), SAR 10b et SAR 11a (dolomies jurassiques), Sar 17b (Trias), SAR 2d (Lherzolite serpentinisée). Données obtenues à la Microsonde Ouest, Ifremer, Plouzané (Brest).

C. Géochimie Isotopique

1) Intérêt des isotopes stables

Des systèmes géologiques soumis à des circulations de fluides en connexion avec un ou plusieurs réservoirs extérieurs subissent des interactions fluide/roche transformant leurs compositions initiales. Ces transformations constituent le métasomatisme ou la métasomatose. Nous l'avons montré, le massif du Saraillé présente des lithologies néo-précipitées (talc, albitite) et des lithologies de remplacement (dolomies) témoins d'interactions fluide/roche importantes. Nous avons analysé les compositions isotopiques sur des veines de calcites et leur encaissants respectifs afin de mieux caractériser ces interactions fluide/roche responsables des transformations des carbonates et de la genèse des chlorito-talcschistes du Saraillé. En système fermé, les veines sont constituées du produit de la précipitation des éléments dissous dans un fluide équilibré isotopiquement avec la roche hôte sans qu'il y ait apport ou départ d'isotopes stables à partir de/ou vers un réservoir extérieur. Les veines sont alors tamponnées isotopiquement par la roche hôte, le fluide n'agissant que comme vecteur isotopique intermédiaire entre roche et veine. En revanche, en système ouvert, un fluide extérieur modifie la composition isotopique de la roche initiale et des veines en fonction de sa propre composition isotopique et des rapports fluide/roche présidant à l'interaction fluide-roche et fluide-veine.

La modification de la composition isotopique d'une roche par rapport à sa composition initiale est contrôlée par trois paramètres (communication personnelle, P. Boulvais, et S. Fourcade) :

- **Origine du fluide** : En fonction de son origine un fluide aqueux-carbonaté aura une composition isotopique (carbone et oxygène) variable. De ce fait, chaque fluide impactera différemment la composition isotopique de l'encaissant.

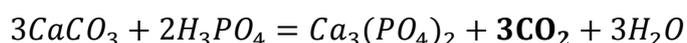
- **Température d'interaction** : Le fractionnement isotopique entre un fluide et un minéral est fonction de la température. Plus la température est haute et moins le fractionnement isotopique est important. Idéalement, à température « infinie » il n'y a plus de discrimination entre les isotopes lourds et légers, en raison de l'excitation atomique.

- **Rapport fluide/roche** : Le rapport fluide/roche a des répercussions sur la composition isotopique d'une roche. Si le rapport fluide/roche est proche ou égal à 0, le système d'interaction sera considéré comme fermé. Si ce rapport est non-négligeable, voire infini, c'est-à-dire avec des circulations de fluides conséquentes, le système sera considéré comme ouvert. Une roche est dite « tamponnée » par un fluide lorsque la composition isotopique des veines précipitées, résultant du fluide, est identique à celle de la roche encaissante, celle-ci étant isotopiquement modifiée par la circulation du fluide.

2) Acquisition des données

L'échantillonnage a été effectué le long de la couverture mésozoïque carbonatée du massif du Saraillé. Quatorze échantillons de chlorito-talcschistes, dolomies, marnes calcaires et calcaires ont été prélevés le long de cette série, de BCOR 22 à 36. Les analyses des isotopes stables se sont faites à partir de poudres de calcites et de dolomites prélevées à la micro-foreuse sur les différents échantillons. Pour les chlorito-talcschistes, les calcites hydrothermales étant parsemées dans tous les échantillons, nous avons fait une poudre globale de la roche. Au total, 19 poudres ont été analysées, les échantillons notés « a » représentent les roches encaissantes et les échantillons « b » représentent les veines. Les échantillons BCOR 26 et BCOR 29 n'ont pas été analysés du fait qu'ils soient trop altérés.

Les poudres d'encaissants et de veines ont été mises à réagir dans l'acide orthophosphorique anhydre (H_3PO_3) à 50°C, jusqu'à réaction complète. Cette réaction dissout le carbonate en produisant du CO_2 gazeux selon la réaction :



Le CO_2 est ensuite extrait sur une ligne d'extraction offline, (McCrea, 1950) puis analysé grâce au spectromètre de masse VG-SIRA 10 du laboratoire Géosciences Rennes. Parmi les échantillons analysés nous avons incorporé deux standards, (International : NBS 18; Interne au laboratoire Géosciences Rennes : Prolabo Rennes), à compositions isotopiques données, afin de corriger la dérive instrumentale et de calibrer le spectromètre de masse. Suite aux mesures de ces standards, des corrections de 0.2‰ pour l'oxygène et de 0.03‰ pour le carbone sont apportées.

3) Résultats

Les analyses chimiques obtenues sont reportées dans le *Tableau 2*. Les compositions isotopiques dans les encaissants de talc, dolomies et marnes calcaires et marnes sont comprises entre 15.6‰ et 21.5‰ pour le $\delta^{18}O$ et entre 0.99‰ et 2.85‰ pour le $\delta^{13}C$. Les veines de calcite et de dolomite ont des compositions en oxygène comprises entre 15.9‰ et 19.5‰ en $\delta^{18}O$. Les compositions des échantillons provenant du Saraillé diffèrent des données de Trimouns (Boulvais et al., 2006) (*Figure 12*).

Les compositions isotopiques en oxygène des encaissants permettent de distinguer trois groupes (*Tableau 2, Figure 13*). Le premier correspond aux échantillons de chlorito-talcschistes. Les valeurs augmentent légèrement du bas (BCOR 22) au haut (BCOR 25) de la série (BCOR 22-25). Le second groupe, constitué des dolomies, se caractérise par une homogénéité des compositions isotopique en $\delta^{18}O$ à 21.5‰ (BCOR 27-30). Le dernier groupe, constitué des marnes calcaires et des calcaires affiche une baisse progressive du $\delta^{18}O$ de 19.2‰ à 15.6‰, (BCOR 31-36) à partir du deuxième groupe (BCOR 27-30). Les compositions isotopiques en oxygène des encaissants et des

veines associées sont similaires pour presque tous les échantillons, à l'exception de BCOR 27. Il est à noter que toutes ces compositions isotopiques sont plus faibles que les compositions isotopiques de carbonates marins n'ayant subi aucun métasomatisme, $\delta^{18}\text{O} = 29.85 \pm 3.38\text{‰}$, durant la période Jurassique-Crétacé (Veizer et al., 1999).

Pour l'ensemble des échantillons, les compositions isotopiques en carbone vont de 0.99 à 2.85‰. Les chlorito-talcschistes se démarquent des carbonates du reste de la série avec des valeurs plus faibles entre 0.99‰ et 1.9‰ en $\delta^{13}\text{C}$. Un découplage est observable entre les compositions isotopiques des veines et des encaissants dans le haut de la série, (BCOR 33-36). Contrairement aux données isotopiques de l'oxygène, les valeurs obtenues pour le carbone ne montrent pas de décalage par rapport à des carbonates marins « propres », $\delta^{13}\text{C} = 3.61 \pm 1.94\text{‰}$, durant la période Jurassique-Crétacé (Veizer et al., 1999).

Échantillons	Descriptions	Encaissants (a)		Veines (b)	
		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs. SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ vs. PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs. SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ vs. PDB)
BCOR 22	Chlorito-talcschiste	18,7	1,78	18,7	1,82
BCOR 23	Chlorito-talcschiste	18,7	0,99		
BCOR 24	Chlorito-talcschiste	19,4	1,9		
BCOR 25	Chlorito-talcschiste	19,4	1,71	19,5	2
BCOR 27	Dolomie	21,5	2,15	18,8	2,11
BCOR 28	Dolomie	21,5	2,38		
BCOR 30	Dolomie	21,5	2,09		
BCOR 31	Calcaire	17,1	2,07		
BCOR 32	Marno-calcaire	19,2	2,06		
BCOR 33	Calcaire	18	2,05	19	2,22
BCOR 34	Marno-calcaire	18,2	2,33	18,1	2,12
BCOR 35	Marne	17,1	2,85		
BCOR 36	Calcaire	15,6	2,66	15,9	1,55

Tableau 2. Compositions isotopiques en oxygène et en carbone de la couverture mésozoïque du Sarailé obtenues sur des encaissants et des veines des chlorito-talcschistes et des dolomies, calcaires et marnes. Les données en carbone des chlorito-talcschistes ont été acquises sur roches totales afin d'obtenir la composition isotopique des calcites hydrothermales parsemées dans les échantillons.

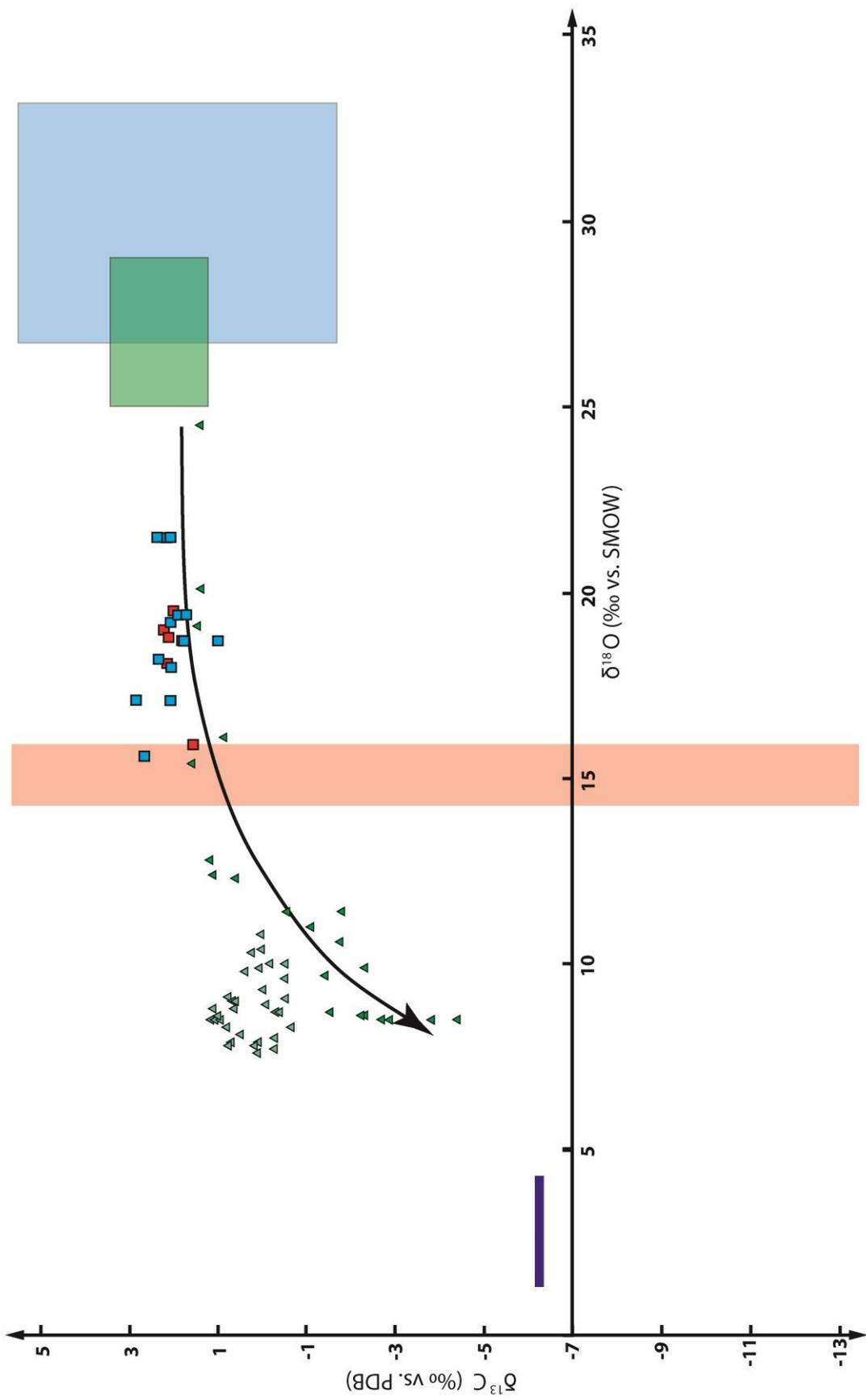


Figure 12. Compositions isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ en fonction du PDB et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du SMOW. Les triangles représentent les analyses du système talcifié de Trimouns (Boulvais et al. 2006) : en bleu sont représentées les dolomies paléozoïques mises en jeu dans le système métasomatique de Trimouns. La flèche correspond à l'évolution métasomatique du système de Trimouns (calcaire-dolomie-talc). Les carrés sont les analyses effectuées lors de cette étude sur la couverture Mésozoïque du Saraille, avec en rouge les veines de carbonates et en bleu les encaissants. Le rectangle bleu clair représente le champ de composition des carbonates marins (Jurassique-Crétacé) (Veizer et al., 1999). Le rectangle vert représente le champ de composition des dolomies « non métamorphiques » (Jurassique-Crétacé) (Veizer et Hoefs, 1986). Le rectangle bleu foncé représente le champ de compositions du fluide circulant dans le système isotopique de Trimouns (Boulvais et al. 2006). Le rectangle rouge représente le champ de compositions du fluide, calculé, circulant dans le système isotopique du Saraille.

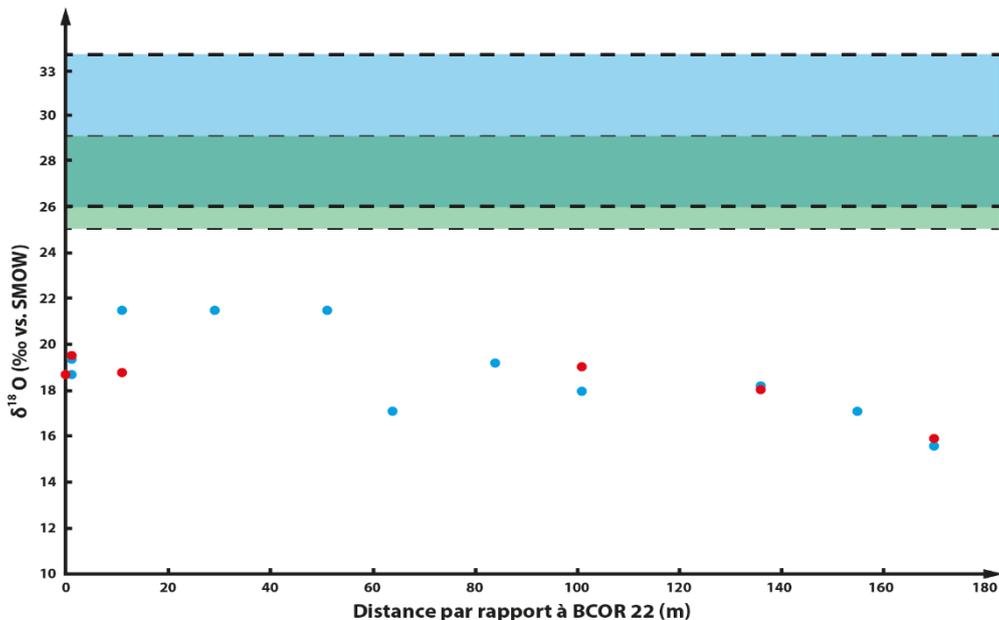


Figure 13. Compositions isotopiques en oxygène de la série mésozoïque du Saraillé, de BCOR 22 à BCOR 36 en fonction de la distance au chorito-talcschiste. Les points bleus correspondent aux encasements et les points rouges aux veines. Le rectangle vert correspond aux compositions des carbonates marins (Jurassique-Crétacé) ($\delta^{18}\text{O} = 26.47\text{-}33.23\text{‰}$) (Veizer et al. 1999). Le rectangle bleu correspond aux dolomies non métamorphiques (Jurassique-Crétacé) ($\delta^{18}\text{O} = 25.08\text{-}29.1\text{‰}$) (Veizer et Hoefs, 1976). Les $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates du Saraillé sont plus faibles que ceux des carbonates marins et des dolomies non métamorphiques.

