

## RAPPORT DE STAGE

# Pétrophysique de la croûte profonde Pyrénéenne et imagerie du panneau plongeant Ibérique

Institut des Sciences de la Terre de Paris, Université Pierre et  
Marie Curie – Sorbonne Universités

Clotilde SCHNELL

Du 15 juin au 15 novembre 2016

Encadrants :  
LABROUSSE Loïc  
CHEVROT Sébastien  
CAPDEVILLE Yann

*Notice analytique*

Titre du document :	Rapport de stage – Pétrophysique de la croûte profonde Pyrénéenne et imagerie du panneau plongeant Ibérique
Cadre et nature du travail :	Stage de master 2 et validation 2A cursus ingénieur ENSG, réalisé au laboratoire ISTeP, Université Pierre et Marie Curie – Universités Sorbonne, Paris.
Dates de début et de fin :	Du 15 juin au 15 novembre 2016
Date de publication :	15 novembre 2016
Auteur :	Clotilde SCHNELL
Encadrement :	Loïc LABROUSSE, Sébastien CHEVROT, Yann CAPDEVILLE
Résumé :	<p>Les données récemment acquises dans le cadre du programme PYROPE (Chevrot et al., 2015) montrent un panneau plongeant ibérique sous la plaque Eurasie. Le toit de ce panneau est bien imagé jusqu'à des profondeurs de 70-80 km. La base du même panneau se perd à des profondeurs bien moindres (environ 50 km), impliquant des contrastes évoluant différemment en base et au sommet du panneau. Cette portion de croûte a donc vu ses propriétés changer de la base au sommet au fur et à mesure qu'elle s'enfonçait dans les conditions de pression et de température du faciès des éclogites. Si ce panneau plongeant est constitué de croûte post-Varisque inférieure à médiane de la plaque Ibérie, alors ses propriétés sismiques doivent se rapporter à celles des portions profondes de socle exhumées dans la chaîne elle-même.</p> <p>L'objectif de ce stage est d'étudier les propriétés des lithologies possiblement représentatives de ce panneau plongeant à partir des affleurements de socle des Pyrénées. Les portions granulitiques des massifs de l'Ursuya et du Saint Barthélémy sont parmi les séries de plus haut grade affleurant dans les Pyrénées, elles constituent donc les meilleurs analogues locaux de la croûte médiane à inférieure possiblement impliquée dans le panneau plongeant imagé. Les propriétés actuelles des roches sont déterminées par EBSD (Electron BackScattering Diffraction) : la forte proportion de biotite et l'intense déformation des gneiss contrôlent leur anisotropie sismique. Ces valeurs constituent le pôle "croûte Varisque préservée" de notre étude. La modélisation des paragenèses attendues pour ces chimies dans les conditions pression-température actuelles du panneau plongeant permettent de calculer la gamme de vitesses et d'anisotropies sismiques pour le pôle "croûte entièrement rééquilibrée". Le transfert d'échelle des données pétrophysiques ponctuelles à l'échelle de la croûte est contrôlé par le levé de sections lithostratigraphiques d'échelle kilométrique dans les deux massifs concernés. La comparaison des données synthétiques aux données naturelles permet de discuter de la nature du panneau plongeant et de la représentativité des massifs à l'affleurement pour la croûte profonde Ibérique.</p>
Mots-clés :	Anisotropie sismique, croûte inférieure à médiane, métamorphisme, panneau plongeant, Pyrénées, Saint Barthélémy, Ursuya, vitesse sismique.
Nombre de pages :	31
Annexes :	4

## Table des matières

Notice analytique .....	1
Table des matières .....	2
Liste des abréviations utilisées .....	1
Introduction .....	1
I. Démarche et contexte géologique .....	2
1. Démarche .....	2
2. Tectonique Pyrénéenne .....	3
i. Formation de la chaîne Pyrénéenne.....	3
ii. Structuration de la chaîne en surface.....	4
iii. Structures profondes.....	5
3. Le Massif de Saint Barthélémy .....	6
4. Le mont Ursuya.....	8
II. Matériels et méthodes .....	8
1. Echantillonnage .....	8
i. Première campagne d'échantillonnage.....	8
ii. Deuxième campagne d'échantillonnage .....	9
2. Analyses pétrographiques et microstructurales .....	11
3. Modélisation thermodynamique des paragenèses.....	11
III. Résultats .....	11
1. Pétrographie des échantillons.....	11
2. Levés lithostratigraphiques .....	13
i. Levé lithostratigraphique du mont de l'Ursuya.....	13
ii. Logs du massif de Saint Barthélémy.....	15
3. Etude des microstructures dans des échantillons de surface .....	18
i. Mont Ursuya .....	18
Micaschiste .....	18
a. Biotite .....	18
b. Sillimanite .....	19
c. Autres minéraux .....	19
ii. Massif du Saint Barthélémy.....	20
A. Gneiss .....	20
a. Biotite .....	20
b. Muscovite .....	21
c. Plagioclase .....	21
d. Quartz .....	22
e. Autres minéraux .....	22
B. Mylonite.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
a. Biotite et muscovite.....	23
b. Autres minéraux .....	23
4. Etude des vitesses d'ondes P et anisotropie dans les échantillons de surface .....	24
5. Modélisation thermodynamique des paragenèses lors de l'enfouissement .....	26
Conclusion .....	30
Bibliographie.....	31

## Table des figures

Figure 1: Topographie et anomalie de Bouguer le long du transect ouest de la campagne d'acquisition du programme PYROPE (Chevrot et al., 2015). .....	2
Figure 2: Triangle présentant les trois pôles extrêmes du comportement de la croûte inférieure à moyenne du panneau plongeant Ibérique lors de son enfouissement. ....	3
Figure 3: Carte structurale des Pyrénées (Souriau et al, 2008). .....	5
Figure 4: (A) Profil sismique et interprétations du profil ECORS modifiées d'après (B) Roure et al. (1989) et (C) Beaumont et al. (2000), dans Serrano et al. (2006). (Vacherat, 2014). .....	5
Figure 5: Coupe de la zone nord-Pyrénéenne suivant la transversale du massif du Saint Barthélémy (Saint-Blanquat, 1989). .....	6
Figure 6: Log du massif du Saint Barthélémy. BMM : Bande mylonitique majeure.....	7
Figure 7: Carte géologique de l'holdy à 1/50000 (Boissinns, 1974). .....	8
Figure 8: Echantillonnage du flanc ouest du massif du Saint Barthélémy (région de Lauzat). .....	9
Figure 9: Echantillonnage du flanc est du massif du Saint Barthélémy (région de Luzenac). .....	9
Figure 10: Echantillonnage du flanc nord du mont Ursuya. ....	9
Figure 11: Composition minéralogique du mont Ursuya : a) micaschiste à Bt, Sill et St en LPNA ; b) banc de quartzite en LPA. Echantillon PYRL16_01, grossissement x4. ....	12
Figure 12: Cristal d'amphibole altéré et pris dans la foliation marquée par la sillimanite. Echantillon PYRL16_05, grossissement x4, LPNA. ....	12
Figure 13: a) Micaschiste de l'Ursuya à grains fins, PYRL16_07 ; b) Gneiss du Saint Barthélémy à grains grossiers, PYRL16_15. Grossissement x4, LPA. ....	13
Figure 14: Log du flanc nord du mont Ursuya .....	14
Figure 15: Log du flanc est du massif de Saint Barthélémy. ....	16
Figure 16: Log du flanc ouest du massif de Saint Barthélémy. ....	17
Figure 17: De gauche à droite : phases dans les échantillons PYRL16_01 (Sill 38.6%, Qz 21.7%, Bt 17%, Gt 16.4%, Ms 3.5%, Kfs 2.8%) et PYRL16_03 (Kfs 57.7%, Qz 16.5%, Pl 10.6%, Bt 10.1%, Sill 3.04%, Ms 2.1%, Gt 0.01%). Légende en Annexe 2. ....	18
Figure 18 : Figures de pôle pour la biotite dans les 2 échantillons de micaschiste. De haut en bas : PYRL16_01 et PYRL16_03. ....	19
Figure 19: Figures de pôle pour la sillimanite dans les 2 échantillons de micaschiste. De haut en bas : PYRL16_01 et PYRL16_03. ....	19
Figure 20: De gauche à droite : phases dans l'échantillon PYRL16_09 (Qz 38%, Pl 26.9%, Kfs 22.7%, Gt 7%, Bt 4.1%, Ms 1.6%, Sill 0.1%), PYRL16_12 (Qz 38.6%, Pl 36%, Kfs 16.6%, Bt 6.2%, Ms 2.1%, Gt 0.9%, Chl 0.6%) et PYRL16_15 (Pl 47.2%, Qz 31.4%, Gt 12.8%, Bt 3.9%, Ms 1.9%, Kfs 1.5%, Chl 0.9%, Ky 0.26%, Sill 0.2%), image EBSD. ....	20
Figure 21: Figures de pôle pour la biotite dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16_09 , PYRL16_12 , PYRL16_15. ....	20
Figure 22: Figures de pôle pour la muscovite dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16_09 , PYRL16_12 , PYRL16_15. ....	21
Figure 23: Figures de pôle pour le plagioclase dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16_09 , PYRL16_12 , PYRL16_15. ....	22
Figure 24: Figures de pôle pour le quartz dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16_09 , PYRL16_12 , PYRL16_15. ....	22
Figure 25: Phases dans l'échantillon PYRL16_16 (légende en Annexe 2). ....	23
Figure 26: Figure de pôle de la biotite dans l'échantillon PYRL16_16. ....	23
Figure 27: Figure de pôle de la muscovite dans l'échantillon PYRL16_16. ....	23
Figure 28: Vitesses absolues d'onde P et anisotropies pour chaque minéral de chaque échantillon analysé à l'EBSD, et pour la roche totale. ....	25
Figure 29: Vitesses d'ondes P et anisotropie d'ondes S dans chaque minéral et dans la roche totale pour les 3 types de roches. ....	26
Figure 30 : Diagramme P-T représentant l'évolution des proportions de biotite, muscovite, grenat et.....	27

Figure 31: Evolution des vitesses absolues d’ondes P et de l’anisotropie d’un échantillon gneissique avec l’augmentation des conditions de pression-température. ....	28
Figure 32: Evolution des vitesses absolues d’ondes P et des anisotropies d’ondes P et S avec l’augmentation des conditions de pression-température. ....	29
Figure 33: Anomalie de Bouguer le long du transect ouest (Chevrot et al., 2015). ....	30

## Liste des abréviations utilisées

Qz	Quartz
Kfs	Feldspath potassique
Ms	Muscovite
Pl	Feldspath plagioclase
Bt	Biotite
Sill	Sillimanite
Crd	Cordiérite
Gt	Grenat
St	Staurotide
Amp	Amphibole
Chl	Chlorite

## Introduction

Dans le cadre du projet de chantier Pyrénées du RGF, ce projet vise à étudier les variations lithologiques et pétrophysiques (notamment les vitesses et anisotropies sismiques) du panneau plongeant ibérique sous la plaque Eurasie. Un bilan de masse à l'échelle de la chaîne indique que le panneau peut être en partie composé de croûte continentale médiane à inférieure. Les données du projet PYROPE (Chevrot et al., 2015) ont mis en évidence des contrastes de vitesses différents en base et au sommet du panneau (le toit de ce panneau est bien imagé jusqu'à des profondeurs de 70-80 km, alors que sa base se perd à des profondeurs de 50 km), qui posent la question de l'évolution pétrophysique et minéralogique de la croûte lors de l'augmentation des conditions de pression-température due à sa subduction. Une explication possible de ces contrastes avec le manteau sont des transformations minéralogiques (éclogitisation, fusion partielle) et structurales (fluage, cisaillement) de la croûte inférieure.

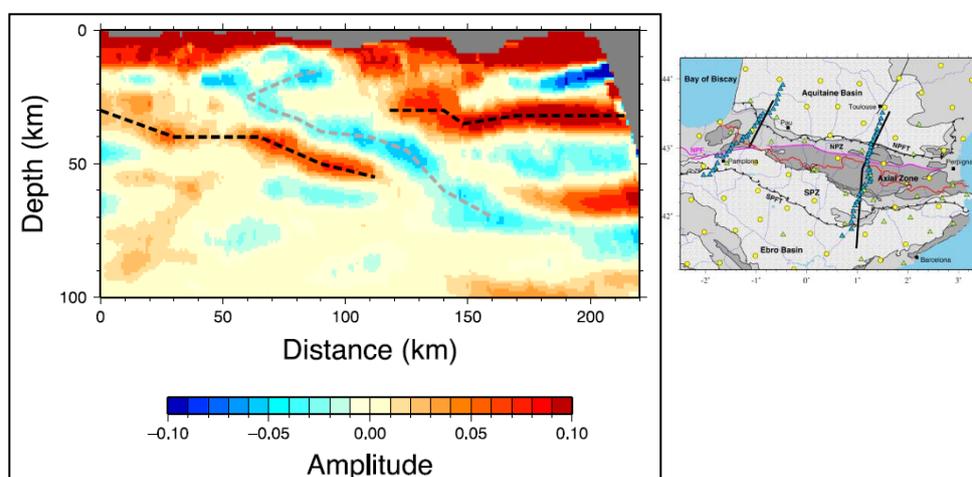
Les massifs Pyrénéens du Saint Barthélémy et de l'Ursuya montrent les séries de plus haut grade affleurant dans les Pyrénées, qui constituent les meilleurs analogues de la croûte médiane à inférieure possiblement impliquée dans le panneau plongeant étudié. L'étude et la caractérisation de la croûte médiane à inférieure s'appuient sur différentes analyses réalisées sur des échantillons représentatifs de la portion de croûte formant le panneau plongeant, prélevés sur les massifs du Saint Barthélémy et de l'Ursuya. Les données obtenues par EBSD (Electron Back-Scattering Diffraction) sur le microscope électronique à balayage Jeol 5600 de l'Université de Montpellier permettent de déduire les vitesses et anisotropies sismiques dans des échantillons montrant une forte orientation minéralogique. Ces données ponctuelles sont transférées à l'échelle de la croûte grâce à des levés de sections lithostratigraphiques sur les massifs étudiés, pour discuter finalement la nature du panneau plongeant et la représentativité des massifs à l'affleurement pour la croûte profonde Ibérique. L'évolution minéralogique du panneau sera également étudiée grâce à des analyses de composition chimique de roche totale.

L'objectif de cette étude est d'aider à l'interprétation des signaux géophysiques ( $V_p$ ,  $V_s$ , anisotropies) et de déterminer la nature profonde du panneau plongeant ibérique.

## I. Démarche et contexte géologique

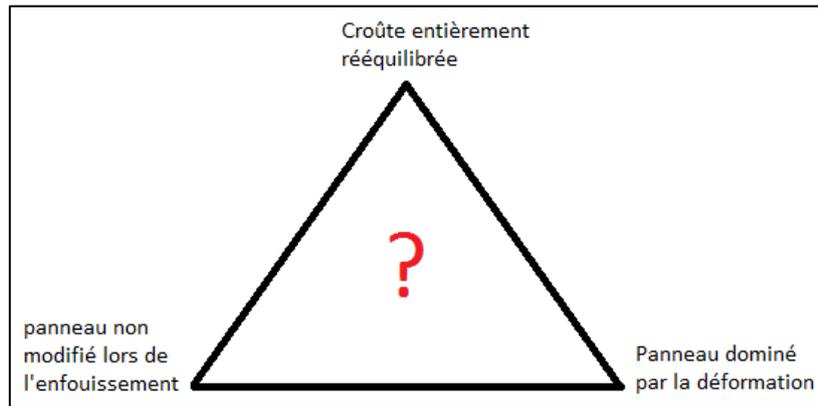
### 1. Démarche

L'objectif principal de ce stage est de proposer, à partir de données de terrain, les possibles lithologies crustales susceptibles d'expliquer les propriétés du panneau plongeant ibérique mis en évidence récemment dans les données de fonctions-récepteurs du projet ANR PYROPE (Chevrot et al., 2015). Les données de surface à l'échelle de la chaîne permettent de calculer une quantité de raccourcissement total de 300 km pour le bloc ibérique (Vergès et al., 2002). Le prisme collisionnel étant lui-même quasiment exclusivement formé de croûte supérieure, il est fortement probable que la croûte inférieure correspondante ait été subduite dans le manteau et qu'elle soit responsable des fortes conversions d'ondes visibles (Figure 1). Trouver des lambeaux de cette croûte inférieure sur le terrain, mesurer leurs propriétés pétrophysiques et calculer la possible évolution de ces propriétés lors de leur enfouissement permettront de tester l'hypothèse d'un slab de croûte inférieure, et peut-être d'expliquer les variations de propriétés observées au sommet et à la base du panneau plongeant, par des réactions d'éclogitisation ou de fusion partielle par exemple.



**Figure 1: Topographie et anomalie de Bouguer le long du transect ouest de la campagne d'acquisition du programme PYROPE (Chevrot et al., 2015).**

L'étude se fonde sur deux hypothèses: la croûte inférieure ibérique constitue le sommet du panneau lithosphérique subduit ; et les massifs métamorphiques de haut grade nord-Pyrénéens de l'Ursuya et du Saint Barthélémy sont des analogues de cette croûte inférieure subduite. La démarche de ce projet consiste à mesurer les propriétés pétrophysiques actuelles d'échantillons de ces massifs et modéliser leur évolution possible lors de l'enfouissement et de l'évolution métamorphique de lithologies semblables. Trois cas extrêmes (Figure 2) sont envisageables: (i) pas de modification de la croûte lors de son enfouissement (étude d'anisotropie et de vitesse sismique sur des échantillons en surface) ; (ii) panneau continental totalement rééquilibré (modélisation thermodynamique des paragenèses) ; (iii) comportement du slab dominé par la déformation (les mylonites Hercyniennes du massif du Saint Barthélémy sont alors considérées comme représentatives). Tous les intermédiaires entre ces 3 cas théoriques extrêmes sont possibles et les données réelles permettront de distinguer les scénarii réalistes de ceux non pertinents.



**Figure 2: Triangle présentant les trois pôles extrêmes du comportement de la croûte inférieure à moyenne du panneau plongeant Ibérique lors de son enfouissement.**

Les données acquises durant ce stage vont alimenter la base de données Seafile initiée par le BRGM, afin d'améliorer les connaissances de la structure 3D de la chaîne Pyrénéenne et donc de développer le projet RGF.

## 2. Tectonique Pyrénéenne

### i. Formation de la chaîne Pyrénéenne

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes orientée N110°E qui garde la trace de plusieurs orogènes successives : l'orogène hercynienne (Silurien-Carbonifère), reprise dans l'orogène Alpine Crétacé-Tertiaire. Les Pyrénées Varisques sont peu connues car antérieures et perturbées par la phase Alpine. Les structures Hercyniennes à vergence sud s'étendaient de façon continue du sud de l'Espagne au massif de Bohême sur 3000 km. Elles appartenaient à l'arc Ibéro-Armoricain, développé entre 500 et 250 Ma dans la partie externe sud de l'orogène Hercynien (Souriau et al., 2008, et références citées). L'orogène Hercynienne affecte principalement les séries Protérozoïques et Ordoviciennes, qui sont mises à l'affleurement et subissent un polymétamorphisme exprimé par deux épisodes D1 et D3 de moyenne pression encadrant un épisode D2 important de basse pression. Ces phases traduisent un régime global compressif, mais l'importance relative des phases extensives, compressives, transtensives et transpressives reste mal établie (Laumonier et al., 2010). Le métamorphisme barrovien prograde atteint un pic lors de la phase D2 et s'accompagne de la mise en place d'intrusions granitiques et d'une granulitisation et migmatitisation locale du matériel crustal profond (Arthaud et Matte, 1975 ; Aguilar et al., 2014 ; Carreras et al., 2014). La phase D3 montre un métamorphisme rétrograde associé à des plissements et des cisaillements ductiles dans les roches cristallines (Carreras et al., 2014).

L'organisation de la chaîne est asymétrique, avec une allure générale en éventail avec double déversement des structures vers l'extérieur de la chaîne (Roure et Choukroune, 1998 ; Lacombe et Mouthereau, 2002). Des décrochements tardi-Hercyniens (Permien inférieur), majoritairement synchrones des plutons leucogranitiques recoupant les structures antérieures, génèrent une fracturation importante de l'écorce (Arthaud et Matte, 1975). Cette activité tectonique traduit une dernière phase de compression Hercynienne, en relation avec la rupture probable du panneau plongeant Gondwanien et la relaxation thermique de la croûte épaissie (Carreras 2014). Des dépôts silico-clastiques se mettent en place au Carbonifère, traduisant la propagation vers le sud du bassin flexural et des chevauchements frontaux liés à cette compression tardive (Delvolvé et al., 1998).

