

## Le métamorphisme barrovien des Pyrénées orientales :

### Réalité ou vœu pieux ?

Exemple du massif du Canigou

Luc de HOÏM de MARIEN

Encadrants: Pavel PITRA (Géosciences Rennes), Jean VAN DEN DRIESSCHE (Géosciences Rennes), Benjamin LE BAYON (BRGM), Florence CAGNARD (BRGM)

Master Sciences de la Terre et de l'Environnement, spécialité Sciences de la Terre – 2015-2016

Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes, Université de Rennes 1

### Résumé

Une étude pétrographique et thermo-barométrique est réalisée dans les métapelites du Canigou (Pyrénées Orientales, France). L'objectif est d'identifier les paragenèses métamorphiques contemporaines des différentes schistosités, de quantifier le pic de pression et déterminer le trajet pression-température-temps (P-T-t). Le trajet prograde est enregistré par la zonation du grenat. Le pic de pression qu'il enregistre est de l'ordre de 7 kbar. La paragenèse à staurolite + grenat indique un pic de température autour de 600°C pour 6,5kbar, soit, un gradient thermique d'environ 30°C/km. Un deuxième événement métamorphique défini par la stabilité de l'andalousite ( $\pm$  grenat) témoigne d'une décompression, entre 3 et 5 kbar, contemporaine du développement de la schistosité régionale. Le gradient thermique lors du second événement métamorphique est de l'ordre de 60°C/km. Si le grenat est considéré absent lors de cet événement le trajet P-T-t est de type horaire, caractérisé par une décompression globalement isothermale. Au contraire, si le grenat est considéré stable, le trajet P-T-t est polycyclique. Dans ce deuxième cas, l'érosion contribue à l'exhumation mais quelque soit l'hypothèse, l'essentiel de la décompression est d'origine tectonique.

Mots clés : Pyrénées-Orientales, métamorphisme barrovien hercynien, porphyroblastes syntectoniques, trajet pression-température.

### Abstract

A petrographic and metamorphic petrology study is achieved on metapelites from the Canigou Massif (Eastern-Pyrenees, France). Our goal is to link schistosity with metamorphic assemblages, to quantify metamorphic peak pressure and identify their P-T-t path during Variscan Orogeny. Prograde P-T path is recorded by zonation in garnet indicating a peak pressure of 7kbar. The stable assemblage garnet + staurolite record a peak temperature of 600°C with a pressure about 6.5kbar. Thermal gradient in the continental crust during this medium pressure metamorphic event is about 30°C/km. A second metamorphic event is defined by the stability of andalousite ( $\pm$ garnet). This metamorphism is associated with a decompression about 3kbar to 5kbar coeval with regional schistosity development. Thermal gradient during this metamorphic event is about 60°C/km. Depending on interpretation about the stability of garnet, the P-T path is either defined by an isothermal decompression (i.e. clockwise P-T path) or by a polycyclic path. In both case decompression is tectonically induced although erosion is inferred to be involved in the latter case.

Key words: Eastern-Pyrenees, hercynian barroviaan metamorphism, syndeformational porphyroblast, P-T-t path.

## Table des matières :

<b>1. Introduction</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Contexte géologique</b> .....	<b>2</b>
<b>3. Cadre structural</b> .....	<b>5</b>
<b>4. Pétrographie et chimie minérale</b> .....	<b>7</b>
<b>5. Modélisation thermo-barométrique</b> .....	<b>12</b>
<b>6. Conclusions</b> .....	<b>20</b>
<b>7. Références</b> .....	<b>22</b>

### 1. Introduction

Les roches métamorphiques subissent des variations de pression et de température qui sont enregistrées par des changements minéralogiques et des variations de composition des minéraux. Le métamorphisme régional, est contemporain de déformations, par conséquent, faire le lien entre la déformation et la croissance des minéraux permet de contraindre le contexte géodynamique des événements tectono-métamorphiques.

Le métamorphisme régional hercynien des Pyrénées est principalement caractérisé par des minéraux typiques du métamorphisme de haute température et de basse pression (HT-BP). Il a fait l'objet de plusieurs études dans la zone axiales (e.g. Zwart, 1979 ; Gibson et Bickle, 1994). Le métamorphisme HT-BP est commun dans la chaîne hercynienne; il est généralement précédé d'un métamorphisme de plus haute pression. Ce dernier ne fait pas défaut aux Pyrénées. En effet, Azambre et Guitard (2001) et les références qu'ils citent, décrivent du disthène, un minéral généralement attribué au métamorphisme barrovien, dans plusieurs massifs de la zone axiale (i.e. Canigou, Albères, Aston) et de la zone nord (i.e. Agly, Saint-Barthélemy, Castillon) des Pyrénées. Néanmoins, aucune étude quantitative n'a été réalisée dans la zone axiale pour quantifier les conditions de pression et de température de cet épisode métamorphique.

Le lien entre la schistosité régionale et le métamorphisme de HT-BP est connu (Zwart, 1962 ; Gibson, 1991 ; Gibson 1992). Néanmoins, l'interprétation du contexte géodynamique dans lequel se produisent les déformations et le métamorphisme est sujette à controverse. En effet, selon les interprétations, la schistosité régionale serait produite en extension, (e.g. Gibson, 1991 ; Vissers, 1992), ou en régime transpressif (e.g. Carreras and Capella, 1994 ; Druguet 2001 ; Denèle et al. 2007 ; Vilà et al. 2007).

Par conséquent, cette étude a pour objectif de définir le trajet Pression-Température-temps (P-T-t) de micaschistes échantillonnés dans le massif du Canigou. Pour cela, nous avons identifié et établi le lien entre les structures aux échelles du massif et des lames minces. Nous avons ensuite identifié les paragenèses métamorphiques contemporaines du développement de schistosités et définis la séquence de cristallisation des minéraux. Cette étude pétrographique, couplée l'analyse chimique de minéraux et de roches a permis de calculer et d'interpréter des diagrammes pression-température (P-T) et d'identifier les conditions du métamorphisme hercynien dans les Pyrénées.

## 2. Contexte géologique

### *Structure des Pyrénées*

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes mise en place au cours du cycle alpin entre le Crétacé et l'Oligocène (e.g. Choukroune, 1992). Elles sont constituées de deux bassins d'avant pays, les bassins d'Aquitaine et de l'Ebre qui se situent respectivement au nord et au sud de la chaîne (Figure 2). Le Bassin de l'Ebre est chevauché depuis le Nord par un ensemble de nappes composées de sédiments méso-cénozoïques qui constituent la Zone Sud Pyrénéenne. Le Bassin d'Aquitaine est chevauché depuis le sud par la Zone Nord Pyrénéenne. Cette dernière est constituée de massifs paléozoïques métamorphiques et de séries sédimentaires paléozoïques et mésozoïques. Le métamorphisme pyrénéen majeur de haute température et très basse pression est étroitement associé à du manteau exhumé et affecte une étroite bande de sédiments mésozoïques de la Zone Nord Pyrénéenne le long de la Faille Nord Pyrénéenne (Zwart, 1986 ; Choukroune, 1989). La Faille Nord Pyrénéenne permet à la Zone Axiale de chevaucher la Zone Nord Pyrénéenne depuis le sud. La zone axiale est essentiellement constituée de roches sédimentaires et magmatiques paléozoïques dont l'empreinte alpine est considérée limitée (e.g. Choukroune, 1992).

### *Place des Pyrénées dans la chaîne hercynienne*

Les reconstructions paléogéographiques placent les Pyrénées en face de la côte atlantique française actuelle au cours du Paléozoïque (e.g. Arthaud et Matte, 1975). L'Ibérie a subi une rotation et une translation de plusieurs centaines de kilomètres vers le sud-est le long de la Faille Nord Pyrénéenne au cours du Crétacé supérieur.

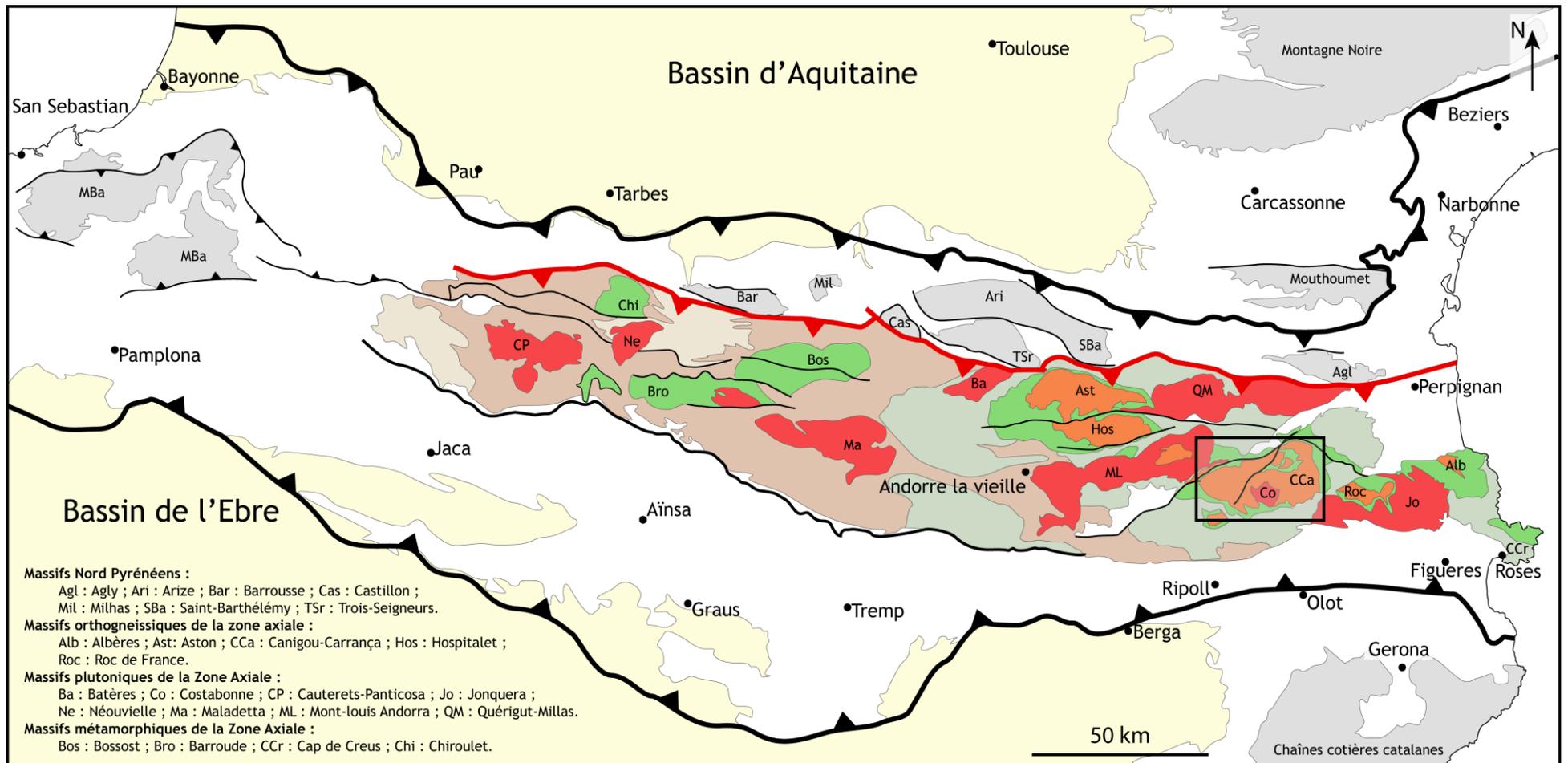
### *Principales caractéristiques géologiques de l'histoire hercynienne des Pyrénées*

La zone axiale est caractérisée par une dichotomie structurale et métamorphique entre deux niveaux structuraux (Zwart, 1979). Le niveau supérieur est caractérisé par une schistosité orientée NE-SW à EW, subverticale, et plan axial de plis droits à axe subverticaux. Le niveau inférieur est défini par une schistosité supposée initialement subhorizontale (e.g. Denèle et al. 2014). Cette schistosité est plissée et constitue des massifs en forme de dômes allongés selon une orientation E-W (Figure 2). Ces dômes sont constitués d'orthoïss ordoviciens mis en place dans une série pélitique précambrienne à ordovicienne (Deloule et al. 2002).

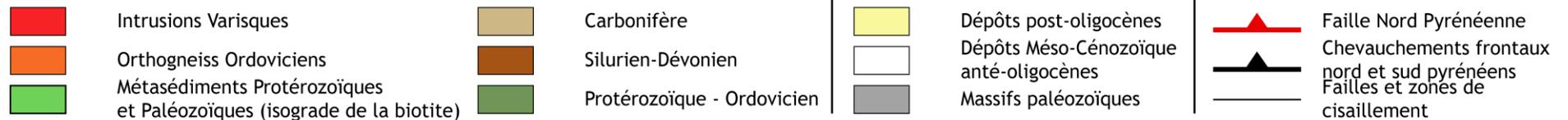
La transition entre les niveaux structuraux coïncide avec l'isograde de la biotite du métamorphisme régional HT-BP (Zwart, 1986). Le métamorphisme est caractérisé par un gradient thermique important entre 50°C et 100°C (Guitard et al. 1995). L'intrusion de granitoïdes, formant aussi des massifs allongés dans une direction E-W, accompagne ce métamorphisme (Zwart, 1979).