V. Interprétation géodynamique : fonctionnement du détachement.

A. Circulations des fluides et métasomatisme

1) Les contraintes du système isotopique du Saraillé

Les interactions fluide/roche se font dans divers contextes, depuis le domaine diagénétique jusqu'au contexte tectono-métamorphique. Au massif du Saraillé, les compositions isotopiques en carbone de toute la couverture Mésozoïque ne montrent pas d'écarts par rapport à des compositions de calcaires marins et de dolomies non métasomatisées (références pour les calcaires : tous les continents sauf Antarctique (Veizer et al., 1999) ; pour les dolomies : Ouest des Carpates (Veizer et Hoefs, 1976)). En effet, les données en $\delta^{13}\text{C}$ du Saraillé varient entre 1.71 et 2.85‰ (sans prendre en compte BCOR 23) et les carbonates marins (Jurassique-Crétacé) varient entre 1.67 et 5.55‰ (Veizer et al., 1999). Les valeurs isotopiques du Saraillé sont même cantonnées aux valeurs de dolomies non métamorphiques (Jurassique-Crétacé), entre 1.2 et 3.4‰ (Veizer et Hoefs, 1976). Ceci montre que la composition isotopique en carbone est sensiblement restée la même qu'à l'origine. Cela veut dire qu'il n'y a pas eu d'apport de carbone extérieur dans le système d'interaction fluide/roche du Saraillé.

Bien qu'il s'agisse de sédiments marins, les compositions isotopiques en oxygène du Saraillé s'écartent largement des données de carbonates marins. En effet, le $\delta^{18}\text{O}$ du Saraillé varie entre 15.6 et 21.5‰, les calcaires marins (Jurassique-Crétacé) entre 26.47 et 33.23‰ (Veizer et al., 1999),

et les dolomies (Jurassique-Crétacé) entre 25.08 et 29.1‰ (Veizer et Hoefs, 1976). Il y a donc de fortes interactions fluide/roche affectant les isotopes de l'oxygène (*Figure 12 et 13*).

La présence de chlorito-talcschistes et de dolomie nous amènent à penser que le système est ouvert, avec un rapport fluide/roche élevé. Le système peut être considéré comme tamponné par le fluide, car les compositions isotopiques des encaissants sont semblables à celles des veines. Dans le talc, les veines ont des $\delta^{18}\text{O}$ allant de 18.5 à 19.7‰. En prenant en compte le coefficient de fractionnement entre H_2O et la calcite, à 350°C, ($\alpha_{\text{CaCO}_3/\text{H}_2\text{O}} = 4.27\text{‰}$, O'Neil et al., 1969), Le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide serait alors entre 14.43‰ et 15.77‰. Ces valeurs se situent dans le champ des eaux métamorphiques à 300-600°C, ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau métam}} = 3\text{-}20\text{‰}$) (Sheppard, 1986). Il faut entendre par « eaux métamorphiques » des eaux qui peuvent être de diverses origines au départ, par exemple météoriques, marines, de bassin, ou encore issues de déshydratations métamorphiques (eaux métamorphiques stricto sensu), mais qui sont équilibrées isotopiquement (= tamponnées) avec des roches en grand excès quelque part dans la pile continentale avant leur circulation dans les zones métasomatiques.

Dans le haut de la série du massif du Sarailé (BCOR 31 à 36), nous pouvons observer une diminution progressive du $\delta^{18}\text{O}$ d'une part, et que les encaissants sont tamponnés par le fluide d'autre part (*Figure 11*). Ceci souligne l'existence d'un autre système d'interaction fluide/roche, car (1) les roches sont calcitiques, (2) il y a une distinction isotopique avec le bas de la série. Le fluide a peut-être une signature de plus en plus marine ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0$), ce qui expliquerait la diminution de la composition isotopique. La coupe n'étant pas complète, il n'est pas possible d'en faire une interprétation avancée. Ceci fera l'objet d'analyses à venir. En effet les échantillons du reste de la série ont été récoltés lors d'une mission de terrain récente.

2) Comparaison avec le système métasomatique de Trimouns

Une étude sur les compositions isotopiques de minéralisation de talc a été menée à Trimouns, par Boulvais et al. (2006) en combinant des analyses sur des carbonates (calcaire et dolomie) et sur le talc. La minéralisation du talc de Trimouns témoigne de la circulation d'un fluide d'origine marine avec une faible composante d'eau continentale ($\delta^{18}\text{O} = 2$ à 4.5‰) (Boulvais et al., 2006). Si nous considérons la couverture sédimentaire, la géométrie du corps de talcs de Trimouns est similaire à celle du Sarailé. Une des différences entre ces deux sites est l'âge des carbonates (Ordovicien-Dévonien à Trimouns). En effet, les compositions isotopiques du Sarailé montrent des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ plus élevées que celles de Trimouns, elles diffèrent d'environ 10‰ en $\delta^{18}\text{O}$ (*Figure 12*). Pourtant les lithologies présentes dans ces systèmes métasomatiques sont les mêmes (calcaire-dolomies-talc). Alors pourquoi sont-elles différentes ? Plusieurs hypothèses peuvent être proposées :

(1) La quantité de circulations des fluides n'est pas la même. En effet, la carrière de talc de Trimouns ouverte sur 1100 hectares est un des plus grands producteurs mondiaux, alors que les chlorito-talcschistes du Saraillé ne représentent qu'une lentille de 10 m d'épaisseur maximale.

(2) Une autre hypothèse est que le fluide diffère. Au Saraillé, les observations de terrain montrent que le système fluide/roche a évolué sous contraintes tectoniques. Nous avons vu que les compositions isotopiques du système de Saraillé se trouvent dans le champ des eaux métamorphiques. Nous en déduisons que les variations de compositions isotopiques ont été acquises dans un contexte tectono-métamorphique. Le fluide responsable du métasomatisme résulterait alors de la déshydratation des lentilles de socle du Saraillé, durant leur déformation pendant l'extension en climat métamorphique au moins schistes verts. A Trimouns le fluide n'a pas cette signature métamorphique mais une signature d'eau marine à faible composante d'eau continentale. Les différentes tendances de modifications isotopiques sont observables dans la figure 12. Les modifications isotopiques convergent vers le réservoir des eaux métamorphiques (rectangle rouge), pour les données du Saraillé et vers le réservoir des eaux marines (rectangle bleu foncé), pour les données de Trimouns.

(3) Une dernière hypothèse est que le fluide est le même dans les deux systèmes mais l'écart de composition isotopique avec des carbonates marins serait liée à la température. Celle-ci affecte le coefficient de fractionnement entre H₂O et calcite. En effet, à Trimouns, la température de métasomatisme est de 300°C (Boulvais et al., 2006), au Saraillé, le pic de température est de 350°C (Clerc et al., 2012). Le coefficient de fractionnement entre H₂O et la calcite est de 8.47‰ à 300°C et de 4.27‰ à 350°C. En considérant un même fluide pour des températures de 300°C et 350°C, la différence de $\delta^{18}\text{O}$ est de 4.20‰. Une différence de température entre ces deux lieux pourrait s'expliquer par le fait qu'à l'Albien une couverture non négligeable de flysch recouvre les carbonates du Saraillé, maintenant une température élevée (effet couvercle), tandis qu'à Trimouns, les carbonates sont en contact avec l'eau de mer.

3) Influence des différentes lithologies

Comme nous l'avons déjà vu, le contact manteau/dolomie est souligné par une lentille de talc-clinochlore-pyrite-carbonate. Le long de ce contact on passe progressivement à de la magnésitite. La roche la plus riche en magnésite se trouve en contact avec les dolomies et la lentille d'ophite triasique et à proximité d'une lentille de socle. Nous interprétons ce passage progressif comme étant le résultat d'interactions entre des fluides métasomatiques dont les compositions sont variables selon les roches environnantes (manteau/dolomie ; ophite, socle/dolomie). Ces roches ont « contaminé » les fluides métasomatiques pendant l'activité tectonique de ces contacts avec des compositions spécifiques. De plus, nous interprétons la magnésitite comme étant une roche de

remplacement des évaporites triasique dans une zone abritée des contraintes. Cette zone d'ombre permettrait alors la cristallisation automorphe des magnésites.

B. Déformations durant le détachement

La mise en place des bassins albiens à manteau exhumé se fait selon plusieurs processus tectoniques et métasomatiques. Nous nous sommes basés sur les observations de terrain et les données acquises pendant cette étude afin d'établir un modèle de mise en place (*Figure 14*).

Le fonctionnement d'un détachement ductile entre le manteau et le socle accompagne l'amincissement crustal. Nous pensons que ce détachement correspond plutôt à une large zone de déformations ductiles le long de laquelle s'individualisent de nombreuses lentilles tectoniques. Les mylonites du socle et les déformations en amygdales du manteau sont les témoins de ce détachement. La création de ces lentilles et leur déformation sont donc antérieures à l'exhumation du manteau. Ceci explique l'hétérogénéité des lentilles de socle et la fragmentation du manteau en deux lentilles sur le massif du Sarailé. Les différentes lentilles sont incorporées le long du détachement et remontées à la surface.

Le Trias, en position stratigraphique sur le socle et constitué de sédiments à faibles compétences (évaporites), joue alors le rôle de couche « savon » et permet la désolidarisation de la couverture sédimentaire mésozoïque. Comme nous l'avons vu dans la partie II.A.3., ce découplage peut se faire selon deux processus : (1) par glissement gravitaire dans le fond du bassin où le manteau est déjà exhumé (Lagabrielle et al., 2010) ou (2) par glissement assisté par traction, causé par l'extraction latérale de la croûte pendant son amincissement (Clerc, 2012, Clerc et Lagabrielle, 2014). Les observations de terrain montrent que la lherzolite du Sarailé n'a pas été mise à l'affleurement. Elle est toujours restée couverte par les sédiments mésozoïques. Nous en déduisons que la première hypothèse concernant un glissement gravitaire (Lagabrielle et al. 2010) ne peut pas fonctionner ici.

Le glissement de la couverture sédimentaire mésozoïque sur son socle se fait donc probablement par extraction latérale de la croûte (Clerc 2012, Clerc et Lagabrielle, 2014). Le soutirage latéral de la croûte s'accompagne de la remontée du manteau qui vient en contact tectonique avec les sédiments mésozoïques. Cet épisode est contemporain de la sédimentation albienne. Les flyschs albiens syn-extension jouent alors le rôle de « couvercle » favorisant la remontée des isothermes sous le bassin. Dans ce climat chaud les déformations ductiles le long du contact manteau/mésozoïque et le boudinage de l'ensemble de la couverture mésozoïque pré-rift sont possibles.

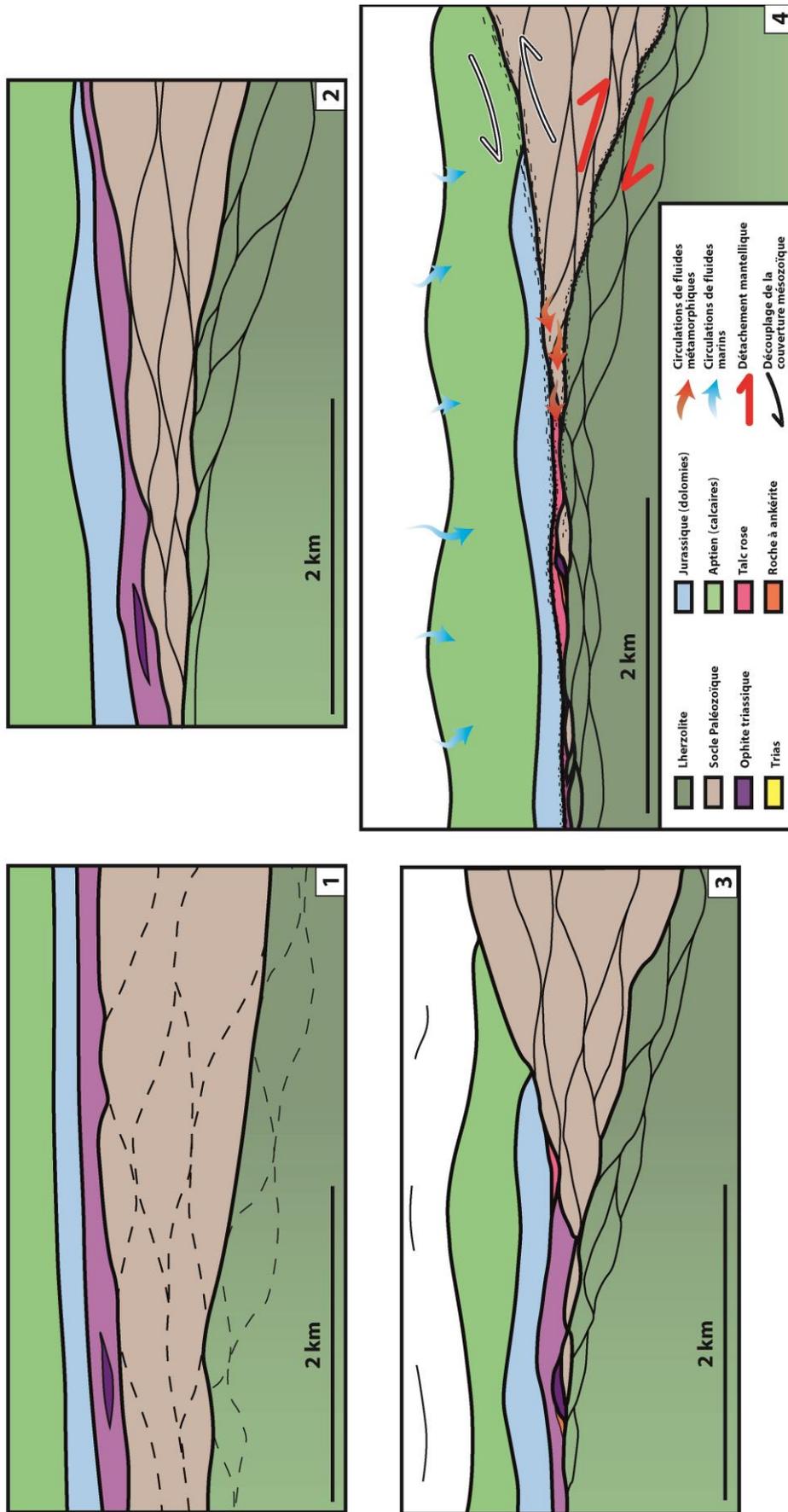


Figure 14. Modèle d'évolution d'un pied de marge distale, basé sur les observations faites sur le massif du Sarailé. 1. Initiation de la phase d'extraction latérale de la croûte et de la création d'un détachement entre croûte et manteau. 2. L'entoulement de la croûte et du manteau le long du détachement et désolidarisation de la couverture mésozoïque par souirage de la croûte. 3. Mise en contact entre manteau et sédiments associée à des phénomènes métasomatiques contemporains de la déformation ductile le long du détachement (boudinage). 4. Stade « final » dessiné par dépliage de la géométrie observée au Sarailé.

