

EXPERT

Martin

Mémoire de stage

Le massif des Albères : étude structurale, pétrologique et géochronologique



Réalisé en 2014 à Géosciences Rennes sous la direction de :

Pavel PITRA, Jean VAN DEN DRIESSCHE et Marc POUJOL (Géosciences Rennes) et Benjamin LE BAYON (BRGM).



Légende :

Gneiss oillé rencontré près de Sorède. La présence des yeux centimétriques de feldspath laisse supposer une origine orthodérivée. Point de mesure MEXP21 : schistosité mesurée à N186°/82° (Sud vers la droite).

Remerciements :

Tout d'abord merci à Pavel PITRA pour m'avoir permis de réaliser ce stage et pour son aide dans l'étude par microscope optique. Merci aux différents encadrants, Jean VAN DEN DRIESSCHE et Benjamin LE BAYON pour m'avoir fait profiter de leur expérience sur le terrain, et à Marc POUJOL pour m'avoir initié à la géochronologie U-Pb.

Merci aussi à Xavier LE COZ pour la réalisation des lames minces malgré une machine capricieuse.

Enfin, merci à Yann LEPAGNOT pour le broyage express des deux roches, et à Charlotte et à Caroline pour leur aide dans les différentes étapes de la séparation des minéraux.

Table des matières

Introduction.....	5
Synthèse bibliographique sur les dômes pyrénéens et sur le massif des Albères:.....	6
Campagne d'échantillonnage.....	10
Etude structurale.....	11
Description des structures rencontrées et association aux phases de déformation :.....	11
Linéations et sens de cisaillement :.....	14
Analyse pétrologique :.....	16
Résultats :.....	16
Les micaschistes de moyen grade :.....	16
Les gneiss de la zone anatectique :.....	18
Les leucogranites :.....	19
Le gneiss dans les intrusions mafiques :.....	19
Description pétrologique détaillée des lames réalisées dans le cadre du stage :.....	22
Les micaschistes de bas à moyen grade :.....	22
Les gneiss de la zone anatectique :.....	25
Les leucogranites :.....	28
Le gneiss dans les roches mafiques :.....	28
Données géochronologiques :.....	30
Introduction et protocole expérimental:.....	30
Résultats :.....	31
Echantillon MEXP12-1 :.....	31
Echantillon MEXP26 :.....	32
Discussion :.....	35
La certitude hercynienne.....	35
...et la tentation pyrénéenne.....	36
Conclusions :.....	38
Bibliographie :.....	39
Annexes :.....	42

Introduction

Sur la Terre, on retrouve des zones où la croûte profonde et très métamorphisée affleure à proximité de roches de plus bas grade: les dômes métamorphiques. Leur mode de formation est encore largement discuté, et des origines en extension (ils sont alors appelés *Metamorphic Core Complex*, MCC) (Whitney *et al.*, 2012) comme en compression ont été évoquées (Malavieille, 2010). Le cœur de ces dômes est souvent un domaine gneissique ayant subi une anatexie plus ou moins marquée, témoignant d'un gradient métamorphique de type Haute Température/Basse Pression (HT/BP) (fig.2). Ce genre de formation se retrouve principalement dans les zones d'anciens orogènes: en France, on peut en observer dans les régions ayant subi l'orogène hercynien, par exemple dans le Massif Central ou les Pyrénées. Le massif des Albères, qui présente un dôme gneissique elliptique allongé est-ouest typique des Pyrénées (fig.1), constituera le lieu d'étude de ce travail.

Dans le cas des Pyrénées, les deux origines ont été proposées sans qu'une n'ait encore été privilégiée. Si l'on juge le contexte général compressif; de nombreuses études tendent à faire penser qu'une phase extensive a pu participer pendant l'orogénèse. Vissers, 1992 a par exemple proposé que ces dômes puissent être assimilés à des MCC avec un jeu de failles normales à faible angle; tandis que Wickham et Oxburgh, 1985 pensent qu'un *rifting* continental a pu se produire. De l'autre côté, parmi les explications proposant un contexte compressif comme contexte de formation de ces dômes, les travaux de Soula (Soula, 1982; Soula *et al.*, 1986) expliquent ces structures par un diapirisme tandis que Olivier *et al.*, 2004 ou Vilà *et al.*, 2007 pensent à une origine pendant une période de transpression. Pour certains auteurs comme Denèle *et al.*, 2009a ou Laumonier *et al.*, 2010, le *doming* serait causé par un découplage entre un niveau plus ou moins fondu en profondeur et une croûte supérieure plus froide.