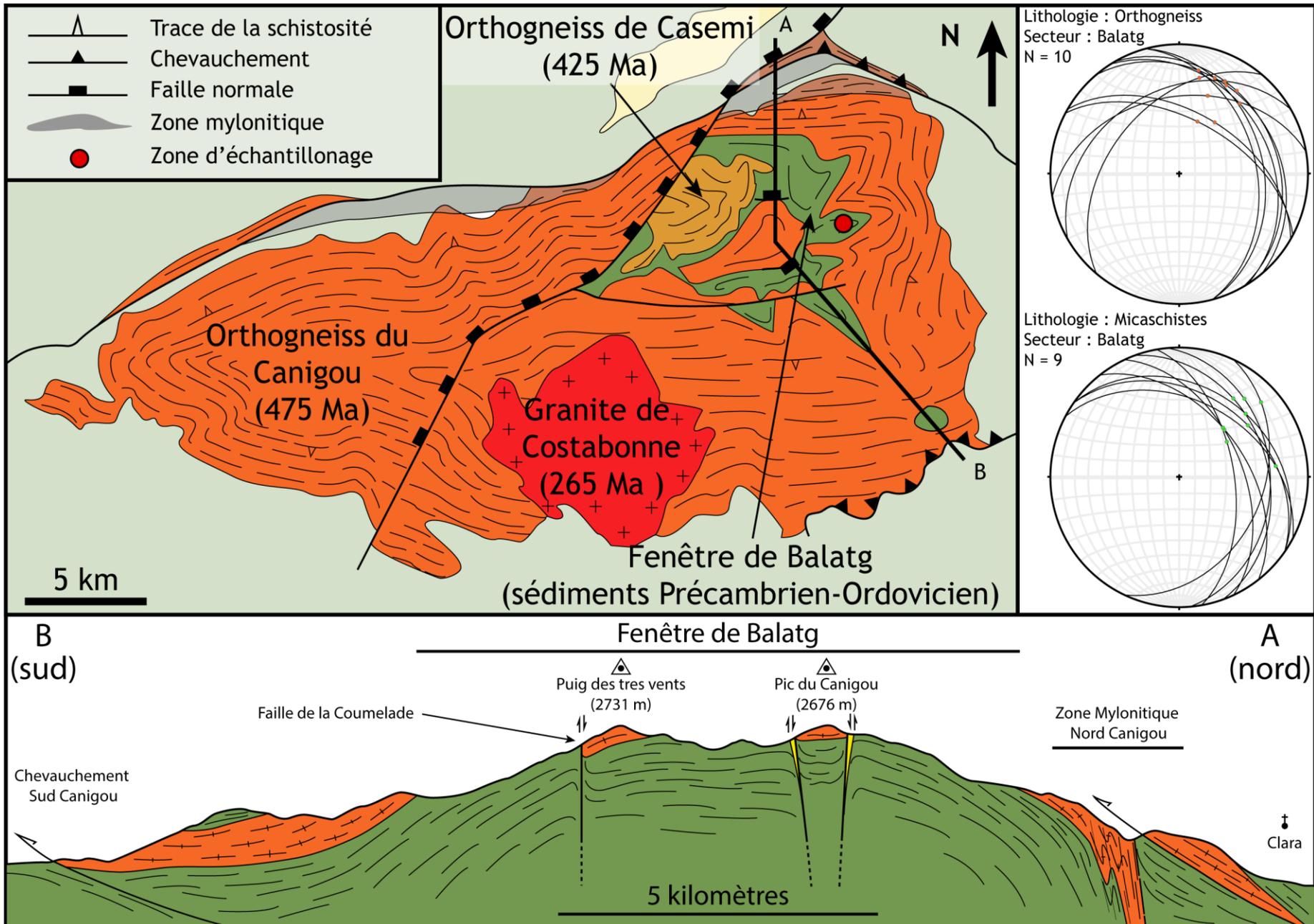
Figure 2 : (Page 3) Carte de la zonation structurale des Pyrénées, des massifs paléozoïques régionaux et du métamorphisme dans la zone axiale (d'après Debon et Guitard, 1995). Le Cadre noir représente l'emprise de la figure 2.

Figure 1 : (Page 4) Carte de la trajectoire de la foliation dans le Massif du Canigou (d'après la carte géologique de la France au 1.000 000°), coupe schématique du Canigou et stéréogrammes de la foliation et de la linéation dans les micaschistes et les orthoïss du secteur de Balatg.



### Zone axiale





### *Structure et métamorphisme du Canigou*

Le Canigou est un massif d'orthogneiss en forme de dôme de foliation (Figure 1 - carte). Le protolithe de cet orthogneiss est un laccolithe de granite rapakivi qui s'est mis en place à l'ordovicien (475 Ma) dans une série sédimentaire d'âge précambrien à ordovicien (Barbey et al. 2001).

Le métamorphisme principal dans le massif du Canigou est du type HT-BP et présente une zonation du cœur vers l'extérieur du massif (Guitard et al. 1995) : (1) zone à sillimanite, (2) zone à andalousite, (3) zone à cordiérite, (4) zone à biotite, (5) zone à chlorite. Ce métamorphisme est accompagné du développement de la schistosité régionale dans les micaschistes (Gibson 1991). Le pic de température lors de ce métamorphisme dans la zone à sillimanite est estimé par le même auteur autour de 725°C pour 4,5 kbar, ce qui définit un gradient thermique de l'ordre de 50°C/km.

Suite à la découverte de cristaux de disthène, Azambre et Guitard (2001) estiment que ce métamorphisme est précédé par un épisode de moyenne pression. Le pic de pression de cet événement est estimé autour de 5 à 6 kbar sur la base de l'association du disthène et du staurotide.

### **3. Cadre structural**

L'enveloppe du massif du Canigou est essentiellement constituée d'orthogneiss. Au cœur du massif, la série sédimentaire dans laquelle le protolithe de ces orthogneiss s'est mis en place affleure à la faveur d'une boutonnière communément désignée comme la « Fenêtre de Balatg ».



Figure 3 : Principales caractéristiques macroscopiques des orthogneiss. A droite : Photographie d'un orthogneiss ocellé à texture rapakivi. Les feldspaths présentent des cœurs sombres. A gauche : Photographie d'un affleurement d'orthogneiss ocellé. La schistosité 2 domine la morphologie de l'affleurement.

Le faciès principal des orthogneiss présente des yeux de feldspaths parfois pluri-centimétriques dans une matrice à grain millimétrique à pluri-millimétrique (Figure 3). D'autres faciès montrent une matrice plus fine, avec (<0,5cm) ou sans yeux et plus ou moins riches en biotite. Un troisième faciès est représenté par des orthogneiss leucocrates, généralement très fins, avec des cristaux de quartz bleutés.

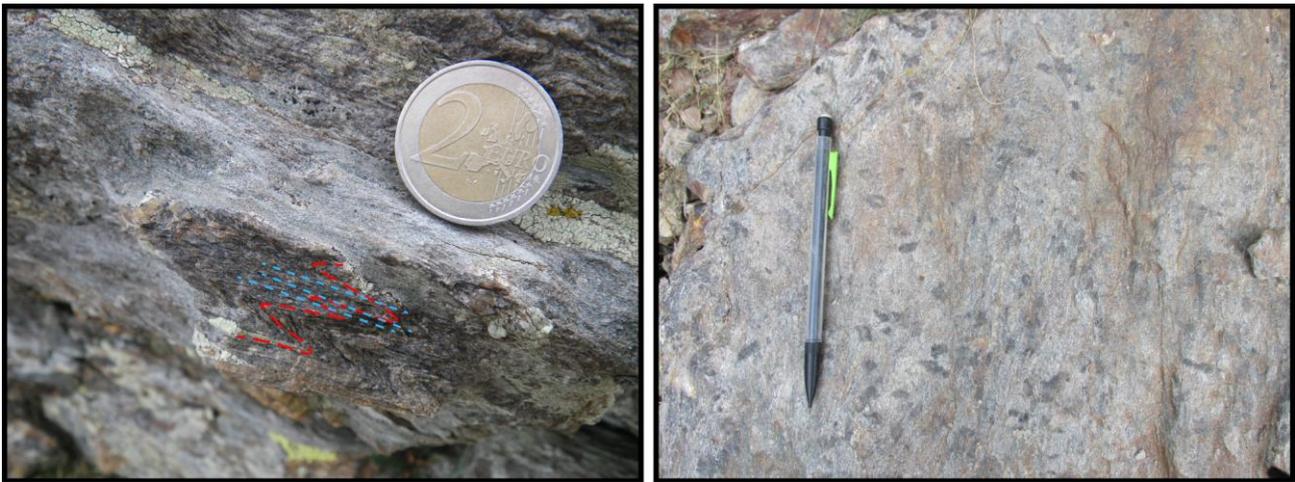


Figure 4 : Principales caractéristiques structurales macroscopiques des micaschistes de Balatg. A gauche : Schistosité 1 plissée (en rouge) et développement d'une schistosité 2 de plan axial subhorizontale (en bleu). A droite : porphyroblastes d'andalousite dans le plan de schistosité 2.

Dans les micaschistes, les niveaux de composition pélitiques sont constitués de micas blancs, de biotite et parfois de chlorite. Ils contiennent des porphyroblastes de grenat ou d'andalousite englobés par les micas. Les porphyroblastes d'andalousite se présentent sous la forme de cristaux de forme oblongue (Figure 4). Ces porphyroblastes sont drapés par la schistosité majeure.

La foliation dans les orthogneiss est définie par l'alternance de niveaux à quartz et feldspaths, et de niveaux micacés. Les plans de foliations portent une linéation NE-SW essentiellement définie par l'orientation préférentielle des feldspaths et parfois leur étirement. Localement, la fabrique de la roche est linéaire. Les critères de sens de cisaillement sont principalement définis, d'une part par l'asymétrie de l'étirement des feldspaths et des ombres de pressions autour de ceux-ci, et d'autre part, par la présence de bandes de cisaillement.

Dans la fenêtre de Balatg, la schistosité des micaschistes est parallèle à celle des orthogneiss (Figure 1 - stéréogrammes). A l'échelle de l'affleurement, le contact entre les micaschistes et les orthogneiss est systématiquement parallèle à la foliation. La schistosité majeure dans les micaschistes est définie par l'orientation préférentielle des micas. Cette schistosité replisse une schistosité 1 qui transpose le litage sédimentaire initial, défini par l'alternance de niveaux pélitiques et quartzo-feldspathiques (Figure 4). Lorsqu'elle est visible, la linéation portée par les plans de schistosité 2 correspond à une linéation d'intersection avec la schistosité 1. Elle est parallèle aux axes de plis qui affectent la schistosité 1 et à la linéation d'étirement dans les orthogneiss.

Dans les micaschistes, la schistosité régionale correspond à la schistosité 2. Dans les orthogneiss on observe généralement qu'une seule foliation parallèle à la schistosité 2 des micaschistes. L'observation locale de plis isoclinaux dans les orthogneiss et de linéations d'intersections parallèles à l'étirement, dans la foliation majeure, montre que celle-ci correspond, comme dans les micaschistes, à une seconde déformation.

La schistosité 2 souligne la forme en dôme du massif. Elle est faiblement pentée ( $15^\circ$  vers le nord) sur le pic du Canigou (i.e. au cœur du massif) et plus fortement pentée vers l'extérieur du massif (Figure 1 - coupe).

Au sud du massif, la schistosité est pentée vers le sud, à l'est, elle est pentée vers l'est et au nord, elle est pentée vers le nord. Dans tous les cas, son pendage est compris entre 30° et 50°.

Sur les bords nord et sud du dôme, la schistosité est reprise dans des zones de cisaillement. Au nord, la zone de cisaillement, en faciès schiste vert, se développe sur une épaisseur de près d'un kilomètre. Son pendage est de 80° vers le nord et présente un gradient de déformation vers le nord jusqu'à des faciès mylonitiques à ultra-mylonitiques. Au sud, la zone de cisaillement est beaucoup plus étroite (i.e. quelques mètres) et met en contact les orthogneiss avec la série de micaschistes de la zone à chlorite.

#### 4. Pétrographie et chimie minérale

L'étude pétrographique est réalisée à partir de l'observation de lames minces de roches au microscope optique. Elle consiste à décrire les relations texturales entre les différents minéraux et leurs relations respectives avec les déformations. L'ordre d'apparition des minéraux (i.e. la séquence de cristallisation) et le lien avec la déformation sont définis sur la base de ces observations.

La chimie des minéraux est déterminée à partir d'analyses ponctuelles acquises avec une microsonde électronique Cameca SX50 (Microsonde Ouest, Brest). Pour compléter les données, certaines analyses ponctuelles ont été acquises au microscope électronique à balayage JEOL JSM 7100F (Centre de Microscopie Electronique à Balayage et microAnalyse, Université de Rennes 1). Ces analyses permettent de mettre en évidence, d'une part la différence de composition chimique des cristaux dans des positions texturales différentes, et d'autre part la zonation chimique d'un cristal. Un tableau d'analyses représentatives est disponible à la fin du document.