Cette interprétation est en accord avec les résultats obtenus par Huismans et Beaumont (2003) par modélisation numérique (*Figure 15*). Sur un de leurs modèles, le manteau subcontinental remonte le long d'une zone de faille de détachement ductile qui amincit considérablement la croûte inférieure et le manteau supérieur. Des lentilles de croûte et de manteau se créent le long du détachement pendant l'exhumation du manteau.

Finalement, l'évolution de la marge passive distale pyrénéenne est le résultat d'un amincissement crustal extrême permettant l'exhumation du manteau et à la désolidarisation de sa couverture sédimentaire le long de détachements où domine une relation intime entre déformation et métasomatisme.

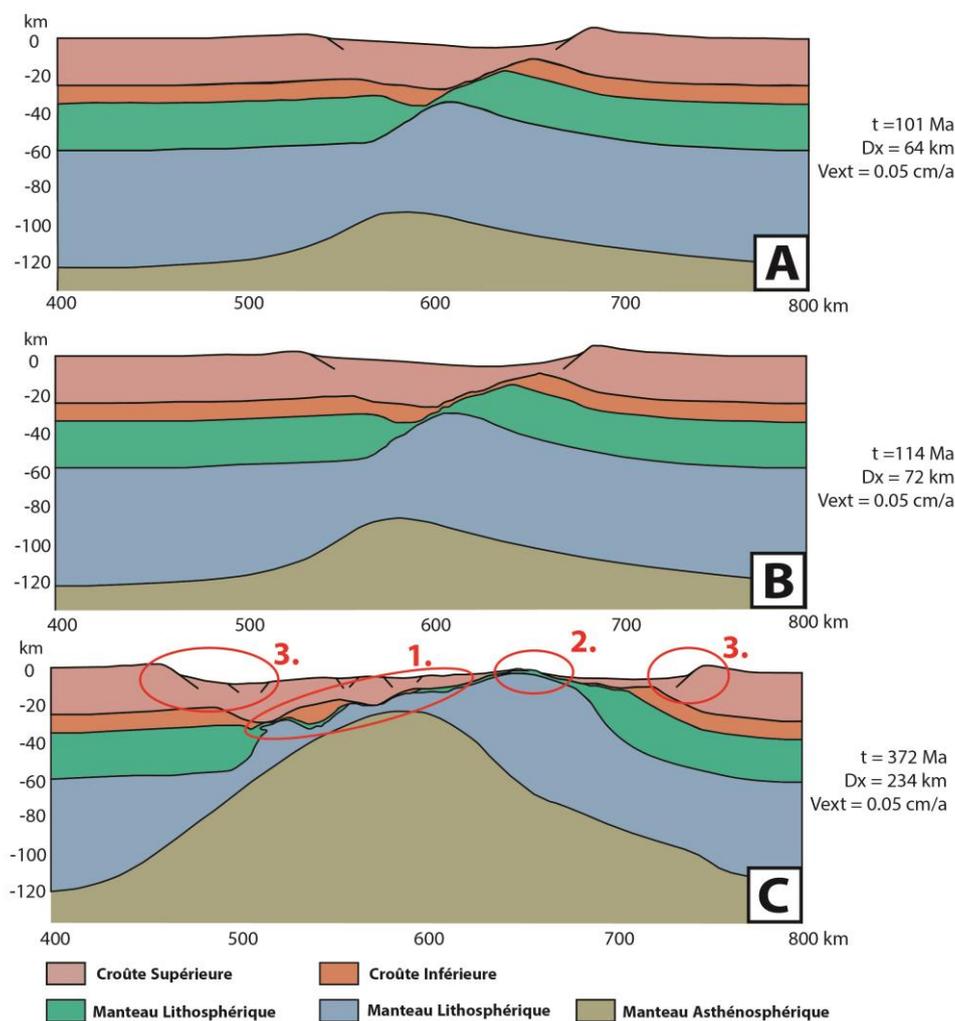


Figure 15. Modèle numérique d'extension continentale. A. Création d'un détachement enraciné jusqu'au manteau lithosphérique. B. Amincissement extrême ductile de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique. C. 1. Boudinage de la croûte et du manteau le long du détachement ; 2. Exhumation du manteau lithosphérique ; 3. Système de failles normales sur la partie proximale de la marge. Redessiné d'après Huismans et Beaumont (2003).

C. Comparaison avec les marges passives

La cinématique de la plaque Ibérie étant encore mal définie, l'évolution géodynamique lors de la phase d'extension responsable de la création de la marge passive pyrénéenne fait l'objet de plusieurs interprétations. L'ouverture des bassins s'est produite selon trois modalités : (1) un jeu senestre de la FNP suivi d'un mouvement extensif (Tucholke et al., 2007, Jammes et al., 2009, Bronner et al. 2011) ; (2) un mouvement extensif suivi d'un jeu senestre (Sibuet et al., 2004, Gong et al., 2009) ; (3) les deux simultanément (Clerc, 2012).

De nos jours, de nombreux modèles d'évolution des marges passives avec exhumation du manteau coexistent. Une synthèse de ces modèles serait hors de propos dans ce rapport. Cependant nous pouvons dégager deux grandes tendances (*Figure 16*). (1) Dans un modèle de type « froid » comme celui de Péron-Pinvidic et Manatschal, (2009) l'amincissement crustal, permettant l'exhumation du manteau, se réalise par un système de failles normales plates accompagnées de l'individualisation de blocs allochtones extensifs de socle continental. (2) Dans un modèle de type « chaud » comme celui de Clerc et Lagabrielle (2014), la partie proximale de la marge présente un système de blocs basculés et une partie distale affectée par un amincissement crustal extrême ductile. Cet amincissement se réalise par le boudinage de la croûte continentale allant jusqu'à l'exhumation du manteau entre les boudins de croûte. Le modèle numérique de Huismans et Beaumont (2003) (*Figure 15*) montre les différentes caractéristiques proposées par Clerc et Lagabrielle (2014), notamment le boudinage de la croûte et du manteau supérieur.

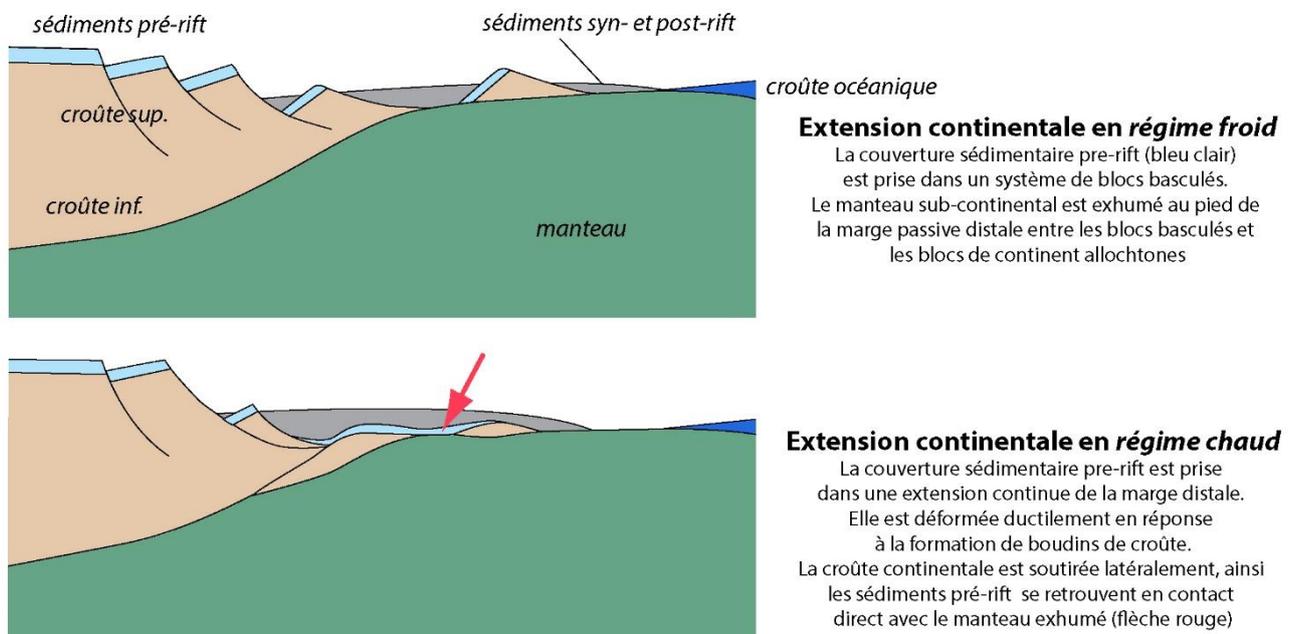


Figure 16. Deux modèles d'évolution de marges passives distales à manteau exhumé : Régime Froid (Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009) ; Régime Chaud (Clerc et Lagabrielle, 2014), d'après Clerc et Lagabrielle, 2014.

Des situations analogues à celle des Chaînes Béarnaises existent en différents endroits du globe. De forts gradients géothermiques se retrouvent dans les bassins d'effondrements de type Salton Sea (Californie) qui présentent des anomalies thermiques, avec 350°C à 2 km de profondeur (Carpelan, 1958, Choukroune et Mattauer, 1978). Mais comme nous l'avons vu, il est surtout possible de rapprocher les observations faites au Sarailé de celles faites sur des marges passives actuelles. Nous n'utiliserons ici que deux interprétations de profils sismiques récents de la marge scandinave (Osmunden et al. 2011) (*Annexe 9*) et de la marge d'Angola (Unterhner et al. 2010) (*Figure 17*). Ces interprétations montrent plusieurs caractères qui se rapprochent des observations faites au Sarailé. Ce sont : (1) l'amincissement crustal extrême et la présence de manteau à faible profondeur ; (2) la présence de lentilles de socle continental déformés ; (3) la mise en contact de la couverture pré-rift avec le manteau.

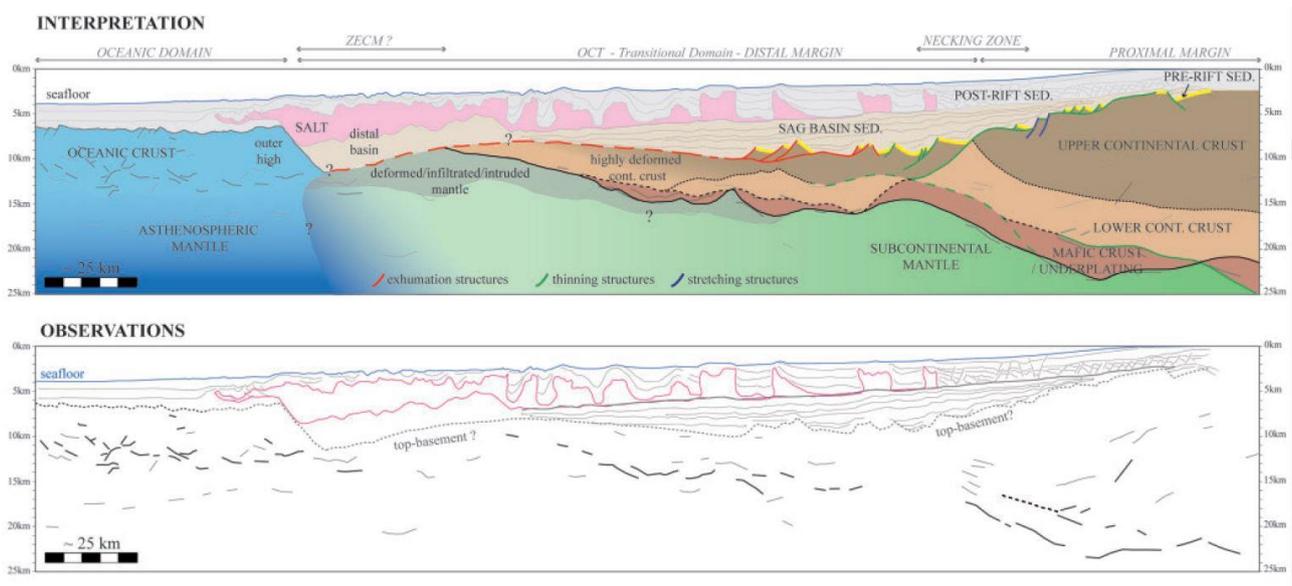


Figure 17. Ligne sismique interprétée de la marge distale d'Angola (Unterhner et al. 2010).

VI. Conclusion

Les observations de terrain sur le massif du Saraillé (Chaînons Béarnais, ZNP occidentale) couplées aux analyses géochimiques ont permis d'apporter de nouvelles contraintes sur les relations entre la couverture Mésozoïque, le socle continental et le manteau pyrénéen exhumé, suite à l'amincissement crustal extrême durant l'Albo-Cénomaniens. La mise en contact de ces lithologies est contrôlée par des phénomènes tectoniques. Les déformations sont fortement associées à des réactions métamorphiques et métasomatiques, causées par d'intenses circulations de fluides d'origine métamorphique et de compositions variables selon les lithologies.

Les contacts Manteau/Paléozoïque/Mésozoïque sont les témoins de déformations ductiles précoces, syn-extension, contemporaines du remplissage des bassins au Crétacé. Un grand détachement entre le socle et le manteau a permis l'exhumation de ce dernier et le boudinage d'un ensemble de lentilles de socle paléozoïque et de péridotite. Le découplage de la couverture Mésozoïque par rapport au socle paléozoïque conditionne sa mise en contact avec le manteau par soutirage de la croûte continentale

Les zones de détachement et de découplage sont les lieux préférentiels de circulations de fluides intimement associées aux déformations. Elles permettent des échanges métasomatiques entre les lithologies et l'apparition de roches hydrothermales (chlorito-talcschistes (talc/clinochlore), magnésitite, carbonates). Les chlorito-talcschistes sont produits pendant le détachement grâce à l'altération hydrothermale de la lherzolite et de la couverture sédimentaire par un fluide métamorphique. Les différentes associations lithologiques et leurs déformations tectoniques régissent donc la nature des lithologies néoformées pendant les événements « tectono-hydrothermaux » liés l'évolution de la marge.

Les massifs de péridotite de la ZNP sont de bons analogues pour l'étude de l'exhumation du manteau en pied de marge passive distale. Autant du point de vue structural pour l'étude des gisements pétroliers « offshore », que du point de vue des phénomènes métasomatiques responsables de la néoformation de lithologies à intérêt économique (talc). Dans le cas d'une étude géologique de la marge Crétacé pyrénéenne, il serait intéressant d'étendre les observations sur l'ensemble de la marge, de la ZA au bassin Aquitain afin d'établir un modèle plus complet sur la mise en place des marges passives à manteau exhumé.