En outre, la question de l'explication de ce métamorphisme HT/BP reste encore ouverte, vu que les gradients thermiques déduits des différents massifs donnent une valeur moyenne de 70°C/km (Zwart, 1986), quoique plus faible pour les Albères (50°C/km selon Druguet, 2001). Car même si les complexes mafiques peuvent avoir une conséquence sur l'augmentation de température et provoquer la fusion de la croûte inférieure (Huppert et Sparks 1988), leur faible importance dans les Pyrénées semble indiquer qu'ils ne sont pas le contributeur majeur. On suppose plutôt qu'une délamination lithosphérique (Laumonier *et al.*, 2010) ou qu'une rupture de *slab* (Vilà *et al.*, 2007) ne soit à l'origine d'une remontée asthénosphérique ayant provoqué la hausse de température.

L'objectif de ce mémoire est de présenter de nouveaux résultats structuraux, pétrologiques et géochronologiques afin de comprendre le contexte de mise en place des dômes. Pour cela, outre l'analyse structurale effectuée sur le terrain, une analyse pétrologique d'une centaine de lames a été couplée à deux datations U-Pb sur zircons. Après une synthèse bibliographique présentant les différents problèmes géologiques dans les dômes des Pyrénées, on présentera les résultats structuraux, puis les résultats pétrologiques et enfin les âges obtenus. Les données seront ensuite synthétisées pour interprétations et discussions avec les données recueillies dans les autres dômes. Pour la suite de ce mémoire, les différentes abréviations minéralogiques utilisées seront celles de Kretz, 1983.

Synthèse bibliographique sur les dômes pyrénéens et sur le massif des Albères:

Le massif des Albères est situé à l'extrême est de la Zone Axiale des Pyrénées, il est délimité au nord par la faille normale du Tech, d'origine alpine et qui a entraîné une sédimentation tertiaire dans le bassin sud-Roussillon; à l'est par la mer Méditerranée et au sud et à l'ouest par d'autres dômes métamorphiques, Cap-de-Creus et Roc de France respectivement. Ce massif géologique comprend des roches métamorphiques de degrés très variables dans la mesure où l'on retrouve aussi bien des schistes verts que des migmatites: les roches définissant un gradient HT/BP de type Abukuma, typique des dômes de la Zone Axiale. Ce massif n'a été étudié que ponctuellement; à l'exception des travaux réalisés par Vilà (Vilà 2003; Vilà *et al.*, 2005, 2007). Il est composé de roches principalement protérozoïques/paléozoïques ayant subi l'orogénèse Hercynien/Varisque, étant donné qu'à l'époque de cette orogénèse, les Pyrénées se situaient à la zone de suture entre le Gondwana et la Laurentia-Baltica (Matte, 1991).