Venant remanier les structures héritées de la phase Varisque, l'orogène Alpine a débuté par une tectonique extensive de 115 à 80 Ma liée à la rotation de la plaque Ibérique au Crétacé (Rosenbaum et al., 2005 ; Lacombe et Mouthereau, 2002). Cette extension se traduit par des mouvements décrochants sénestres le long de la faille nord-Pyrénéenne entraînant le développement de bassins en pull-apart et un amincissement crustal important. Ce régime tectonique permet la mise en place de sédiments turbiditiques en discordance sur des évaporites et carbonates pré-rift du Trias (Souriau et al., 2008 et références citées),

dans des bassins de subsidence de marges continentales résultant de l'extension post-Hercynienne. L'amincissement crustal résultant est démontré par un métamorphisme de haute température d'âge Crétacé et la présence de roches d'origine mantellique et de la croûte inférieure dans les sédiments mésozoïques (Fortane et al., 1986). Le Crétacé correspond également à la période de mise en place d'un centre magmatique alcalin majeur (Souriau et al., 2008 et références citées). Par la suite, les Pyrénées Alpines sont le résultat de la collision nord-sud entre les plaques Ibérique et Européenne au cours du Paléocène-Eocène.

## ii. Structuration de la chaîne en surface

Les Pyrénées peuvent être décomposées en 5 zones distinctes (Figure 3) présentées du nord au sud et déterminées par critères tectono-sédimentaires (Souriau et al., 2008 et référence citées; Vacherat 2014 et référence citées ; Rougier et al., 2016) :

(i) Le bassin Aquitain est un bassin flexural correspondant à l'avant-pays nord-Pyrénéen, formé en réponse à la mise en place du prisme orogénique. Il s'étend au nord à partir du chevauchement frontal nord-Pyrénéen (NPFT). Il est composé des dépôts sédimentaires Mésozoïques et Cénozoïques, principalement des turbidites au Crétacé puis des dépôts continentaux et fluviaux à l'Eocène puis au Miocène.

(ii) La zone nord-Pyrénéenne (NPZ) est délimitée au nord par le NPFT à vergence nord qui chevauche le bassin Aquitain, et au sud par la faille nord-Pyrénéenne (NPF) qui représente la suture entre les plaques Ibérique et Européenne. La NPZ correspond à l'ancienne marge Eurasiatique amincie lors de la période extensive comme le traduisent les bassins de type marge continentale développés à l'Aptien-Albien. L'amincissement de la marge a conduit à l'exhumation de péridotites du manteau et de granulites de la croûte inférieure. Ainsi, la NPZ est caractérisée par des dépôts du Crétacé inférieur plissés et des massifs externes de socle Paléozoïque dont fait partie le massif du Saint Barthélémy. La NPZ interne est définie par une zone étroite et hautement déformée de métamorphisme HT-LP Albien-Cénomaniens lié à une phase de magmatisme alcalin contemporain de la tectonique extensive.

(iii) La zone axiale (AZ), au sud de la NPF, correspond à la réactivation des structures Hercyniennes pendant la collision Alpine, elle comprend les plus hauts sommets Pyrénéens, jusqu'à 3400 m. La AZ est formée de sédiments Paléozoïques intrudés par des massifs granitiques à l'Ordovicien, l'ensemble ayant été exhumé lors de l'orogénèse Alpine qui a permis l'empilement de nappes à vergence sud couplé à une phase érosive.

(iv) La zone sud-Pyrénéenne (SPZ) est située au sud de la AZ et délimitée au sud par le chevauchement frontal sud-Pyrénéen (SPFT). Elle est composée de sédiments carbonatés Mésozoïques sur lesquels reposent des dépôts syn- et post-orogéniques Cénozoïques. Elle se met en place par un empilement de nappes lié à la tectonique Tertiaire.

(v) Le bassin de l'Ebre délimite l'avant-pays sud-Pyrénéen, avec le SPFT au nord. La flexure due à la chaîne Pyrénéenne permet une sédimentation Tertiaire atteignant 3 km d'épaisseur au nord du bassin.

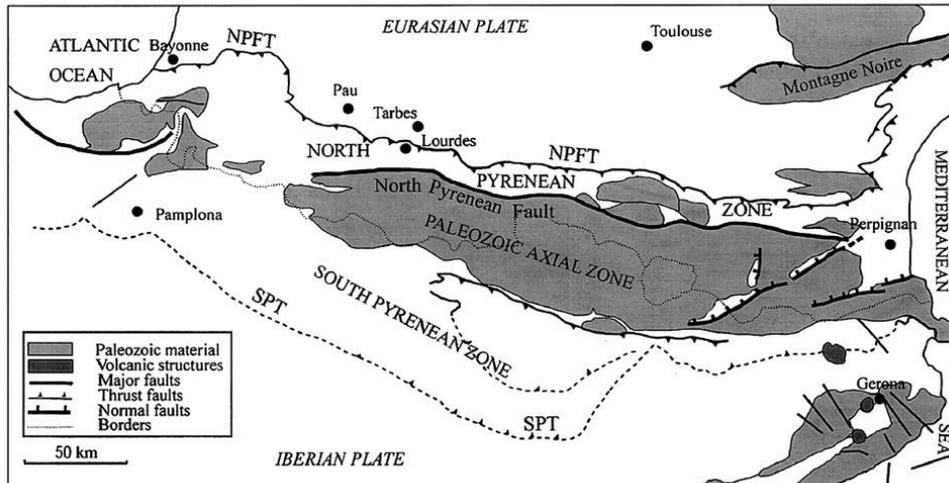


Figure 3: Carte structurale des Pyrénées (Souriau et al, 2008).

### iii. Structures profondes

Les Pyrénées présentent des structures asymétriques déversées à double vergence nord et sud visibles par les chevauchements frontaux nord et sud-Pyrénéens, à vergence respective nord et sud. Les structures profondes sont visibles grâce aux résultats de la campagne d'acquisition sismique ECORS (1989) (Figure 4).

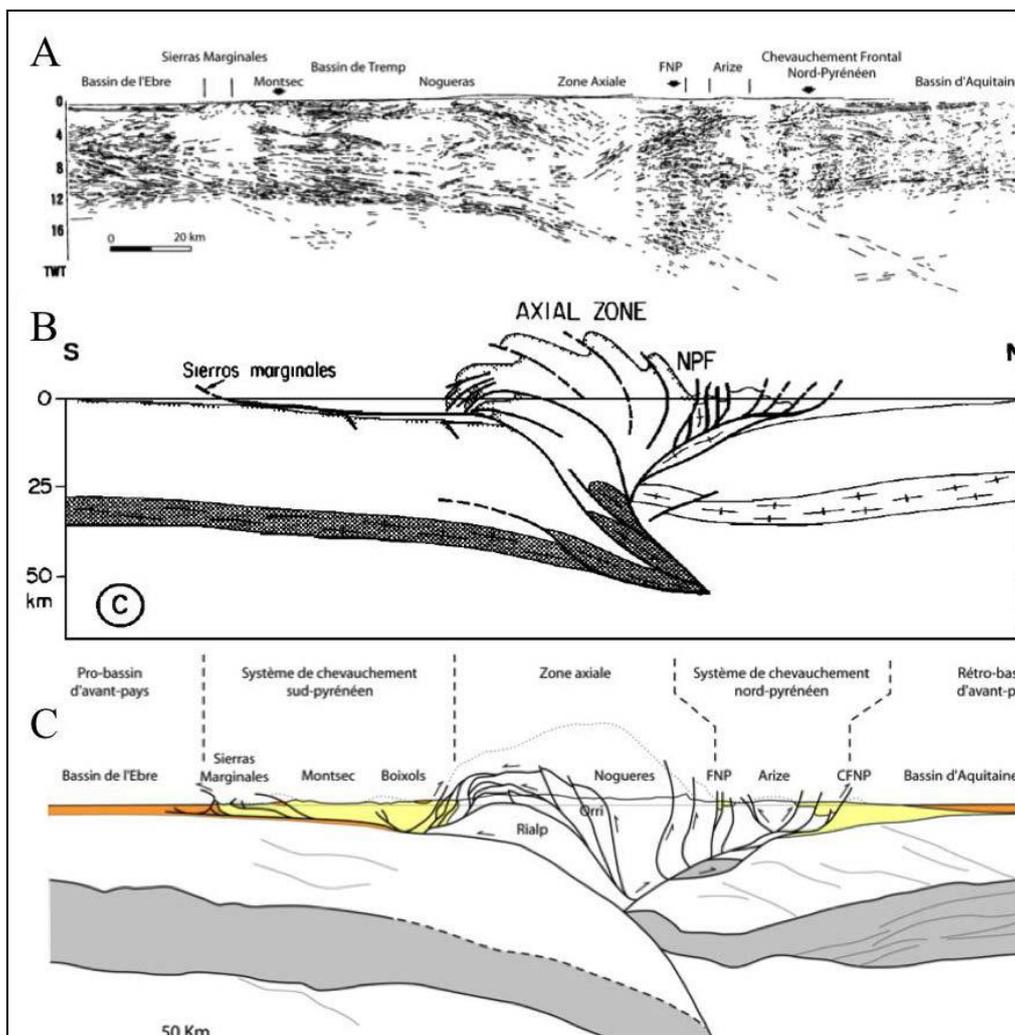


Figure 4: (A) Profil sismique et interprétations du profil ECORS modifiées d'après (B) Roure et al. (1989) et (C) Beaumont et al. (2000), dans Serrano et al. (2006). (Vacherat, 2014).

La campagne sismique ECORS donne des informations précieuses sur la structure interne de la chaîne : les Pyrénées constituent un prisme orogénique à double vergence, formé par un empilement de plusieurs nappes crustales. Sous la partie centrale de la chaîne, la plaque Ibérique subducte sous la plaque Européenne. A l'aplomb de la faille nord-Pyrénéenne (NPF), le Moho passe d'une profondeur de 50 km sous la AZ à 30 km sous la NPZ. La NPF est ainsi considérée comme la limite entre les plaques Ibérique et Européenne. (Vacherat, 2014 et références citées).

### 3. Le Massif de Saint Barthélémy

En Ariège, la NPZ est composée de bassins Mésozoïques en contact avec des écailles de socle Paléozoïque dont fait partie le massif du Saint Barthélémy (MSB) (Figure 5). Il constitue l'un des témoins de l'orogène Hercynien dans les Pyrénées et a subi la majorité du mouvement décrochant et le métamorphisme Crétacé associé à la tectonique Alpine. Le MSB a donc été affecté par deux événements HT différents espacés de 200 Ma : le premier tardi-Varisque et le second Crétacé Alpin. La déformation dans le MSB inclut des plis couchés et des plis à plan axial raide associés à des clivages forts affectant les roches Paléozoïques. La tectonique Alpine a également induit la remontée de roches granulitiques (Saint-Blanquat, 1990).

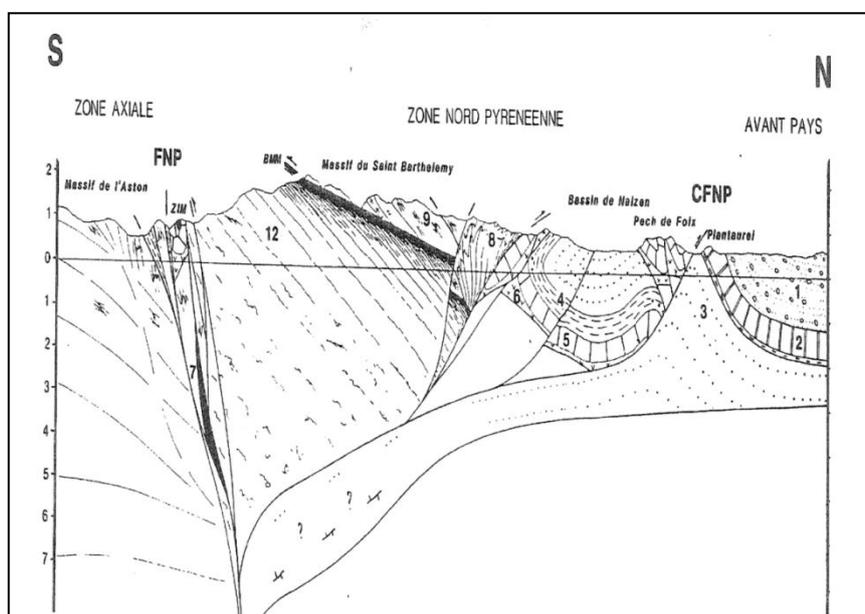


Figure 5: Coupe de la zone nord-Pyrénéenne suivant la transversale du massif du Saint Barthélémy (Saint-Blanquat, 1989).

Le MSB se compose d'une série sédimentaire du Paléozoïque supérieur non métamorphisée sus-jacente à des migmatites et micaschistes dérivés de séries métamorphisées du Paléozoïque inférieur et intrudés par des sills de leucogranite et granodiorite. La paragenèse varie dans la série Paléozoïque, traduisant une augmentation du métamorphisme vers la base (Guchereau, 1975 ; Saint-Blanquat, 1989) et donc un passage progressif des faciès schistes verts à amphibolites puis granulites. La fusion partielle est visible à la transition amphibolites-granulites. Le MSB est parcouru de nombreux accidents tectoniques qui induisent des contacts anormaux entre les séries du Paléozoïque inférieur et supérieur (Mangin, 1967 ; Saint-Blanquat, 1989).

Les lithologies constitutives du Massif du Saint Barthélémy sont représentées par Saint-Blanquat (1989) (Figure 6) :

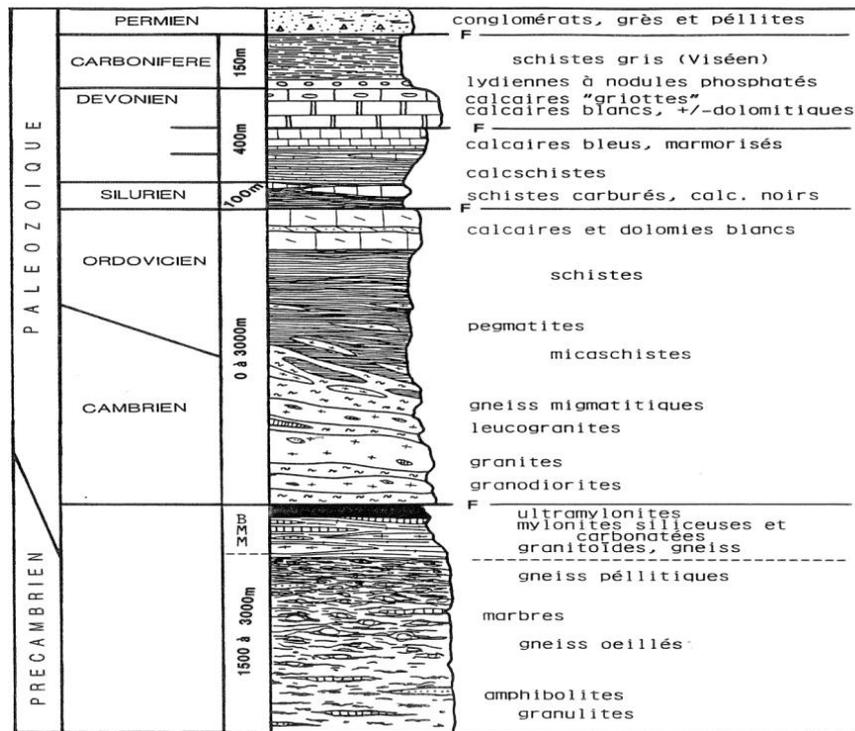


Figure 6: Log du massif du Saint Barthélémy. BMM : Bande mylonitique majeure. (de Saint Blanquat, 1989)

L'objectif du stage réalisé est de caractériser de manière détaillée les roches Précambriennes, soit de la base de la BMM aux amphibolites et granulites en base du log présenté en Figure 6. Dans cette optique, 3 lithologies principales présentent un intérêt et peuvent être décrites :

(i) Les migmatites à Qz, Kfs, Ms, Bt, Pl, Sill, Crd et Gt du socle Paléozoïque sont de type diatexites et métatexites. Au sommet de la série migmatitique, les auteurs décrivent des corps de leucogranite en lentilles discontinues (Guchereau, 1975) ou en niveaux épais et continus (Zwart, 1979 ; Passchier, 1982). Ces leucogranites ont cristallisé à faible distance de leur origine, ils sont parfois déformés ce qui leur donne une apparence orthogneissique.

(ii) Sous-jacents aux migmatites apparaissent des paragneiss Protérozoïques à Qz, Pl, Kfs, Bt, Gt, Sill ± Crd appelés gneiss de base (Zwart, 1954). La muscovite primaire disparaît progressivement à la transition migmatite – gneiss. Des lentilles métriques d'amphibolite avec un contact franc avec l'encaissant ainsi que des gneiss à silicates calciques et marbre sont présents dans ces gneiss de base métamorphisés dans le faciès granulitique LP-HT tardi-Varisque (Saint-Blanquat et al., 1990).

(iii) L'augmentation de la déformation vers le sommet des gneiss induit une cataclase importante, et la formation d'une bande de cisaillement séparant les gneiss des migmatites appelée Bande Mylonitique Majeure (BMM) décrite par Guchereau (1975). Des régimes tectoniques variés ont été proposés pour expliquer la formation de la BMM, le modèle de Passchier (1982) étant aujourd'hui principalement retenu : la BMM est une zone de cisaillement, dont la foliation principale dans le toit (migmatites) et dans le mur (gneiss granulitiques) a une orientation de N090,110E et un pendage de 30°N. La BMM est composée de bandes mylonitiques à ultramylonitiques caractérisées par une recristallisation de faible degré. L'ampleur de la déformation diminue progressivement vers les gneiss sous-jacents, traduisant un passage graduel entre BMM et gneiss. Le passage de la BMM aux migmatites est plus net et marqué par une bande ultramylonitique de plusieurs mètres d'épaisseur. Au total, l'épaisseur de la zone ductile déformée atteint 2 km. La BMM et les structures associées recoupent en longueur les granodiorites et leucogranites Varisques. L'analyse des critères de cisaillement indique un mouvement à direction sud du toit. La BMM apparaît comme un chevauchement mais, en restaurant le massif dans son contexte pré-chevauchement Alpin, elle montre en réalité un jeu normal de faible pendage (Passchier 1984, Saint-Blanquat 1989).

#### 4. Le mont Ursuya

Le massif cristallin de l'Ursuya culmine à 678m et est principalement composé de quartzites et de micaschistes et gneiss à Qz, Pl, Kfs, Bt, Sill, Gt et Crd. La structure de ce massif est particulièrement complexe et a été peu étudié ces dernières décennies.

Deux unités Précambriennes d'intérêt pour l'étude peuvent être identifiées sur la carte géologique à 1/50000 de l'Iholdy (Boissonnas, 1974) (Figure 7) :

(i) Une formation de gneiss et micaschistes de haut grade métamorphique Cambro-Ordoviciens. Ces gneiss qui composent le sommet de la colline de l'Ursuya montrent de nombreux filons pegmatitiques, des cristaux de grenat centimétriques et une forte occurrence de la sillimanite. La formation a subi un métamorphisme à la limite entre les faciès amphibolite et granulite comme le montrent les traces d'anatexie visibles dans les gneiss feldspathiques.

(ii) Un ensemble de gneiss et micaschistes avec des intercalations de bancs de quartzite. L'anatexie est plus ou moins développée, résultant en des injections de matériel granitique non affecté par la foliation gneissique. Les associations à Sill et Kfs ainsi que l'anatexie sont d'âge Hercynien.

Le contact entre les deux séries gneissiques paraît anormal en raison des différents degrés métamorphiques qui les affectent. Boissonnas (1974) donne deux hypothèses quant à la nature de ce contact : pli couché à cœur de la série Cambro-Ordovicienne, ou lame chevauchante. Le chevauchement est appuyé par la présence d'indices de cisaillement intense au pied nord du massif, mais qui pourraient ne traduire que le rejeu tardif d'un pli.