VII. Références bibliographiques

- Abzalov, M. Z. (1998). Chrome–spinel in gabbro–wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. *Lithos*, 43(3), 109-134.
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978). Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr ; ses relations avec les péridotites associées. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), 681-687.
- Blount, A. M., & Vassiliou, A. H. (1980). The mineralogy and origin of the talc deposits near Winterboro, Alabama. *Economic Geology*, 75(1), 107-116.
- Boulvais, P., De Parseval, P. (2001). High-temperature fluid circulation as a cause for the North Pyrenean metamorphism? *Journal of Conference abstracts*, 278.
- 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. *Mineralogy and Petrology*, 88(3-4), 499-526.
- 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(1), 89-106.
- 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. *Nature Geoscience*, 4(8), 549-553.
- Canérot, J., & Delavaux, F. (1986). Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Sarailé. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 302(15), 951-956.
- Caperlan, L. H. (1959). *The Salton Sea. Physical and Chemical Characteristics*, University of California, Riverside
- Castéras, M. (1970). Oloron Sainte-Marie, carte géologique de la France, 1/50 000, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France
- Castéras, M. (1974). Les Pyrénées. *Géologie de la France*, 2, 296-345.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., PYROPE working group (submitted), The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*.
- Choukroune, P. (1976). Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale). *Revue Géographique Physique et Géologique Française*, (127), 116.
- 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*, (5), 689-700.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143.
- Clerc C. (2012). Evolution du domaine Nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives, (Thèses).
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J. Y., & de Saint Blanquat, M. (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*, 183(5), 443-459.
- Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., & de Saint Blanquat, M. (2013). Ophicalcites from the Northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences*, 1-23.
- Clerc, C. et Lagabrielle, Y. (2014), Lateral extraction of the crust as a mechanism of extreme continental thinning. Insight from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins, *Tectonics*, in press.
- Debroas, E. J., Mediavilla, F., & Souquet, P. (1978). La zone de failles transcurrente de Bigorre dans la région de Lourdes et de Bagnères (Pyrénées basco-béarnaises). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), 631- 638.

- Debroas, E. J., Canérot, J., & Billotte, M. (2010). Les brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomaniens inférieur (Zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France*, 2, 53-63.
- Duée, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., & Fortané, A. (1984). Les lherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyrénées Occidentales): Mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomaniens. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(17), 1205-1210.
- ECORS Pyrenees Team (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, (331), 508- 10.
- 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, *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, (103), 667-682.
- Ferreira, N. (2013). Caractérisation et conditions de formation des serpentines pyrénéennes, (Master 2),
- Fortané, A., Duée, G., Lagabrielle, Y., & Coutelle, A. (1986). Lherzolites and the western "Chaînons béarnais" (French Pyrénées): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129(1), 81-98.
- Fortuné, J. P. (1971). Contribution à l'étude minéralogique et génétique des talcs Pyrénées. Conférence Gaudichet, A. (1974). Etude pétrographique des lherzolites de la région d'Oloron Ste Marie (Pyrénées atlantiques), (Thèse).
- 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*, 104(2), 194-207.
- Gong, Z., van Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Dekkers, M. J. (2009). Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin—new constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation. *Tectonophysics*, 473(3), 312-323.
- Huismans, R. S., Beaumont, C. (2007). Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 282(1), 111- 138.
- 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*, 28(4).
- Kaczmarek, M. A., & Müntener, O. (2010). The variability of peridotite composition across a mantle shear zone (Lanzo massif, Italy): interplay of melt focusing and deformation. *Contributions to mineralogy and petrology*, 160(5), 663-679.
- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J. L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21.
- 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 lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).
- Le Roux, V., Bodinier, J. L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J. M., Vauchez, A., & Riches, A. J. V. (2007). The Lherz spinel lherzolite: refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3), 599-612.
- Masini, E. (2011). L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marge passive profonde : Exemples du bassin de Samedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises), (Thèse Université de Strasbourg)
- 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 (Geol Rundsch)*, (in press)
- McCrea, J. M. (2004). On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18(6), 849-857.
- Minnigh, L. D., van Calsteren P. W. C., den Tex E. (1980). Quenching: An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geology*, (8), 18-21.
- Moine, B., Fortune, J. P., Moreau, P., & Viguié, 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*, 84(5), 1398-1416.

- Monchoux, P., & Besson, M. (1969). Sur les compositions chimiques des minéraux des lherzolites pyrénéennes et leur signification génétique. *Bull. Soc. Franc. Mineral Crist.*, (92), 289.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics*, Springer Netherlands, 235-246.
- Muntener, O., & Piccardo, G. B. (2003). Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. *Special Publication-Geological Society Of London*, 218, 69-90.
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20(1), 131- 195.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N., & Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Univ. of Chicago*.
- Osmundsen, P. T., & Redfield, T. F. (2011). Crustal taper and topography at passive continental margins. *Terra Nova*, 23(6), 349-361.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 98(7), 1581-1597.
- 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*, 44(4), 843- 856.
- 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*, 167(4), 751-767.
- Ravier, J. (1959). Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Société géologique de France (impr. Priester)*.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41-50.
- Schärer, U., De Parseval, D., Polvé, M., de Saint Blanquat, M. (1999). Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, 11(1), 30-37.
- Sheppard, S.M.F. (1986). Stable isotope variations in natural waters. In : Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J. R., (eds) *Stable isotopes in high temperature geologic processes*. *Revue in Mineralogy and Geochemistry*, (16), 319- 372.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109(B8).
- Sutra E. (2011), *Caractérisation et quantification de la déformation extensive des marges passives peu magmatiques profondes : exemples des marges Ibérie-Terre Neuve et Sud-Atlantiques*, (Thèse, Université de Strasbourg).
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J. C. (2007). Breakup of the Newfoundland–Iberia rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 282(1), 9-46.
- Unternehm, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Sutra, E. (2010). Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 207-215.
- Veizer, J., Hoefs, J. (1976). The nature of O¹⁸/O¹⁶ and C¹³/C¹² secular trends in sedimentary carbonate rocks, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (40), 1387-1395.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Paellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H. (1999). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, (161), 59-88.
- Vielzeuf, D., & Kornprobst, J. (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and planetary science letters*, 67(1), 87-96.

VIII. Annexes

Nous rassemblons en annexe des données et des documents utiles à la compréhension :

Annexes 1 à 3 : Planches photographiques, les légendes figurent dans le texte principal

Annexe 4 : Carte d'affleurement et positions des échantillons et photos.

Annexe 5 à 7 : Cartes de composition quantitative de minéraux (microsonde)

Annexe 8 : Complément scientifique, définition des isotopes stables

Annexe 9 : Ligne sismique interprétée de la marge distale scandinave

Annexe 10 : Analyses sur roches totales

Annexe 11 : Analyses de minéraux en poids d'oxydes et formules structurales

Planche 1 : Le manteau

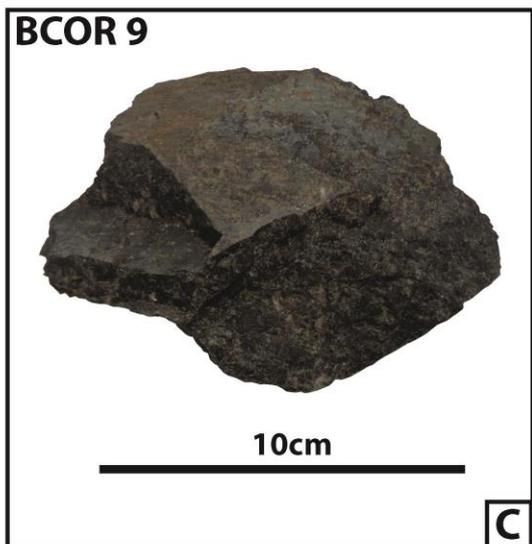
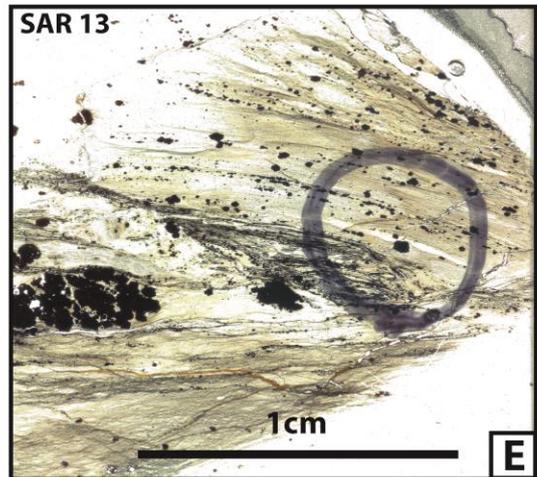
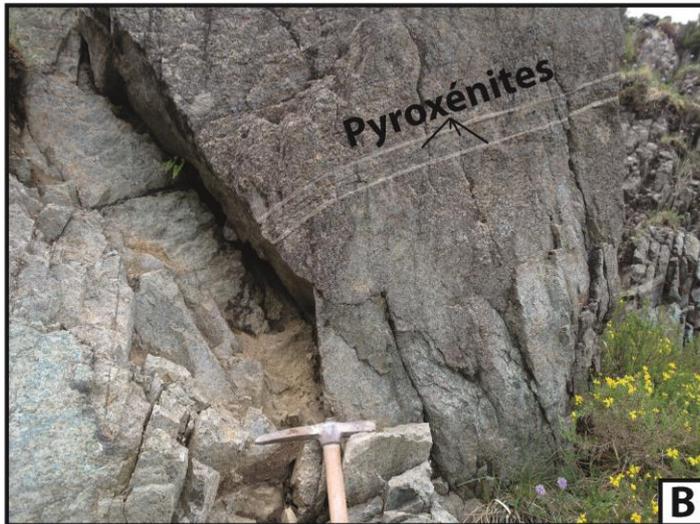
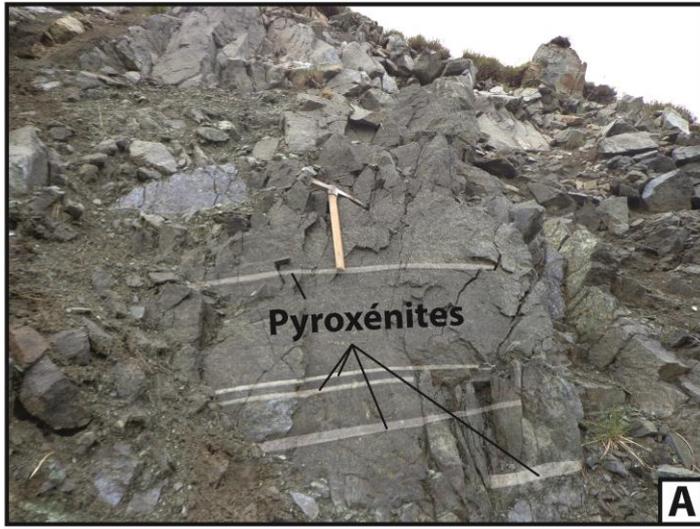


Planche 2 : Déformations ductiles dans le socle

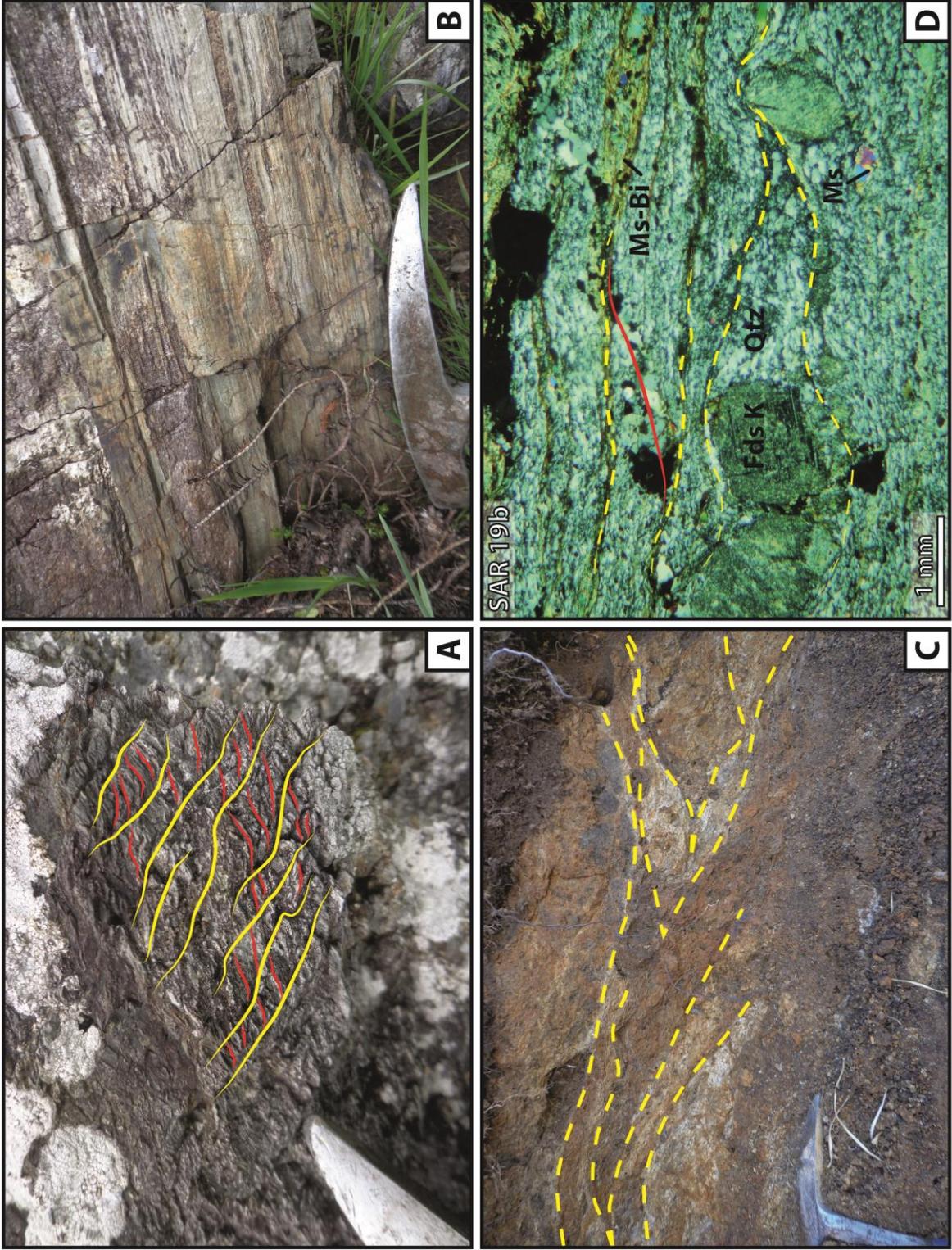
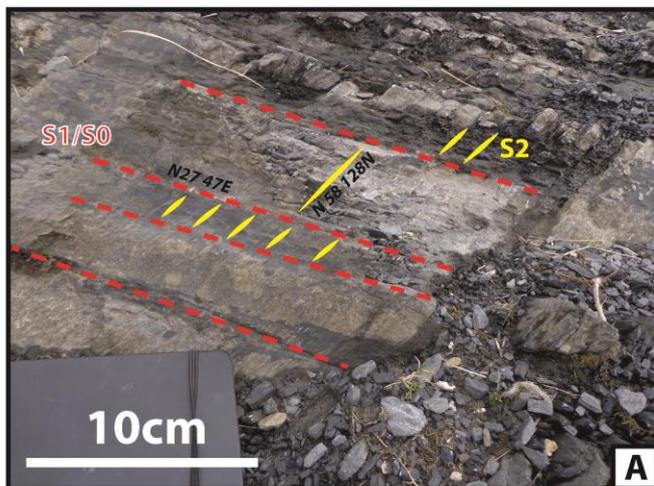
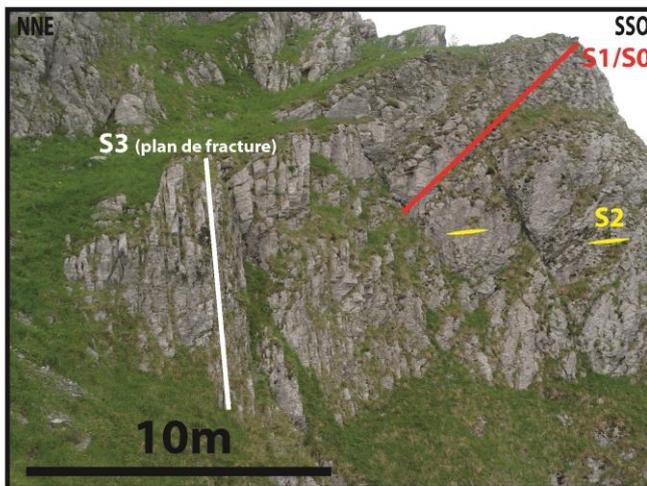