Les abréviations utilisées sont : XMg = Mg/(Fe+Mg), Alm : almandin, XAlm = Fe/(Fe+Mg+Ca+Mn), Prp : pyrope, XPrp = Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn), Grs : grossulaire, XGrs = Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn), Sps : spessartine, XSps = Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn), XNa = Na/(Ca+Na+K), Xilm = Fe/(Fe+Mn), XAn = Ca/(Ca+Na+K) ; pfu : *per formula unit* ; g : grenat, st : staurotide, and : andalousite, ky : disthène, and : andalousite, cd : cordiérite, bi : biotite, mu : muscovite, pa : paragonite, ma : margarite, ep : épidote, all : allanite, cz : clinozoïsite pl : plagioclase, ksp : feldspath potassique, q : quartz, ilm : ilménite, mt : magnétite, ru : rutile.

##### *Micaschistes*

Parmi les échantillons prélevés, trois (LH1B, LH3, LH16) ont fait l'objet d'analyses chimiques et d'une estimation des pressions et des températures. Ces micaschistes ont été prélevés dans la même unité structurale, sur une surface restreinte (<500 m<sup>2</sup>) et sont logiquement supposés avoir subi les mêmes conditions P-T. Ils ont été prélevés dans des métapélites dont la composition chimique varie peu. Comme l'apparition des minéraux du métamorphisme dépend des conditions P-T et de la chimie de la roche, on s'attend à des différences pétrographiques ténues. Ainsi, pour éviter une description redondante, tous les échantillons sont décrits comme un ensemble. Les quelques différences sont clairement spécifiées et la séquence de cristallisation déduite de la description pétrographique est précisément définie par échantillon dans la Figure 6.

Ces micaschistes sont caractérisés par la présence de porphyroblastes d'andalousite (0,5-1cm ; planche de photographie des textures, photo 4). On retrouve en lame mince les déformations observées à l'affleurement. La schistosité principale est définie par l'alignement de la biotite (0,5-1mm ; XMg : 0,43-0,39 ; Ti : 0,09-0,11pfu ; Al : 1,77-1,88pfu), de la muscovite (0,5-1mm ; XNa : 0,11-0,13 ; Si : 2,98-3,07pfu) et de l'ilménite (0,1mm ; XIlm : 0,90-0,99). La chlorite (<0,5mm ; XMg : 0,55-0,62 ; Al : 2,55-3,00pfu) remplace localement la biotite. La schistosité correspond à la schistosité régionale (schistosité 2) et drape les porphyroblastes d'andalousite qui contiennent la muscovite et la biotite (0,1-1mm ; XMg : 0,45-0,37 ; Ti : 0,09-0,17pfu ; Al : 1,79-1,96pfu) en inclusions orientées selon la schistosité 2. La taille de ces inclusions croît du cœur de l'andalousite vers sa bordure (de 0,1mm à 1mm).

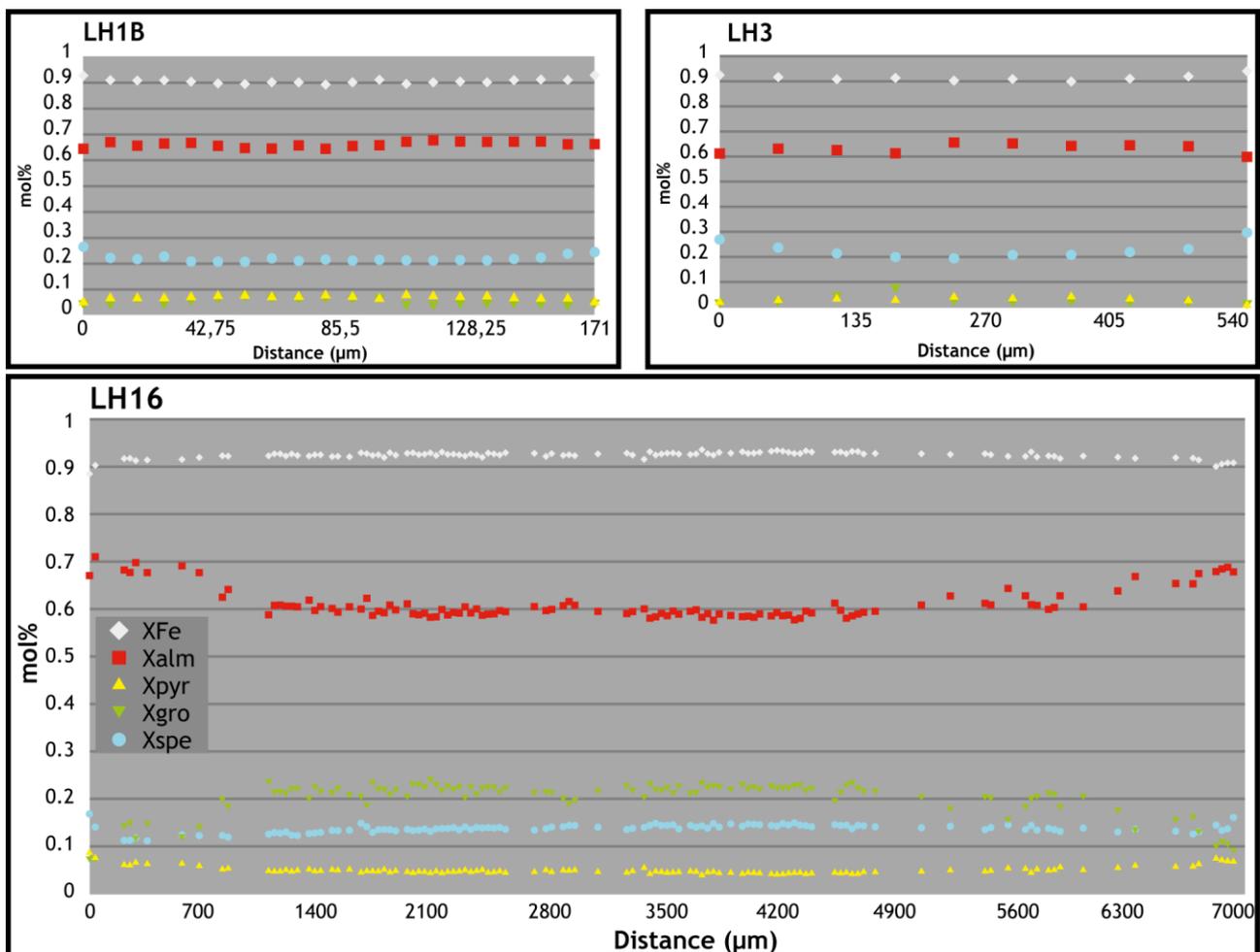
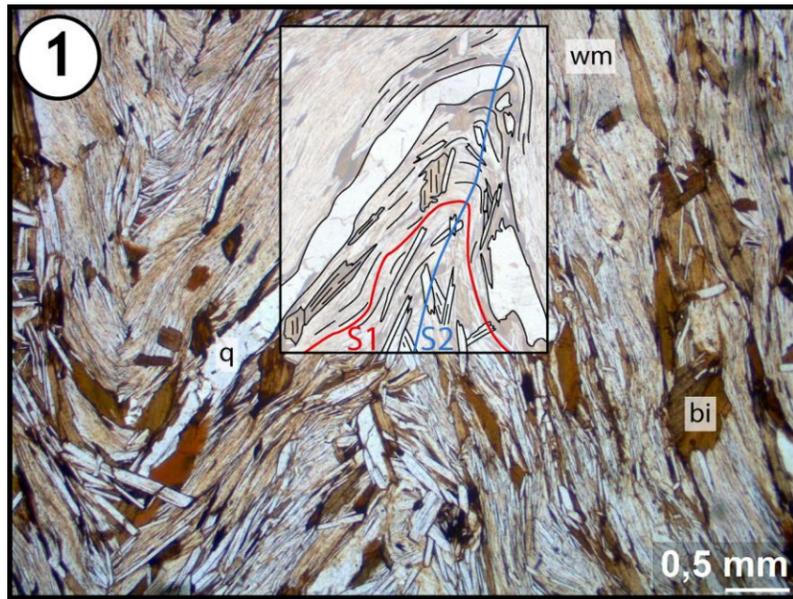
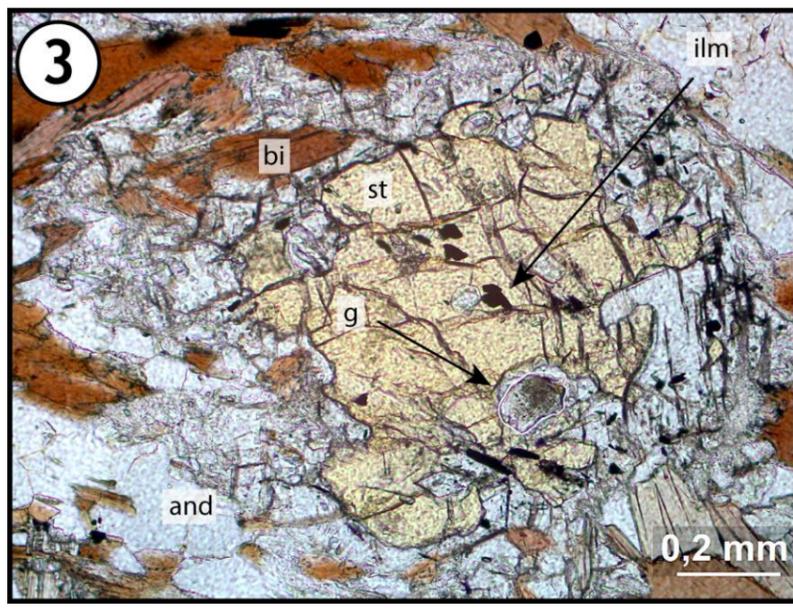
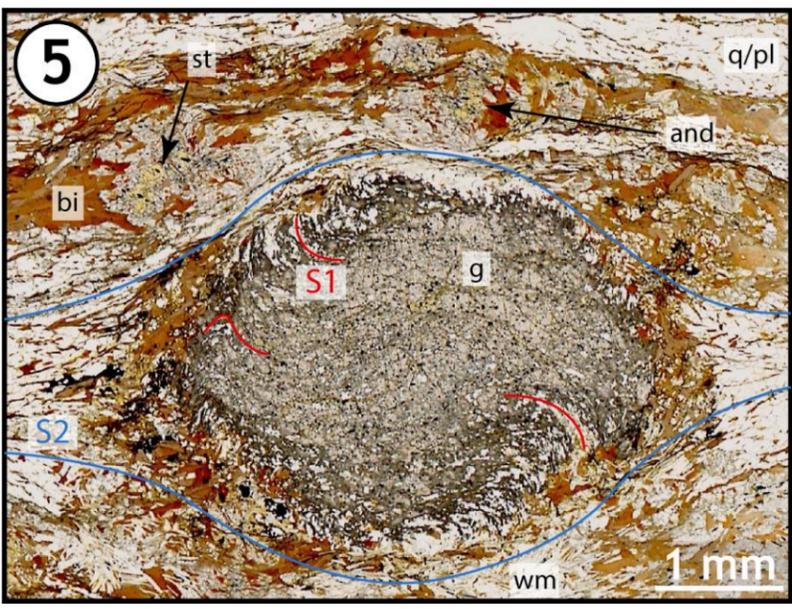
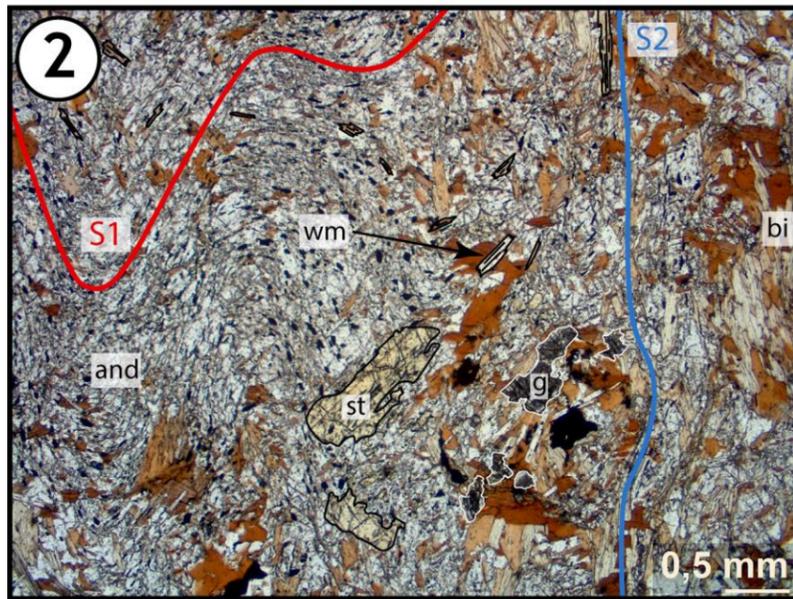
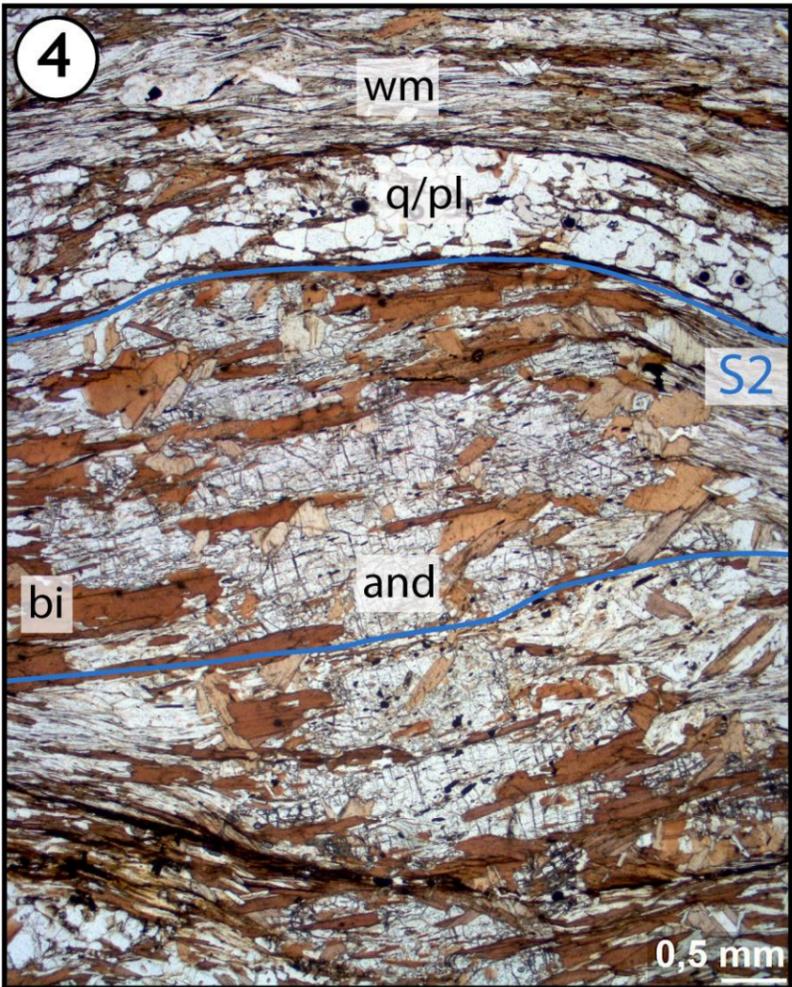