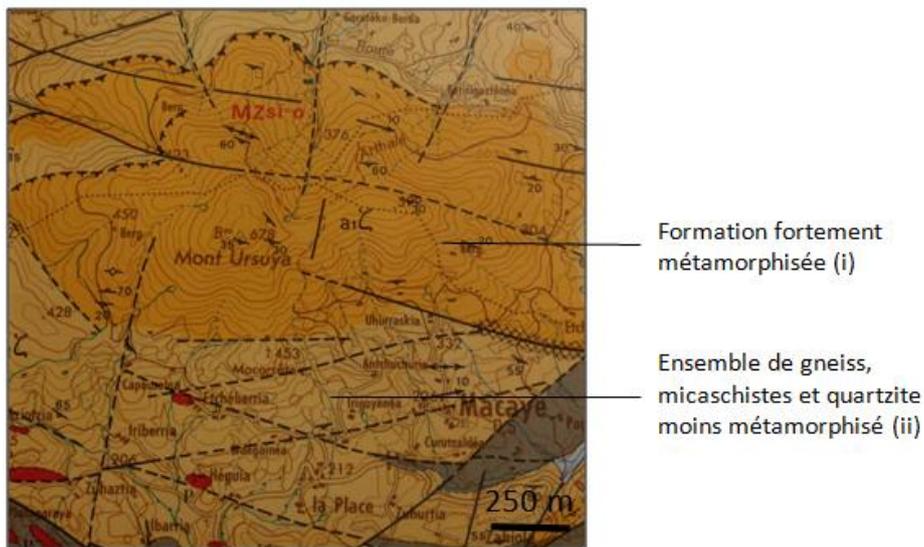


Figure 7: Carte géologique de l'Iholdy à 1/50000 (Boissonnas, 1974).

## II. Matériels et méthodes

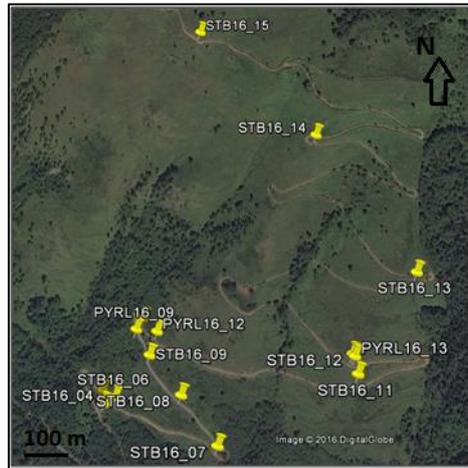
### 1. Echantillonnage

#### i. Première campagne d'échantillonnage

Une première phase d'échantillonnage a été réalisée par Loïc Labrousse en mai 2016 et a permis d'obtenir 16 échantillons, 8 prélevés sur le mont Ursuya et 8 sur le massif du Saint Barthélémy. Grâce à cette première campagne d'échantillonnage, des lames minces ont été disponibles dès le début du stage pour une étude pétrographique et des analyses EBSD réalisées au laboratoire de l'Université de Montpellier. Ces lames sont numérotées et identifiées par le préfixe PYRL16. Les échantillons PYRL16\_01, 03, 09, 12, 15 et 16 ont été analysés par EBSD.

**ii. Deuxième campagne d'échantillonnage**

Une deuxième campagne a été effectuée par Loïc Labrousse et moi-même du 11 au 15 juillet 2016, afin de réaliser des levés lithostratigraphiques précis. Ces échantillons sont indexés URS16 pour ceux appartenant au mont Ursuya et STB16 pour ceux du massif du Saint Barthélémy. Au total, 3 logs ont été réalisés grâce aux échantillons prélevés lors de cette campagne d'échantillonnage : 1 sur le mont Ursuya et 2 sur les flancs est et ouest du massif du Saint Barthélémy (Figure 8, Figure 9, Figure 10).



**Figure 8: Echantillonnage du flanc ouest du massif du Saint Barthélémy (région de Lauzat).**



**Figure 9: Echantillonnage du flanc est du massif du Saint Barthélémy (région de Luzenac).**



**Figure 10: Echantillonnage du flanc nord du mont Ursuya.**

Les lithologies et coordonnées GPS des échantillons de l'Ursuya sont répertoriées dans le Tableau 1. Le Tableau 2 propose la même synthèse pour les échantillons du massif du Saint Barthélémy.

Echantillon	Lithologie	Coordonnées GPS	
		Latitude	Longitude
PYRL16_01	Micaschiste à Gt, Bt, Ms et Sill	43°20'29.11"N	1°18'58.82"O
PYRL16_02	Quartzite à micas	43°20'37.82"N	1°19'2.35"O
PYRL16_03	Micaschiste à Bt, Ms et Sill	43°20'43.58"N	1°19'18.37"O
PYRL16_04	Quartzite	43°20'25.58"N	1°14'33.90"O
PYRL16_05	Micaschiste à St, Gt, Amp rétrograde	43°20'21.19"N	1°14'36.06"O
PYRL16_06	Quartzite	43°20'21.19"N	1°14'36.06"O
PYRL16_07	Micaschiste	43°18'37.22"N	1°19'57.76"O
PYRL16_08	Diorite altérée	43°21'30.31"N	1°16'29.75"O
URS16_01	Alternance de niveaux de quartzite et de micaschiste à Bt, Ms, Gt et Qz	43°21'19.73"N	1°19'37.38"O
URS16_02	Alternance de niveaux de quartzite à micas et de veines de quartz	43°20'59.21"N	1°20'2.58"O
URS16_03	Identique à URS16_02, présentant des grains grossiers	43°20'58.09"N	1°20'3.08"O
URS16_04	Micaschiste à Gt, Bt et Sill	43°20'49.42"N	1°20'9.64"O
URS16_05	Gneiss à Bt et Gt	43°20'47.40"N	1°23'11.40"O

**Tableau 1: Lithologies et coordonnées GPS des échantillons du mont Ursuya sur les deux campagnes d'échantillonnage.**

Echantillon	Lithologie	Coordonnées GPS	
		Latitude	Longitude
PYRL16_09	Gneiss à Bt et Amp	42°49'0.80"N	1°41'45.35"E
PYRL16_10	Gneiss à Bt et Gt	42°49'0.80"N	1°41'45.35"E
PYRL16_11	Gneiss à Bt	42°49'0.80"N	1°41'45.35"E
PYRL16_12	Gneiss à Bt	42°49'0.05"N	1°41'47.98"E
PYRL16_13	Gneiss à Bt et Gt	42°48'55.48"N	1°42'10.12"E
PYRL16_14	Gneiss à Bt et Gt	42°47'19.61"N	1°46'52.57"E
PYRL16_15	Gneiss à Bt et Gt	42°47'18.46"N	1°47'12.12"E
PYRL16_16	Mylonite à Ms de la couverture	42°47'37.03"N	1°47'55.43"E
STB16_01	Gneiss oeilé à Bt	42°47'20.22"N	1°46'53.11"E
STB16_02	Gneiss à Bt et Gt	42°47'18.78"N	1°47'12.37"E
STB16_03	Gneiss leucocrate à filons pegmatitiques	42°47'21.05"N	1°47'19.68"E
STB16_04	Gneiss à Bt	42°48'55.37"N	1°41'41.64"E
STB16_05	Gneiss à Bt	42°48'56.45"N	1°41'41.42"E
STB16_06	Gneiss à Bt	42°48'55.66"N	1°41'43.01"E
STB16_07	Gneiss à grains grossiers	42°48'50.44"N	1°41'54.78"E
STB16_08	Gneiss à foliation pénétrative	42°48'54.61"N	1°41'50.82"E
STB16_09	Gneiss à foliation pénétrative	42°48'58.28"N	1°41'47.11"E
STB16_10	Gneiss migmatitique à Gt	42°49'1.60"N	1°41'46.28"E
STB16_11	Gneiss migmatitique à Bt et Gt	42°48'54.18"N	1°42'10.30"E
STB16_12	Gneiss peu folié riche en Qz	42°48'55.66"N	1°42'9.90"E
STB16_13	Gneiss migmatitique à Bt, Gt et Pl	42°49'1.09"N	1°42'17.71"E
STB16_14	Mylonite	42°49'13.91"N	1°42'7.78"E
STB16_15	Gneiss à Ms	42°49'25.72"N	1°41'54.02"E

**Tableau 2: Lithologies et coordonnées GPS des échantillons du massif du Saint Barthélémy sur les deux campagnes d'échantillonnage.**

Les échantillons montrent principalement 3 lithologies différentes : des quartzites, des micaschistes et des gneiss. Les compositions des gneiss et micaschistes sont variables, à grenat, sillimanite ou encore staurotide associés aux minéraux fondamentaux (quartz, biotite, muscovite et feldspaths). Certains échantillons gneissiques présentent des textures migmatitiques traduisant une augmentation du métamorphisme, et mylonitiques indiquant un cisaillement.

## **2. Analyses pétrographiques et microstructurales**

La pétrographie des échantillons a été effectuée par microscopie optique à lumière transmise au sein du laboratoire IStEP. 13 échantillons (13 lames minces) ont été étudiés pour le mont Ursuya, et pour le massif du Saint Barthélémy, 23 échantillons (14 lames minces).

Le travail s'est focalisé essentiellement sur l'étude des textures et des marqueurs de déformation portés par les minéraux. Certains échantillons de la première phase d'échantillonnage ont été sélectionnés et étudiés par analyse EBSD (Electron Back-Scattering Diffraction) au laboratoire des géosciences de l'Université de Montpellier, afin de préciser les orientations cristallographiques préférentielles des minéraux constitutifs.

Les microstructures des échantillons PYRL16\_01, 03, 09, 12, 15 et 16 ont ainsi pu être obtenues et par la suite exploitées sur la plateforme MATLAB, grâce à la toolbox MTEX développée par David Mainprice, professeur émérite de l'Université de Montpellier. Les résultats EBSD exploités par MTEX ont permis d'obtenir des figures de pôle et des stéréodiagrammes représentant les orientations préférentielles des axes cristallographiques (ODF), les vitesses des ondes sismiques P et les anisotropies et polarisations des ondes S dans les échantillons.

## **3. Modélisation thermodynamique des paragenèses**

L'évolution thermodynamique des paragenèses lors de l'enfouissement a été modélisée grâce au programme TheriakDomino. Deux types d'analyses ont été réalisés : KFMASH (prenant en compte K-Fe-Mg-Al-Si-H-O) et CaNaKFMASH (tenant compte en plus de Ca et Na). L'hydrogène est indiqué en excès dans le programme. Suite à des problèmes techniques, les échantillons des campagnes de juillet n'ont pas pu être analysés à la microsonde, la modélisation des paragenèses a donc été réalisée à partir des compositions de roche totale d'un échantillon gneissique (Saint Blanquat, 1990).

Les résultats des deux modélisations ont été comparés aux proportions minéralogiques obtenues dans les gneiss analysés à l'EBSD. L'analyse KFMASH se rapprochant le plus des analyses EBSD, ce sont les résultats de cette modélisation qui ont servi de base à l'étude des évolutions des propriétés sismiques dans un gneiss au cours de l'enfouissement.

# **III. Résultats**

## **1. Pétrographie des échantillons**

Les observations microscopiques faites sur les échantillons de la série PYRL16 permettent de proposer des compositions minéralogiques pour les massifs étudiés. Le mont Ursuya est principalement formé par une alternance de bancs de quartzite et de micaschistes à biotite, sillimanite et occurrence de staurotide (Figure 11).

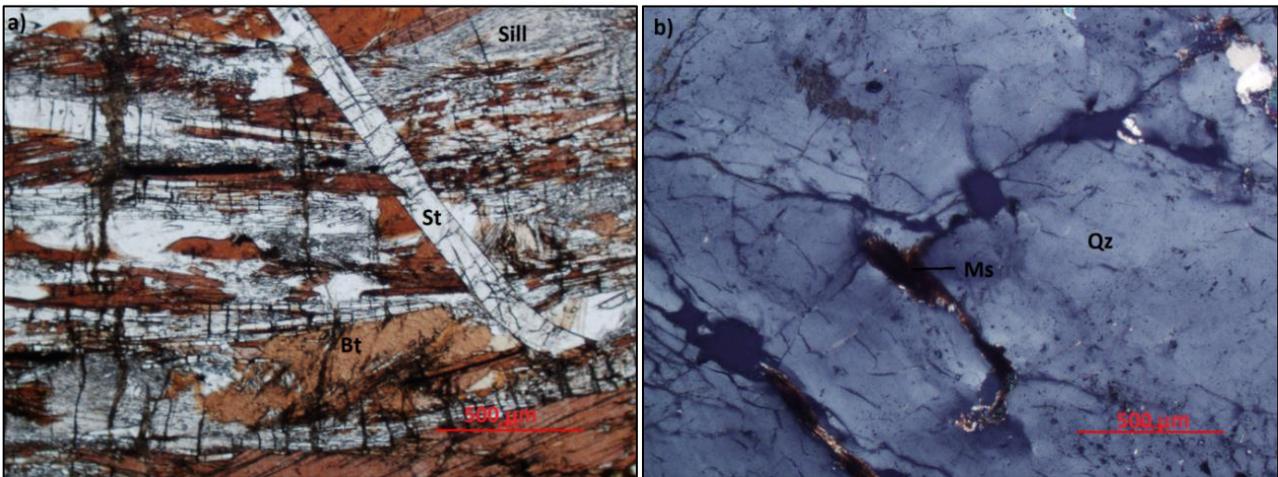


Figure 11: Composition minéralogique du mont Ursuya : a) micaschiste à Bt, Sill et St en LPNA ; b) banc de quartzite en LPA. Echantillon PYRL16\_01, grossissement x4.

L'échantillon PYRL16\_05 (Figure 12) montre également des amphiboles altérées recoupées par des cristaux de staurotide et prises dans la foliation marquée par la sillimanite.

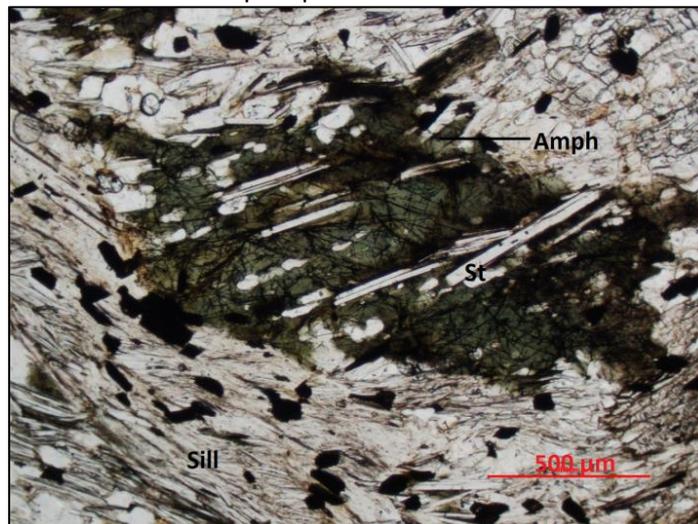


Figure 12: Cristal d'amphibole altéré et pris dans la foliation marquée par la sillimanite. Echantillon PYRL16\_05, grossissement x4, LPNA.

Le massif du Saint Barthélémy montre principalement des échantillons de gneiss à biotite et grenat. La Figure 13 présente une comparaison entre les textures schisteuses du mont Ursuya et gneissiques du massif du Saint Barthélémy. La foliation est marquée dans les deux cas par la biotite, mais la taille des grains de quartz varie sensiblement entre les deux échantillons.

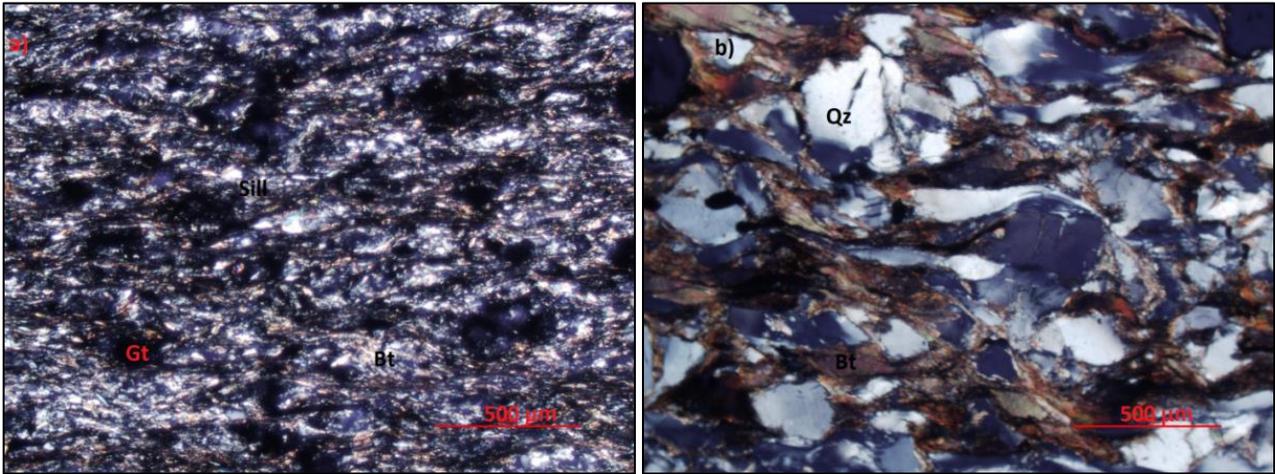


Figure 13: a) Micaschiste de l'Ursuya à grains fins, PYRL16\_07 ; b) Gneiss du Saint Barthélémy à grains grossiers, PYRL16\_15. Grossissement x4, LPA.

Ces observations sont confortées par les observations de terrain lors de l'échantillonnage des séries STB16 et URS16. Ces derniers échantillons permettent de préciser la texture des gneiss du massif du Saint Barthélémy: certains gneiss leucocrates présentent une texture migmatitique avec filons pegmatitiques, boudinage de veines de quartz et plissement des leucosomes quartzo-feldspathiques. D'autres sont plus mélanocrates et mylonitisés, montrant des structures CS indiquant un sens de cisaillement sénestre. Ces observations de terrain pourront être confortées par l'étude ultérieure des lames minces.

## 2. Levés lithostratigraphiques

La deuxième campagne d'échantillonnage a permis de réaliser un log du mont Ursuya, et 2 logs du massif du Saint Barthélémy (flanc est et flanc ouest). La légende des logs présentés ci-dessous est indiquée en Annexe 1.

### i. Levé lithostratigraphique du mont de l'Ursuya

5 échantillons ont permis de lever ce log (Figure 14). Différentes lithologies sont identifiables, de la base au sommet :

- (i) Une formation hétérogène à micaschiste, gneiss pegmatitique et migmatite,
- (ii) Une alternance de micaschistes et de bancs quartzitiques fins sur 900m, séparés de la formation précédente par un gap d'épaisseur indéterminée. L'épaisseur des bancs quartzeux diminue vers la base de la formation et des fractures recoupent l'ensemble à certains endroits. Le chevauchement mettant en contact des gneiss et micaschistes fortement métamorphisés avec des roches de même nature moins déformées (mentionné en I.0) recoupe cette formation. La variation de degré métamorphique n'a pas été observée sur le terrain, le chevauchement est situé dans le log selon les indications de la carte géologique à 1/50000 d'Iholdy (Boissonnas, 1974).
- (iii) Une formation quartzitique de 145m, dont la taille des grains de quartz augmente vers le sommet de la série,
- (iv) Une série de micaschistes à biotite et sillimanite montrant des leucosomes quartzo-feldspathiques plissés et des veines de quartz à schistosité différente de la foliation principale.

Les foliations mesurées sur l'ensemble des échantillons du mont Ursuya indiquent en moyenne une direction N080E, et un pendage de 35° vers le sud.