Planche 3 : Couverture Mésozoïque



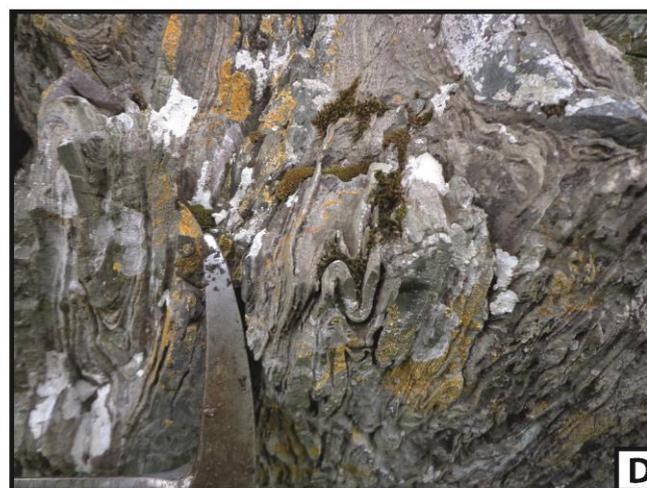
N 43°03,187' W 000°38,625'



N 43°03,062' W 000°38,484'



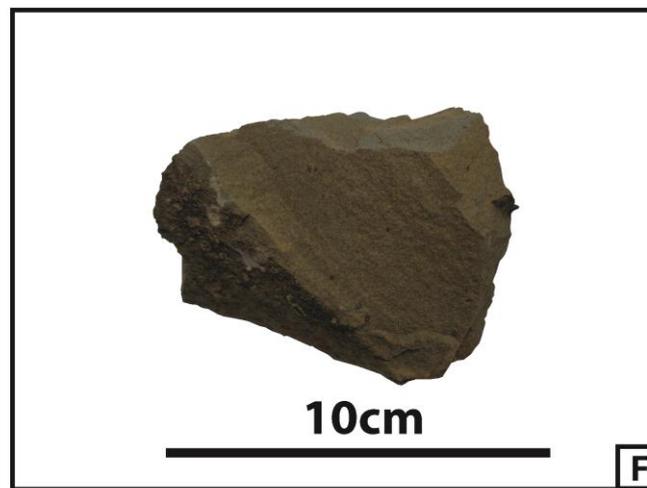
N 43°03,203' W 000°38,365'



N 43°03,173' W 000°38,550'



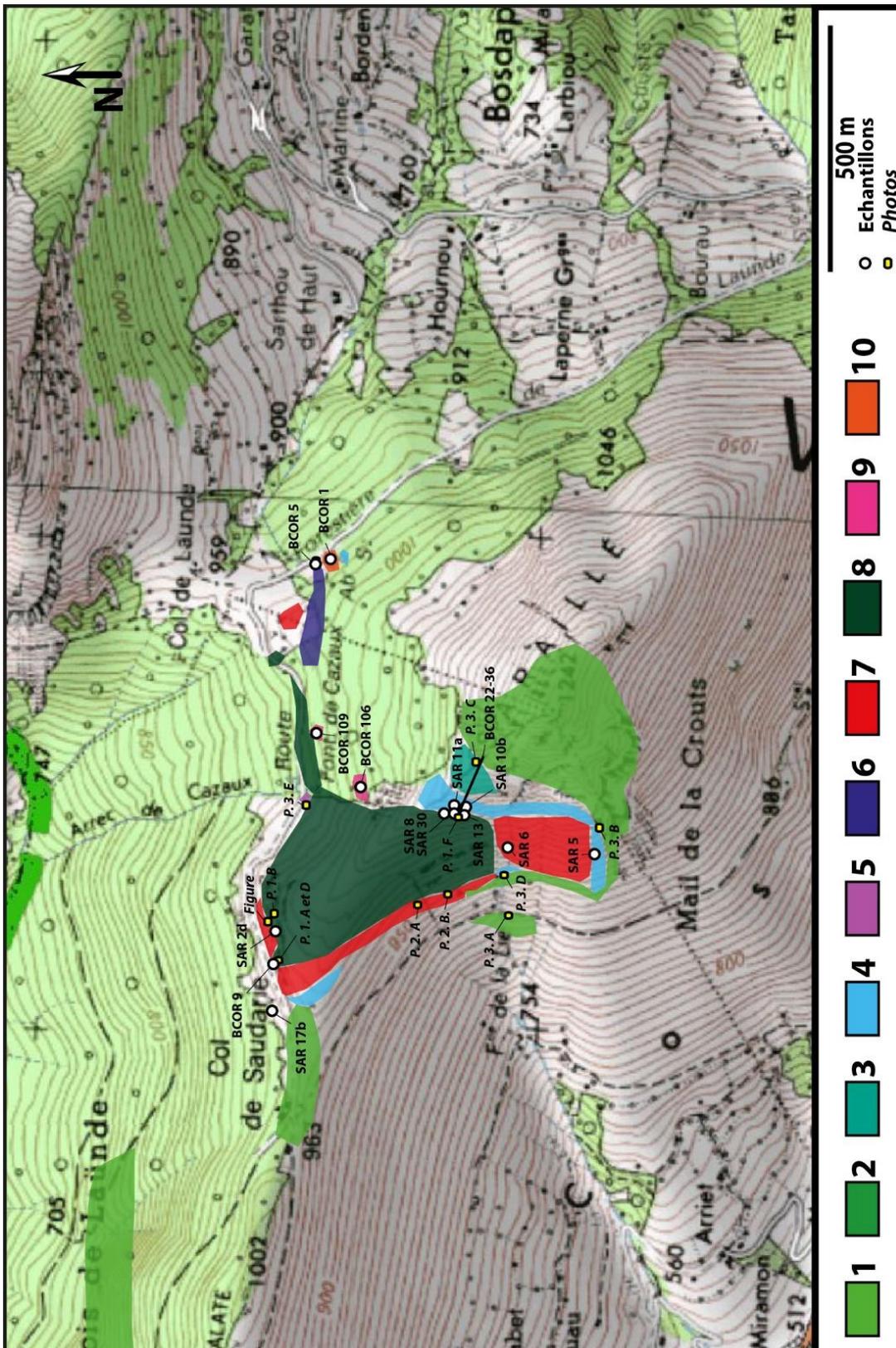
N 43°03,397' W 000°38,471'



N 43°03,384' W 000°38,121'

Annexe 4

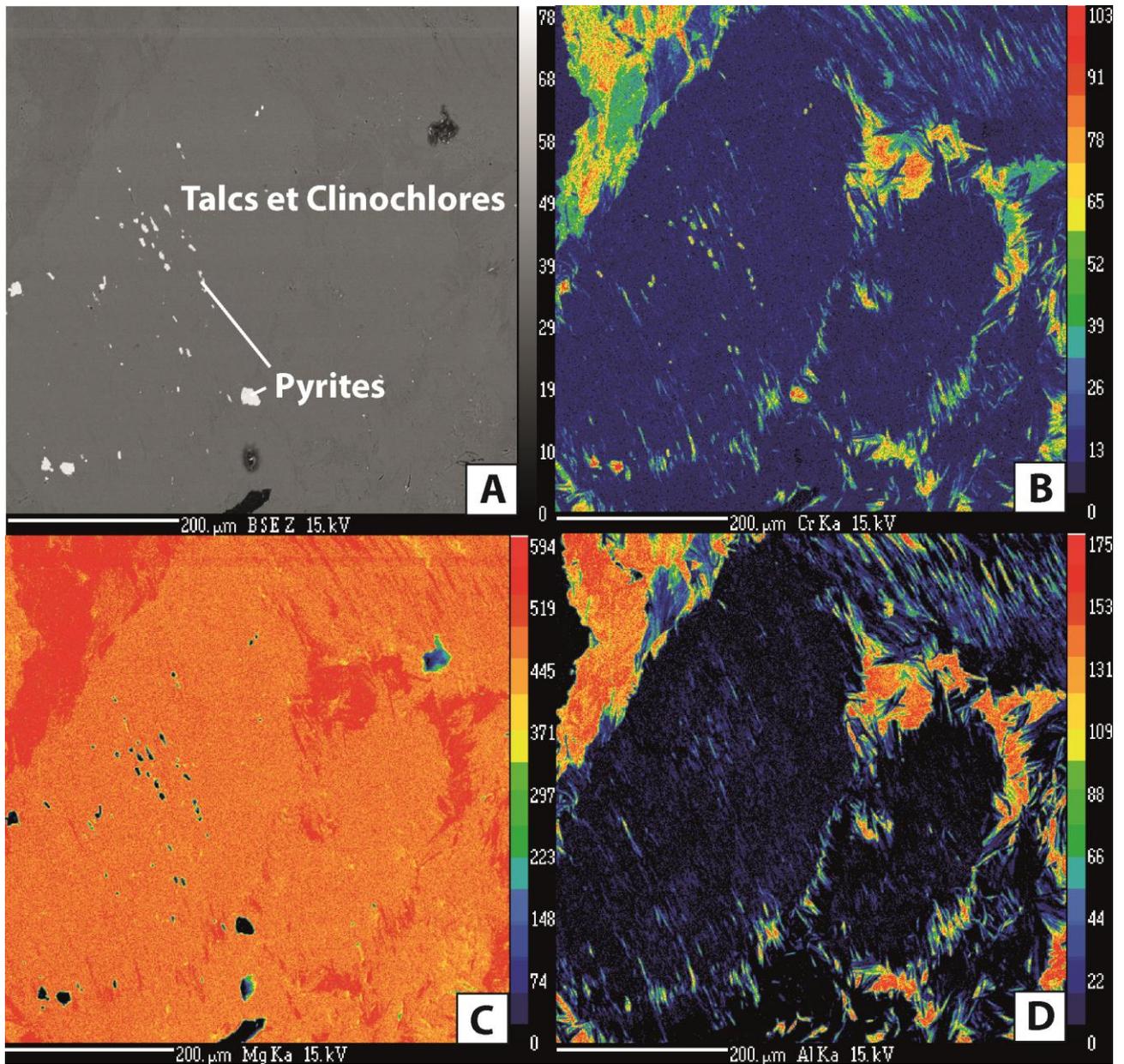
Carte d'affleurements et positions des échantillons et photos.



Carte d'affleurements : 1. Albien ; 2. Aptien ; 3. Néocomien ; 4. Jurassique ; 5. Trias ; 6. Ophite triasique ; 7. Socle paléozoïque ; 8. Serpentinite ; 9. Chlorito-talcschistes ; 10. Magnésitite. (Exemple : P. 1. A, équivalent à Planche 1 photo A.)

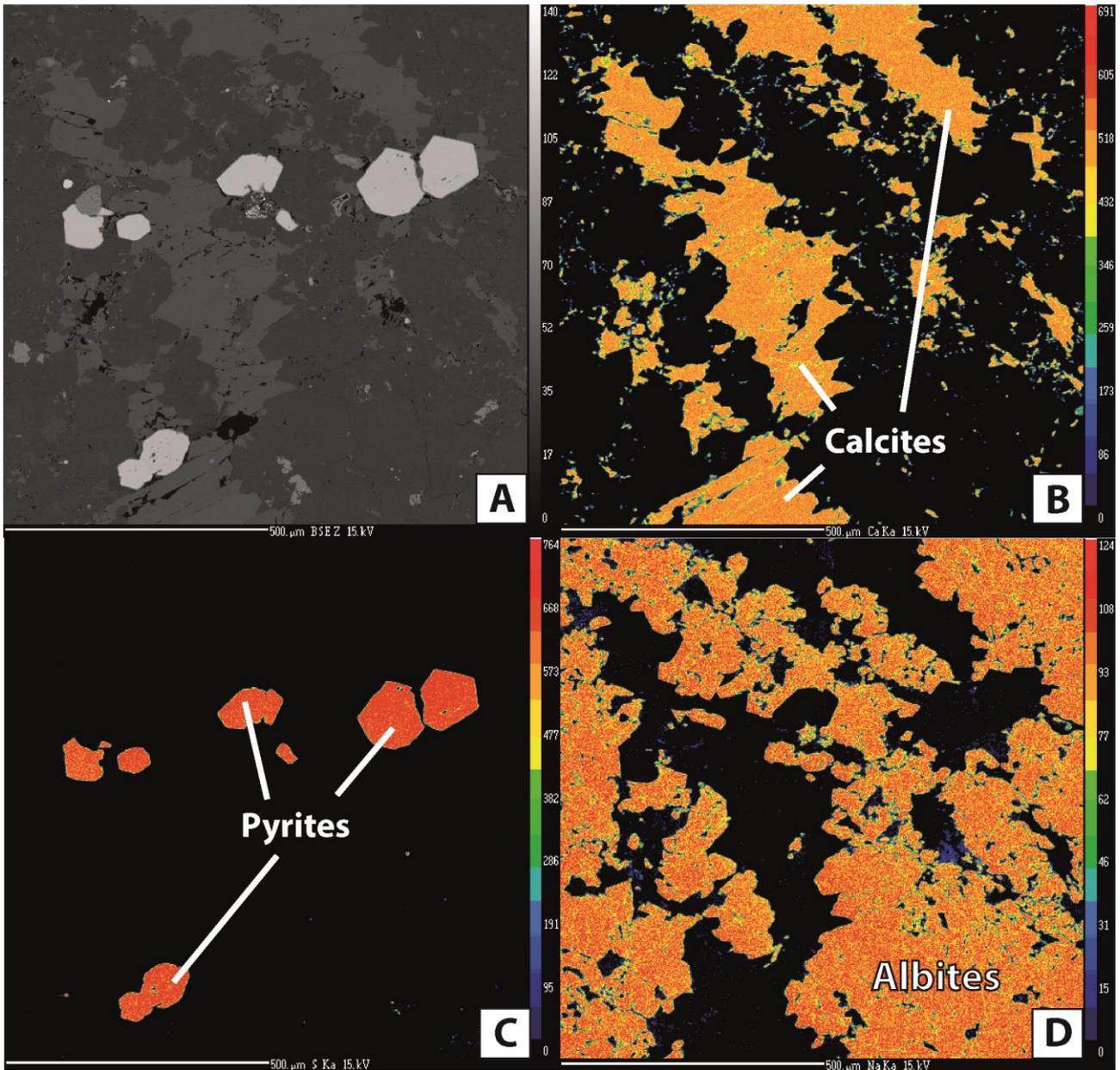
Annexe 5

Image à balayage électronique (BSE) (A) et cartes des compositions qualitatives du chlorito-talcschistes (SAR 8) en Cr (B), Mg (C) et Al (D).