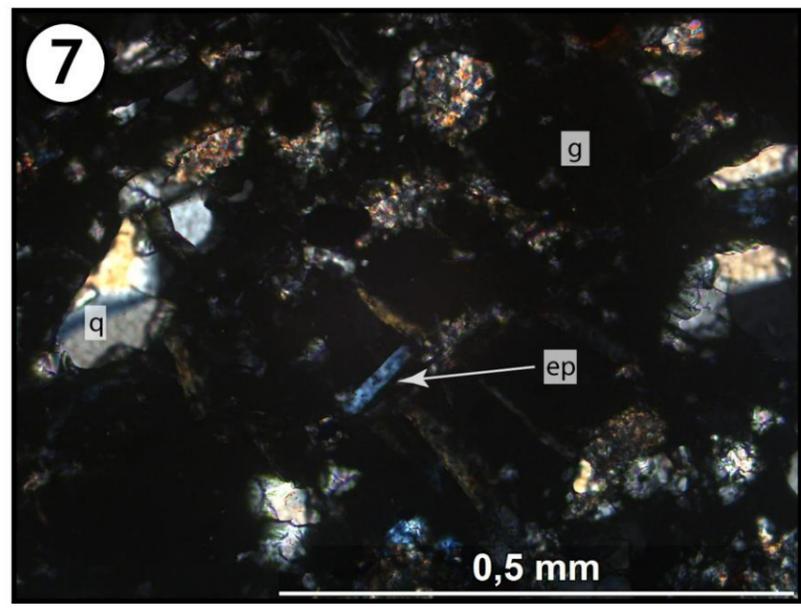
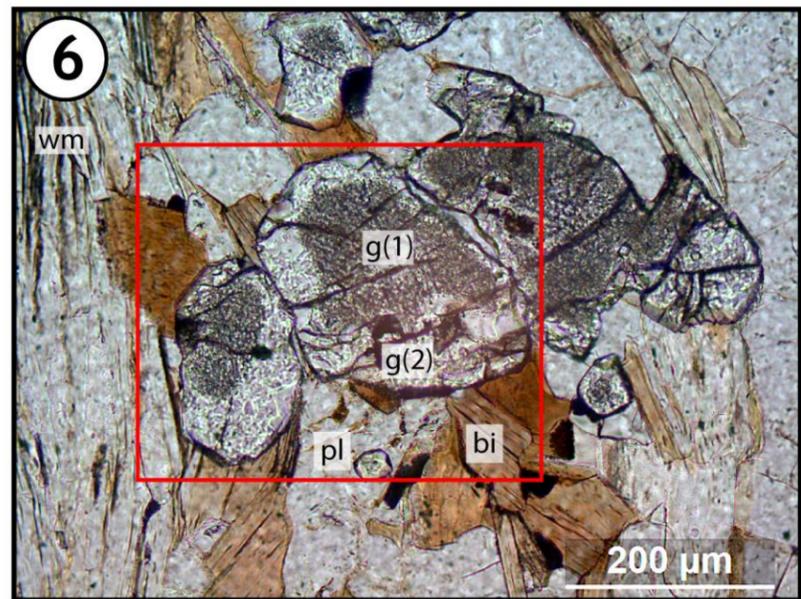
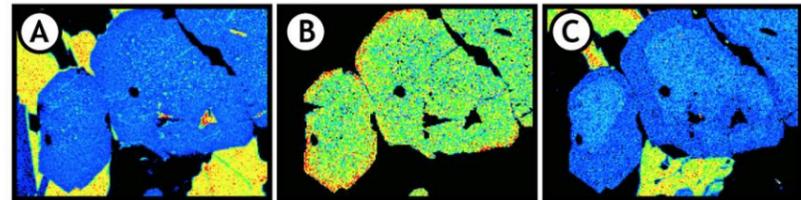
Figure 5 : Zonation chimique des grenats. L'allure irrégulière du profil pour le grenat LH16 est due à de nombreuses inclusions. Les points les plus aberrants ont été supprimés du profil. Le XFe est représenté pour une lecture plus aisée (XFe = 1-XMg)



# Planche de Photographies des textures



1. Attitude de la foliation dans la matrice
  2. Association staurotide+grenat dans l'andalousite
  3. Inclusion de grenat dans le staurotide
  4. Attitude de S2 autour et dans l'andalousite
  5. Attitude de la foliation dans et autour du grenat hélicitique
  6. Zonation optique de grenat dans un niveau Qz+Fp
  7. Inclusion d'épidote dans le grenat de la photographie 5
- Cartographies chimiques : A-Mg ; B-M ; C-Ca.



Dans les sections perpendiculaire à la linéation d'étirement, la schistosité est plan axial de plis qui déforment une schistosité précoce (Schistosité 1 ; photo 1). Cette première schistosité est définie par l'alternance de niveaux à biotite, muscovite et de niveaux à quartz (0,1-1mm), feldspaths (<1mm ; XAn : 0,25-0,38). Elle est parfois préservée dans l'andalousite sous la forme d'inclusions de biotite, de muscovite et d'ilménite (Photo 2). Un point majeur est la présence dans l'andalousite d'inclusions xénomorphes et résorbées de grenat et de staurotide (0,5-1mm ; XMg : 0,26-0,11). Ce dernier n'est jamais présent libre dans la matrice. Il est, de plus, orienté suivant la schistosité 1. Le staurotide contient parfois en inclusion des cristaux de grenat (0,2mm) et d'ilménite (photo 3). Ces cristaux d'ilménites sont orientés parallèlement à la schistosité 1.

Dans l'échantillon LH1B, le grenat se présente en petits cristaux (0,5-1mm) dans les niveaux quartzo-feldspathiques (photo 6). On distingue deux formes de grenat. La première est caractérisée par des cristaux xénomorphes, de couleur sombre. Cet aspect est dû à de très petites inclusions (Planche de photographie des textures, cartographies chimiques A). Les autres grenats sont sub-automorphes et présentent une zonation optique. Leur cœur est comparable aux premiers grenats et la bordure est limpide. La zonation optique est accompagnée par une zonation chimique (cartographies chimiques ; Figure 5). Les cœurs présentent une teneur grossulaire (XGr<sub>s</sub> : 0,06-0,07) homogène et légèrement plus riche que la bordure (XGr<sub>s</sub> : 0,04). L'allure de la courbe de teneur en almandin est l'exact opposée de celle du grossulaire (cœur, XAlm : 0,64-0,65 ; bordure, XAlm : 0,67-0,68) La teneur en pyrope fluctue irrégulièrement entre 5-7%. Le rapport XMg (0,10→0,07) et la teneur en spessartine (XSps : 0,21→0,24) sont constantes sauf sur la bordure du grenat, où ils varient légèrement.

Le grenat dans l'échantillon LH3, se situe dans un agrégat d'andalousite, muscovite et quartz. Il se présente à nouveau sous la forme d'un petit cristal xénomorphe (1mm) zoné optiquement. Cette zonation optique est à nouveau accompagnée d'une zonation chimique (Figure 5) définie par une augmentation de la teneur en almandin (XAlm : 0,61→0,67), en pyrope (XPrp : 0,03→0,07) ainsi que d'une diminution constante du rapport XMg (0,09→0,05), et des teneurs en grossulaire (XGr<sub>s</sub> : 0,04→0,10) et en spessartine (XSps : 0,22→0,32).

L'échantillon LH16 a livré un grenat centimétrique, hélicitique, sombre et aux bordures irrégulière (photo 5). Il se situe dans un niveau micacé de la foliation qui le drape. Il contient en inclusions des cristaux de muscovite (XNa : 0,06-0,13 ; Si : 3,00-3,16pfu), biotite, épidote (photo 7), feldspath, quartz et ilménite. Les inclusions sigmoïdales dans le grenat définissent une schistosité 1 oblique à la schistosité de la matrice. Ce grenat présente une légère zonation en forme de cloche (Figure 5) caractérisée par une diminution progressive de la teneur en grossulaire (XGr<sub>s</sub> : 0,23→0,07), et en spessartine. La teneur en spessartine augmente légèrement sur la bordure la plus externe (XSps : 0,14→0,11→0,14). Les teneurs en almandin (XAlm : 0,58→0,71), en pyrope (XPrp : 0,04→0,08) et le rapport XMg (0,06→0,10) augmentent régulièrement du cœur vers la bordure.

### *Interprétations*

Dans ces trois échantillons (i.e., LH1B, LH3 et LH16), les minéraux présentent des caractéristiques pétrographiques et des compositions chimiques globalement similaires à l'exception du grenat. En effet, si ces grenats présentent des caractéristiques pétrographiques comparables, leur tailles et zonations chimiques sont différentes.

Le grenat de l'échantillon LH16 et les cœurs de ceux des échantillons LH1B et LH3 se présentent avec le même aspect sombre, ce qui suggère qu'ils représentent le même événement métamorphique. La zonation du grenat de l'échantillon LH16 est caractéristique d'un grenat ayant cristallisé lors d'un métamorphisme prograde (e.g. Dempster, 1985). Les cœurs des grenats des échantillons LH1B et LH3 ont donc probablement cristallisés lors d'un événement prograde.

L'augmentation du rapport XSps sur la bordure du grenat de LH16, est caractéristique de la résorption du grenat (e.g. Anderson & Olimpio, 1977). La forme xénomorphes des cœurs des grenats de LH1B et LH3 représenteraient le même événement de déstabilisation du grenat.

Dans les échantillons LH1B et LH3, les cœurs sombres des grenats sont souvent englobés par une couronne limpide. Le grenat de la lame LH3 se situe dans un agrégat d'andalousite, de muscovite et de quartz. L'ensemble du grenat (cœur + bordure) analysé dans l'échantillon LH3 présente une zonation chimique caractérisée par une augmentation du rapport XSps qui témoigne de la résorption du grenat.

Dans l'échantillon LH1B, le grenat est millimétrique et se situe dans un niveau de quartz et feldspath. La limite entre le cœur et la bordure coïncide avec une légère discontinuité de teneur en grossulaire et en almandin. Cette discontinuité peut être interprétée de deux manières : (1) soit on considère qu'elle est fortuite et dans ce cas, il n'existe qu'un seul épisode de cristallisation du grenat, (2) soit on la considère comme représentative de l'histoire P-T de la roche et la bordure limpide témoigne d'une surcroissance de grenat.

Dans ce cas, la deuxième génération de grenat croît systématiquement autour des cœurs sombres préservés dans les niveaux de quartz et feldspath. Cette observation suggère que la cristallisation de ce deuxième grenat est causée par un équilibre chimique local dans les niveaux de quartz et feldspath.

La diffusion procède par des processus inter et intra-cristallins, cet équilibre local pourrait être le résultat de l'augmentation de la taille des grains lors du trajet prograde. En effet, l'augmentation de la taille des grains dans la matrice entraîne une réduction de la surface d'échange inter-granulaire. Comme le terme de diffusion inter-cristalline est réduit, l'efficacité de la diffusion lors du deuxième événement métamorphique est réduite et la roche doit s'équilibrer sur un volume plus faible.

Les inclusions sigmoïdales dans le grenat de l'échantillon LH16 définissent une schistosité et témoignent de sa croissance syntectonique. La schistosité dans le grenat est oblique par rapport à celle de la matrice qui drapé le porphyroblaste, ce qui suggère que le grenat préserve une schistosité antérieure à celle de la matrice. Cette interprétation est confortée par la présence dans la matrice et dans l'andalousite d'alignements de micas qui définissent une schistosité 2 plan axial des plis qui affectent la schistosité 1.