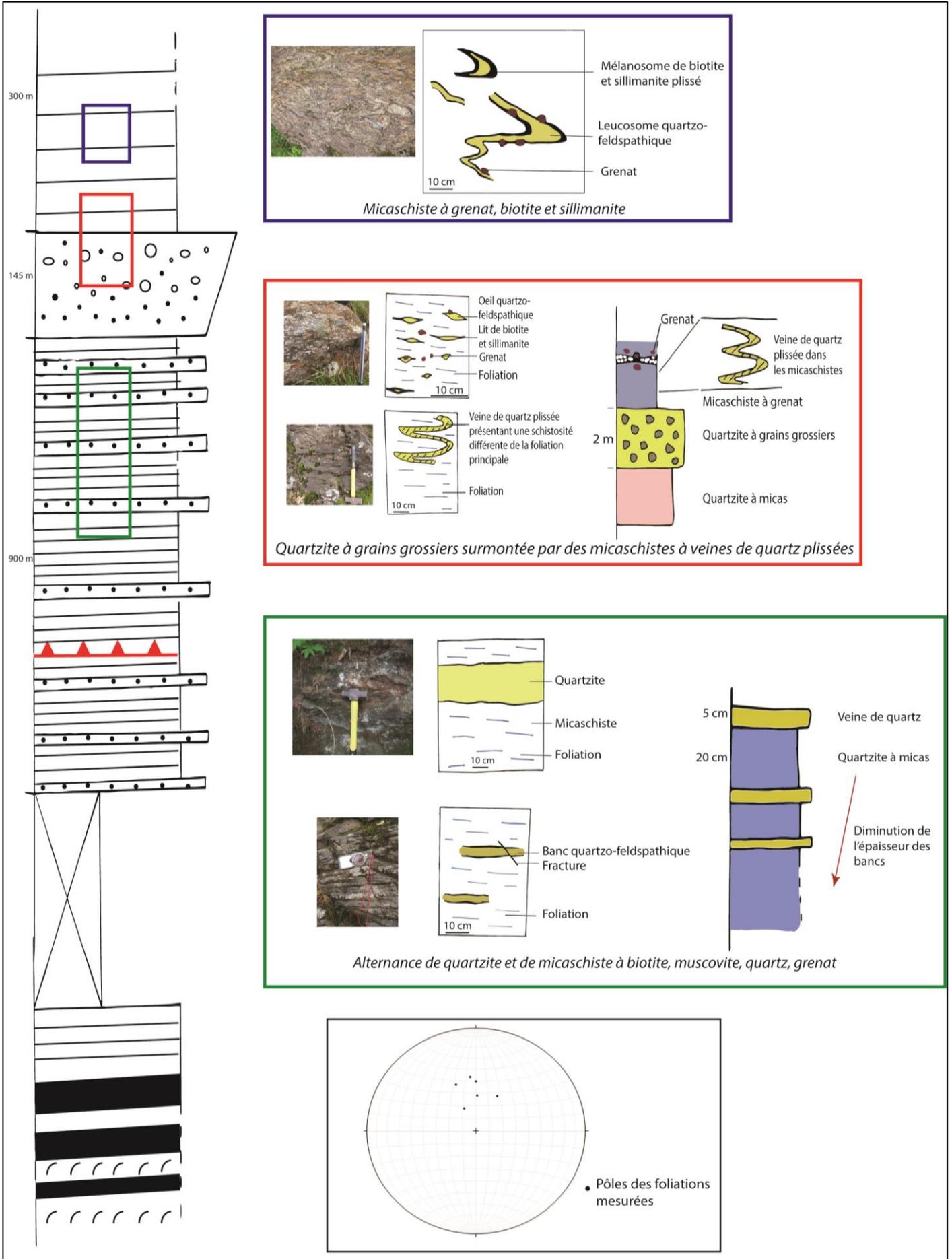


Figure 14: Log du flanc nord du mont Ursuya

## ii. Logs du massif de Saint Barthélemy

### *Log du flanc est (région de Luzenac)*

Seuls 3 échantillons ont été gardés le long de ce log, qui indique par conséquent 3 lithologies différentes, de la base au sommet (Figure 15) :

- (i) un gneiss mélanocrate à biotite et yeux de feldspath potassique. Les leucosomes quartzo-feldspathiques sont plissés et boudinés et peuvent présenter une texture migmatitique. L’affleurement STB16\_02 montre une intrusion magmatique tardive.
- (ii) un gneiss ocellé leucocrate à filons pegmatitiques plissés. De même, les leucosomes et mélanosomes micacés sont plissés.
- (iii) une formation mylonitique micacée dérivée de la couverture dont les structures CS indiquent un sens de cisaillement sénestre.

La foliation mesurée indique direction environ E-O et un pendage de 30° vers le sud, associée à une linéation minérale de 332.

### *Log du flanc ouest (région de Lauzat)*

Ce log a été réalisé grâce aux échantillons STB\_04 à 15 (Figure 16). Il montre différentes lithologies, de la base au sommet :

- (i) un gneiss à biotite d’une épaisseur de 160m montrant des veines quartzo-feldspathiques à la base,
- (ii) un gneiss migmatitique de 150m à biotite et grenat riche en feldspath plagioclase. Les mélanosomes sont plissés de même que les leucosomes et des amas de grenat sont localisés entre ces bandes de différentes minéralogies.
- (iii) un gneiss montrant des indices de cisaillement sénestre d’une épaisseur de 300m,
- (iv) une migmatite d’épaisseur de 200m montrant des veines de quartz horizontales étirées et boudinées et verticales aplaties dans l’encaissant gneissique migmatitisé. Des amas de muscovite dans les veines quartziques caractérisent également ce niveau.

La foliation principale est N150 à pendage 30° vers le nord, associée à une linéation d’environ 130.

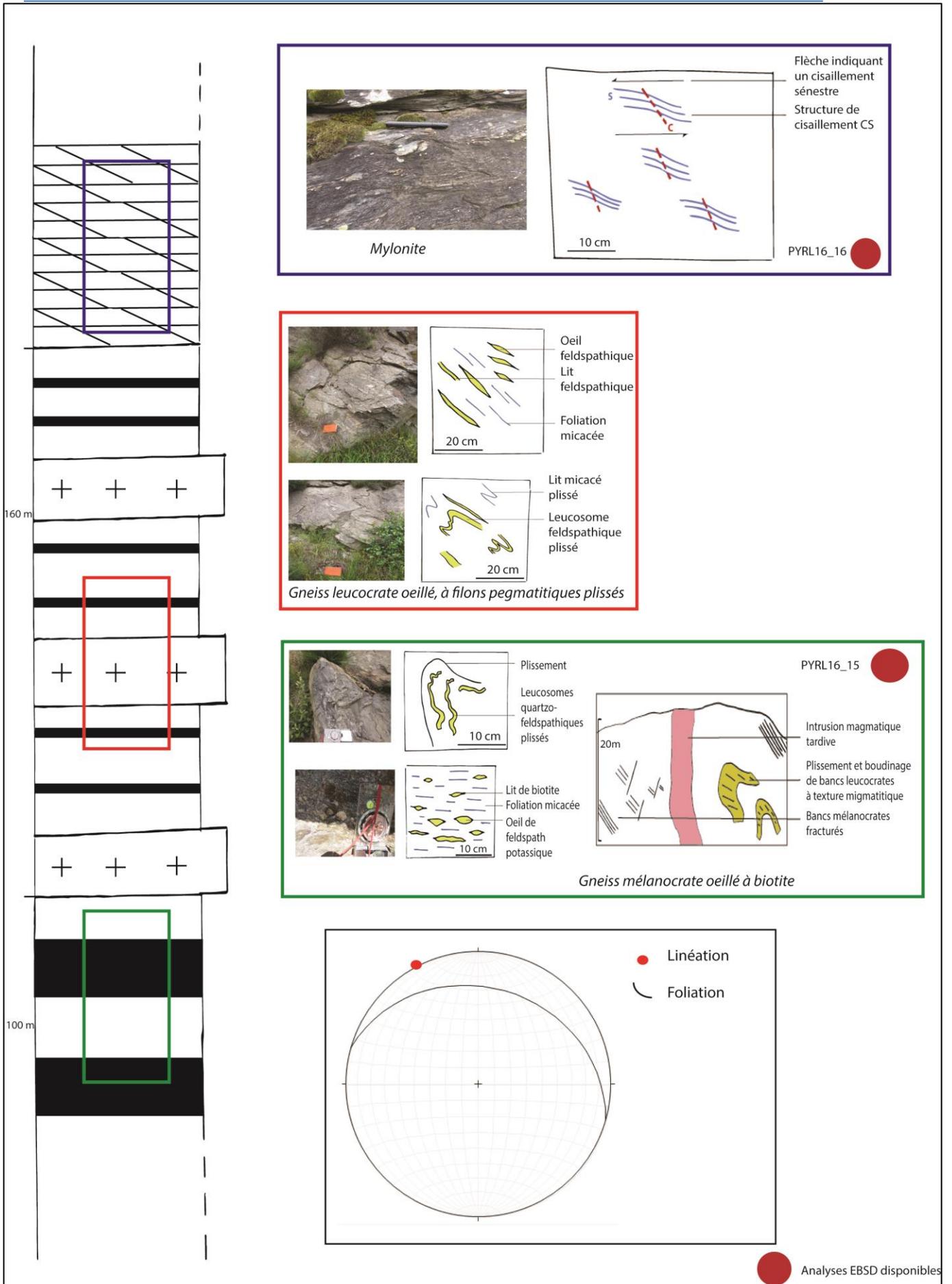


Figure 15: Log du flanc est du massif de Saint Barthélémy.

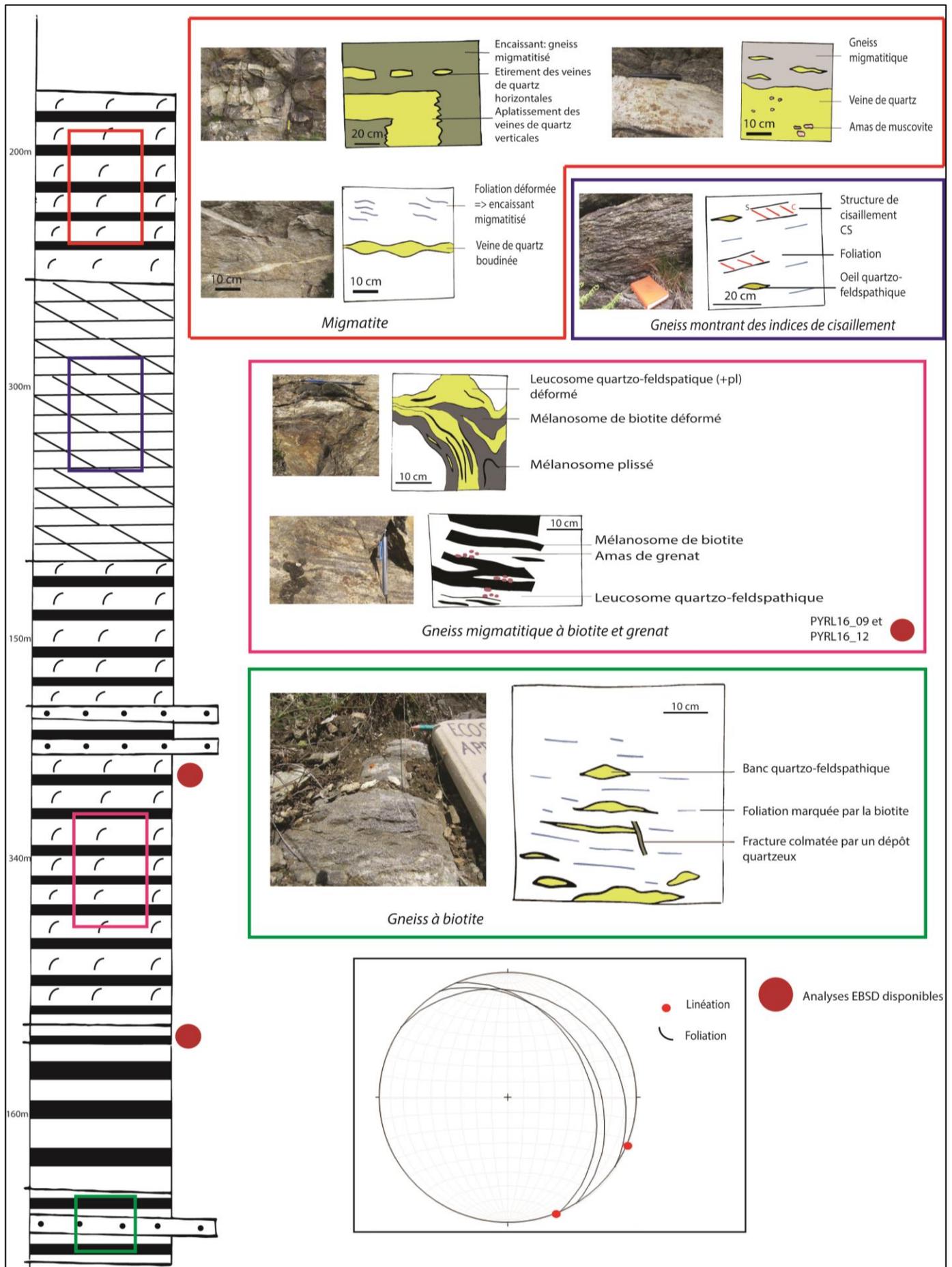


Figure 16: Log du flanc ouest du massif de Saint Barthélemy.

### 3. Etude des microstructures dans des échantillons de surface

Les analyses EBSD ont été réalisées avec une tension d'accélération de 17kV et un pas variant entre 10 et 20  $\mu\text{m}$  selon les échantillons. L'analyse EBSD donne des résultats sous forme d'un fichier .CTF, qui contient les proportions de chaque phase minérale de la lame analysée, ainsi que les orientations de chaque grain. Ce fichier peut être exploité directement par le logiciel Channel5, disponible à l'Université de Montpellier, qui renseigne les orientations cristallographiques dans les échantillons.

La microstructure orientée des échantillons étudiés est principalement due à des minéraux porteurs d'une forte anisotropie. Ici, il s'agit de la biotite, la sillimanite et la muscovite. L'analyse EBSD des lames minces a permis de connaître les orientations cristallographiques préférentielles (CPO) dans les minéraux, via le logiciel Channel5. La CPO d'un minéral dans les coordonnées d'un échantillon est représentée par une figure de pôle. Une coordonnée particulière fixée à l'échantillon analysé est choisie (ici le plan XZ) et la direction des orientations cristallographiques est plotée dans cet espace. Une projection stéréographique est utilisée pour montrer l'orientation dans un diagramme en deux dimensions, la direction étant projetée sur l'hémisphère inférieur. Cette représentation ne permet que le choix d'un nombre fini d'orientations cristallographiques. La teinte indique la densité de données (forte pour le rouge et faible pour le bleu). La figure de pôle représente donc une fraction volumique de grains dont l'orientation cristallographique est parallèle à la direction choisie.

Six lames minces ont été analysées à l'EBSD, permettant de mettre en évidence 3 grands types de roches. La légende des phases commune à chaque échantillon est présentée en Annexe 2. On présente ci-dessous les résultats obtenus pour chaque roche dans chaque massif étudié, en appuyant sur les minéraux ayant un fort impact sur la fabrique générale de la roche. L'ensemble des figures de pôle pour tous les minéraux constitutifs des différents échantillons sont consultables en Annexe 3.

#### i. Mont Ursuya

##### *Micaschiste*

Le mont Ursuya est principalement composé de micaschistes, étudiés grâce aux échantillons PYRL16\_01 et PYRL16\_03 (Figure 17).

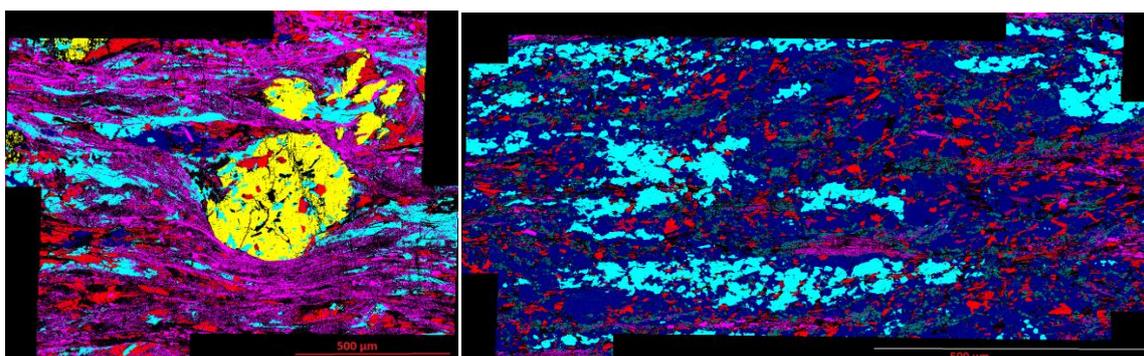


Figure 17: De gauche à droite : phases dans les échantillons PYRL16\_01 (Sill 38.6%, Qz 21.7%, Bt 17%, Gt 16.4%, Ms 3.5%, Kfs 2.8%) et PYRL16\_03 (Kfs 57.7%, Qz 16.5%, Pl 10.6%, Bt 10.1%, Sill 3.04%, Ms 2.1%, Gt 0.01%). Légende en Annexe 2.

##### a. Biotite

La biotite est organisée en zone dans la foliation, elle présente une forte fabrique (6.00 pour PYRL16\_01 et 7.90 pour PYRL16\_03) (Figure 18).

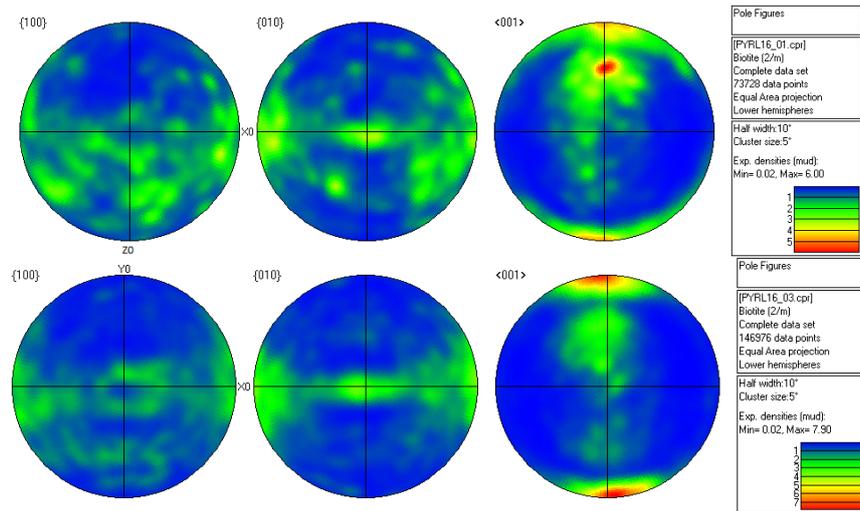


Figure 18 : Figures de pôle pour la biotite dans les 2 échantillons de micaschiste. De haut en bas : PYRL16\_01 et PYRL16\_03.

*b. Sillimanite*

La sillimanite est orientée selon la linéation avec une intensité d’anisotropie forte (8.48 % pour PYRL16\_01 et 12.46 pour PYRL16\_03) (Figure 19). En raison de sa très forte proportion dans l’échantillon PYRL16\_01 (38.6%), la sillimanite impacte fortement la fabrique générale de la roche.

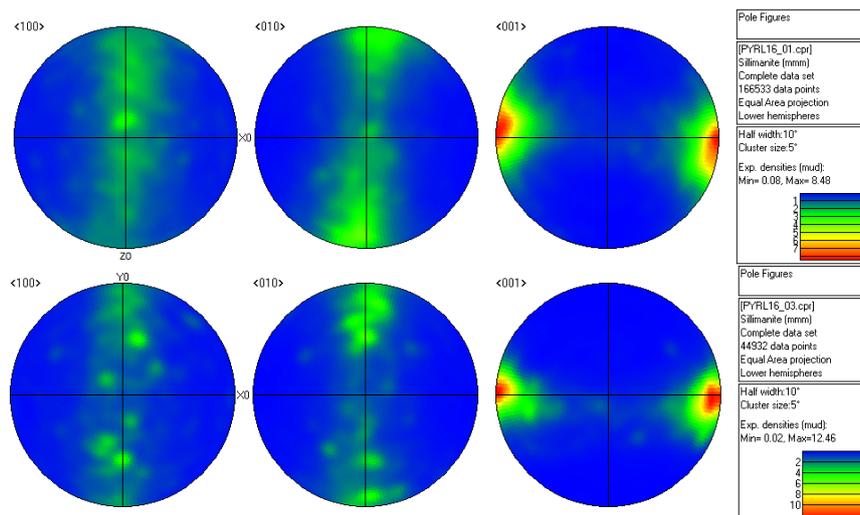


Figure 19: Figures de pôle pour la sillimanite dans les 2 échantillons de micaschiste. De haut en bas : PYRL16\_01 et PYRL16\_03.

*c. Autres minéraux*

Les autres minéraux constitutifs des échantillons de micaschiste impactent moins la fabrique générale de la roche en raison d’une fabrique plus faible ou d’une proportion moindre dans la roche. Les valeurs de fabrique sont présentées dans le tableau suivant (Tableau 3) :

Minéral	PYRL16_01	PYRL16_03
	Valeur de fabrique	
Qz	3.40	6.04
Gt	41.48	3.98
Ms	6.89	8.37
Kfs	77.11	9.74
Pl		3.89

Tableau 3: Valeurs de fabrique pour les autres minéraux constitutifs des échantillons de micaschistes.

ii. Massif du Saint Barthélémy

A. Gneiss

Les échantillons gneissiques du Saint Barthélémy sont les échantillons PYRL16\_09, PYRL16\_12 et PYRL16\_15 (Figure 20). Les gneiss sont dominés par les tectosilicates (PI + Kfs + Qz ≈ 80%).