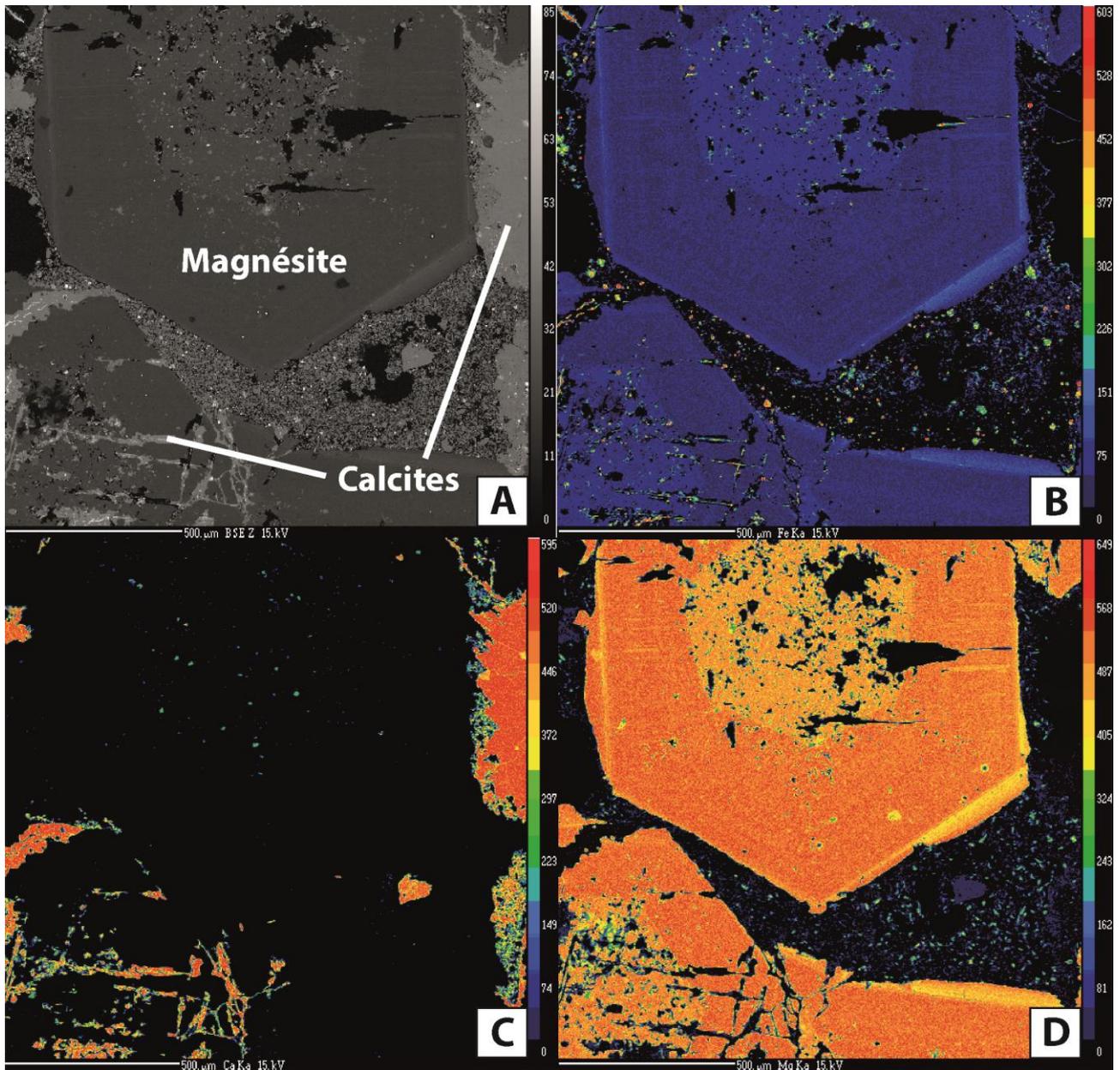
Annexe 6

Image à balayage électronique (BSE) (A) et cartes des compositions qualitative d'une albitite (SAR 4b) en Ca (B), S (C) et Na (D).



Annexe 7

Image à balayage électronique (BSE) (A) et cartes des compositions qualitatives de la magnésite (SAR 22) en Fe (B), Ca (C) et Mg (D).



Annexe 8 : Définition des isotopes stables

Les isotopes stables sont des éléments non radioactifs dont la masse du noyau diffère de l'espèce la plus abondante par un nombre de neutrons différent (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O ou ^{12}C , ^{13}C). La composition isotopique d'un élément est exprimée sous la forme d'un « delta ». Ainsi pour l'Oxygène, le $\delta^{18}\text{O}$ est défini par :

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Ech}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \times 1000 \quad (1)$$

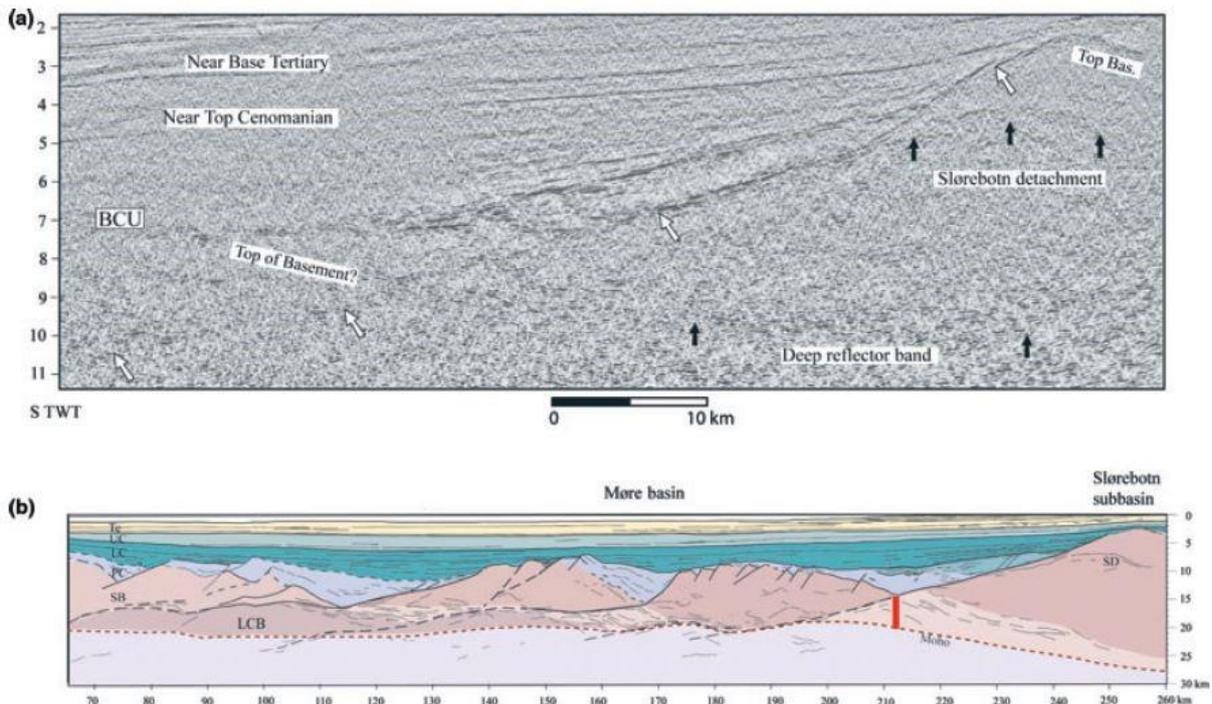
Les références utilisées pour les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone sont respectivement le SMOW (Standart Mean Ocean Water) et le PDB (Pee-Dee Belemnite).

La précipitation d'un minéral à partir d'un fluide, où la transformation d'une roche en contact avec un fluide (métasomatisme) implique des rééquilibrages isotopiques entre les deux phases. Ces rééquilibrage isotopiques dépendent à la fois de la température et de la composition isotopique du fluide. C'est ce qu'on appelle le fractionnement isotopique. Pour le système calcite/fluide, le fractionnement isotopique entre la calcite et l'eau suit la relation:

$$\alpha_{\text{CaCO}_3, \text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2}^{18\text{O}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CaCO}_3}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2}} \quad (2)$$

Annexe 9 :

Ligne sismique interprétée de la marge distale scandinave (Osmunden et al. 2011)



Annexe 10

Analyse sur roches totales, SARM, CRPG Nancy

Annexe 11

Analyses de minéraux en poids d'oxydes et formules structurales, Microsonde Ouest, Plouzané (Brest)

Echantillons :		SAR 4b	SAR 30	SAR 10
As	ppm	95,73	7,956	10,64
Ba	ppm	148,7	< L.D.	< L.D.
Be	ppm	1,025	< L.D.	< L.D.
Bi	ppm	0,106	< L.D.	< L.D.
Cd	ppm	1,315	< L.D.	0,298
Ce	ppm	8,152	0,288	5,995
Co	ppm	16,19	102,9	86,5
Cr	ppm	154,8	2879	1953
Cs	ppm	1,368	0,27	1,405
Cu	ppm	8,385	8,4	26,16
Dy	ppm	1,187	0,272	1,026
Er	ppm	1,206	0,236	0,585
Eu	ppm	0,34	0,084	0,412
Ga	ppm	14,75	4,916	4,287
Gd	ppm	1,115	0,138	0,985
Ge	ppm	0,344	1,105	0,692
Hf	ppm	45,35	0,267	0,15
Ho	ppm	0,332	0,073	0,223
In	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La	ppm	13,23	0,494	3,094
Lu	ppm	0,439	0,051	0,085
Mo	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	ppm	25,29	< L.D.	< L.D.
Nd	ppm	3,215	0,285	3,484
Ni	ppm	44,49	1158	1352
Pb	ppm	5,078	0,7183	4,3398
Pr	ppm	0,96	0,089	0,835
Rb	ppm	70,3	< L.D.	< L.D.
Sc	ppm	5,77	15	12,53
Sb	ppm	1,197	0,429	0,579
Sm	ppm	0,967	0,084	0,912
Sn	ppm	3,017	< L.D.	1,111
Sr	ppm	109,3	< L.D.	98,85
Ta	ppm	2,125	< L.D.	< L.D.
Tb	ppm	0,172	0,031	0,162
Th	ppm	32,05	0,238	< L.D.
Tm	ppm	0,247	0,039	0,082
U	ppm	7,953	0,066	0,09
V	ppm	93,32	90,11	49,62
W	ppm	4,808	< L.D.	< L.D.
Y	ppm	8,693	1,784	5,923
Yb	ppm	2,183	0,314	0,558
Zn	ppm	18,56	< L.D.	17
Zr	ppm	1886	7,657	3,9

Minéraux	Magnésite	Orthose	Magnésite	Orthose	Magnésite	Orthose	Orthose	Calcite	Calcite	Mica	Magnésite	Calcite	Calcite	Magnésite	Magnésite
Numéros analyses	Sar 22 1	Sar 22 2	Sar 22 3	Sar 22 4	Sar 22 5	Sar 22 6	Sar 22 7	Sar 22 8	Sar 22 9	Sar 22 11	Sar 22 13	Sar 22 14	Sar 22 15	Sar 22 16	Sar 22 17
SiO2	0,05	63,52	0,23	64,42	0,03	63,84	64,30	0,27	5,73	47,31	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
TiO2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Al2O3	0,02	17,69	0,14	18,49	0,04	18,27	18,49	0,08	0,14	12,09	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	7,50	0,55	8,73	0,41	6,82	0,24	0,15	0,14	0,07	2,01	7,21	0,31	0,27	7,31	15,41
MnO	0,24	0,04	0,26	0,00	0,20	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,20	0,03	0,02	0,22	0,26
MgO	44,83	0,02	43,38	0,06	45,27	0,56	0,01	0,00	3,03	26,84	44,73	1,14	1,21	44,71	38,98
CaO	0,04	0,03	0,28	0,01	0,04	0,01	0,00	53,42	48,55	0,23	0,03	57,09	57,64	0,03	0,02
Na2O	0,00	0,35	0,17	0,17	0,00	0,15	0,20	0,72	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
K2O	0,00	16,78	0,05	17,01	0,00	17,02	17,25	0,39	1,24	1,73	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01
Total	52,68	98,97	53,24	100,56	52,39	100,13	100,40	55,07	58,80	90,31	52,20	58,59	59,17	52,38	54,73
Formules structurales	Sar 22 1	Sar 22 2	Sar 22 3	Sar 22 4	Sar 22 5	Sar 22 6	Sar 22 7	Sar 22 8	Sar 22 9	Sar 22 11	Sar 22 13	Sar 22 14	Sar 22 15	Sar 22 16	Sar 22 17
Si	0,001	2,991	0,003	2,979	0,000	2,968	2,980	0,005	0,083	3,567	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,981	0,002	1,008	0,001	1,001	1,010	0,002	0,002	1,075	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe*	0,085	0,022	0,100	0,016	0,078	0,010	0,006	0,002	0,001	0,127	0,083	0,004	0,004	0,084	0,181
Mn	0,003	0,001	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,003
Mg	0,909	0,001	0,881	0,004	0,918	0,039	0,001	0,000	0,065	3,017	0,914	0,027	0,028	0,911	0,815
Ca	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,970	0,752	0,018	0,000	0,968	0,968	0,000	0,000
Na	0,000	0,032	0,004	0,015	0,000	0,013	0,018	0,024	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,000	1,008	0,001	1,003	0,000	1,010	1,020	0,009	0,023	0,166	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	0,999	5,038	0,998	5,026	0,999	5,042	5,034	1,011	0,927	7,980	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000
Minéraux	Magnésite	Calcite													
Numéros analyses	Sar 22 18	Sar 22 19													
SiO2	0,01	0,01													
TiO2	0,00	0,00													
Al2O3	0,06	0,00													
Cr2O3	0,00	0,00													
FeO*	6,83	0,01													
MnO	0,23	0,07													
MgO	45,37	0,66													
CaO	0,09	57,34													
Na2O	0,00	0,00													
K2O	0,00	0,00													
Total	52,57	58,08													
Formules structurales	Sar 22 18	Sar 22 19													
Si	0,000	0,000													
Ti	0,000	0,000													
Al	0,001	0,000													
Cr	0,000	0,000													
Fe*	0,077	0,000													
Mn	0,003	0,001													
Mg	0,917	0,016													
Ca	0,001	0,983													
Na	0,000	0,000													
K	0,000	0,000													
Total	0,999	1,000													

Minéraux	Dolomite	Dolomite	Talc	Clinochlore	Talc	Talc	Clinochlore	Pyrite	Pyrite	Talc	Clinochlore	Talc
Numéros analyses	Sar 30 1	Sar 30 3	Sar 30 4	Sar 30 5	Sar 30 6	Sar 30 7	Sar 30 8	Sar 30 9	Sar 30 10	Sar 30 11	Sar 30 12	Sar 30 17
SiO2	0,00	0,00	61,59	36,78	61,96	62,52	37,06	0,00	1,64	63,55	34,34	62,46
TiO2	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	0,06	0,02	0,01	0,05	0,00	0,01	0,01
Al2O3	0,00	0,03	1,01	12,97	1,02	0,52	13,87	0,00	0,04	0,02	13,92	0,44
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,94	0,06	0,00	0,70	0,00	0,10	0,01	1,51	0,00
FeO*	0,03	0,00	0,03	0,06	0,15	0,67	0,02	63,19	72,52	0,01	0,04	0,49
MnO	0,11	0,08	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,01	0,05
MgO	22,36	21,79	31,73	36,48	32,04	30,79	35,22	0,05	0,45	31,75	35,71	31,67
CaO	30,39	30,74	0,07	0,01	0,06	0,00	0,01	0,03	0,14	0,02	0,00	0,02
Na2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
K2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	52,91	52,68	94,58	87,26	95,29	94,68	86,98	63,31	74,99	95,37	85,57	95,19
Formules structurales	Sar 30 1	Sar 30 3	Sar 30 4	Sar 30 5	Sar 30 6	Sar 30 7	Sar 30 8	Sar 30 9	Sar 30 10	Sar 30 11	Sar 30 12	Sar 30 17
Si	0,000	0,000	3,926	3,386	3,923	3,984	3,412			4,006	3,240	3,961
Ti	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003	0,002			0,000	0,001	0,001
Al	0,000	0,001	0,076	1,407	0,076	0,039	1,504			0,001	1,548	0,033
Cr	0,000	0,000	0,003	0,068	0,003	0,000	0,051			0,000	0,112	0,000
Fe*	0,001	0,000	0,001	0,005	0,008	0,036	0,002			0,000	0,003	0,026
Mn	0,003	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000			0,001	0,001	0,003
Mg	1,009	0,991	3,016	5,006	3,024	2,925	4,832			2,984	5,023	2,995
Ca	0,986	1,004	0,005	0,001	0,004	0,000	0,001			0,001	0,000	0,001
Na	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,011	0,007			0,000	0,005	0,004
K	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,006			0,000	0,000	0,001
Total	2,000	2,000	7,032	9,875	7,038	7,000	9,816	0,000	0,000	6,994	9,932	7,024