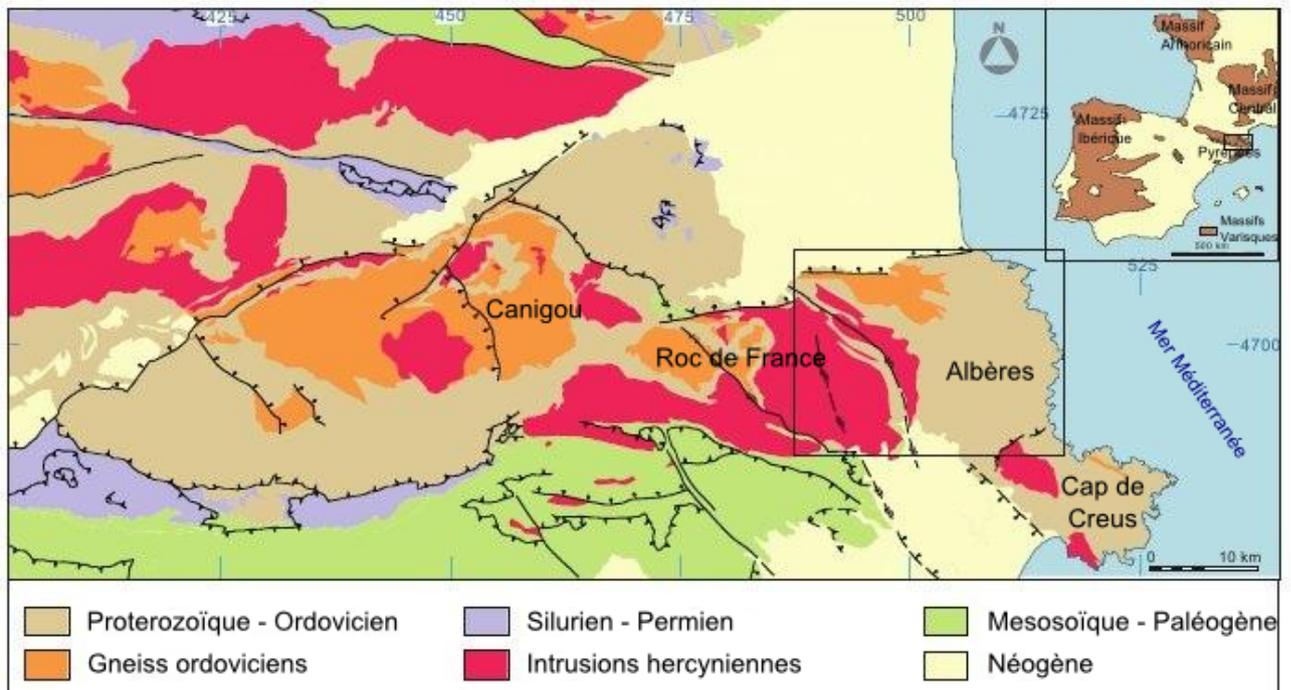


Figure 1: Carte générale de la Zone Axiale Pyrénéenne et localisation des massifs varisques alentours. Le massif des Albères est indiqué par le rectangle noir. Traduit d'après Liesa *et al.*, 2011.

Cet épisode a laissé sur la zone les traces de grandes phases de déformation, qu'on limite généralement à 2: D1 et D2, présentent néanmoins tous les deux une vergence commune vers le sud. La phase D1, liée à un contexte compressif, a entraîné l'apparition d'une schistosité régionale S1. Pour Laumonier *et al.*, 2010, cet épisode correspond à un métamorphisme Barrovien tel que rencontré dans le Canigou avec la présence de disthène prograde (Azambre et Guitard, 2001), dont la présence a été confirmée dans les Albères (Fontailles et Guitard, 1971), bien que globalement masquée par le métamorphisme principal HT/BP. Pour ces auteurs, cette première phase associée au disthène indiquerait un épaissement crustal. Dans le dôme de Bossost, Mezger *et al.*, 2004 ont trouvé du staurotide

et du grenat qu'ils attribuent aussi à une phase d'épaississement. La phase D2, de transpression par compression nord/sud avec composante décrochante dextre, a entraîné un plissement hétérogène (plis millimétriques à kilométriques) et a localement fait apparaître une schistosité de crénulation S2 dans les roches du massif des Albères. Pour ce massif, elle aurait commencé avant le summum métamorphique et se serait achevée pendant le métamorphisme rétrograde (Vilà *et al.*, 2005). Comme dans d'autres massifs voisins, on observe aussi des zones de cisaillements traduisant l'existence d'une dernière phase de déformation transpressive (Carreras *et al.*, 1980 pour les Albères; Druguet, 2001 pour le Cap de Creus ou Denèle *et al.*, 2007 pour l'Hospitalet); même si leur caractère hercynien n'est pas forcément évident (Soliva *et al.*, 1991; Maurel, 2003). On a aussi découvert du disthène « hystérogène » (*i.e.* formé après la phase de déformation majeure) dans les Albères (Fontailles et Guitard, 1971) et dans le massif voisin du Cap de Creus (Autran et Guitard 1970), ce qui semble indiquer que le métamorphisme rétrograde (parfois séparée en phase D3) s'est effectué dans des conditions isobares dans ces massifs orientaux pour permettre l'apparition de paragenèses plus barroviennes (Laumonier *et al.*, 2010). Enfin, ce n'est qu'au Mésozoïque et au Cénozoïque que le massif a été recoupé par des failles alpines traduisant le passage d'un matériel ductile de la croûte moyenne à un matériel plus fragile situé dans la croûte supérieure à cause de l'*uplift* provoqué.