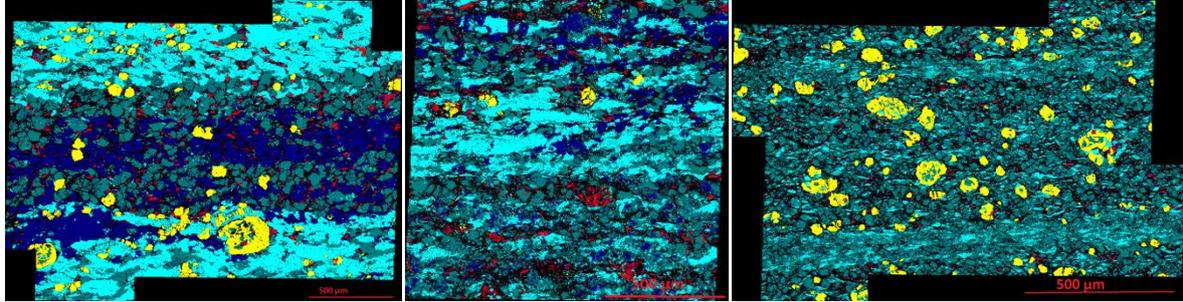


Figure 20: De gauche à droite : phases dans l'échantillon PYRL16\_09 (Qz 38%, PI 26.9%, Kfs 22.7%, Gt 7%, Bt 4.1%, Ms 1.6%, Sill 0.1%), PYRL16\_12 (Qz 38.6%, PI 36%, Kfs 16.6%, Bt 6.2%, Ms 2.1%, Gt 0.9%, Chl 0.6%) et PYRL16\_15 (PI 47.2%, Qz 31.4%, Gt 12.8%, Bt 3.9%, Ms 1.9%, Kfs 1.5%, Chl 0.9%, Ky 0.26%, Sill 0.2%), image EBSD.

a. Biotite

La biotite est le minéral ayant la fabrique la plus importante dans les gneiss, elle montre une organisation commune aux 3 échantillons, en zone dans la foliation (Figure 21). Les fabriques sont très fortes pour les 3 échantillons : 4.31 pour PYRL16\_09, 9.71 pour PYRL16\_12 et 6.31 pour PYRL16\_15.

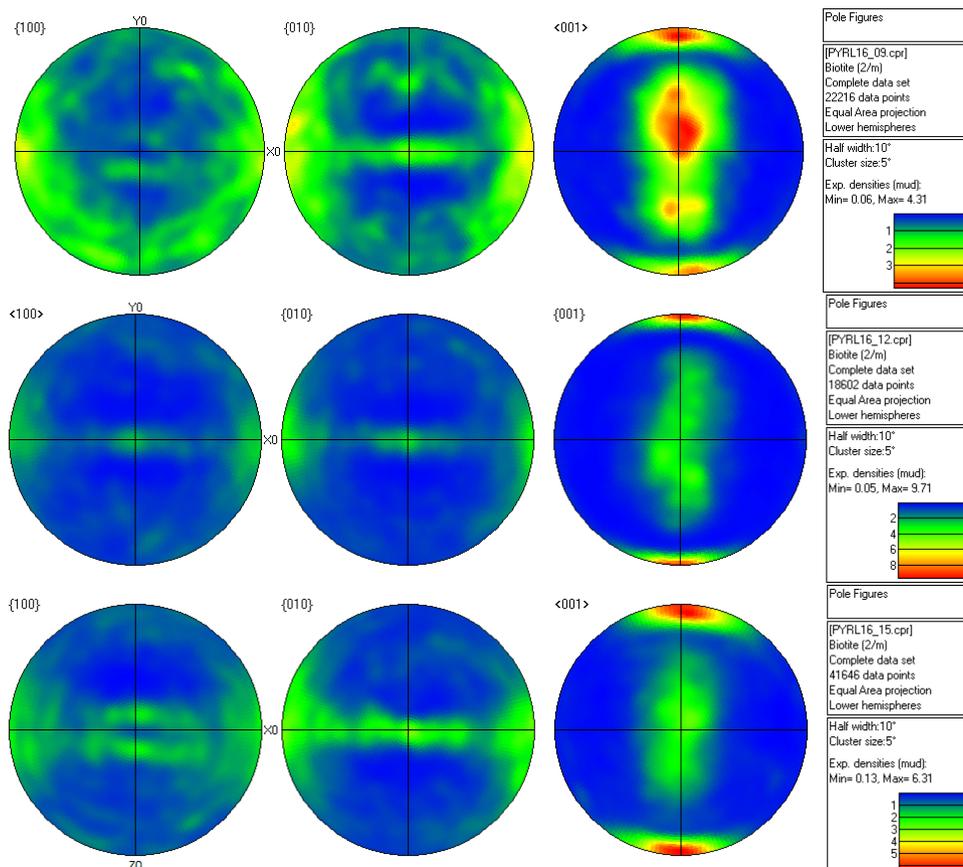
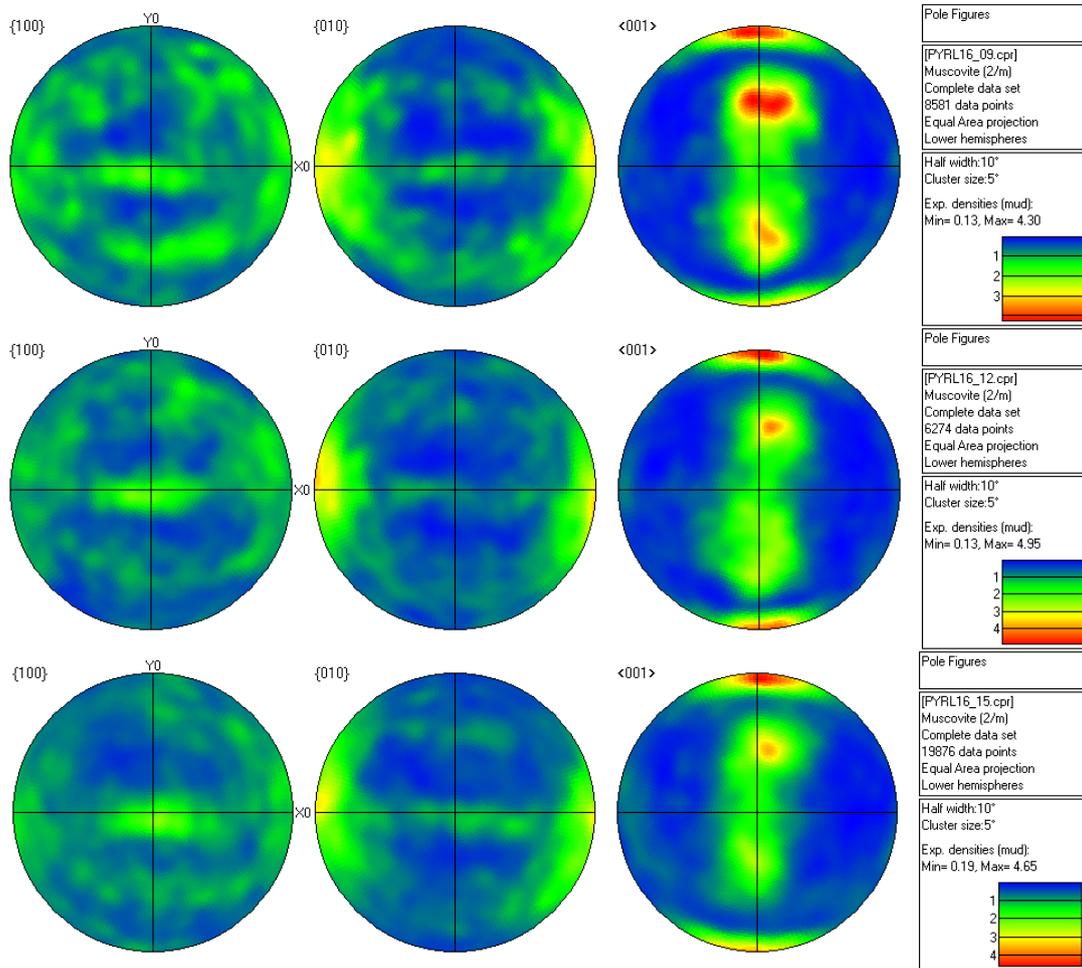


Figure 21: Figures de pôle pour la biotite dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16\_09 , PYRL16\_12 , PYRL16\_15.

*b. Muscovite*

La muscovite montre également une fabrique très forte, en zone dans la foliation de même que la biotite. Les fabriques sont plus homogènes que pour la biotite : 4.3 pour PYRL16\_09, 4.95 pour PYRL16\_12 et 4.65 pour PYRL16\_15 (Figure 22).

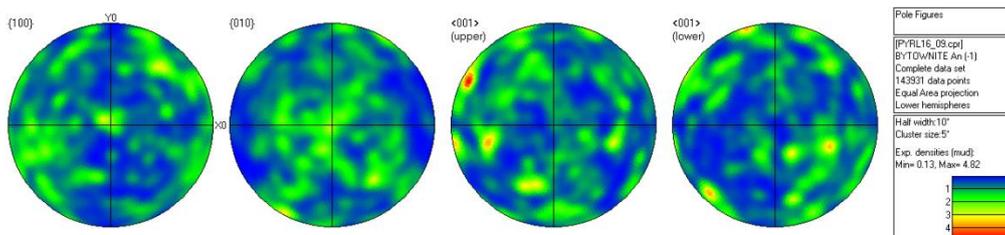


**Figure 22: Figures de pôle pour la muscovite dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16\_09 , PYRL16\_12 , PYRL16\_15.**

Les phyllosilicates montrent donc des textures bien marquées mais leur faible proportion dans les gneiss en diminue l'impact sur les propriétés de la roche.

*c. Plagioclase*

Le plagioclase est présent en très grande quantité dans les échantillons, et montre une fabrique avec [001] dans la linéation mais une intensité faible (4.82 pour PYRL16\_09, 4.10 pour PYRL16\_12 et 2.84 pour PYRL16\_15), bien visible sur l'échantillon PYRL16\_15 (Figure 23).



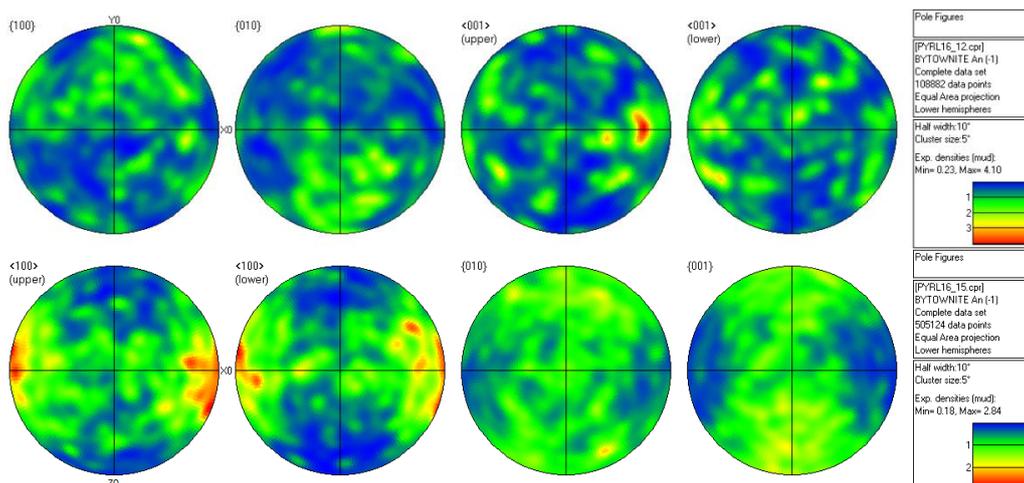


Figure 23: Figures de pôle pour le plagioclase dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16\_09 , PYRL16\_12 , PYRL16\_15.

d. Quartz

Le quartz montre également une fabrique avec  $[10\bar{1}0]$  dans la linéation et avec  $[0001]$  perpendiculaire à la foliation, mais également faible (6.55 pour PYRL16\_09, 2.91 pour PYRL16\_12 et 2.63 pour PYRL16\_15) (Figure 24).

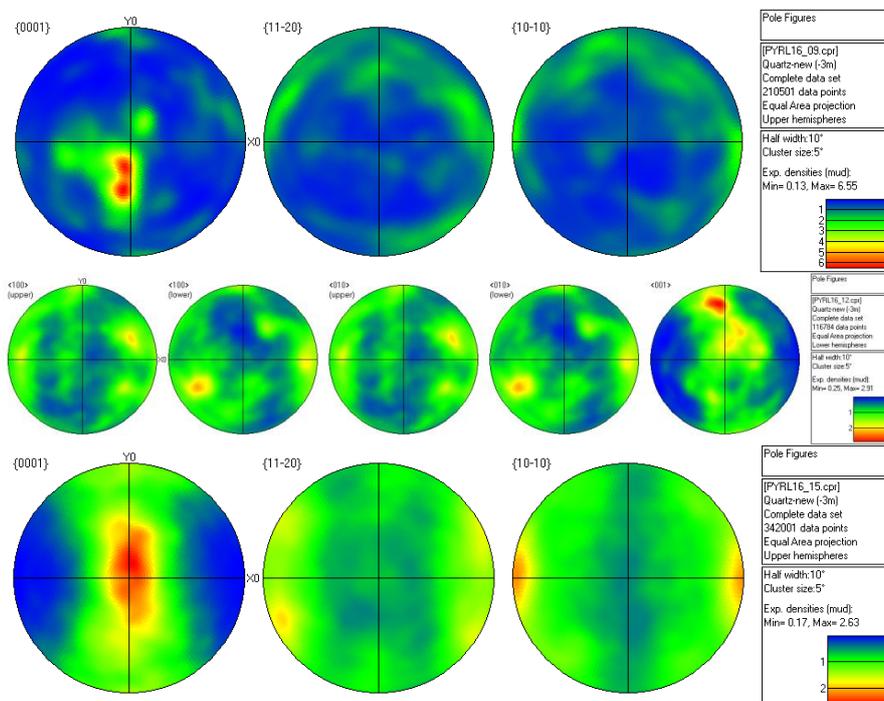


Figure 24: Figures de pôle pour le quartz dans les 3 échantillons gneissiques. De haut en bas : PYRL16\_09 , PYRL16\_12 , PYRL16\_15.

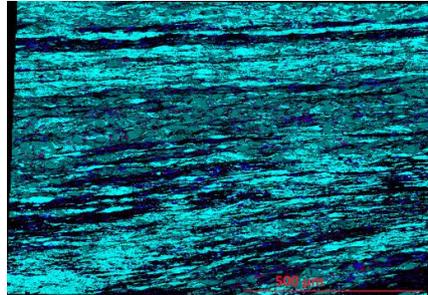
e. Autres minéraux

Les autres minéraux constitutifs des échantillons gneissiques impactent moins sur la fabrique générale de la roche, les valeurs de fabrique sont présentées dans le tableau suivant (Tableau 4) :

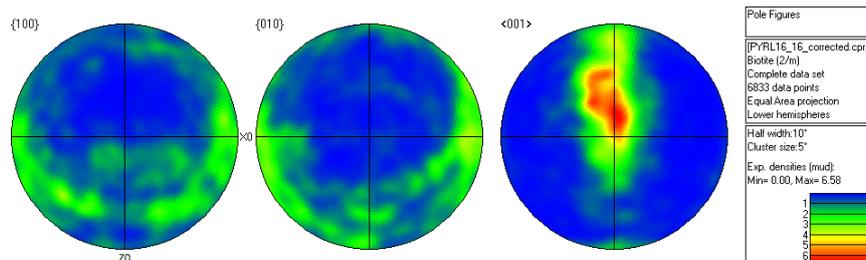
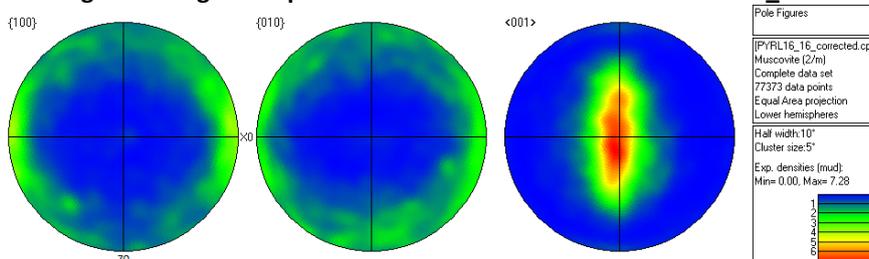
Minéral	PYRL16_09	PYRL16_12	PYRL16_15
	Valeur de fabrique		
Kfs	12.08	6.6	7.79
Gt	11.87	17.6	4.31
Chl		3.11	2.24
Sill	6.47		3.5

**Tableau 4: Valeurs de fabrique pour les autres minéraux constitutifs des échantillons gneissiques.****B. Couverture mylonitisée**

L'échantillon PYRL16\_16 du Saint Barthélémy est le seul échantillon mylonitique analysé à l'EBS. Il est constitué de : Qz 53.1%, Pl 32%, Ms 7.8%, Chl 3.1%, Bt 2.5%, Kfs 1.1%, Ky 0.2%, Sill 0.2%, Gt 0.02% (Figure 25). Cet échantillon contient plus de phyllosilicates que les gneiss.

**Figure 25: Phases dans l'échantillon PYRL16\_16 (légende en Annexe 2).****a. Biotite et muscovite**

La biotite montre une fabrique forte (6.58) (Figure 26), de même que la muscovite (7.28) (Figure 27).

**Figure 26: Figure de pôle de la biotite dans l'échantillon PYRL16\_16.****Figure 27: Figure de pôle de la muscovite dans l'échantillon PYRL16\_16.**

La biotite et la muscovite montrent une texture originale avec [001] en guirlande dans le plan YZ de la déformation finie, révélant sans doute une crénulation parallèle à la linéation.

**b. Autres minéraux**

Les autres minéraux constitutifs de l'échantillon de couverture mylonitisée impactent moins sur la fabrique générale de la roche en raison de valeurs de fabrique plus faible ou de proportions moindres. Les valeurs de fabrique sont présentées dans le tableau suivant (Tableau 5) :

Minéral	Valeur de fabrique dans PYRL16_16
Qz	1.46
Pl	3.23
Chl	25.49
Kfs	13.66

Tableau 5: Valeurs de fabrique pour les autres minéraux constitutifs de l'échantillon mylonitique PYRL16\_16.

#### 4. Etude des vitesses d'ondes P et anisotropie dans les échantillons de surface

L'exploitation ultérieure des résultats de l'analyse EBSD s'est faite à partir de la plate-forme Matlab et plus spécifiquement la toolbox MTex, développée par David Mainprice, professeur émérite de l'Université de Montpellier. Ce traitement a fourni un ensemble d'informations sur les vitesses, anisotropies et polarisations d'ondes sismiques P et S dans les échantillons analysés. Pour cela, il est nécessaire de renseigner les tenseurs de constantes élastiques de chaque minéral constitutif d'un échantillon, les symétries cristallines de ces minéraux, ainsi que leur orientation spécifiée dans le fichier .CTF. A partir de ces données, Matlab calcule les vitesses, anisotropies et polarisations d'ondes sismiques. Le programme doit prendre en compte l'ensemble des minéraux qui constituent l'échantillon, le calcul du tenseur d'élasticité fait pour cela intervenir la moyenne de Hill qui moyenne les moyennes arithmétique de Voigt et géométrique de Reuss. Les résultats pour l'ensemble des échantillons analysés (vitesse absolue d'onde P, anisotropie et polarisation d'onde S) sont présents en Annexe 4

On s'intéresse ici particulièrement aux vitesses absolues des ondes P et à la valeur d'anisotropie, liées aux proportions et valeurs propres à chaque minéral constitutif des échantillons. La Figure 28 présente les résultats de vitesses d'onde P et d'anisotropie pour chaque minéral de chaque échantillon analysé à l'EBSD, ainsi que pour la roche totale.