Minéraux	Albite	Zircon	Rutile	Talc	Muscovite	Muscovite	Albite	Calcite	Calcite	Albite	Albite	Albite	Albite	Pyrite	Rutile
Numéros analyses	Sar 4b 1	Sar 4b 3	Sar 4b 4	Sar 4b 5	Sar 4b 6	Sar 4b 7	Sar 4b 8	Sar 4b 9	Sar 4b 10	Sar 4b 11	Sar 4b 12	Sar 4b 13	Sar 4b 14	Sar 4b 15	Sar 4b 16
SiO2	69,04	37,28	0,06	49,25	48,07	48,55	68,96	0,13	0,03	68,72	68,48	68,90	68,38	0,01	0,93
TiO2	0,00	0,03	96,13	0,08	0,14	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	96,39
Al2O3	19,81	0,04	0,23	34,59	33,53	33,83	20,08	0,01	0,00	19,61	19,84	19,90	19,63	0,05	0,47
Cr2O3	0,00	0,00	0,13	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28
FeO*	0,00	0,08	0,39	0,49	0,68	0,16	0,04	0,03	0,11	0,03	0,01	0,03	0,00	63,20	0,15
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
MgO	0,00	0,03	0,04	1,47	1,62	2,34	0,02	0,88	0,69	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02
CaO	0,18	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,10	57,32	57,13	0,11	0,15	0,17	0,12	0,03	0,25
Na2O	11,82	0,00	0,00	0,22	0,25	0,30	11,96	0,01	0,00	12,01	11,82	11,99	11,95	0,10	0,06
K2O	0,04	0,00	0,03	9,22	9,81	11,04	0,03	0,07	0,01	0,03	0,08	0,05	0,05	0,01	0,23
Total	100,90	37,50	97,03	95,36	94,22	96,42	101,21	58,53	58,01	100,54	100,40	101,10	100,21	63,41	98,82
Formules structurales	Sar 4b 1	Sar 4b 3	Sar 4b 4	Sar 4b 5	Sar 4b 6	Sar 4b 7	Sar 4b 8	Sar 4b 9	Sar 4b 10	Sar 4b 11	Sar 4b 12	Sar 4b 13	Sar 4b 14	Sar 4b 15	Sar 4b 16
Si	2,989	1,993	0,001	3,215	3,200	3,176	2,978	0,002	0,000	2,988	2,982	2,981	2,984		0,013
Ti	0,000	0,001	0,992	0,004	0,007	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002		0,975
Al	1,011	0,003	0,004	2,661	2,631	2,608	1,022	0,000	0,000	1,005	1,018	1,015	1,010		0,007
Cr	0,000	0,000	0,001	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,003
Fe*	0,000	0,004	0,004	0,027	0,038	0,009	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000		0,002
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001		0,000
Mg	0,000	0,003	0,001	0,143	0,161	0,228	0,001	0,021	0,016	0,001	0,001	0,001	0,000		0,000
Ca	0,008	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,972	0,980	0,005	0,007	0,008	0,006		0,004
Na	0,992	0,000	0,000	0,028	0,033	0,038	1,002	0,000	0,000	1,013	0,998	1,006	1,011		0,002
K	0,002	0,000	0,000	0,767	0,833	0,921	0,002	0,001	0,000	0,002	0,004	0,003	0,003		0,004
Total	5,003	2,005	1,004	6,847	6,909	6,990	5,012	0,999	1,000	5,016	5,011	5,015	5,016		1,010

Minéraux	Clinochlore	Clinochlore	Quartz	Talc	Dolomite	Talc	Talc	Talc	Pyrite	Dolomite	Talc	Clinochlore	Clinochlore	Clinochlore	Dolomite
Numéros analyses	Sar 10b 1	Sar 10b 2	Sar 10b 3	Sar 10b 4	Sar 10b 5	Sar 10b 6	Sar 10b 7	Sar 10b 8	Sar 10b 9	Sar 10b 10	Sar 10b 11	Sar 10b 12	Sar 10b 13	Sar 10b 14	Sar 10b 15
SiO2	32,34	30,40	100,26	62,26	0,07	61,28	59,60	61,42	0,00	0,09	57,76	32,73	44,39	30,46	0,00
TiO2	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05	0,28	0,19	0,11	0,01	0,00	0,13	0,05	0,02	0,00	0,08
Al2O3	16,31	20,69	0,02	0,31	0,03	0,75	1,64	0,76	0,04	0,02	2,04	16,18	9,50	19,93	0,01
Cr2O3	2,07	0,90	0,00	0,01	0,00	0,19	0,48	0,16	0,13	0,00	0,64	1,35	1,10	1,30	0,00
FeO*	1,90	2,26	0,00	2,27	0,04	3,27	3,10	3,25	62,20	0,02	2,74	1,99	1,90	2,24	0,01
MnO	0,05	0,01	0,00	0,01	0,21	0,02	0,02	0,00	0,01	0,20	0,02	0,05	0,00	0,00	0,19
MgO	31,23	31,24	0,00	29,82	19,77	29,06	29,55	29,51	0,00	20,70	29,18	32,72	31,89	31,46	19,82
CaO	0,09	0,03	0,02	0,05	31,98	0,04	0,03	0,03	0,00	30,75	0,04	0,03	0,08	0,04	31,28
Na2O	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,09	0,09	0,06	0,04	0,01	0,06	0,01	0,04	0,03	0,04
K2O	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	84,09	85,59	100,32	94,79	52,16	95,02	94,72	95,32	62,45	51,79	92,61	85,12	88,95	85,46	51,44
Formules structurales	Sar 10b 1	Sar 10b 2	Sar 10b 3	Sar 10b 4	Sar 10b 5	Sar 10b 6	Sar 10b 7	Sar 10b 8	Sar 10b 9	Sar 10b 10	Sar 10b 11	Sar 10b 12	Sar 10b 13	Sar 10b 14	Sar 10b 15
Si	3,136	2,895	1,000	3,993	0,002	3,948	3,862	3,943		0,003	3,828	3,133	3,979	2,911	0,000
Ti	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,013	0,009	0,005		0,000	0,006	0,003	0,002	0,000	0,002
Al	1,864	2,323	0,000	0,023	0,001	0,057	0,125	0,058		0,001	0,160	1,825	1,004	2,244	0,000
Cr	0,159	0,068	0,000	0,001	0,000	0,010	0,024	0,008		0,000	0,034	0,102	0,078	0,098	0,000
Fe*	0,154	0,180	0,000	0,122	0,001	0,176	0,168	0,175		0,001	0,152	0,160	0,142	0,179	0,000
Mn	0,004	0,001	0,000	0,001	0,006	0,001	0,001	0,000		0,005	0,001	0,004	0,000	0,000	0,005
Mg	4,515	4,436	0,000	2,851	0,918	2,791	2,854	2,824		0,961	2,882	4,669	4,261	4,481	0,932
Ca	0,009	0,003	0,000	0,004	1,067	0,002	0,002	0,002		1,026	0,003	0,003	0,008	0,004	1,057
Na	0,004	0,005	0,000	0,004	0,001	0,012	0,011	0,007		0,001	0,008	0,002	0,007	0,006	0,003
K	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,002		0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Total	9,850	9,914	1,000	6,998	1,997	7,013	7,060	7,023		1,998	7,073	9,902	9,483	9,922	1,999
Minéraux	Pyrite	Talc	Dolomite	Dolomite	Pyrite	Pyrite	Dolomite	Dolomite	Talc	Clinochlore					
Numéros analyses	Sar 10b 16	Sar 10b 17	Sar 10b 18	Sar 10b 19	Sar 10b 20	Sar 10b 21	Sar 10b 22	Sar 10b 23	Sar 10b 24	Sar 10b 25					
SiO2	0,00	63,17	7,66	0,05	0,05	0,07	0,08	0,05	57,27	33,64					
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01					
Al2O3	0,02	0,07	0,04	0,02	0,03	0,00	0,07	0,01	2,61	16,08					
Cr2O3	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	1,21					
FeO*	62,37	0,01	0,34	0,06	62,01	61,60	0,01	0,00	2,36	1,88					
MnO	0,08	0,01	0,23	0,20	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,03					
MgO	0,00	31,02	20,97	20,26	0,00	0,00	20,72	20,57	29,34	32,99					
CaO	0,01	0,00	27,93	30,96	0,02	0,00	30,05	30,70	0,04	0,00					
Na2O	0,13	0,03	0,02	0,02	0,06	0,05	0,00	0,01	0,07	0,03					
K2O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03					
Total	62,61	94,42	57,20	51,62	62,17	61,75	51,01	51,40	91,90	85,89					
Formules structurales	Sar 10b 16	Sar 10b 17	Sar 10b 18	Sar 10b 19	Sar 10b 20	Sar 10b 21	Sar 10b 22	Sar 10b 23	Sar 10b 24	Sar 10b 25					
Si		4,019	0,199	0,002			0,003	0,002	3,813	3,183					
Ti		0,001	0,000	0,001			0,000	0,000	0,001	0,001					
Al		0,006	0,001	0,001			0,003	0,000	0,205	1,792					
Cr		0,003	0,000	0,000			0,000	0,000	0,010	0,091					
Fe*		0,001	0,007	0,001			0,000	0,000	0,132	0,148					
Mn		0,001	0,005	0,005			0,002	0,001	0,000	0,003					
Mg		2,942	0,811	0,947			0,974	0,962	2,912	4,653					
Ca		0,000	0,776	1,040			1,015	1,032	0,003	0,000					
Na		0,004	0,001	0,001			0,000	0,001	0,009	0,005					
K		0,001	0,000	0,000			0,001	0,000	0,002	0,004					
Total		6,978	1,801	1,998			1,996	1,998	7,085	9,880					

Minéraux	Clinochlore	Clinochlore	Pyroxène	Clinochlore	Clinochlore	Pyroxène	Clinochlore	Pyroxène	Pyroxène	Pyroxène	Pyroxène	Clinochlore	Pyroxène	Talc	Talc	Pyrite
Numéros analyses	Sar 2d 1	Sar 2d 2	Sar 2d 3	Sar 2d 4	Sar 2d 5	Sar 2d 6	Sar 2d 7	Sar 2d 8	Sar 2d 9	Sar 2d 10	Sar 2d 11	Sar 2d 12	Sar 2d 13	Sar 2d 14	Sar 2d 15	Sar 2d 16
SiO2	29,69	36,32	49,90	31,19	36,18	48,33	27,55	47,83	46,74	55,85	45,05	36,83	59,50	61,91	61,17	0,00
TiO2	0,31	0,06	0,05	3,99	0,00	0,08	0,17	0,06	0,05	0,08	0,00	0,10	0,06	0,03	0,00	0,06
Al2O3	12,81	10,98	5,80	15,31	11,34	5,76	16,28	5,80	5,85	3,47	7,09	10,51	0,53	0,61	0,66	0,03
Cr2O3	7,27	0,06	0,36	0,71	0,03	0,34	8,47	0,41	0,40	0,41	0,81	1,08	0,10	0,01	0,01	0,00
FeO*	7,38	4,91	2,07	4,08	4,27	2,34	8,22	2,96	2,43	1,66	3,61	4,12	2,84	1,16	1,32	63,02
MnO	0,14	0,00	0,04	0,02	0,02	0,04	0,22	0,05	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,04
MgO	30,23	34,39	31,60	31,68	34,81	32,81	28,89	32,30	32,95	31,47	32,48	33,95	30,99	31,08	30,71	0,00
CaO	0,00	0,00	0,07	0,04	0,03	0,00	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00
Na2O	0,00	0,02	0,16	0,00	0,00	0,16	0,04	0,18	0,08	0,12	0,05	0,01	0,02	0,08	0,03	0,05
K2O	0,00	0,01	0,13	0,00	0,01	0,13	0,01	0,11	0,08	0,17	0,03	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00
Total	87,82	86,75	90,18	87,03	86,68	89,98	89,89	89,73	88,64	93,26	89,18	86,66	94,10	94,97	93,94	63,20
Formules structurales	Sar 2d 1	Sar 2d 2	Sar 2d 3	Sar 2d 4	Sar 2d 5	Sar 2d 6	Sar 2d 7	Sar 2d 8	Sar 2d 9	Sar 2d 10	Sar 2d 11	Sar 2d 12	Sar 2d 13	Sar 2d 14	Sar 2d 15	Sar 2d 16
Si	2,918	3,445	1,874	2,971	3,423	1,829	2,606	1,823	1,801	2,007	1,742	3,489	2,115	3,949	3,947	
Ti	0,023	0,004	0,001	0,286	0,000	0,002	0,012	0,002	0,001	0,002	0,000	0,007	0,002	0,002	0,000	
Al	1,483	1,228	0,257	1,718	1,265	0,257	1,816	0,261	0,266	0,147	0,323	1,173	0,022	0,046	0,050	
Cr	0,565	0,004	0,011	0,054	0,002	0,010	0,634	0,012	0,012	0,012	0,025	0,081	0,003	0,001	0,000	
Fe*	0,607	0,389	0,065	0,325	0,338	0,074	0,651	0,094	0,078	0,050	0,117	0,326	0,084	0,062	0,071	
Mn	0,012	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,017	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	
Mg	4,428	4,863	1,769	4,498	4,910	1,851	4,075	1,835	1,893	1,685	1,872	4,795	1,642	2,956	2,954	
Ca	0,000	0,000	0,003	0,004	0,003	0,000	0,004	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	
Na	0,001	0,003	0,012	0,000	0,000	0,012	0,008	0,014	0,006	0,009	0,004	0,002	0,002	0,010	0,003	
K	0,000	0,002	0,006	0,000	0,001	0,006	0,001	0,005	0,004	0,008	0,001	0,000	0,002	0,004	0,001	
Total	10,036	9,938	4,000	9,857	9,943	4,044	9,824	4,048	4,064	3,920	4,087	9,878	3,873	7,032	7,029	