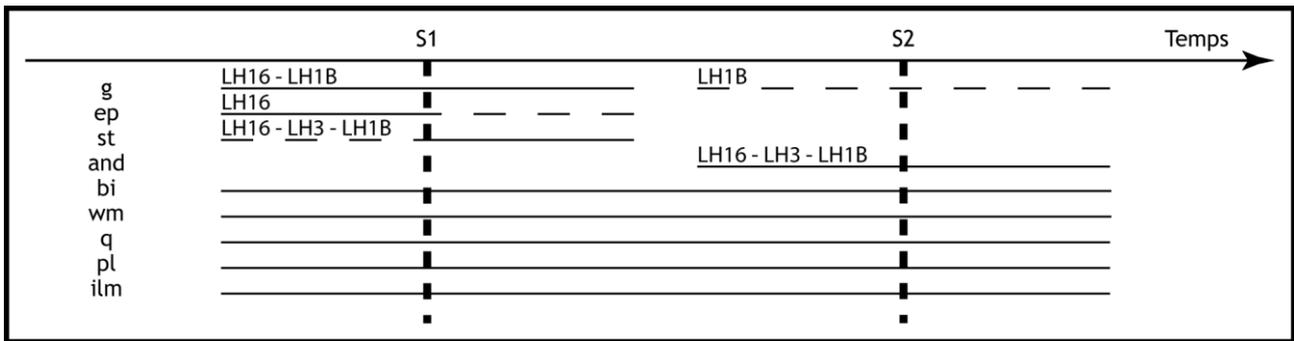


Figure 6 : Séquence de cristallisation des minéraux. Les lignes représentent la cristallisation d'un minéral en fonction de la déformation (schistosité). Le numéro d'échantillon au-dessus des lignes indique l'échantillon sur lequel l'observation a été réalisée. L'absence de numéro d'échantillon indique le minéral est stable dans toutes les lames. Le grenat n'est pas considéré comme stable dans l'échantillon LH3 car il n'est pas présent sur la surface analysée et ne contribue donc pas à la composition chimique de celle-ci.

La schistosité 1 est définie dans le grenat par des inclusions d'épidote, de muscovite, de biotite, de quartz, de feldspath et d'ilménite. Comme l'épidote n'est présente qu'en inclusion au cœur du grenat, elle représente probablement le début de l'histoire métamorphique de la roche.

Le grenat en inclusion dans le staurotide est antérieur ou contemporain de ce dernier. L'association de cristaux xénomorphes de staurotide, orienté selon S1, et de grenat dans l'andalousite suggère qu'ils sont contemporains et qu'ils ont cristallisés pendant le développement de S1.

La schistosité 2 est définie par la muscovite, la biotite et l'ilménite. Ces minéraux sont donc contemporains du développement de cette schistosité. Comme le quartz et le feldspath ont des bordures régulières, ils sont aussi à l'équilibre dans la matrice.

L'andalousite est drapée par la schistosité 2 et contient des inclusions de taille croissante de biotite orientées selon cette schistosité. Cette observation est interprétée comme le résultat de la cristallisation contemporaine de l'andalousite et de la biotite lors du développement de la schistosité 2.

Ces observations montrent que la séquence métamorphique est caractérisée par deux événements consécutifs, chacun associé à une déformation (Figure 6). Le premier est caractérisé par la stabilité du grenat, successivement associé à l'épidote puis au staurotide. Le second, est défini par un paragenèse à andalousite plus ou moins grenat. La biotite, la muscovite, le plagioclase, le quartz et l'ilménite sont stables pendant toute l'histoire de la roche.

## 5. Modélisation thermo-barométrique

Dans une roche, la stabilité d'un assemblage minéralogique dépend de sa composition chimique, de l'échelle à laquelle elle s'équilibre et des conditions de P-T à laquelle elle est soumise. Pour un volume de roche à l'équilibre, auquel correspond une composition chimique donnée, un assemblage minéralogique - celui dont l'énergie est la plus faible - correspond à chaque point P-T. Ces paragenèses caractéristiques peuvent être représentés dans un diagramme de phases que l'on appelle une pseudosection. Les pseudosections sont calculées dans un système chimique modèle (e.g.  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ ). Plus le système est complexe, plus il s'approche de la réalité, mais il s'agit toujours d'une simplification du cas naturel.

Plusieurs programmes permettent de calculer des pseudosections. Ils font appel à une base de données thermodynamiques et à des modèles de solutions-solides qui permettent d'exprimer les variations d'énergie d'un minéral en fonction de la variation de sa composition chimique entre ses pôles purs. Le résultat du calcul dépend de la base de données et des modèles de solution-solide utilisés.

THERMOCALC (e.g. Powell et al. 1998) et DOMINO (e.g. Capitani et Petrakakis, 2010) sont deux programmes qui permettent de calculer des pseudosections. THERMOCALC permet de calculer manuellement la limite de champs de stabilité des minéraux représentée par la disparition du minéral. DOMINO calcule automatiquement l'énergie des différentes paragenèses possibles en chaque point d'une grille et compare les résultats afin de déterminer la plus stable. La limite entre les champs est ensuite interpolée en comparant les assemblages stables en chaque point de la grille. THERMOCALC est compatible avec les modèles de solutions solides les plus récents et fournit par conséquent des résultats plus « modernes » et proches de la réalité. À l'inverse, l'avantage significatif de DOMINO réside dans la vitesse de calcul des pseudosections. Une fois les paramètres de calculs (e.g. intervalles de températures/pression, choix des modèles de solutions solides, etc.) renseignés, DOMINO calcule automatiquement, sans interactions supplémentaires de la part de l'utilisateur, ce qui représente un gain de temps considérable. Avec la même base de données thermodynamiques et les mêmes modèles de solutions solides, les deux logiciels devraient fournir le même résultat, sous réserve du fonctionnement interne (de l'algorithme). Nous avons donc évalué les deux méthodes pour les compositions chimiques de nos échantillons et avec les mêmes bases de données et modèles de solution-solide.

#### *Choix de la base de données, des modèles de solution solide et du système chimique*

Les calculs effectués exploitent dans les deux cas la base de données ds55 de Holland et Powell (1998) et les mêmes modèles de solution solides que Diener et Powell (2010) pour les minéraux suivants : la cordiérite, le staurotite, le grenat, le chloritoïde, la chlorite, la biotite, l'épidote, la muscovite, la paragonite, la margarite, le feldspath potassique, le plagioclase, la magnétite, l'ilménite et l'hématite. Le rutile, le quartz, l'andalousite, le disthène, la sillimanite, et l'eau sont des phases considérées comme des pôles purs. Pour représenter au mieux la composition de ces minéraux, les calculs ont été effectués dans le système MnNCKFMASHTO (MnO, Na<sub>2</sub>O, CaO, K<sub>2</sub>O, FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, O - pour Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Pour les calculs réalisés, l'eau est considérée comme une phase en excès.

La composition représentative de l'équilibre des minéraux a été quantifiée au microscope électronique à balayage JEOL JSM 7100F (Centre de Microscopie Electronique à Balayage et microAnalyse, Université de Rennes 1) par des analyses de surface. Elles permettent de quantifier la composition chimique globale d'une portion de lame mince. Ces analyses ont été effectuées sur de petites zones (4,5 mm). Pour obtenir des compositions plus globales, nous avons effectué une moyenne.



qui sont soit plus large, soit plus étroit en fonction du programme utilisé. Cela dit la position relative des lignes est respectée. Comme la majorité des champs, et de surcroît, ceux qui ont un intérêt essentiel pour cette étude sont identiques, les diagrammes présentés par la suite ont été calculés avec DOMINO.

### Influence du fer ferrique

Sur la Figure 7, la magnétite est présente sur une grande partie du diagramme. L'apparition de ce minéral est très dépendante de l'état d'oxydo-réduction de la roche. Diener et Powell (2010) ont montré que le fer ferrique a une forte influence sur la stabilité des phases minérales et qu'il est possible d'estimer sa proportion dans la roche au moyen de pseudosections. Par conséquent, nous avons calculé un diagramme pour la composition de LH16 afin de contraindre la proportion de fer ferrique dans l'échantillon.

Le diagramme P-X (Figure 8) est calculé pour la même composition chimique que la précédente, mais en faisant varier la proportion de fer convertie en fer ferrique. Il permet de représenter l'évolution des champs de stabilité en fonction de la composition chimique et d'un paramètre pression ou température (le second est fixé).

Les oxydes sont fortement influencés par la proportion de fer ferrique. La magnétite est stable dès 2,5-5% de fer ferrique, et disparaît au-delà de 75-80%. Comme la magnétite contient du fer ferrique et du fer ferreux dans les mêmes proportions, la ligne qui délimite ce champ décrit une courbe en forme de cloche qui culmine autour de 50% de fer ferrique vers 8kbar. Le champ de l'ilménite croît vers les hautes pressions entre 0 et 1,5% de fer ferrique. Elle est stable sur l'ensemble de la gamme de pression jusqu'à 20% de fer ferrique où elle est remplacée par l'hématite. Le rutile n'incorpore pas de fer ferrique dans son réseau

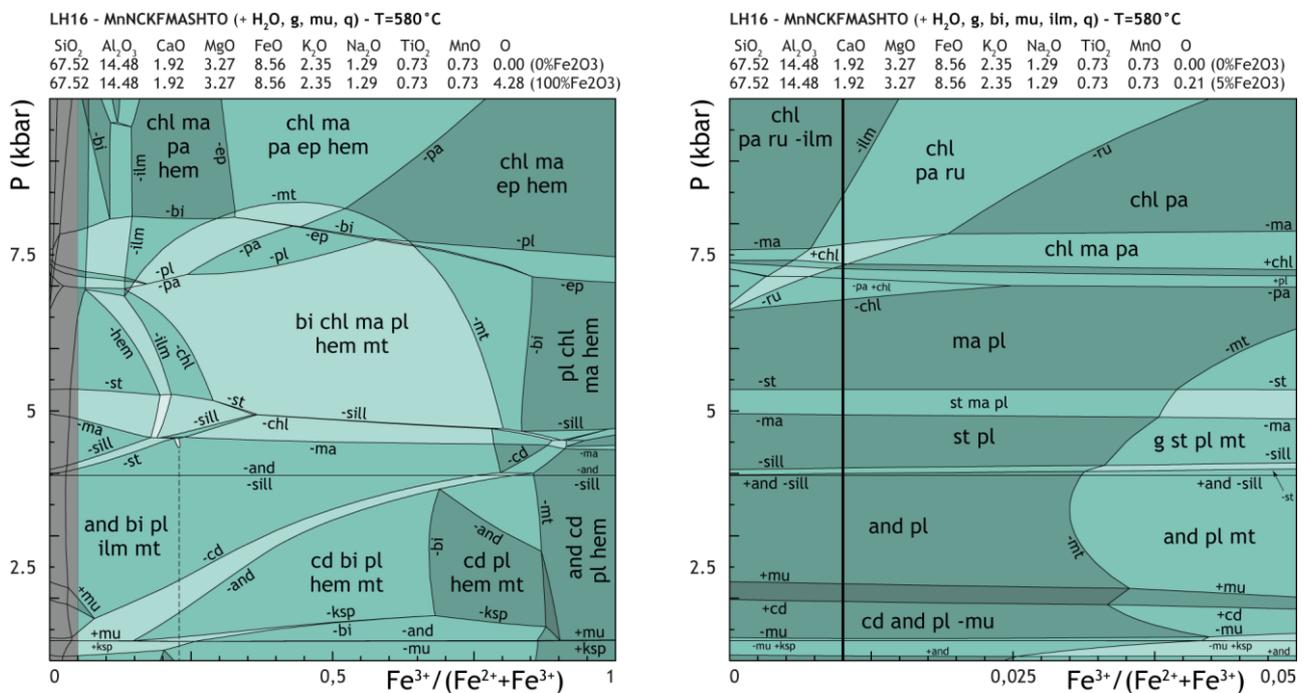


Figure 8 : Diagrammes P-X représentant l'influence du fer ferrique sur les assemblages stables pour la composition chimique de l'échantillon LH16. A gauche : gamme de fer ferrique variant entre 0 et 100% du fer mesuré. La ligne en pointillé représente la limite approximative de la transition progressive entre l'ilménite et l'hématite. La zone grisée correspond au diagramme de droite. A droite : gamme de fer ferrique variant entre 0 et 5% du fer mesuré. La ligne entrait fort noir représente la proportion de fer ferrique utilisée pour le reste de l'étude.

cristallin mais son champ est réduit vers les hautes pressions à mesure que le volume de l'ilménite dans la roche augmente.

Le champ de stabilité de l'ilménite s'étend de 0 à 20% de fer ferrique pour des pressions de l'ordre de 1 à 7 kbar et la magnétite apparaît au delà de 2,5% de fer ferrique. La proportion de fer ferrique dans l'échantillon LH16 doit donc être comprise 0 et 2,5%. Dans cette gamme, nous avons arbitrairement décidé de fixer la proportion de fer ferrique à 1% pour les calculs suivants.

Cette proportion est estimée spécifiquement pour LH16. Il n'y a pas de raison que l'état d'oxydo-réduction soit le même dans tous les échantillons. Néanmoins, en l'absence systématique de magnétite, il est probable que leur proportion en fer ferrique soit comparable. Aussi nous avons étendu ce résultat à tous les échantillons.