Comme indiqué précédemment, les roches de la zone ont subi un métamorphisme de type Abukuma, dont les isogrades utilisés pour structurer le massif laissent apparaître la séquence typique: on retrouve de l'extérieur du massif vers l'intérieur; des zones concentriques à chlorite-muscovite, à biotite, à andalousite-cordiérite, à sillimanite puis une zone d'anatexie (classification de Vilà, 2003). Ces isogrades recourent systématiquement S1, renforçant l'hypothèse d'un métamorphisme postérieur à une première phase régionale (Laumonier *et al.*, 2010).

On associe généralement la phase D2 à une période synchrone de déformation et de métamorphisme maximums, mais aussi associée à la mise en place de roches magmatiques (ne comportant dès lors plus la schistosité S1), comme démontré par exemple dans le massif du Cap de Creus (Druguet et Hutton, 1998; Druguet, 2001). Les âges obtenus par datation Rb/Sr sur les intrusions du massif des Albères sont homogènes autour de 280 Ma (Cocherie, 1984), mais en désaccord avec ceux obtenus par U/Pb sur des massifs voisins qui montrent des âges autour de 300 Ma (Roberts, 2000; Maurel *et al.*, 2004) par exemple). Cette différence d'âge est expliquée par un magmatisme permien (comme montré par le granite d'Aya étudié par Denèle *et al.*, 2012) qui aurait pu perturber le géochronomètre Rb/Sr (Maurel *et al.*, 2004; Vilà *et al.*, 2007). Néanmoins, en dépit de ce problème temporel, les caractéristiques géochimiques concordent bien entre les différents massifs pyrénéens et on peut distinguer trois grandes familles d'évolution magmatique pour les roches ignées des Pyrénées, ici données pour les Albères (descriptions principalement basées sur les travaux de Vilà *et al.*, 2005); mais qui témoignent d'une contribution à la fois mantellique et crustale:

- des roches mafiques (gabbros, diorites, hornblendites, *etc...*) appartenant à la suite calco-alcaline, qui sont supposées venir de la cristallisation d'un magma basique riche en eau, dont la source mantellique serait très hétérogène (valeurs de ϵ_{Nd} positives et négatives).
- les granitoïdes (ou parfois simplement granodiorites) de La Jonquera, situés à l'extrême ouest du massif. Ces roches sont riches en CaO et appartiennent aussi à la suite calco-alcaline mais elles proviendraient de la fusion de métatonalites de la croûte profonde.
- des leucogranites d'anatexie, de tailles et de géométrie variables mais toujours peralumineux. Les rapports géochimiques ont confirmé qu'ils étaient bien issus de la fusion du massif lui-même, notamment les leucogranites d'El Castellar (à l'ouest du massif) qui

proviendraient de la fusion des orthogneiss du « socle ».

Ce volcanisme s'est aussi traduit par un métamorphisme de contact local qui a affecté les roches encaissantes (oblitération des structures de D1) sur des auréoles de contact de l'ordre du kilomètre (Vilà, 2003).

Des travaux thermo-barométriques effectués par Guitard et Mozgawa-Krutow, 1986 sur les orthogneiss indiquent un maximum de métamorphisme de 700°C et de 3,5 kbar, concordants bien avec les valeurs de 730°C et de 4,5 kbar obtenues par Vilà *et al.*, 2007 ou dans les massifs voisins (Gibson et Bickle, 1994 pour le Canigou).

À cause de leur caractère azoïque, il existe de nombreuses discussions sur la datation et l'origine des roches métamorphosées pendant l'orogène. La première théorie permet un classement en deux familles, avec une relation de type socle-couverture : un socle précambrien (daté vers 535 Ma par Vitrac-Michard et Allègre, 1975) composé de paragneiss et d'orthogneiss, et une couverture sédimentaire de la fin du Paléozoïque. Ces deux zones seraient délimitées par un niveau quasi-continu de gneiss à lentilles de sillimanite, qui représenterait le premier dépôt continental et pourrait être utilisé comme niveau de « discordance cartographique » (Autran *et al.*, 1966). Ce modèle est aujourd'hui abandonné au profit d'orthogneiss d'origine laccolithique datant de l'Ordovicien: dans les Albères, Liesa *et al.*, 2011 les ont datés vers 472 Ma (voir fig. 2), ce qui est en accord avec les résultats récents de datation sur ces orthogneiss dans les Pyrénées (voir Denèle *et al.*, 2009b pour un récapitulatif) et même dans le Massif Central (Cocherie *et al.*, 2005 dans la Montagne Noire). L'analyse des éléments traces dans les zircons par Castiñeiras *et al.*, 2011 a montré que les granites avaient une origine crustale. En outre, Barbey *et al.*, 2001 ont proposé pour le Canigou qu'une migmatisation se serait produite pendant leur mise en place, même si elle serait de faible ampleur comparée à l'hercynienne. Quelques dykes associés à cette intrusion et datés au même âge dans la série supérieure des roches métasédimentaires font donc remonter leur formation à une période plus ancienne, ce qui correspond bien aux dernières découvertes effectuées sur les Pyrénées: des métavolcanites intercalées dans les formations sédimentaires inférieures ont été datées entre 580 Ma (Cocherie *et al.*, 2005) et 540 Ma (Castiñeiras *et al.*, 2008), indiquant plutôt une origine Édiacarienne aux formations sédimentaires inférieures.