Minéraux	Talc	Talc	Ox de Fe/Cr	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Talc	Talc	Clinochlore	Talc	Talc	Clinochlore	Quartz	Talc	Talc
Numéros analyses	Sar 17b 1	Sar 17b 2	Sar 17b 3	Sar 17b 4	Sar 17b 5	Sar 17b 6	Sar 17b 7	Sar 17b 8	Sar 17b 9	Sar 17b 11	Sar 17b 12	Sar 17b 13	Sar 17b 14	Sar 17b 15	Sar 17b 16	Sar 17b 17
SiO2	61,46	62,89	3,26	0,04	0,05	0,00	0,01	63,41	61,96	32,09	61,67	62,39	31,19	97,69	61,68	62,00
TiO2	0,02	0,00	0,19	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,04	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00
Al2O3	0,38	0,04	1,35	0,00	0,01	0,01	0,02	0,13	0,18	16,56	0,20	0,18	16,39	0,03	0,17	0,11
Cr2O3	0,15	0,00	31,54	0,00	0,00	0,03	0,00	0,13	0,15	1,22	0,15	0,10	1,42	0,00	0,03	0,12
FeO*	2,21	2,03	52,36	0,03	2,09	1,95	2,50	1,93	2,16	3,96	2,06	2,11	5,48	0,07	2,06	2,01
MnO	0,02	0,03	0,46	0,00	0,08	0,01	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02
MgO	28,96	29,84	1,07	0,44	19,67	19,65	18,89	27,38	28,66	31,81	30,06	28,82	31,22	0,23	29,56	30,66
CaO	0,02	0,00	0,11	54,74	29,58	29,57	29,62	0,12	0,57	0,00	0,02	0,00	0,00	0,25	0,04	0,07
Na2O	0,01	0,03	0,13	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,07	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05	0,04
K2O	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	93,23	94,88	90,50	55,28	51,50	51,24	51,13	93,21	93,80	85,74	94,23	93,70	85,78	98,29	93,62	95,04
Formules structurales	Sar 17b 1	Sar 17b 2	Sar 17b 3	Sar 17b 4	Sar 17b 5	Sar 17b 6	Sar 17b 7	Sar 17b 8	Sar 17b 9	Sar 17b 11	Sar 17b 12	Sar 17b 13	Sar 17b 14	Sar 17b 15	Sar 17b 16	Sar 17b 17
Si	4,003	4,020		0,001	0,002	0,000	0,000	4,106	4,017	3,082	3,978	4,035	3,027	0,996	4,000	3,968
Ti	0,001	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000
Al	0,029	0,003		0,000	0,001	0,000	0,001	0,010	0,014	1,874	0,015	0,014	1,875	0,000	0,013	0,008
Cr	0,008	0,000		0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,008	0,093	0,008	0,005	0,109	0,000	0,002	0,006
Fe*	0,120	0,109		0,000	0,056	0,052	0,067	0,104	0,117	0,318	0,111	0,114	0,445	0,001	0,112	0,108
Mn	0,001	0,001		0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001
Mg	2,813	2,843		0,011	0,931	0,935	0,906	2,643	2,770	4,554	2,891	2,779	4,516	0,003	2,858	2,925
Ca	0,002	0,000		0,986	1,007	1,011	1,022	0,009	0,039	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003	0,005
Na	0,002	0,004		0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,009	0,003	0,003	0,003	0,007	0,000	0,007	0,005
K	0,000	0,001		0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	6,978	6,981		0,999	1,999	2,000	1,999	6,887	6,978	9,931	7,010	6,954	9,983	1,004	6,995	7,027

Minéraux	Talc	Talc	Talc	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Talc	Talc	Calcite	Dolomite	Dolomite	Quartz
Numéros analyses	Sar 17b 18	Sar 17b 19	Sar 17b 20	Sar 17b 21	Sar 17b 22	Sar 17b 23	Sar 17b 24	Sar 17b 25	Sar 17b 26	Sar 17b 29	Sar 17b 30	Sar 17b 31
SiO2	62,35	55,18	61,49	0,02	0,00	0,03	62,09	60,65	0,02	0,00	0,03	98,19
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03
Al2O3	0,10	0,10	0,17	0,01	0,00	0,01	0,10	0,07	0,02	0,02	0,01	0,03
Cr2O3	0,12	0,15	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	1,97	1,92	2,15	2,05	2,08	2,26	2,03	2,12	0,17	1,97	1,99	0,03
MnO	0,02	0,00	0,00	0,07	0,04	0,11	0,06	0,00	0,02	0,03	0,07	0,01
MgO	28,24	27,08	28,58	19,46	19,45	19,46	28,39	28,78	0,52	19,22	19,57	0,01
CaO	0,16	1,09	0,06	29,29	29,46	29,44	0,03	0,03	56,82	29,64	29,34	0,07
Na2O	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	93,04	85,58	92,54	50,91	51,09	51,36	92,91	91,75	57,63	50,88	51,01	98,37
Formules structurales	Sar 17b 18	Sar 17b 19	Sar 17b 20	Sar 17b 21	Sar 17b 22	Sar 17b 23	Sar 17b 24	Sar 17b 25	Sar 17b 26	Sar 17b 29	Sar 17b 30	Sar 17b 31
Si	4,058	3,944	4,030	0,000	0,000	0,001	4,049	4,013	0,000	0,000	0,001	0,999
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,007	0,008	0,013	0,000	0,000	0,000	0,008	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,006	0,008	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe*	0,107	0,115	0,118	0,055	0,056	0,060	0,111	0,117	0,002	0,053	0,053	0,000
Mn	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003	0,003	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000
Mg	2,740	2,885	2,792	0,932	0,929	0,925	2,760	2,839	0,013	0,923	0,935	0,000
Ca	0,011	0,084	0,004	1,009	1,012	1,006	0,002	0,002	0,983	1,023	1,007	0,001
Na	0,005	0,005	0,004	0,001	0,001	0,001	0,009	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	6,939	7,052	6,964	2,000	2,000	1,999	6,950	6,987	0,999	2,000	1,999	1,001

Minéraux	Clinochlore	Dolomite	Clinochlore	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Clinochlore	Clinochlore	Pyrite	Clinochlore						
Numéros analyses	Sar 11a 1	Sar 11a 2	Sar 11a 3	Sar 11a 4	Sar 11a 5	Sar 11a 6	Sar 11a 7	Sar 11a 8	Sar 11a 9	Sar 11a 10	Sar 11a 11	Sar 11a 12	Sar 11a 13	Sar 11a 14	Sar 11a 15	Sar 11a 16
SiO2	31,31	0,10	31,67	31,65	31,62	31,75	31,58	31,72	31,44	1,46	0,00	0,01	31,75	31,56	0,00	31,81
TiO2	0,09	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,11	0,01	0,03
Al2O3	19,31	0,04	19,09	15,62	19,68	15,65	15,32	19,28	19,03	0,85	0,01	0,00	18,40	19,05	0,04	18,18
Cr2O3	1,55	0,00	1,47	2,44	1,27	2,18	2,15	1,52	1,47	0,07	0,00	0,00	1,61	1,60	0,00	1,65
FeO*	0,11	0,02	0,13	5,39	0,22	5,65	6,82	0,15	0,13	0,02	0,00	0,12	1,12	0,22	62,70	0,77
MnO	0,02	0,08	0,03	0,00	0,02	0,08	0,08	0,02	0,00	0,01	0,07	0,06	0,04	0,07	0,00	0,03
MgO	33,09	21,51	32,83	30,54	33,17	31,33	30,23	33,14	33,06	21,60	20,14	21,08	33,16	33,77	0,01	33,33
CaO	0,01	30,84	0,02	0,01	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	29,69	29,85	31,10	0,08	0,04	0,00	0,01
Na2O	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	0,01	0,03	0,00
K2O	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Total	85,53	52,61	85,26	85,65	86,09	86,70	86,30	85,89	85,19	53,70	50,13	52,43	86,25	86,43	62,79	85,82
Formules structurales	Sar 11a 1	Sar 11a 2	Sar 11a 3	Sar 11a 4	Sar 11a 5	Sar 11a 6	Sar 11a 7	Sar 11a 8	Sar 11a 9	Sar 11a 10	Sar 11a 11	Sar 11a 12	Sar 11a 13	Sar 11a 14	Sar 11a 15	Sar 11a 16
Si	2,958	0,003	2,997	3,080	2,965	3,059	3,075	2,981	2,980	0,042	0,000	0,000	2,993	2,955		3,006
Ti	0,006	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,008		0,002
Al	2,150	0,002	2,129	1,791	2,175	1,777	1,758	2,136	2,126	0,029	0,000	0,000	2,044	2,102		2,025
Cr	0,115	0,000	0,110	0,188	0,094	0,166	0,166	0,113	0,110	0,002	0,000	0,000	0,120	0,119		0,123
Fe*	0,008	0,001	0,010	0,439	0,017	0,455	0,555	0,012	0,010	0,000	0,000	0,003	0,088	0,017		0,061
Mn	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,006	0,007	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,003	0,005		0,002
Mg	4,660	0,979	4,632	4,430	4,636	4,500	4,387	4,644	4,671	0,940	0,966	0,967	4,660	4,714		4,696
Ca	0,001	1,009	0,002	0,001	0,005	0,004	0,004	0,003	0,003	0,928	1,029	1,026	0,008	0,004		0,001
Na	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,003	0,005	0,003		0,000
K	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001		0,000
Total	9,908	1,996	9,884	9,930	9,899	9,972	9,959	9,893	9,904	1,942	2,001	2,002	9,927	9,928		9,917

Minéraux	Clinochlore	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Clinochlore	Clinochlore
Numéros analyses	Sar 11a 17	Sar 11a 18	Sar 11a 19	Sar 11a 20	Sar 11a 21	Sar 11a 22
SiO2	32,16	0,06	0,92	0,02	31,32	32,02
TiO2	0,03	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00
Al2O3	16,43	0,01	0,31	0,00	15,62	19,04
Cr2O3	1,79	0,00	0,00	0,00	2,73	1,59
FeO*	5,22	0,03	0,08	0,48	5,92	0,06
MnO	0,03	0,09	0,10	0,05	0,11	0,00
MgO	30,73	22,05	22,60	22,14	29,77	33,18
CaO	0,04	30,99	30,45	31,19	0,03	0,01
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
K2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	86,47	53,30	54,51	53,91	85,51	85,93
Formules structurales	Sar 11a 17	Sar 11a 18	Sar 11a 19	Sar 11a 20	Sar 11a 21	Sar 11a 22
Si	3,088	0,002	0,027	0,001	3,067	3,006
Ti	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	1,859	0,000	0,011	0,000	1,803	2,107
Cr	0,136	0,000	0,000	0,000	0,211	0,118
Fe*	0,419	0,001	0,002	0,012	0,485	0,005
Mn	0,002	0,002	0,003	0,001	0,009	0,000
Mg	4,399	0,990	0,978	0,986	4,346	4,644
Ca	0,004	1,000	0,947	0,998	0,003	0,001
Na	0,005	0,001	0,001	0,001	0,004	0,002
K	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Total	9,916	1,997	1,968	1,999	9,927	9,883

Minéraux	Chorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite									
Numéros analyses	Sar 13 1	Sar 13 2	Sar 13 3	Sar 13 4	Sar 13 5	Sar 13 6	Sar 13 7	Sar 13 8	Sar 13 9	Sar 13 9	Sar 13 10	Sar 13 11	Sar 13 12	Sar 13 13	Sar 13 14	Sar 13 15
SiO2	31,90	32,15	31,71	31,31	31,42	30,18	32,05	30,59	30,99	32,49	32,12	31,80	32,01	31,70	31,62	29,97
TiO2	0,05	0,05	0,00	0,05	0,04	1,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,05	0,05	0,00
Al2O3	20,36	20,16	19,77	19,47	19,51	20,05	17,85	19,81	19,55	20,08	19,22	19,83	19,97	20,32	19,25	16,94
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14
FeO*	0,32	1,18	0,48	2,80	3,76	3,85	2,88	7,57	2,44	0,18	0,07	0,12	0,62	1,63	3,37	1,75
MnO	0,03	0,16	0,02	0,06	0,11	0,05	0,03	0,28	0,01	0,06	0,04	0,02	0,02	0,05	0,02	0,00
MgO	32,83	32,91	33,25	31,28	30,71	30,82	33,11	28,51	32,50	33,93	34,38	33,64	33,07	31,94	32,41	29,62
CaO	0,01	0,04	0,07	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,10	0,09
Na2O	0,01	0,02	0,00	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02
K2O	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Total	85,52	86,69	85,31	85,07	85,64	86,08	86,02	86,89	85,51	86,80	85,87	85,48	85,75	85,79	86,87	78,56
Formules structurales	Sar 13 1	Sar 13 2	Sar 13 3	Sar 13 4	Sar 13 5	Sar 13 6	Sar 13 7	Sar 13 8	Sar 13 9	Sar 13 9	Sar 13 10	Sar 13 11	Sar 13 12	Sar 13 13	Sar 13 14	Sar 13 15
Si	5,989	5,990	5,982	5,995	6,006	5,763	6,081	5,891	5,901	6,012	6,011	5,976	6,007	5,976	5,956	6,179
Ti	0,006	0,006	0,000	0,007	0,005	0,144	0,003	0,004	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,007	0,008	0,000
Al	4,506	4,428	4,395	4,394	4,394	4,512	3,993	4,496	4,387	4,380	4,239	4,391	4,416	4,516	4,273	4,117
Cr	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,006	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023
Fe*	0,050	0,183	0,075	0,449	0,601	0,615	0,457	1,220	0,388	0,028	0,010	0,020	0,097	0,256	0,531	0,302
Mn	0,005	0,026	0,003	0,010	0,019	0,008	0,005	0,046	0,001	0,009	0,006	0,002	0,003	0,008	0,003	0,000
Mg	9,189	9,143	9,350	8,929	8,751	8,774	9,366	8,185	9,225	9,361	9,591	9,425	9,252	8,978	9,101	9,104
Ca	0,002	0,008	0,014	0,005	0,005	0,006	0,001	0,004	0,002	0,005	0,006	0,004	0,008	0,010	0,019	0,021
Na	0,004	0,007	0,000	0,013	0,015	0,011	0,017	0,015	0,003	0,005	0,002	0,003	0,000	0,008	0,011	0,007
K	0,004	0,002	0,006	0,007	0,004	0,005	0,005	0,004	0,000	0,004	0,002	0,003	0,006	0,006	0,005	0,003
Total	19,752	19,792	19,818	19,804	19,797	19,838	19,925	19,862	19,907	19,799	19,867	19,824	19,782	19,759	19,903	19,753

Minéraux	Chlorite	Pyrite	Pyrite	Pyrite	Chlorite
Numéros analyses	Sar 13 16	Sar 13 17	Sar 13 18	Sar 13 19	Sar 13 20
SiO2	31,99	1,84	2,44	2,39	32,00
TiO2	0,03	0,00	0,06	0,01	0,04
Al2O3	18,82	0,34	4,87	4,92	19,34
Cr2O3	0,64	0,01	0,04	0,11	0,05
FeO*	1,91	73,93	65,02	65,78	0,46
MnO	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
MgO	32,03	0,88	0,47	0,52	33,95
CaO	0,07	0,07	0,10	0,10	0,05
Na2O	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00
K2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02
Total	85,56	77,11	73,07	73,84	85,92
Formules structurales	Sar 13 16	Sar 13 17	Sar 13 18	Sar 13 19	Sar 13 20
Si	6,071				5,998
Ti	0,004				0,006
Al	4,209				4,272
Cr	0,096				0,007
Fe*	0,304				0,072
Mn	0,000				0,003
Mg	9,060				9,486
Ca	0,014				0,010
Na	0,020				0,000
K	0,003				0,005
Total	19,779				19,854