### Estimations pression-températures

Les diagrammes présentés dans les Figure 9 Figure 10 Figure 11 Figure 12 ont été calculés pour les respectives des échantillons LH1B, LH3 et LH16. En accord avec la partie précédente, ces diagrammes sont calculés avec une quantité de fer ferrique constante de 1%.

Dans le diagramme calculé pour la composition chimique de l'échantillon LH1B (Figure 9), la muscovite est stable pratiquement sur l'ensemble du diagramme. La biotite est stable vers les hautes températures à partir de 500°C. Le grenat est stable vers les hautes températures et moyennes pressions à partir de 520°C et 2,5 kbar. Le staurotide est stable à des températures comprises entre 520 et 650°C et des pressions supérieures à

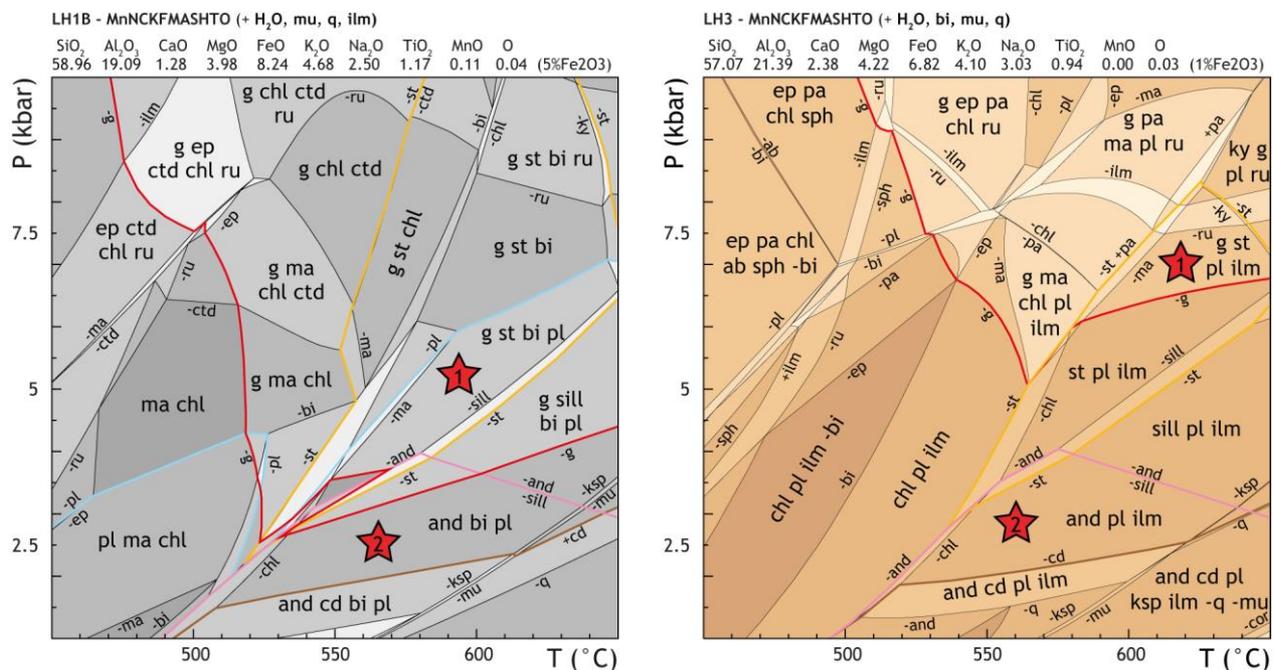


Figure 9 : Pseudosections calculées pour les échantillons LH1B (à gauche) et LH3 (à droite). La proportion de fer ferrique est fixée à 1% du fer total. Les lignes colorées représentent les limites de champs qui contraignent les champs de stabilité des paragenèses de la roche. Rouge : grenat, jaune : staurotide, rose : andalousite, marron : cordiérite, bleu (seulement à gauche) : plagioclase. Les étoiles sont représentées dans les champs où la roche est supposée avoir été équilibré. 1 : premier événement métamorphique, 2 : deuxième événement métamorphique.

LH16 - MnNCKFMASHTO (+ H<sub>2</sub>O, g, mu, q, ilm)

SiO<sub>2</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> CaO MgO FeO K<sub>2</sub>O Na<sub>2</sub>O TiO<sub>2</sub> MnO O  
 67.52 14.48 1.92 3.27 8.56 2.35 1.29 0.73 0.73 0.04 (1%Fe2O3)

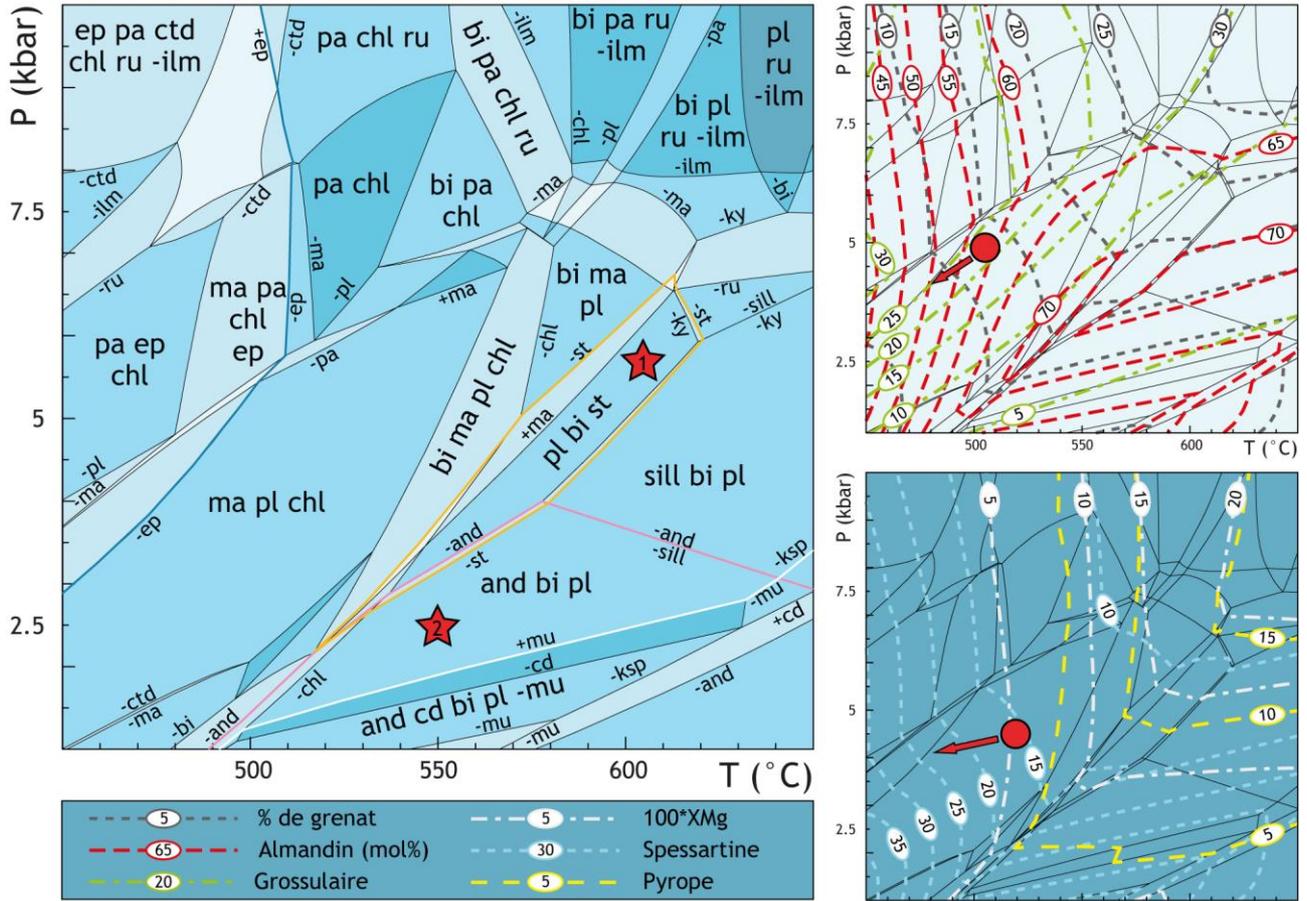


Figure 10 : Pseudosection pour l'échantillon LH16. Rouge : grenat, jaune : staurotite, rose : andalousite, blanc : muscovite, bleu : épidote. Les étoiles sont représentées dans les champs où la roche est supposée s'être équilibrée. 1 : premier événement métamorphique, 2 : deuxième événement métamorphique. Les diagrammes de droites représentent les isoplètes de composition du grenat. Les ronds rouges représentent la position où le grenat est supposé avoir commencé à cristalliser d'après les données, les flèches rouges représentent l'effet d'une correction qualitative sur la composition du grenat dans le cas où il se serait partiellement rééquilibré.

LH16 - LessGrtCore - MnNCKFMASHTO (+ H<sub>2</sub>O, g, mu, q, ilm)  
 SiO<sub>2</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> CaO MgO FeO K<sub>2</sub>O Na<sub>2</sub>O TiO<sub>2</sub> MnO O  
 66.98 14.91 1.14 3.44 8.28 2.72 1.40 0.94 0.43 0.04 (1%Fe2O3)

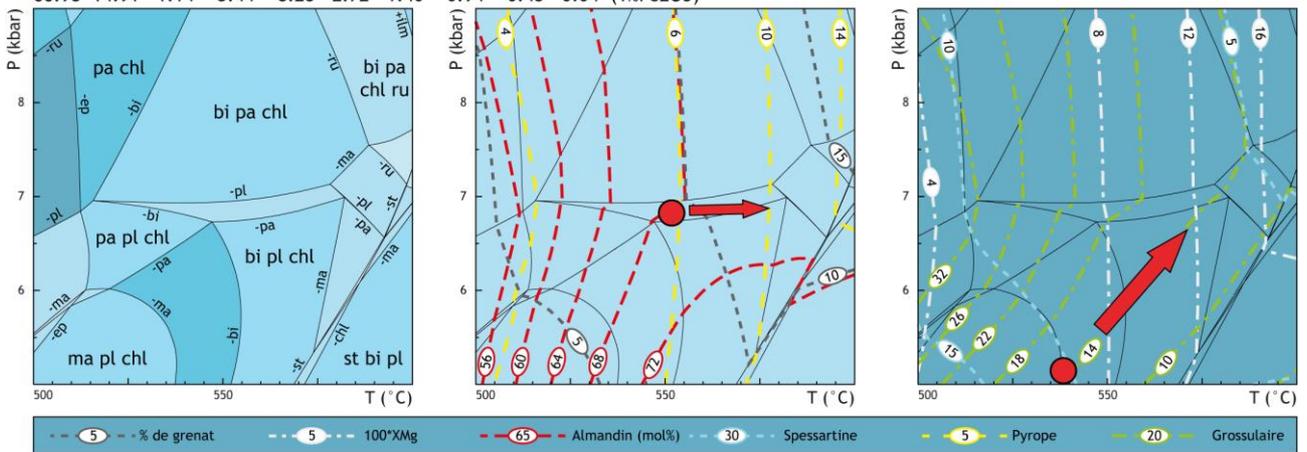


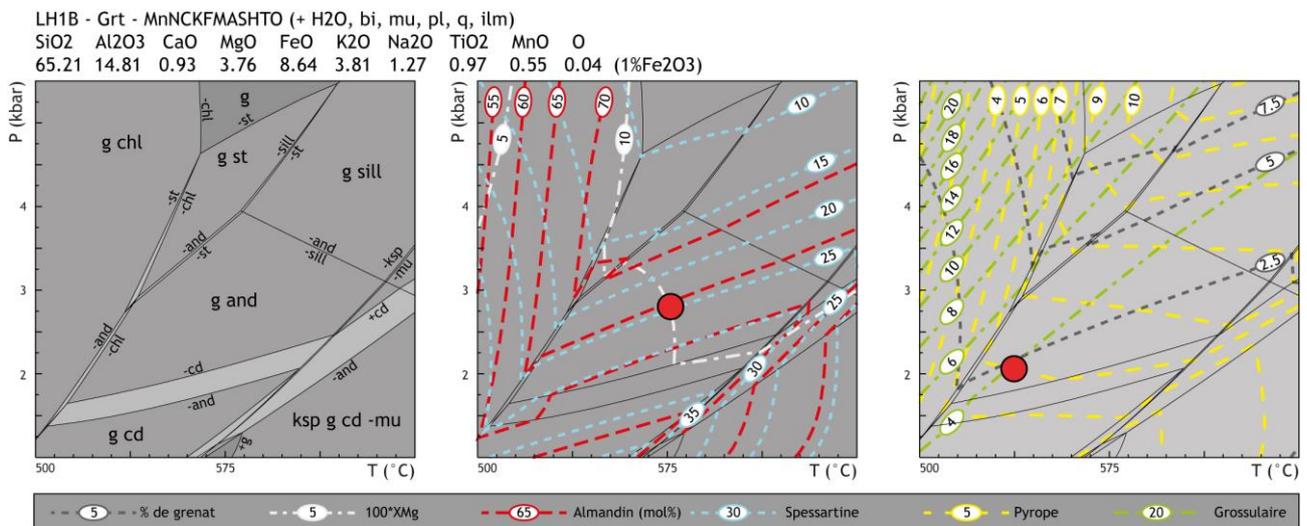
Figure 11 : Pseudosection pour une composition chimique de l'échantillon LH16 corrigée de la composition du cœur du grenat. La proportion de fer ferrique est fixée à 1% du fer total. Les diagrammes de droite représentent les isoplètes de composition du grenat. Les ronds rouges représentent la position où le grenat est supposé avoir terminé de cristalliser d'après les données, les flèches rouges représentent l'effet d'une correction qualitative sur la composition du grenat dans le cas où il se serait partiellement rééquilibré.