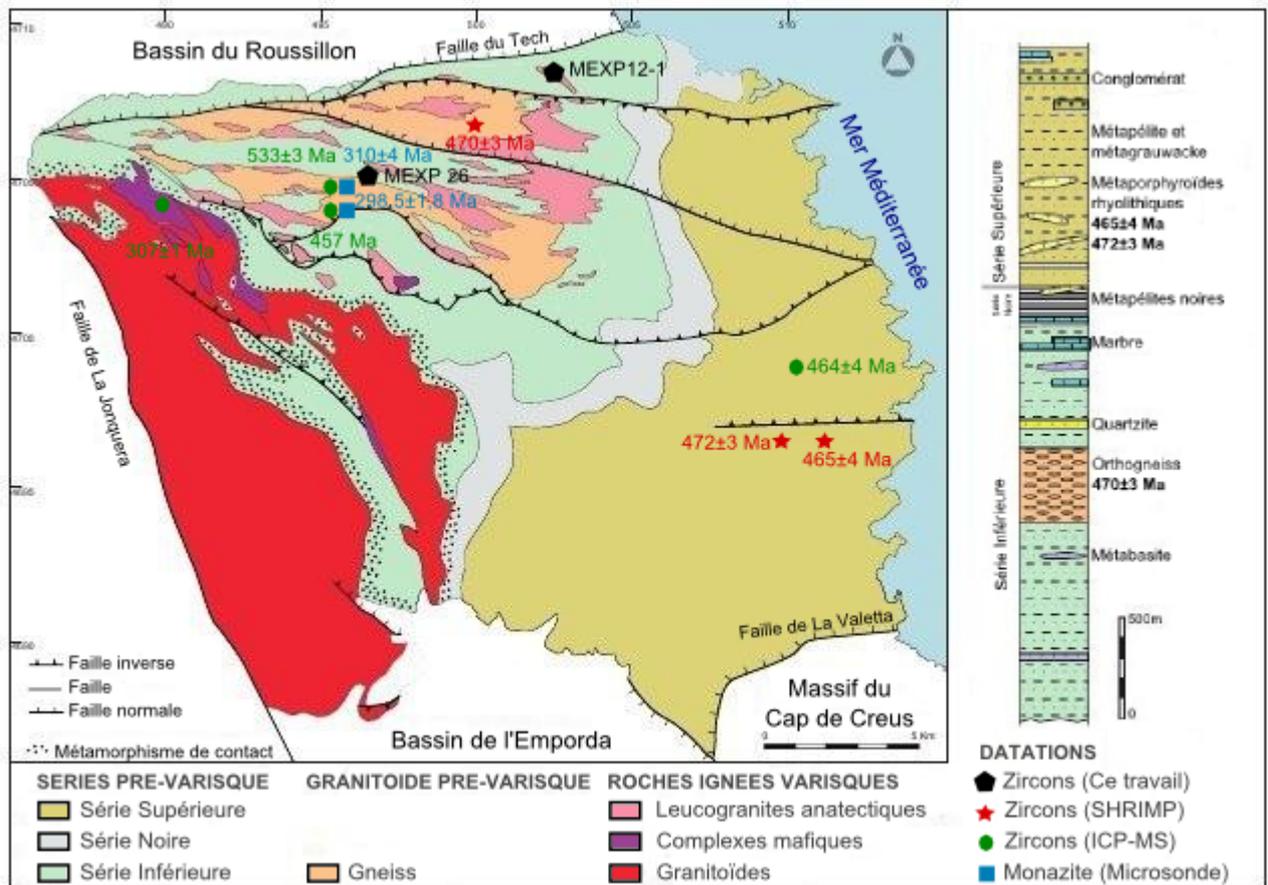


Figure 2: Carte géologique simplifiée du massif des Albères, d'après les contours établis par Vilà, 2003. Les différentes datations disponibles dans le massif ont été reportées. Les âges SHRIMP sont tirés de Liesa *et al.*, 2011, et les autres proviennent de Calvet *et al.*, à paraître. Modifié d'après Liesa *et al.*, 2011.

Campagne d'échantillonnage

La campagne d'échantillonnage s'est déroulée sur quasiment trois semaines, du 22 février au 10 mars 2014. Au cours de