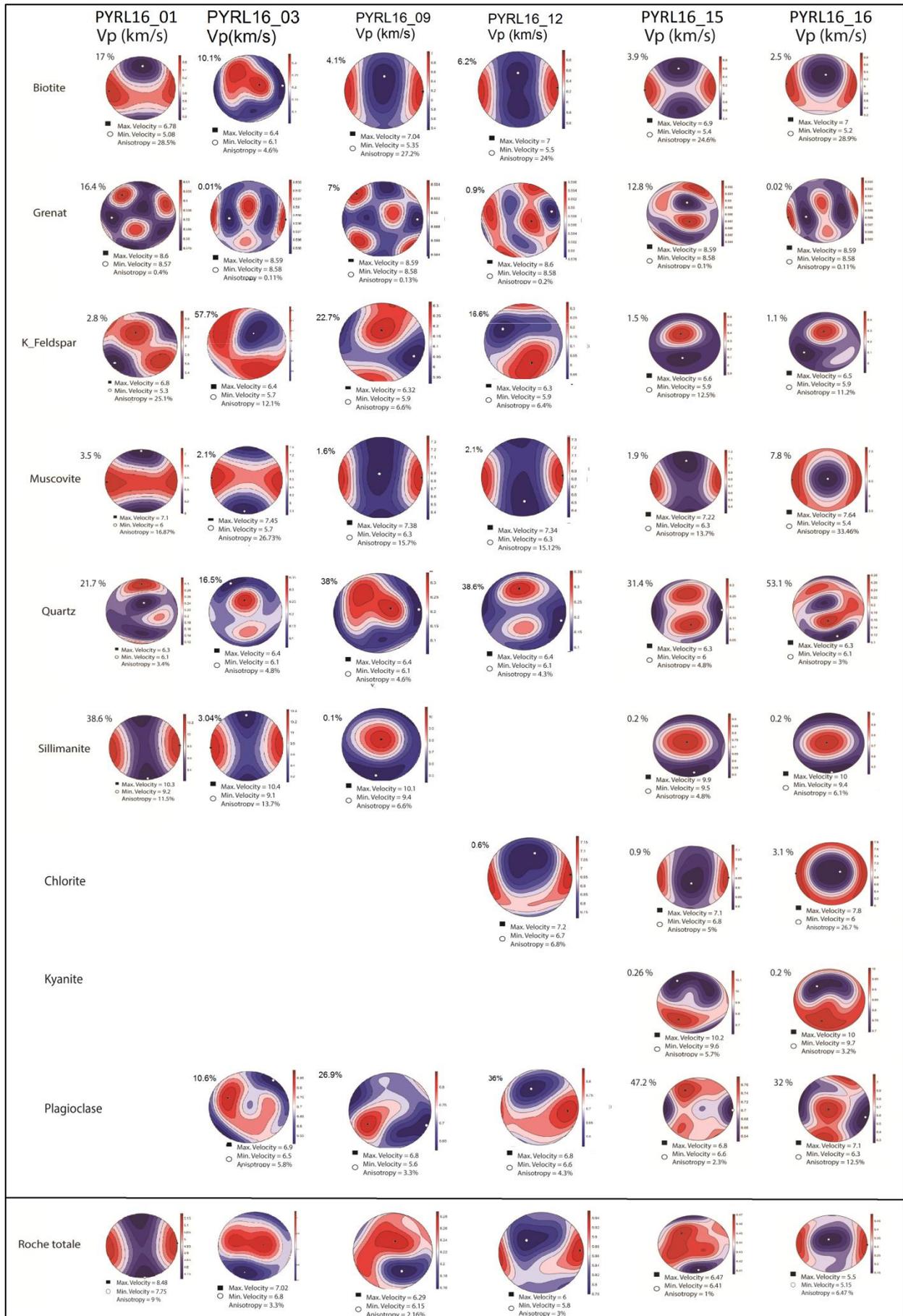


Figure 28: Vitesses absolues d'onde P et anisotropies pour chaque minéral de chaque échantillon analysé à l'EBS, et pour la roche totale.

Le traitement des données EBSD via Matlab a permis d’aboutir à différentes conclusions quant aux vitesses d’ondes P et anisotropies dans les 3 roches identifiées, qui forment le pôle « croûte non modifiée » de l’étude :

- L’anisotropie et les vitesses d’ondes P résultant de la somme des textures des micaschistes (PYRL16\_01 et PYRL16\_03) sont dominées par le signal de la sillimanite, c’est donc une anisotropie polaire relativement intense (9%) qui signe ces lithologies. La valeur absolue des vitesses est proche de celle du manteau.
- Les échantillons gneissiques (PYRL16\_09, PYRL16\_12 et PYRL16\_15) montrent une signature quasiment isotrope (anisotropie de 1%) et une valeur absolue de Vp typique des matériaux crustaux (6.4 km/s). C’est donc d’abord le contraste de vitesse avec les roches mantelliques qui signera la présence de telles roches en profondeur.
- Les mylonites montrent une anisotropie polaire bien marquée, induite par la texture originale des phyllosilicates, et une valeur absolue de vitesses extrêmement faible (roche sans grenat). C’est donc à la fois l’anisotropie et la valeur de vitesse qui sont susceptibles de révéler ces roches en profondeur.

Le Tableau 6 propose un récapitulatif des propriétés sismiques des trois types de roches :

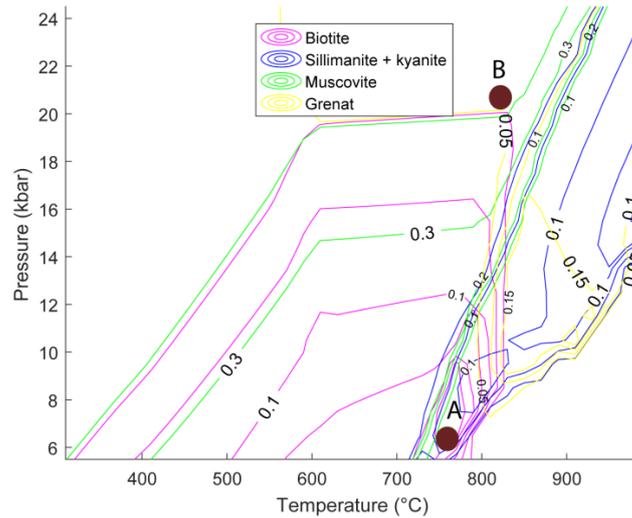
Roche	Mylonite	Gneiss	Micaschiste
Anisotropie des ondes S	Importante (6.5%)	Faible (1-3%)	Faible à forte (3 à 8%)
Vitesse des ondes P	Faible (5 km/s)	Faible (6 km/s)	Importante (9 km/s)

**Tableau 6: Valeur d’anisotropie et de valeur absolue de vitesses d’ondes P dans une mylonite, un gneiss et un micaschiste identifiés à l’EBSD.**

## 5. Modélisation thermodynamique des paragenèses lors de l’enfouissement

Cette modélisation permet de déterminer un pôle «croûte entièrement rééquilibrée». Elle s’effectue grâce au programme TheriakDomino, en analysant l’évolution minéralogique d’une roche gneissique avec l’augmentation de pression et température, à partir d’une composition de roche totale (Saint Blanquat, 1990). Le système KFMASH a été retenu, plutôt que le système CaNaKFMASH en raison d’une meilleure correspondance avec les proportions des minéraux dans les échantillons étudiés à l’EBSD,.

La Figure 30 présente les résultats obtenus après traitement des données TheriakDomino sur Matlab, pour la biotite, la muscovite le grenat et les silicates d’alumine. La paragenèse A correspond à un échantillon gneissique préservé (Saint Blanquat, 1990). Sa complète transformation métamorphique le placerait par exemple dans les conditions de pression et de température B. Sa paragenèse serait alors dominée par la muscovite (>30%). En prenant en compte les valeurs absolues de vitesse et les anisotropies des minéraux constitutifs des paragenèses A et B, il est probable qu’une augmentation de la pression (passage de A à B) induise une augmentation des valeurs absolues de vitesses d’ondes P, et une diminution de l’anisotropie.



**Figure 30 : Diagramme P-T représentant l'évolution des proportions de biotite, muscovite, grenat et sillimanite + disthène pour le pôle «croûte entièrement rééquilibrée». Paragenèse A: 10% Bt - 8% Sill+Ky - 0% Ms - 5% Gt. Paragenèse B: 30% Ms - 0% Bt - 0% Sill+Ky - 5% Gt**

L'acquisition des vitesses d'ondes P et anisotropie selon des paragenèses traduisant une augmentation des conditions de pression-température a permis de caractériser l'évolution de la microstructures d'un échantillon gneissique avec la profondeur (Figure 31).

Le point (700°C – 6 kbar) correspond à la paragenèse A de la Figure 30, soit un gneiss préservé. Ce gneiss préservé montre une anisotropie forte de 5.9%.

Le long de la droite rouge (Figure 31), on observe un maximum d'anisotropie à 5,9% pour des conditions 800°C – 16 kbar. L'anisotropie diminue ensuite rapidement jusqu'à atteindre un minimum de 0.11% pour une roche composée entièrement de grenat, de laquelle on exclut la phase liquide.

Les vitesses d'ondes P sont constantes avec l'augmentation des conditions de pression-température, le maximum est atteint pour la roche à grenat (1000°C – 22 kbar).

Les stéréodiagrammes représentatifs des conditions (400-7) et (800-16) montrent une anisotropie polaire de la roche gneissique. En passant à 900°C – 18 kbar, l'anisotropie devient polaire et diminue à 3.7%.

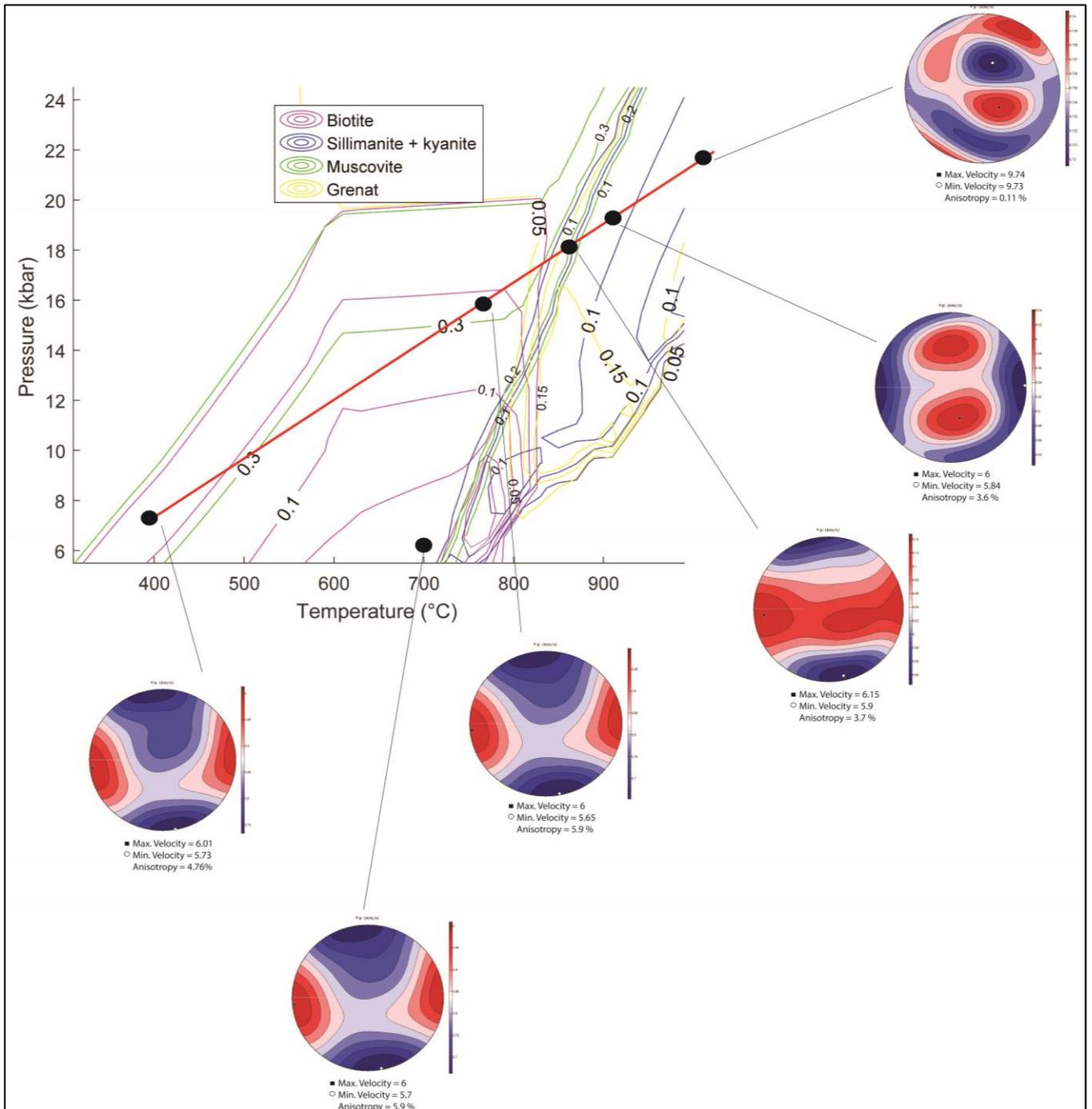


Figure 31: Evolution des vitesses absolues d'ondes P et de l'anisotropie d'un échantillon gneissique avec l'augmentation des conditions de pression-température.

La détermination des vitesses d'ondes P et anisotropies obtenues par les différentes paragenèses fournies par l'analyse TheriakDomino a permis de dresser le graphe suivant, montrant l'évolution des valeurs de vitesses et d'anisotropie avec l'augmentation des conditions de pression-température (Figure 32).

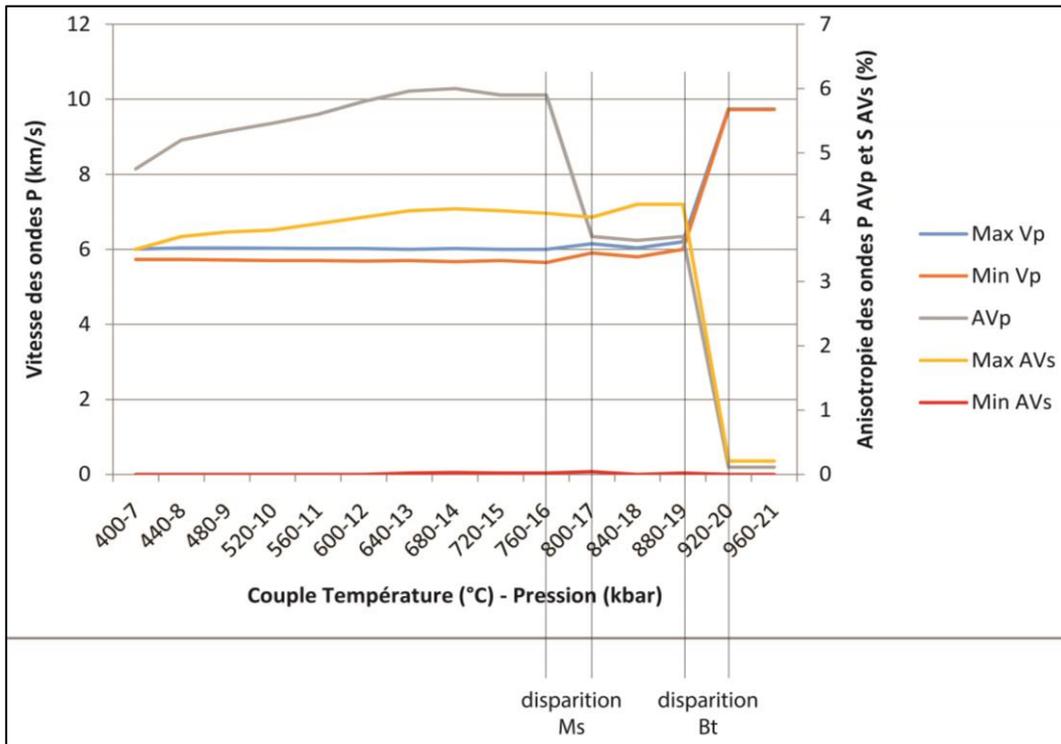


Figure 32: Evolution des vitesses absolues d'ondes P et des anisotropies d'ondes P et S avec l'augmentation des conditions de pression-température.

L'évolution des valeurs d'anisotropie montre 2 chutes brutales : la première due à la disparition de la muscovite à 760°C et 16 kbar, et la deuxième due à la disparition de la biotite à 880 °C et 19 kbar. La disparition des deux phyllosilicates est compensée par une augmentation de la proportion de grenat, qui induit une forte augmentation des valeurs de vitesse d'ondes P à 880°C et 19 kbar.

## Conclusion

Le manteau montre des vitesses  $V_p$  élevées (entre 8 et 14 km/s) et une anisotropie faible. Les différentes roches étudiées ici montrent:

- de fortes valeurs de vitesses et une forte anisotropie (micaschistes)
- de faibles valeurs de vitesses et une faible anisotropie (gneiss)
- de faibles valeurs de vitesses et une forte anisotropie (mylonite).

La transformation en profondeur des roches de type micaschiste, représentatif de la croûte moyenne des massifs nord-Pyrénéens, est censée augmenter la teneur en micas blancs et diminuer les teneurs en biotite, sillimanite, feldspath potassique et grenat, et donc augmenter la valeur absolue des vitesses et diminuer l'anisotropie. La Figure 33 présente deux «Moho» (Chevrot et al., 2015 ; Wang et al., 2016):

- A: Moho atténué présentant un contraste faible traduisant possiblement des roches peu déformées et/ou plus transformées.
- B: un Moho inverse préservé présentant un contraste fort traduisant possiblement des roches plus déformées et/ou peu transformées.

La nature nécessairement tectonique du Moho inversé va dans le sens d'une plus forte déformation le long de cette interface.

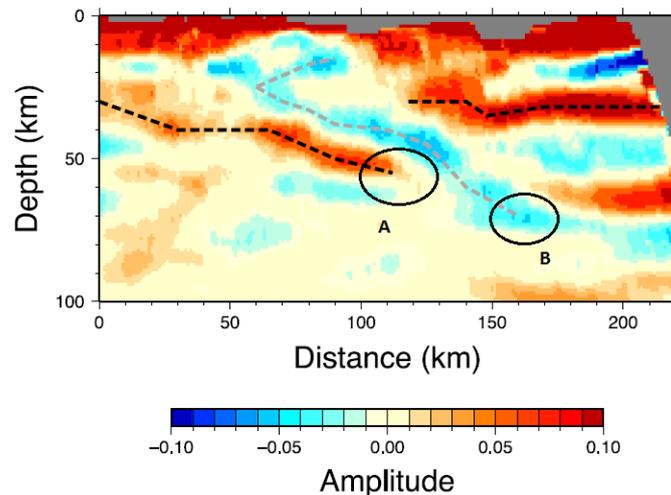


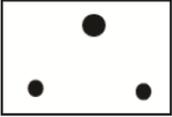
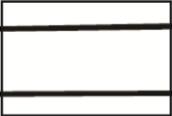
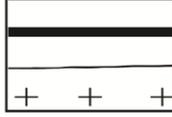
Figure 33: Anomalie de Bouguer le long du transect ouest (Chevrot et al., 2015).

## Bibliographie

- Aguilar, C., Liesa, M., Castiñeiras, P., Navidad, M., 2014. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating. *Journal of the Geological Society* 171, 181–192.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Boissonnas, J., 1974. Iholdy, carte géologique détaillée à 1/50000. Service Géologique National – BRGM Orléans.
- Carreras, J., Druguet, E., 2014. Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *Geological Society, London, Special Publications* 405, 249–264.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, Ruiz, Paul, A., and the PYROPE Working Group, 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International* 200, 1094–1105.
- De Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990. International IGCP Conference Project 233 Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics* 177, 245–262.
- De Saint Blanquat, M., 1989. The St Barthélémy ductile normal fault : age and signification of crustal extension in the North Pyrenean Zone (Thèse). Université de Montpellier 2.
- Delvolvé, J.-J., Vachard, D., Souquet, P., n.d. Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geol Rundsch* 87, 363–372.
- Fortane, A., Duee, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A., 1986. Lherzolites and the western “Chainons béarnais” (French Pyrenees): Structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees* 129, 81–98.
- Guchereau, J.-Y., 1975. Le Saint Barthélémy métamorphique (Pyrénées ariégeoises). *Péetrographie et structure*. (Thèse de 3ème cycle). Toulouse.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* 21, 12–1.
- Laumonier, B., Marignac, C., Kister, P., 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse Varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.* 181, 411–428.
- Lloyd, G.E., Butler, R.W.H., Casey, M., Tatham, D.J., Mainprice, D., 2011a. Constraints on the seismic properties of the middle and lower continental crust. *Geological Society, London, Special Publications* 360, 7–32.
- Lloyd, G.E., Halliday, J.M., Butler, R.W.H., Casey, M., Kendall, J.-M., Wookey, J., Mainprice, D., 2011b. From crystal to crustal: petrofabric-derived seismic modelling of regional tectonics. *Geological Society, London, Special Publications* 360, 49–78.
- Mangin, A., 1967. Etude géologique de la partie septentrionale du massif de Saint Barthélémy (Pyrénées ariégeoises). (Thèse de 3ème cycle). Toulouse.
- Passchier, C.W., 1984. The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. *Journal of Structural Geology* 6, 273–281.
- Passchier, C.W., 1982. Mylonitic deformation in the Saint-Barthélémy Massif, French Pyrénées, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *G.U.A, Pap. Géol.* 16, 1–173.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews* 69, 281–306.
- Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., Bader, A.-G., 2016. Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. *Comptes Rendus Geoscience, From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt* 348, 224–235.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the ECORE seismic data to the Pyrenean geology : Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mémoires de la Société géologique de France* 173, 37–52.
- Souriau, A., Chevrot, S., Olivera, C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics* 460, 206–214.
- Vacherat, A., 2014. Inversion of a hyper-thinned margin : thermo-kinematic context and interactions between tectonic and erosion, North-Pyrenees (France) (Thèse). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 408, 296–306.
- Vergés, J., Fernandez, M., Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen : pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 55 – 74.
- Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Grimaud, F., Benahmed, S., Pauchet, H., Martin, R., 2016. The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves, *Geological Society of America*, 44, 6, pp. 475–478.
- Zwart, H.J., 1979. The geology of the central Pyrenees. *Coupes et cartes géologiques en couleur*. *Leidse Geol. Meded.* 50, 1–74.
- Zwart, H.J., 1954. La géologie du massif du Saint-Barthélémy.