2,5 kbar. La limite de stabilité du plagioclase recoupe le champ du staurotide. Le champ de co-stabilité du staurotide, du plagioclase et du grenat est compris entre 550°C-3,5 kbar et 650°C-6,5 kbar. Le champ de stabilité de l'andalousite sans cordiérite est compris entre 1,5 kbar à 4 kbar entre 500°C et 650°C.

La pseudosection calculée pour la composition de LH3 (Figure 9) montre que la muscovite est stable sur l'ensemble du diagramme sauf à haute température et basse pression. La biotite et le plagioclase sont stables sur l'ensemble du diagramme pour des températures supérieures à 530°C. Le champ du staurotide se situe entre 3 kbar et 8 kbar dans un intervalle de température compris entre 530°C et 650°C. L'intersection des champs du staurotide et du grenat délimite un intervalle de pression et de températures compris entre 6,5 kbar et 8 kbar pour des températures de l'ordre de 570°C à 650°C. Le champ de l'andalousite est le même que pour la composition de LH1B et l'apparition de la cordiérite délimite un champ à andalousite sans cordiérite compris dans un intervalle de 520-640°C et 2-4 kbar.

Dans le diagramme calculé pour la composition de LH16 (Figure 10), le grenat est stable partout. L'épidote disparaît vers les hautes températures au delà de 500°C pour des pressions supérieures à 5kbar. Les champs de stabilité du staurotide et de l'andalousite sont compris dans ceux de la biotite et du plagioclase. Le staurotide est stable dans un champ compris entre 520°C pour 2,5 kbar et 620°C pour 6,5 kbar. Le champs de stabilité de l'andalousite entre des températures de 490°C et plus de 650°C ainsi que des pressions de 1kbar à 4kbar. La limite de stabilité de la muscovite recoupe le champ de l'andalousite. La muscovite disparaît vers les hautes températures et basses pressions entre 490°C pour 1kbar et 650°C pour 3kbar.

Pour l'échantillon LH16, les différentes isoplètes qui correspondent aux analyses du cœur du grenat (Figure 10 ; XMg : 0,06 ; Alm : 0,58 ; Prp : 0,04 ; Grs : 0,23 ; Sps : 0,14) se croisent entre 500-520°C et 4-5kbar. Celles qui correspondent aux analyses de la bordure du grenat (Figure 11 ; XMg : 0,08 ; Alm : 0,68 ; Prp : 0,06 ; Grs : 0,15 ; Sps : 0,11) se croisent entre de 520-550°C et 5,5 à 7kbar. Pour l'échantillon LH1B (Figure 12), les isoplètes de composition de la bordure du grenat (XMg : 0,07 ; Alm : 0,66 ; Prp : 0,05 ; Grs : 0,04 ; Sps : 0,24) se recoupent entre 530-575°C et 2-2,5kbar.



## *Interprétations*

Ces diagrammes montrent que la position des champs de stabilité des minéraux est globalement identique pour chacune des compositions étudiées. De plus, si un minéral apparaît vers les hautes températures sur un diagramme, il apparaît vers les hautes températures sur les autres. La taille de certains champs de stabilité peut cependant varier (e.g. le grenat). Cette variation de taille est l'expression de différences chimiques, même ténues, des roches. Ces variations justifient le calcul de pseudosections pour différentes compositions puisque les observations sur les différents diagrammes peuvent être recoupées pour contraindre les estimations de pression et de température.

Le premier témoin de l'histoire métamorphique, défini par une paragenèse caractéristique à grenat et épidote, est enregistré par l'échantillon LH16. Dans la pseudosection qui correspond à cette lame, l'épidote est stable avec le grenat vers les hautes pressions entre 3 kbar-450°C et 5 kbar-500°C.

Le trajet prograde peut être contraint par la zonation du grenat (Spear et al. 1990 et les références qu'ils citent). Les isoplètes pour l'échantillon LH16 (Figure 10 et Figure 11) ne se recoupent pas en un point, alors que théoriquement, elles le devraient. En outre, les isoplètes qui correspondent au début de l'histoire de cristallisation du grenat ne se recoupent pas dans le champ de l'épidote. Deux hypothèses peuvent être avancées : (i) la quantité de fer ferrique est sous-estimée dans la gamme 1-2,5%, une faible quantité de fer ferrique pouvant abaisser la limite inférieure du champ de l'épidote vers les basses pressions (Figure 8) ; (ii) le grenat est partiellement rééquilibré.

Pour corriger qualitativement cette rééquilibration, on peut considérer que les variations chimiques du grenat tendent à s'effacer et que les valeurs extrêmes (i.e. cœur et bordure) diminuent ou à augmentent vers une composition moyenne. Dans ce cas, la proportion des pôles purs ayant un profil convexe devrait être plus importante au cœur, et moindre à la bordure. En particulier, la proportion en spessartine qui présente une augmentation sur sa bordure doit être considérablement plus basse. Au contraire, le XMg et les proportions d'almandin et de pyrope devraient être moins importantes au cœur et plus importante à la bordure. La préservation d'une zonation prograde en grossulaire dans des grenats rééquilibrés (e.g. Tuccillo et al. 1990) suggère que la teneur en grossulaire est moins affectée par la diffusion intra-cristalline. L'effet qualitatif d'une telle correction est représenté sur les Figure 10 et Figure 11 par les flèches rouges. Dans ce cas, le début de la cristallisation du grenat se produirait autour de 4 kbar et 480°C et le pic de pression serait atteint par la roche autour de 7 kbar pour 520°C.

Le pic de température du trajet prograde est caractérisé par une paragenèse à staurotide, biotite, muscovite, feldspath, quartz et ilménite. Pour les échantillons, LH1B et LH16, le grenat fait aussi parti de la paragenèse. Ces champs sont stables pour les compositions respectives de LH1B, LH3 et LH16 entre : (i) 2,5-7,5 kbar et 520-650°C, (ii) 3-8 kbar et 530-650°C et (iii) 2,5-6,5 kbar et 520-620°C. Ces champs se recoupent sur un intervalle de pression de 3,5 kbar à 6,5 kbar et de température de 550°C à 620°C.

Spear et al. (1990) montrent, qu'une zonation prograde enregistre théoriquement le pic de température. Le pic de pression se produit généralement avant le pic de température (i.e. à une température plus faible). Par

conséquent, si la bordure la plus externe du grenat n'enregistre que le pic de pression, on peut considérer qu'entre ces deux points de l'espace P-T, l'augmentation de température est compensée par la diminution de pression, de telle sorte que leurs variations longent les isoplètes de la proportion de grenat. Dans ce cas, le pic de température se produirait autour de 600°C pour une pression de l'ordre de 6 kbar.

Le dernier événement métamorphique enregistré par la roche est caractérisé par une paragenèse à andalousite, biotite, muscovite, plagioclase, quartz et ilménite ( $\pm$ grenat). Ce champ est limité vers les basses pressions autour de 2 kbar, par l'apparition de la cordiérite, sur les pseudosections LH1B et LH3, et par la disparition de la muscovite sur celle de LH16. Il s'étend entre 4 kbar pour 580°C et entre 2 kbar pour 520°C et 3kbar pour 630°C.

En considérant les bordures limpides des grenats de l'échantillon LH1B contemporains des cœurs sombres, l'événement métamorphique à andalousite se produit entre 2 kbar à 4 kbar et 520°C à 630°C. Au contraire, si ces bordures sont des surcroissances qui cristallisent autour de cœurs résorbés, les pressions et températures à l'équilibre sont indiquées par les isoplètes dans une gamme entre 2 kbar à 3 kbar et 530°C et 575°C. En conséquence de cette hypothèse, il faut nécessairement que les isoplètes de la proportion de grenat soient franchies à nouveau. L'unique moyen pour franchir ces isoplètes est un trajet polycyclique. Ce trajet serait caractérisé par une diminution de pression et de température d'environ 1 kbar et 100°C puis, par une augmentation de température de près de 50°C.

## 6. Conclusions

Macroscopiquement, deux schistosités sont observables dans les micaschistes. Dans les orthogneiss du Canigou, on n'observe que localement la superposition de deux déformations, la foliation majeure correspondant la schistosité 2 des micaschistes. Ceci témoigne de l'hétérogénéité de l'enregistrement de la première déformation dans les orthogneiss. Régionalement, les contacts lithologiques sont parallèles à la schistosité 2 dont le plissement postérieur définit la forme en dôme du massif du Canigou.

Les bordures du dôme sont reprises par des zones de cisaillement tardives. En l'absence de datations précises, ces zones de cisaillement peuvent être attribuées soit à une phase tardive hercynienne, à l'extension créacées ou à la compression pyrénéenne.

La première schistosité est associée à la cristallisation de grenat qui enregistre le trajet prograde. Le premier stade de cristallisation du grenat est estimé autour de 4 kbar et 490°C. Le pic de pression du trajet prograde est de l'ordre de 7 kbar pour 520°C. Le pic de température enregistré par une paragenèse à staurotite grenat, est atteint autour de 600°C pour 6,5 kbar. Ces conditions de pression et de température sont caractéristiques d'un métamorphisme Barrovien.

Le pic de pression dans les micaschistes indique une profondeur d'enfouissement de l'ordre de 25 km. La profondeur maximum des bassins sédimentaires est d'environ de 10 km, cet enfouissement résulte donc d'une part, du processus de subsidence inhérent au bassin sédimentaire, mais aussi d'un épaissement tectonique minimum de 15 km. Le pic de température est associé à une légère décompression, ce qui

témoigne d'une exhumation, associée à l'équilibre thermique de la croûte. Le gradient thermique, à l'équilibre, dans la croûte est de l'ordre de 30°C, ce qui correspond à un gradient orogénique classique.

Le développement de la schistosité 2 est synchrone d'une paragenèse à andalousite +/- grenat. Cette paragenèse est associée au premier ordre à une décompression. Deux hypothèses sont envisageables suivant l'interprétation qui est faite de la cristallisation du grenat.

Si on considère une seule génération de grenat, la décompression se produit jusque dans le champ à andalousite entre 2-4 kbar et 520-630°C. Cette décompression isotherme traduit une exhumation associée à l'augmentation du gradient thermique dans la croûte. Ceci est interprétable comme la conséquence d'un amincissement de la croûte continentale entraînant la remontée des isothermes. Le processus d'exhumation est donc contrôlé ici par la tectonique.

Si la déformation qui correspond au développement de la schistosité 2 s'accompagne de la croissance d'une deuxième génération de grenat, la décompression se produit en deux temps. Le premier épisode de décompression est associé à une baisse de la température et le second à une augmentation de la température. Dans ce cas, le trajet rétrograde associé à la diminution de température se produit le long du géotherme 30°C,

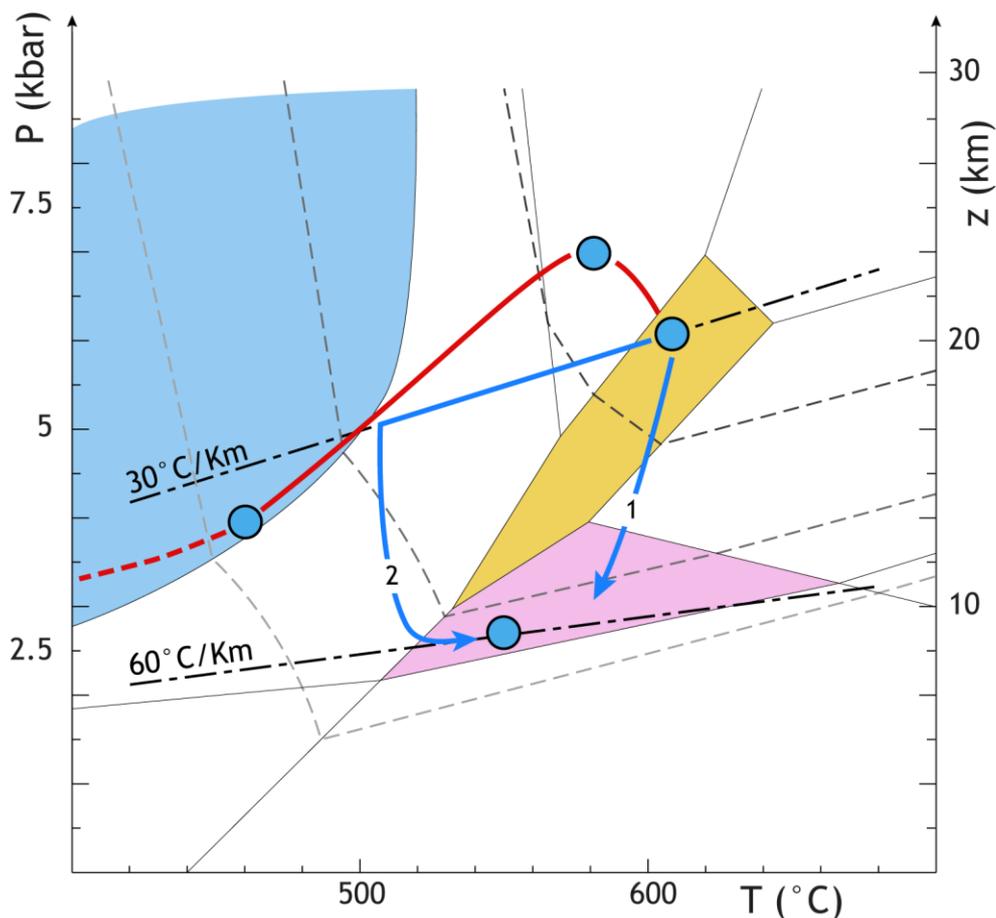


Figure 13 : Trajet P-T-t défini à partir de l'interprétation des pseudosections. Les champs recolorés représentent le champs de stabilité de minéraux caractéristiques ; à savoir : en bleu : l'épidote, en jaune : le staurotide et en rose, l'andalousite. Les points bleus représentent les différentes étapes du métamorphisme contraintes grâce à nos données. Les traits en pointillés gris représentent la proportion de grenat dans les échantillons. Plus la proportion de grenat est importante, plus la ligne est sombre. 1. Trajet horaire dans le cas d'un événement HT-BP à andalousite seule. 2. Trajet polycyclique dans le cas d'un assemblage stable à andalousite + grenat.

ce qui signifie que le processus d'exhumation est dans un premier temps contrôlé par l'érosion. La portion du trajet associé à une diminution de pression et caractérisé par la cristallisation de surcroissance de grenat et témoigne d'un apport de chaleur important qui doit à nouveau être l'expression de la remontée des isothermes lors de l'amincissement de la croûte continentale. Dans ce cas aussi, le processus d'exhumation est contrôlé par la tectonique.