cette campagne 141 points ont été caractérisés du point de vue structural et pétrologique. Sur tous ces points, 67 ont permis la collecte d'au moins 1 échantillon. La figure 3 ci-dessous récapitule les différents sites étudiés, et la présence ou non d'échantillon. Pour plus de renseignements sur les données récoltées et leur localisation exacte, un fichier excel a été joint au présent rapport.

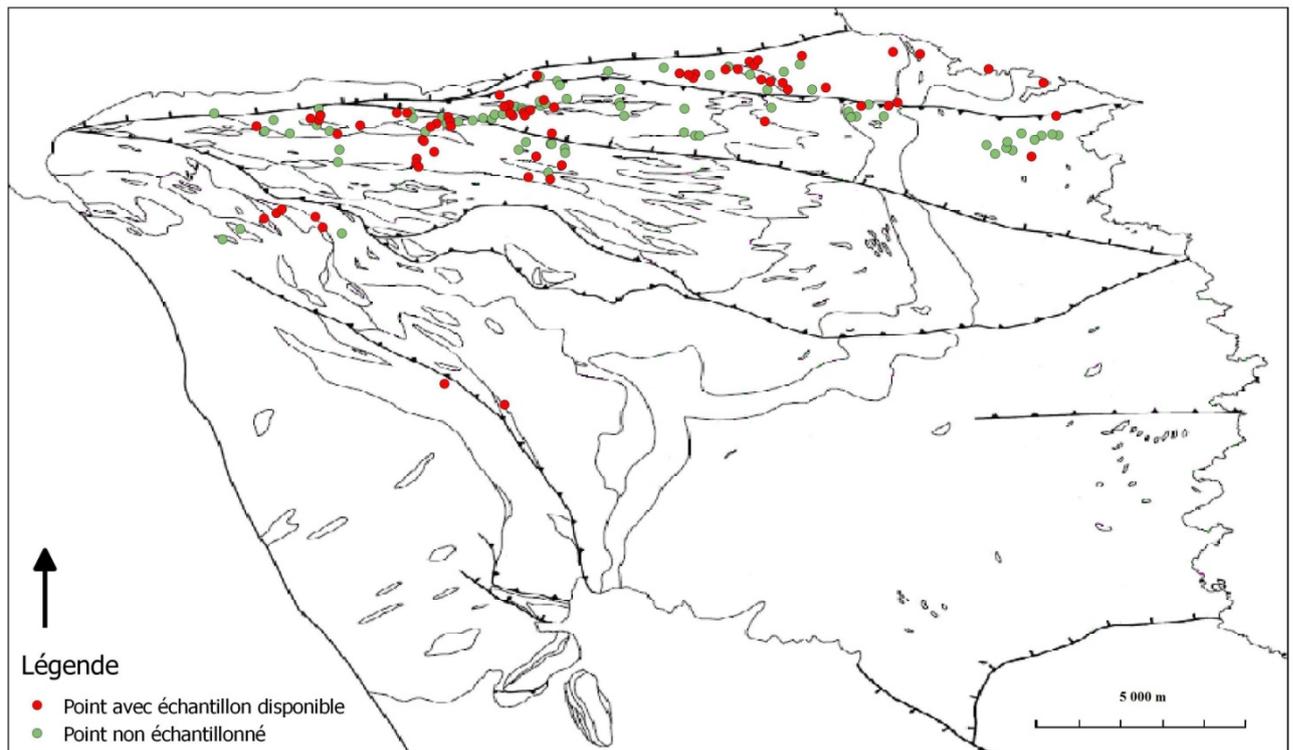


Figure 3 : Carte des sites étudiés lors de la campagne d'échantillonnage.