## Annexes

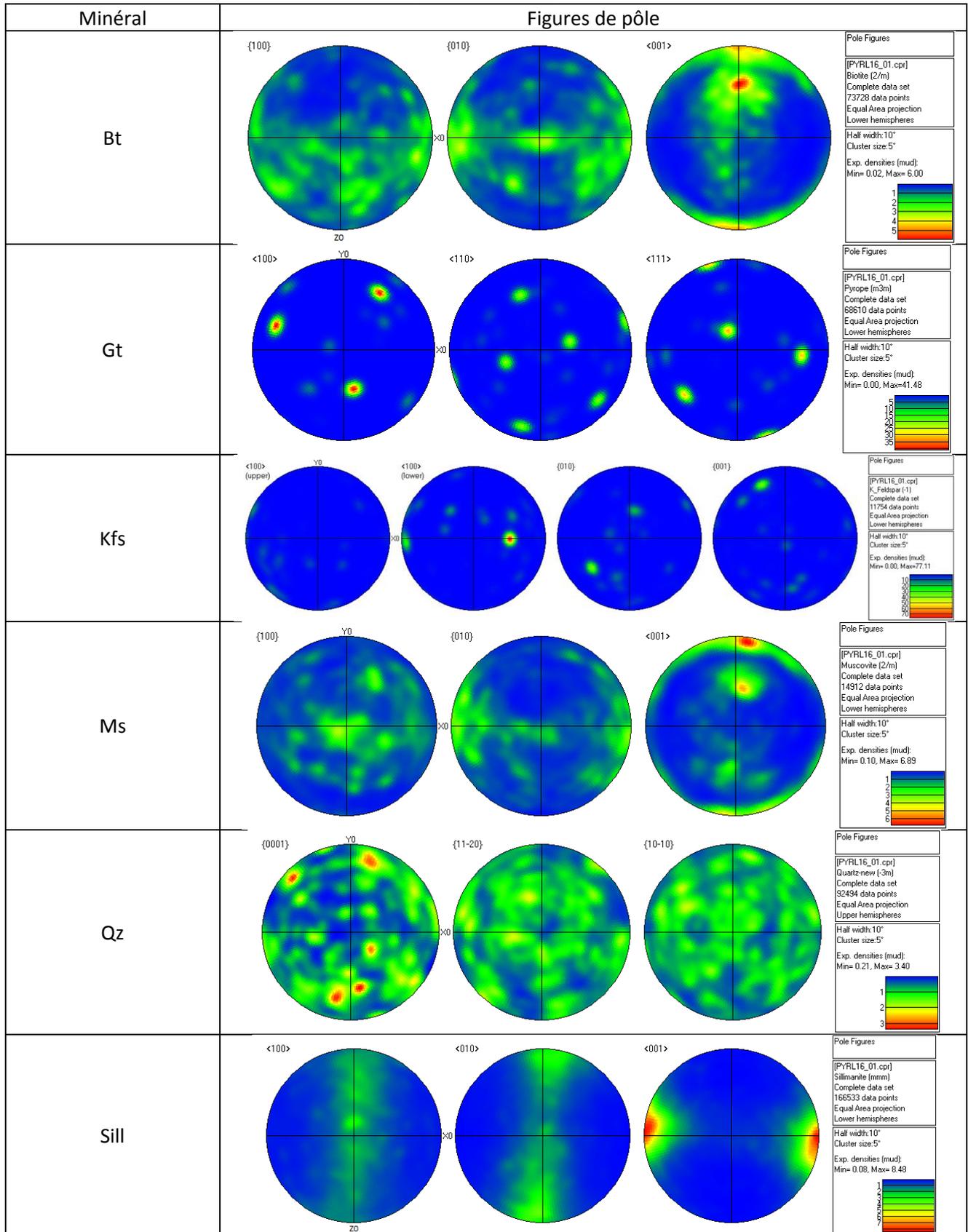
### Légende des levées lithostratigraphiques

	Quartzite
	Micaschiste
	Gneiss
	Migmatite
	Gneiss migmatitique
	Mylonite
	Gneiss à filons pegmatitiques
	Gap
	Chevauchement

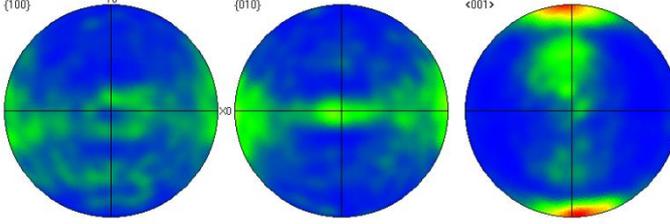
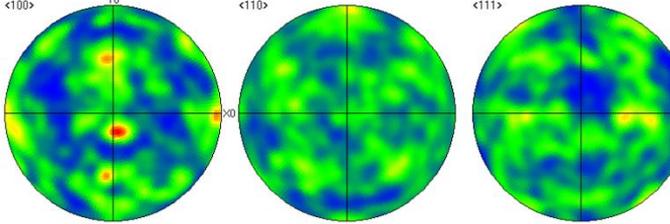
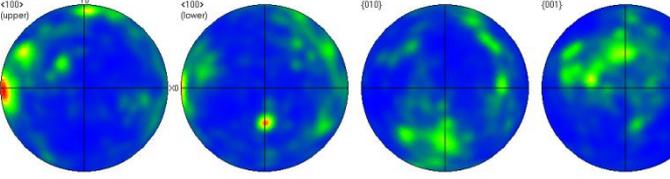
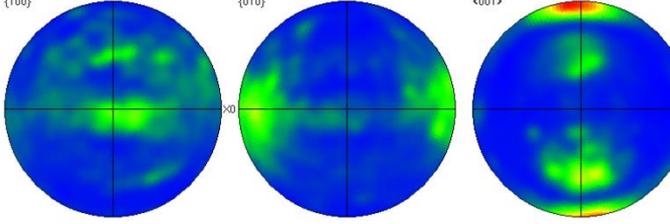
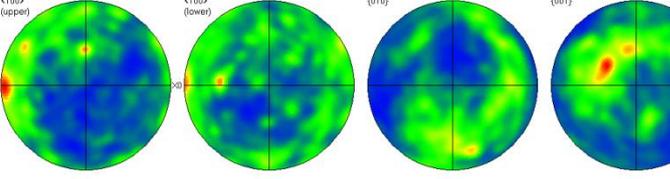
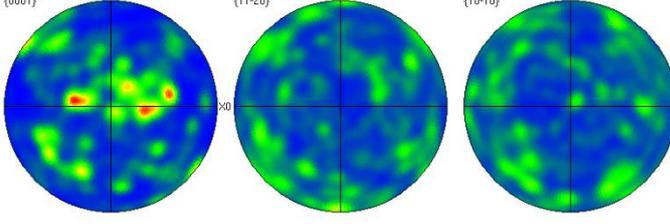
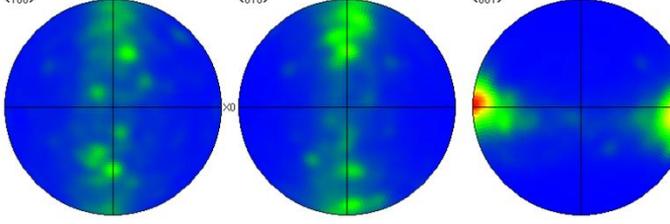


Annexe 2: Légende de phases des trois types de roches identifiés à l'EBS.

**PYRL16\_01**



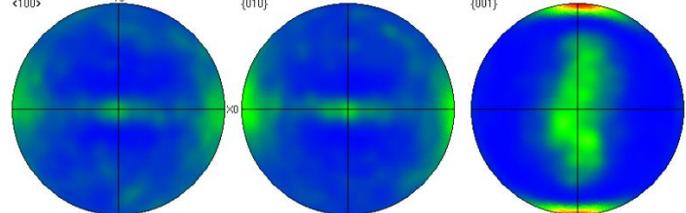
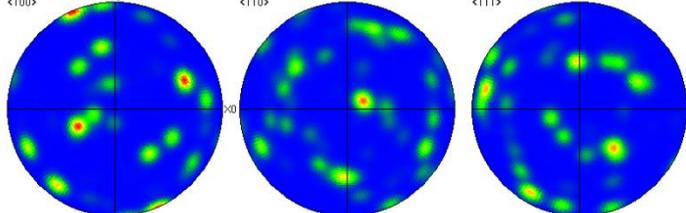
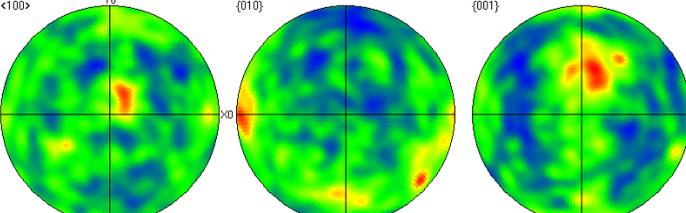
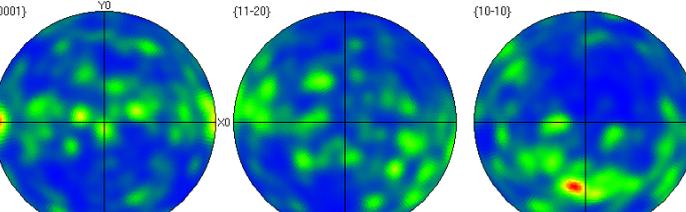
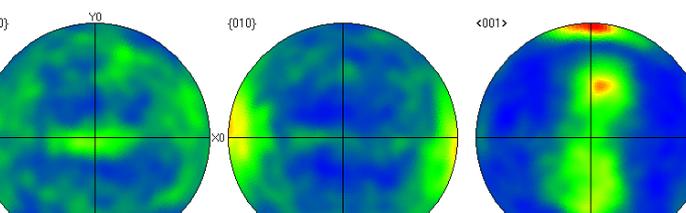
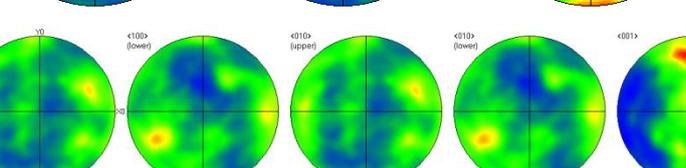
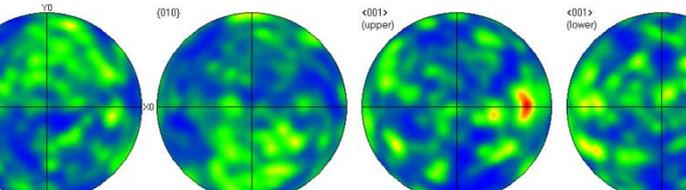
**PYRL16\_03**

Minéral	Figures de pôle
Bt	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] Biotite (2/m) Complete data set 146376 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.02, Max= 7.90</p>
Gt	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] Pyrope (m3m) Complete data set 241 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.02, Max= 3.98</p>
Kfs	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] K-feldspar (1) Complete data set 809792 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.05, Max= 5.74</p>
Ms	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] Muscovite (2/m) Complete data set 30102 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.05, Max= 8.37</p>
Pl	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] Plagioclase (1) Complete data set 112553 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.13, Max= 3.88</p>
Qz	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] Quartz new (3m) Complete data set 242656 data points Equal Area projection Upper hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.08, Max= 6.04</p>
Sill	 <p>Pole Figures [PYRL16_03.cpt] Sillimanite (mmm) Complete data set 44932 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.02, Max= 12.46</p>

**PYRL16\_09**

Minéral	Figures de pôle			
Bt				<p>Pole Figures</p> <p>[PYRL16_09.cpr] Biotite (2/m) Complete data set 22216 data points Equal Area projection Lower hemispheres</p> <p>Half width: 10° Cluster size: 5°</p> <p>Exp. densities (mud): Min= 0.06, Max= 4.31</p>
Gt				<p>Pole Figures</p> <p>[PYRL16_09.cpr] Pyrope (m3m) Complete data set 38119 data points Equal Area projection Lower hemispheres</p> <p>Half width: 10° Cluster size: 5°</p> <p>Exp. densities (mud): Min= 0.04, Max= 11.87</p>
Kfs				
Ms				<p>Pole Figures</p> <p>[PYRL16_09.cpr] Muscovite (2/m) Complete data set 95911 data points Equal Area projection Lower hemispheres</p> <p>Half width: 10° Cluster size: 5°</p> <p>Exp. densities (mud): Min= 0.13, Max= 4.30</p>
Pl				
Qz				<p>Pole Figures</p> <p>[PYRL16_09.cpr] Quartz-new (-3m) Complete data set 210501 data points Equal Area projection Upper hemispheres</p> <p>Half width: 10° Cluster size: 5°</p> <p>Exp. densities (mud): Min= 0.13, Max= 6.55</p>
Sill				<p>Pole Figures</p> <p>[PYRL16_09.cpr] Sillimanite (mmm) Complete data set 476 data points Equal Area projection Lower hemispheres</p> <p>Half width: 10° Cluster size: 5°</p> <p>Exp. densities (mud): Min= 0.00, Max= 6.47</p>

PYRL16 12

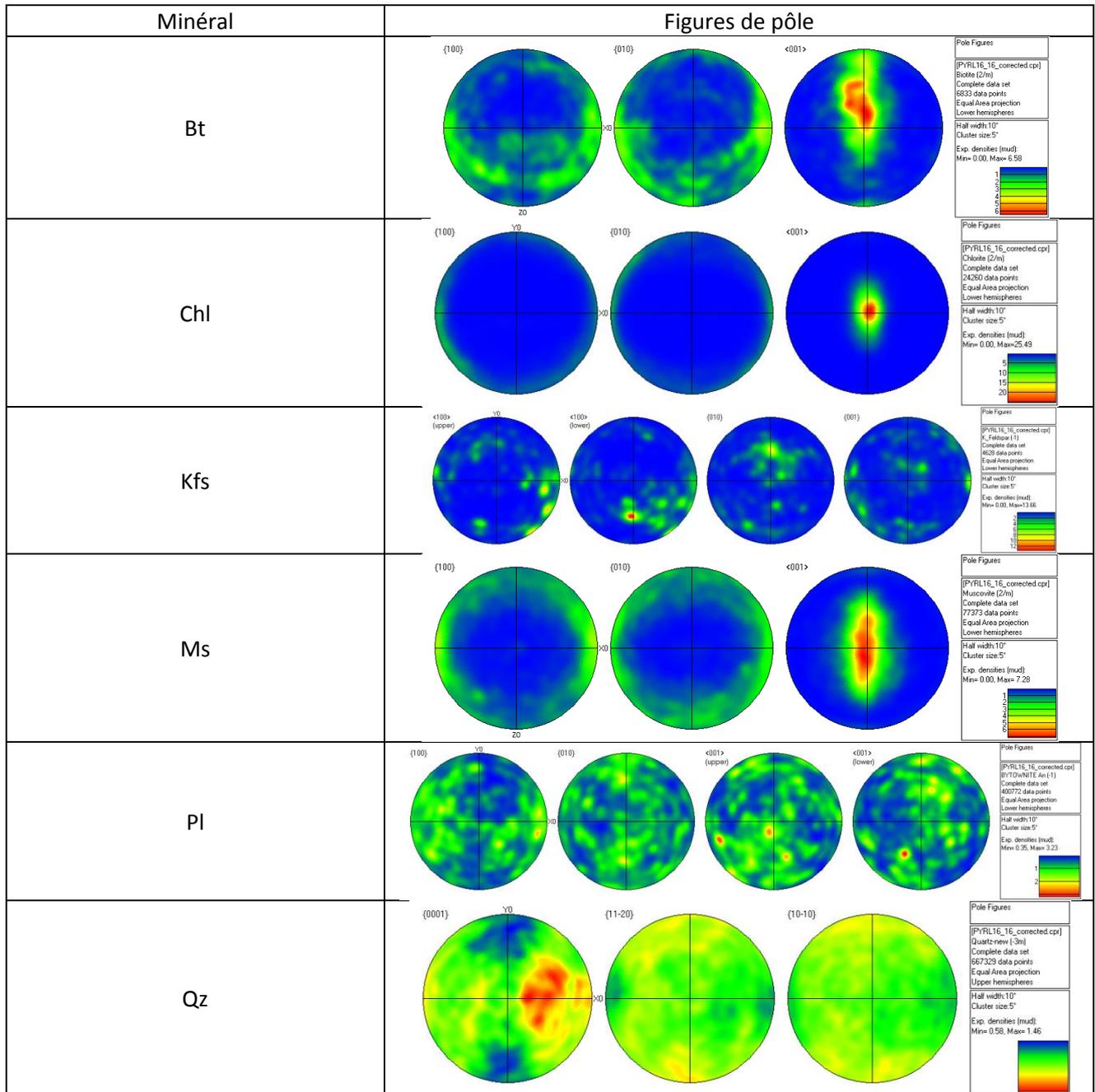
Minéral	Figures de pôle
Bt	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] Biotite (2/m) Complete data set 19602 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.05, Max= 3.71</p>
Gt	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] Pyrope (m3m) Complete data set 2646 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.00, Max= 17.60</p>
Chl	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] Chlorite (2/m) Complete data set 1664 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.09, Max= 3.11</p>
Kfs	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] K_Feldspar (-1) Complete data set 46239 data points Equal Area projection Upper hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.10, Max= 6.60</p>
Ms	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] Muscovite (2/m) Complete data set 6274 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.13, Max= 4.35</p>
Qz	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] Quartz (hex) Complete data set 11674 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.25, Max= 2.91</p>
Pl	 <p>Pole Figures [PYRL16_12.cpr] BYTOWNITE An (-1) Complete data set 105602 data points Equal Area projection Lower hemispheres Half width: 10° Cluster size: 5° Exp. densities (mud): Min= 0.23, Max= 4.10</p>

**PYRL16 15**

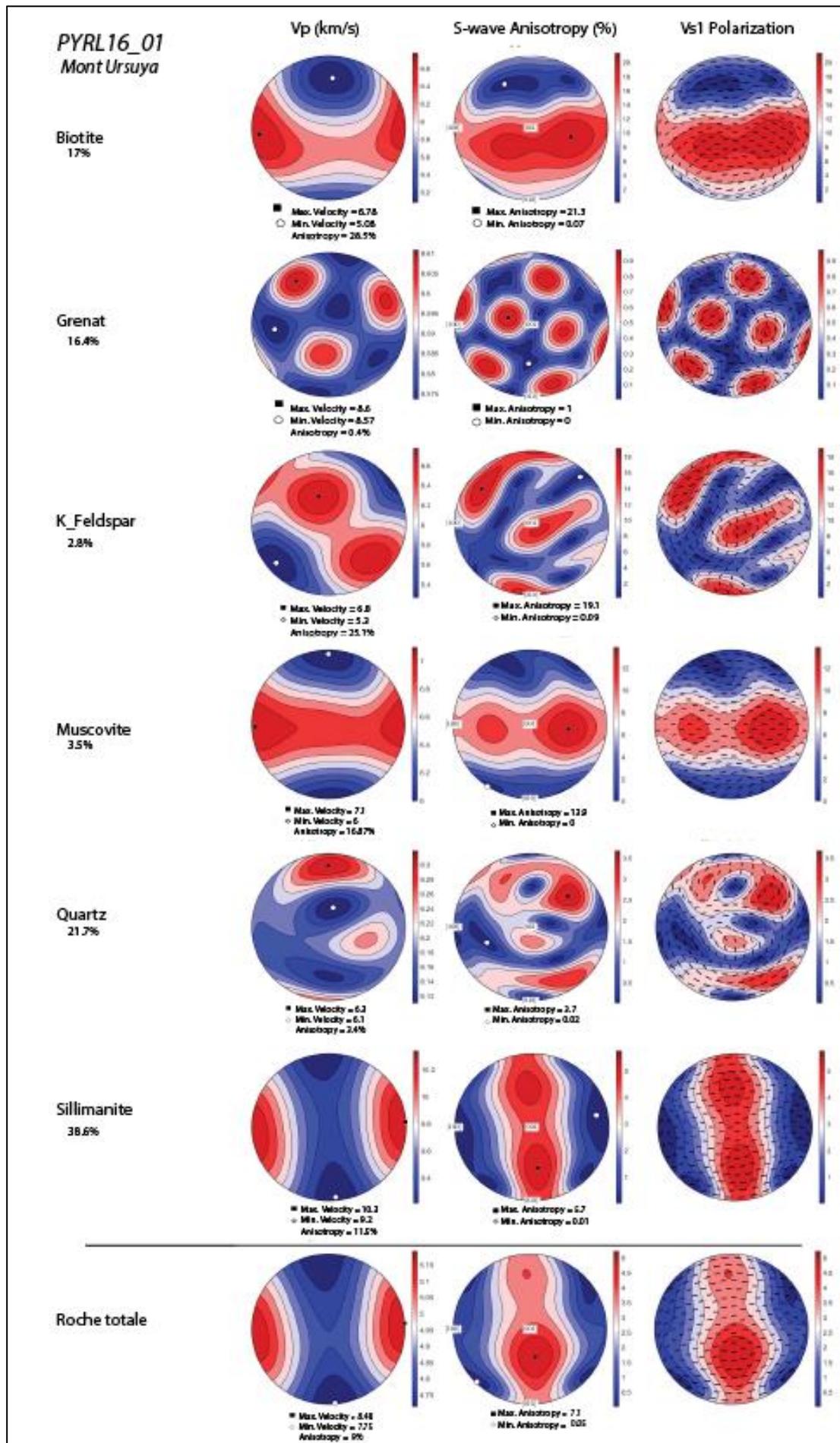
Minéral	Figures de pôle
Bt	
Gt	
Chl	
Kfs	
Ky	
Ms	
Pl	
Qz	
Sill	