## 7. Références

- Anderson, D. E., & Olimpio, J. C., (1977), Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion. *Canadian Mineralogist*, 15, 205-216.
- Arthaud, F., et Matte, Ph., (1975), Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-71.
- Azambre, B., et Guitard, G., (2001), Disthène et staurotite reliques dans les métapélites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333, 601-609.
- Barbey, P., Cheilletz, A., and Laumonier, B., (2001), The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an early ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 332, 129-136.
- Capitani, C., and Petrakakis, K., (2010), The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino Software. *American Mineralogist*, 95, 1006-1016.
- Carreras, J., and Capella, I., (1994), Structures and tectonics at different lithospheric tectonic levels in the palaeozoic basement of the Pyrenees: A Review and a New Interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16, 1509-1524.
- Choukroune, P., (1989), The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Choukroune, P., (1992), Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143-158.
- Debon, F., et Guitard, G., (1996), Métamorphisme et plutonisme hercyniens - carte de synthèse, In: Barnolas, A. & Chiron, J.C. (eds) Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1: Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. BRGM-ITGE, Orléans, 723p.
- Deloule, E., P. Alexandrov, A. Cheilletz, and B. Laumonier. 2002. "Zircon U-Pb Ion Probe Dating of the Gneisses and Granites from the Canigou-Caraça Massif (Eastern Pyrénées, France): Irrelevance of the Cadomian basement/Paleozoic Cover Model." *Int. J. Earth Sci*, 91, 398-405.
- Dempster, T. J., (1985), Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 30-38.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., and Barbey, P., (2014), Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 405, 265-287.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., and Barbey, P., (2007), The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, 19, 445-453.
- Diener, J. F. A., and Powell R., (2010), Influence of ferric iron on the stability of mineral assemblages: influence of Fe<sup>3+</sup>. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 599-613.
- Druguet, E., (2001), Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the variscan orogeny: Insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics*, 332, 275-293.
- Gibson, R. L., (1992), Sequential, syndeformational porphyroblast growth during hercynian low-pressure/high-temperature metamorphism in the Canigou Massif, Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 637-650.

- Gibson, R. L., and Bickle M. J., (1994), Thermobarometric constraints on the conditions of metamorphism in the Canigou Massif, Pyrenees: implications for hercynian geothermal gradients. *Journal of the Geological Society*, 151, 987–997.
- Gibson, R. L., (1991), Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou Massif, Pyrenees, France—Evidence for crustal extension. *Geology*, 19 380–383.
- Guitard, G., Vielzeuf, D. & Martinez, F., (1996), Métamorphisme hercynien. In: Barnolas, A. & Chiron, J.C. (eds) *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Volume 1: Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. BRGM-ITGE, Orléans, 501–584
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., and Thomson J. A., (2015), The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316–328.
- Hoschek, G., (2004), Comparison of calculated P-T pseudosections for a kyanite eclogite from the Tauern Window, Eastern Alps, Austria. *European Journal of Mineralogy*, 16, 59–72.
- Powell, R., Holland, T., and Worley B., (1998), Calculating Phase Diagrams Involving Solid Solutions via Non-Linear Equations, with Examples Using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577–588.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P., and Menard, T., (1990), A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermobarometry and P-T path determinations. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 683–696.
- Tuccillo, M. E., Essene, E. J., and van der Pluijm, B. A., (1990), Growth and retrograde zoning in garnets from high-grade metapelites: Implications for pressure-temperature paths. *Geology*, 18, 839–842.
- Vilà, M., Pin, C., Liesa, M., and Enrique, P., (2007), LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: Implications for the geodynamic evolution of the variscan Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 321–347.
- Vissers, R. L. M., (1992), Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11, 1369-1384.
- Zwart, H. J., (1962), On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52, 38–65.
- Zwart, H. J., (1979), The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, Afl. 1, 1-79.
- Zwart, H. J., (1986), The geological evolution of the Pyrenees the variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 9–27.

# Analyse	Micaschistes														
	LH1B								LH3						
	p011	p020	401	113	206	311	112	307	280	285	304	203	204	206	026
	g	g	mu	bi	bi	chl	pl	ilm	g	g	st	mu	bi	chl	pl
Position	Cœur	Bordure	Matrice	incl. g	incl. and	Matrice	incl. and	Matrice	Cœur	Bordure	incl. and	Matrice	Matrice	Matrice	Matrice
SiO2	36,18	36,60	46,01	33,77	34,24	28,03	60,68	0,06	36,88	35,50	26,30	45,40	34,40	24,26	58,29
TiO2	0,05	0,04	0,51	2,89	1,56	0,31	0,05	53,33	0,00	0,00	0,57	0,37	1,49	0,20	0,01
Al2O3	20,94	21,25	35,99	19,18	20,88	20,44	24,55	0,03	21,31	20,67	55,36	37,54	19,59	23,19	25,26
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	1,74	1,24	0,70	7,61	7,56	10,64	0,00	0,03	1,61	0,81	0,98	0,40	8,53	12,06	0,01
FeO	30,49	29,26	1,31	21,99	20,49	26,94	0,35	40,65	29,21	26,02	10,24	0,68	21,33	27,85	0,04
MnO	9,05	10,55	0,00	0,42	0,18	0,22	0,03	4,28	9,34	13,29	0,52	0,00	0,19	0,39	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	4,61	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	2,08	1,46	0,02	0,07	0,03	0,15	5,58	0,04	1,65	1,19	0,04	0,00	0,00	0,03	6,88
P2O5	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07
Na2O	0,00	0,00	0,78	0,16	0,20	0,02	8,31	0,00	0,00	0,00	0,08	0,88	0,07	0,00	7,64
K2O	0,00	0,04	10,11	9,01	9,13	0,86	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	10,13	9,65	0,26	0,10
La2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,54	100,43	95,45	95,15	94,27	87,71	99,69	98,43	100,00	100,29	98,70	95,44	95,25	88,28	98,28
Si	2,93	2,97	3,05	2,62	2,65	2,97	2,71	0,00	2,99	2,91	7,64	3,00	2,65	2,58	2,65
Ti	0,00	0,00	0,03	0,17	0,09	0,03	0,00	1,02	0,00	0,00	0,12	0,02	0,09	0,02	0,00
Al	2,00	2,03	2,81	1,75	1,90	2,55	1,29	0,00	2,04	2,00	18,95	2,93	1,78	2,91	1,35
Fe3	0,14	0,02	-	-	-	-	-	-	0,00	0,17	-	-	-	-	-
Mn3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,21	0,15	0,07	0,88	0,87	1,68	0,00	0,00	0,20	0,10	0,42	0,04	0,98	1,91	0,00
Fe2	1,92	1,96	0,07	1,43	1,32	2,39	0,01	0,86	1,98	1,79	2,49	0,04	1,38	2,48	0,00
Mn	0,62	0,73	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,09	0,64	0,92	0,13	0,00	0,01	0,04	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,18	0,13	0,00	0,01	0,00	0,02	0,27	0,00	0,14	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,33
P	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
Na	0,00	0,00	0,10	0,02	0,03	0,01	0,72	0,00	0,00	0,00	0,05	0,11	0,01	0,00	0,67
K	0,00	0,00	0,86	0,89	0,90	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,86	0,95	0,04	0,01
OH	-	-	2,00	2,00	2,00	8,00	-	-	-	-	-	2,00	2,00	8,00	-
Total	8,00	8,00	8,99	9,79	9,78	17,79	5,00	1,98	7,99	8,00	30,79	9,00	9,85	17,97	5,01
Xfe/Xna	0,90	0,93	0,10	0,62	0,60	0,59			0,91	0,95	0,86	0,12	0,58	0,56	
Xalm	0,66	0,66	Al (M1)	0,37	0,55	Xan	0,27		0,67	0,61		Al (M1)	0,44	Xan	0,33
Xpyr	0,07	0,05				Xab	0,73		0,07	0,03				Xab	0,66
Xgro	0,06	0,04				Xor	0,00		0,05	0,04				Xor	0,01
Xspe	0,21	0,24							0,22	0,32					

Micaschistes														
# Analyse	LH3 (SUITE)					LH16								
	209	212	p107	p002	107	306	013	022	021	413	425	035	403	111
	ilm	sp	g	g	st	mu	bi	bi	chl	pl*	pl	cz	all	ilm
Position	Matrice	Matrice	Cœur	Bordure	incl. and	Matrice	Matrice	incl. and		Matrice	Matrice	incl. g	incl. g	incl. st
SiO2	0,01	0,05	37,85	36,33	27,25	45,22	33,36	33,81	23,36	67,87	59,78	38,42	34,21	0,04
TiO2	52,69	0,05	0,02	0,08	0,75	0,51	1,93	2,25	0,11	0,00	0,00	0,14	0,10	52,91
Al2O3	0,04	57,84	22,41	20,80	56,42	37,22	19,63	21,59	23,68	20,15	25,53	29,73	21,79	0,02
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,03	1,51	0,97	1,49	0,87	0,50	8,25	7,61	12,03	0,01	0,03	0,03	0,14	0,05
FeO	43,39	13,15	25,14	31,12	12,67	0,82	21,22	19,67	27,65	0,29	0,06	5,73	9,38	44,42
MnO	3,54	0,22	6,13	4,88	0,49	0,00	0,09	0,19	0,32	0,00	0,00	0,29	0,17	2,25
ZnO	0,00	28,60	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,03	7,85	5,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,05	0,38	6,74	23,12	15,28	0,01
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00
Na2O	0,03	0,35	0,03	0,00	0,01	0,95	0,10	0,14	0,00	11,30	7,53	0,00	0,01	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	10,19	9,56	8,98	0,01	0,06	0,05	0,06	0,00	0,00
La2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,47	-
Sum	99,77	101,80	100,41	99,79	98,81	95,43	94,15	94,23	87,22	100,06	99,75	97,57	84,55	99,70
Si	0,00	0,00	3,00	2,94	7,79	3,00	2,61	2,60	2,51	2,97	2,67	2,96	3,15	0,00
Ti	1,00	0,00	0,00	0,01	0,16	0,03	0,11	0,13	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	1,00
Al	0,00	1,98	2,09	1,99	19,01	2,91	1,81	1,96	3,00	1,04	1,34	2,70	2,37	0,00
Fe3	-	0,04	0,00	0,11	0,00	-	-	-	-	-	-	0,37	0,72	-
Mn3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,01	-
Mg	0,00	0,07	0,12	0,18	0,37	0,05	0,96	0,87	1,93	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe2	0,92	0,28	1,67	2,00	3,03	0,05	1,39	1,27	2,49	0,01	0,00	-	-	0,94
Mn	0,08	0,01	0,41	0,34	0,12	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	-	-	0,05
Zn	0,00	0,61	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,67	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,32	1,91	1,51	0,00
P	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
Na	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,12	0,02	0,02	0,00	0,96	0,65	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,86	0,95	0,88	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
OH	-	-	-	-	-	2,00	2,00	2,00	8,00	-	-	1,00	1,00	-
Sum	2,00	3,00	7,96	8,00	30,55	9,01	9,86	9,74	17,98	5,00	4,99	8,98	8,79	1,99
Xfe/Xna			0,94	0,92	0,89	0,12	0,59	0,59	0,56		Xep	0,35	0,66	
Xalm	Xhc	0,29	0,58	0,68			0,42	0,56	Xan	0,02	0,33			
Xpyr	Xgh (Zn)	0,64	0,04	0,06					Xab	0,98	0,67			
Xgro			0,23	0,15					Xor	0,00	0,00			
Xspe			0,14	0,11										