Etude structurale

Ce stage a permis l'acquisition de 141 nouvelles mesures structurales dans le massif des Albères. La zone principalement étudiée se situe à proximité des orthogneiss, bien que quelques mesures aient été effectuées plus au sud, dans les zones dominées par les intrusions magmatiques hercyniennes.

Description des structures rencontrées et association aux phases de déformation :

Le massif des Albères se compose se compose d'un cœur orthogneissique à partir duquel on observe une dichotomie est/ouest.

Dans la partie est du massif, on retrouve principalement des métasédiments attribués à la formation de Canaveilles (Laumonier, 1998). Ces sédiments présentent une schistosité S1 supposée ubiquiste sur le massif et attribuée à un épaississement crustal et une phase d'empilement des nappes pendant l'hercynien (Laumonier *et al.*, 1998). Le fait que cette schistosité puisse être caractérisée de S0-1 et qu'on puisse distinguer des plis isoclinaux des filons de quartz à plans axiaux parallèles à la schistosité semblent cohérent avec cette hypothèse.

Dans la partie orientale, on retrouve aussi plus localement une deuxième schistosité S2 qui semble se développer dans les plans axiaux de plis de S1. Ces plis affectent S1 de façon millimétrique (on peut alors parler de schistosité de crénulation) à plurimétrique. Comme on peut le voir sur les photographies 4B et 4C, cette schistosité et ce plissement affectent aussi les filons de leucogranites qui traversent le massif, et dont l'orientation est parallèle à cette schistosité, on peut donc supposer que cette schistosité est synchrone à la mise en place des leucogranites dans le massif, et donc du métamorphisme de haute température. Cette S2 a une orientation presque constante est-ouest à fort pendage nord qui indiquerait, si elle est réellement une schistosité de plan axial, un plissement par une compression à vergence sud (si on exclut un basculement tardif).

La partie ouest du massif se compose de roches anatectiques; il est aussi à souligner que plus au sud, les roches plutoniques « profondes » (c'est-à-dire à l'exception des leucogranites d'anatexie qui se seraient formés par fusion des roches du massif lui-même, Vilà *et al.*, 2005) affleurent: on retrouve des roches mafiques et le granodiorite de la Jonquera. Dans la zone principalement étudiée, on retrouverait aussi des complexes mafiques plus localisés, et Autran (non publié) parle aussi de boudins mafiques dans les leucogranites, cas qu'on pourrait rapprocher du point MEXP140.

Les roches montrent principalement une seule schistosité, sans qu'il soit possible de l'attribuer à S1 ou S2. Néanmoins, si on suppose qu'une fusion s'est produite pendant D2, on peut alors supposer que la S1 ait été oblitérée par cet épisode et que la schistosité qu'on observe soit uniquement S2, bien que Vilà, 2003 ait trouvé des traces de S1 qui serait en fait parallèle à S2 dans la zone. Toujours selon Vilà, 2003, la principale différence pour distinguer les deux schistosités seraient leur direction de pendage: au sud pour S1 et au nord pour S2. Dans certains cas où l'on pouvait encore déceler une alternance de lithologie qu'on peut rapprocher à S(0-)1, cette différence semble être justifiée, mais il faudrait néanmoins une étude plus approfondie, particulièrement dans l'est de la zone où l'on peut distinguer les schistosités l'une de l'autre pour connaître les caractéristiques réelles de D2. Cependant, on

observe aussi dans cette zone des plis isoclinaux, mais bien plus grands et affectant des roches migmatitiques. Leur direction de plan axial est aussi cohérente avec la direction de S2. Dans les roches mafiques situées plus au sud; on observe là aussi une seule schistosité. Un autre indice de l'appartenance des schistosités à D2 est le fait que dans les autres dômes, on observe généralement dans l'infrastructure (*i.e.* la zone avec les roches de plus haut grade métamorphique, au contraire de la suprastructure, voir Zwart, 1986) une schistosité à faible pendage, alors que les mesures réalisées possédaient généralement un pendage supérieur à 60°. Comme on peut le voir sur la photographie E de la figure 5, les plis associés à D2 peuvent aussi être asymétriques, démontrant encore la vergence sud de cette phase.