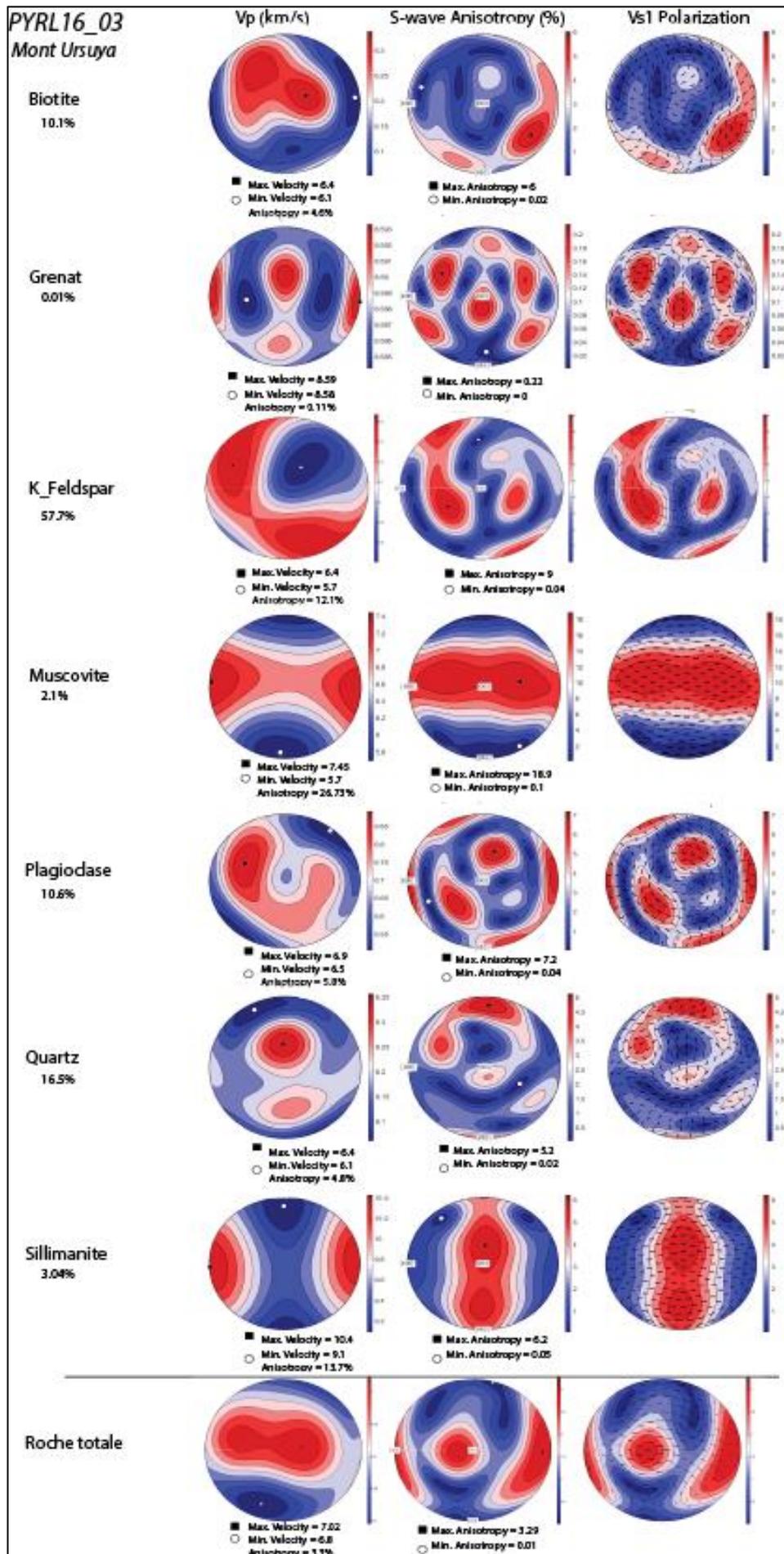


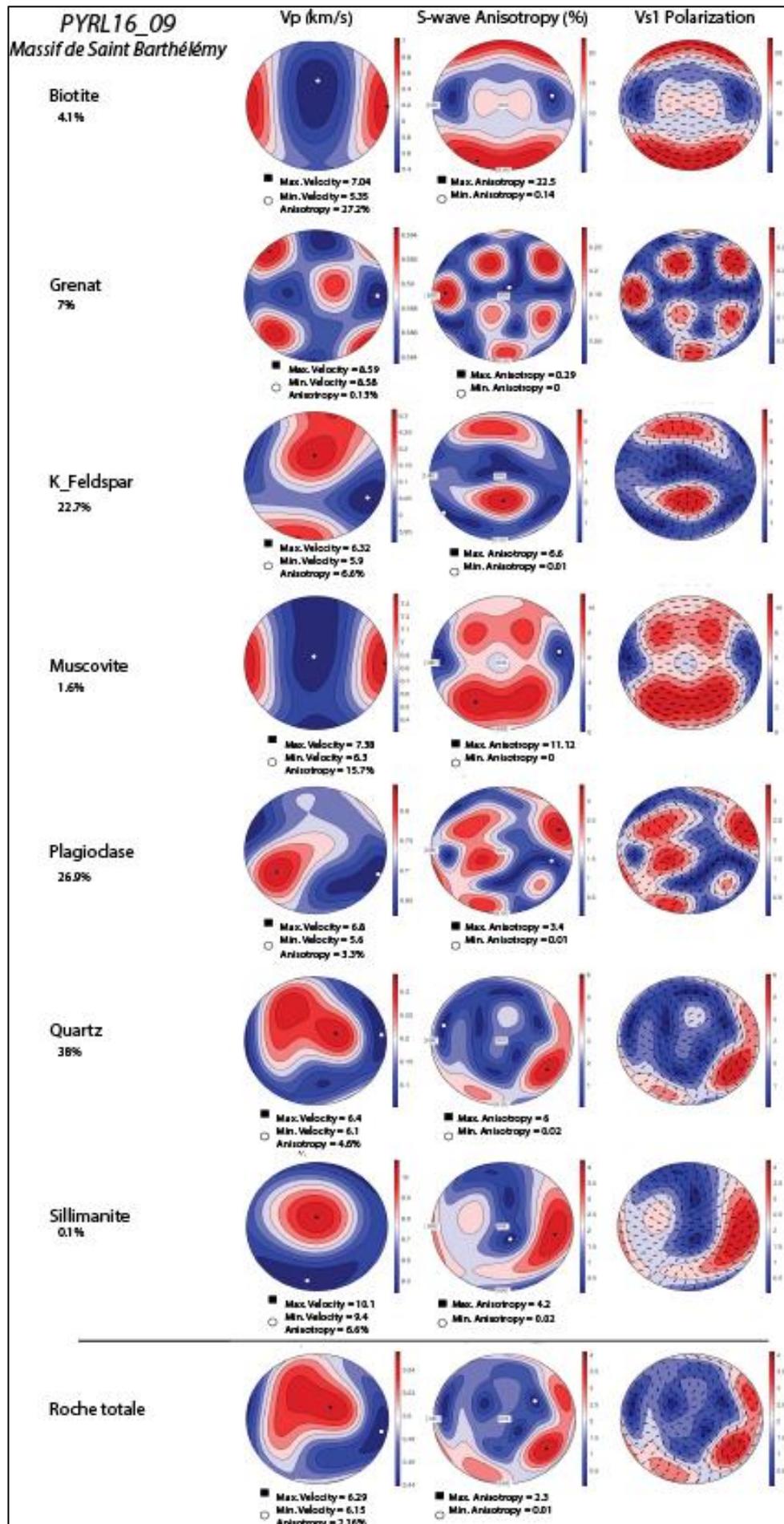
PYRL16 16

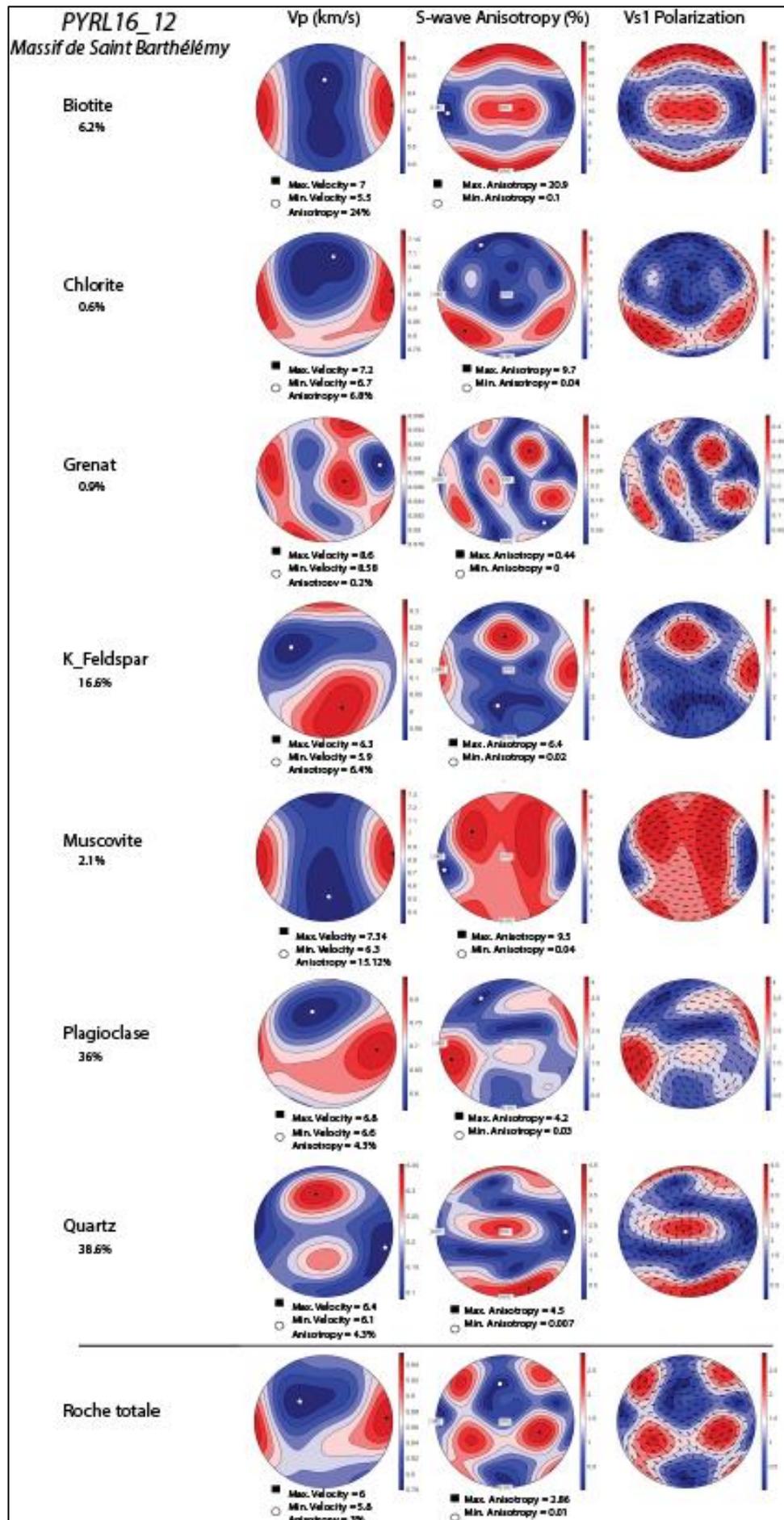


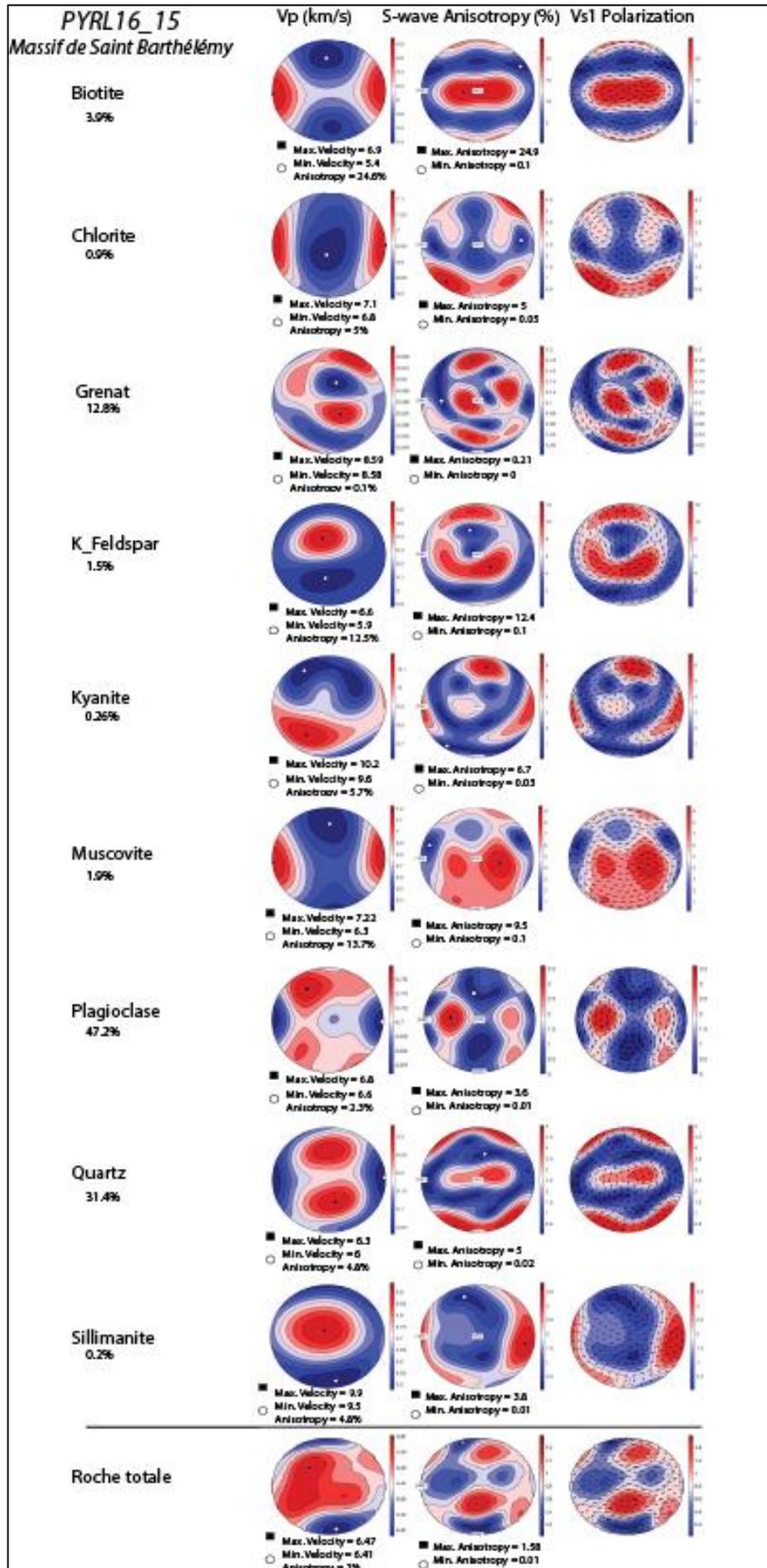
Annexe 3: Figures de pôle de l'ensemble des minéraux constitutifs des échantillons analysés à l'EBS.

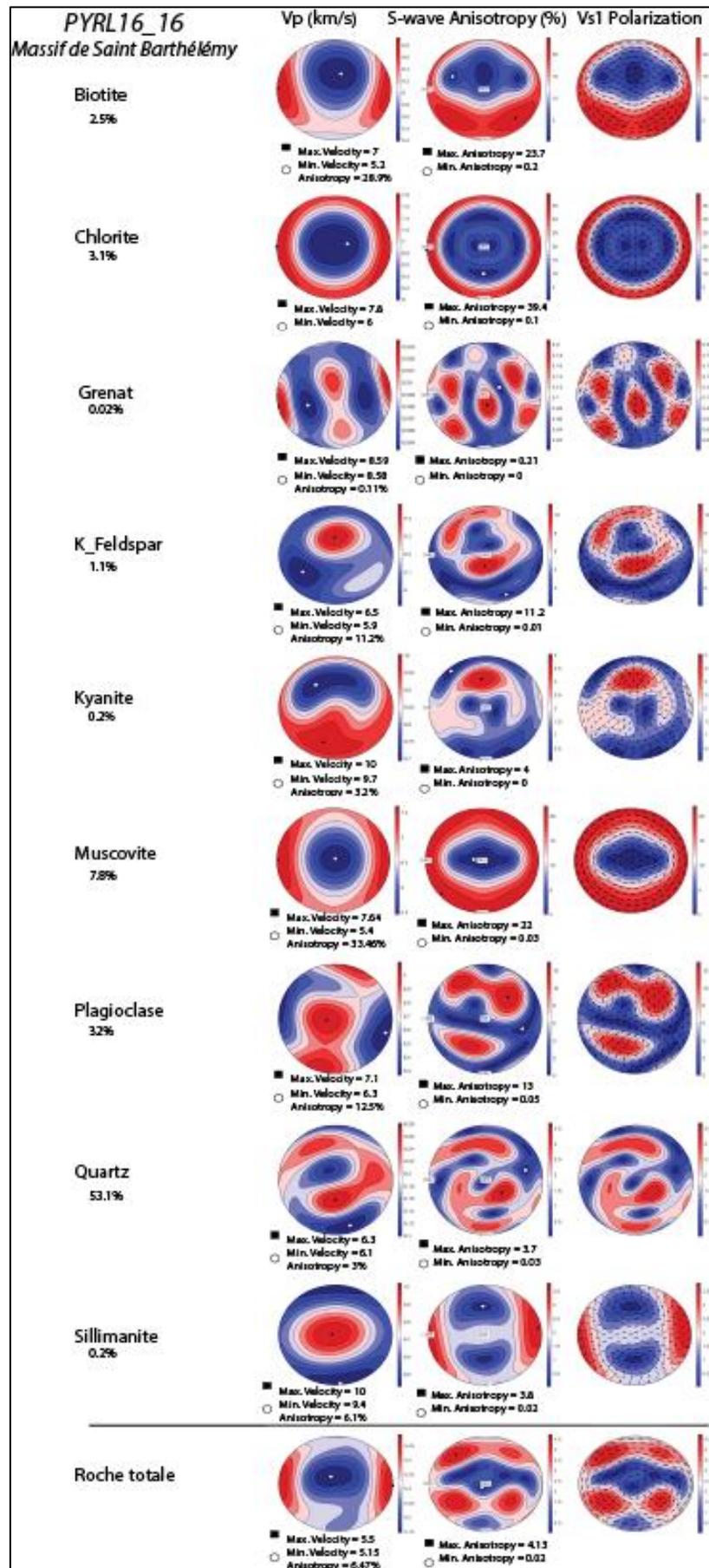












Annexe 4: Tables des vitesses, anisotropies et polarisation sismiques pour les échantillons analysés à l'EBSO.