Les deux cartographies présentes de la partie occidentale réalisées par Vilà (fig.2) et le BRGM (Calvet *et al.*, à paraître, fig.4) sont en désaccord sur l'extension des orthogneiss: sur le terrain, les roches affleurantes sont des gneiss, mais pour Calvet *et al.*, à paraître, il s'agirait uniquement de paragneiss résultant du métamorphisme de métasédiments de la « Série Inférieure », alors que pour Vilà, 2003, on aurait aussi des orthogneiss. Si tel était le cas, deux explications sont possibles: soit l'orthogneiss ordovicien serait plus étendu, soit ces orthogneiss résulteraient d'une gneissification des (leuco)granites d'anatexie hercyniens.

Un des points où la cartographie diffère significativement se situe au sud de la ville de Montesquieu, où l'on retrouve des migmatites avec des yeux de feldspath d'environ 1 cm de diamètre. L'hypothèse généralement admise quant à la présence de ces yeux est qu'ils résultent de la préservation des feldspaths alcalins de la roche originelle et non pas d'une blastèse: dans notre cas, on peut donc penser que le sud de Montesquieu se compose plutôt d'orthogneiss que de paragneiss, comme indiqué par Vilà, 2003. En ce sens, la carte de Guitard et Dottin, 1998 (non publié) semble plus cohérente avec cette nouvelle interprétation.

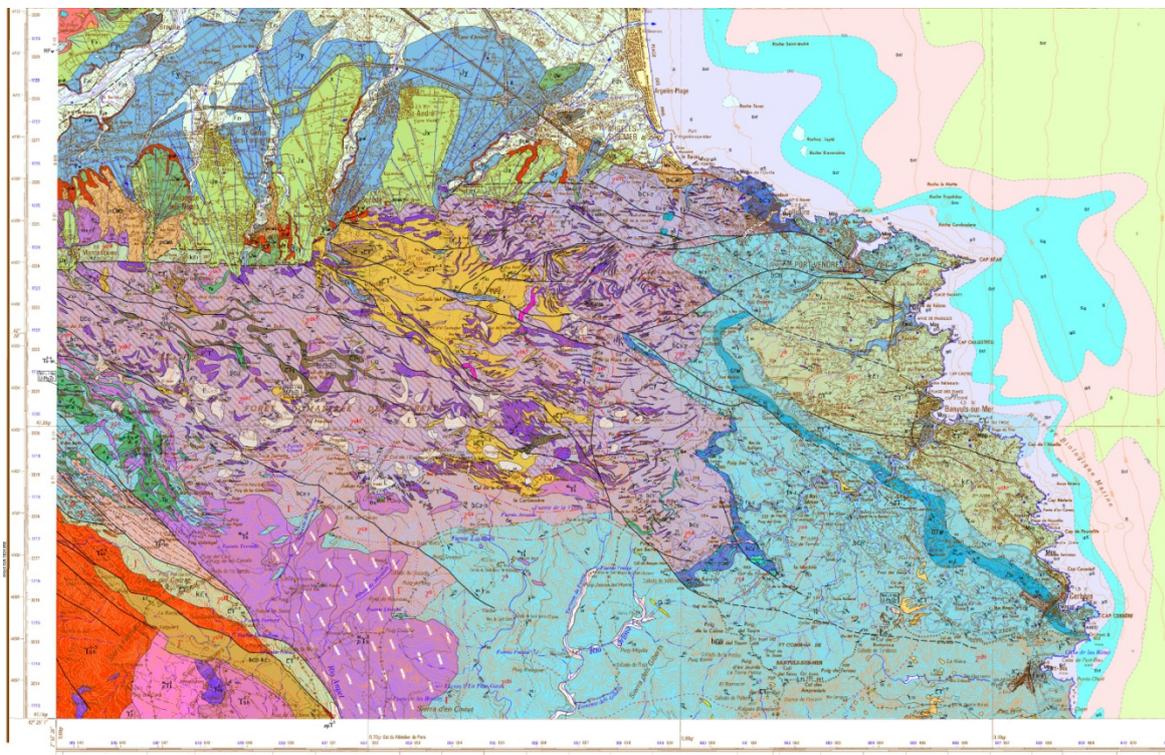


Figure 4: Extrait de la carte géologique du massif des Albères réalisée par le BRGM. D'après Calvet *et al.*, à paraître.

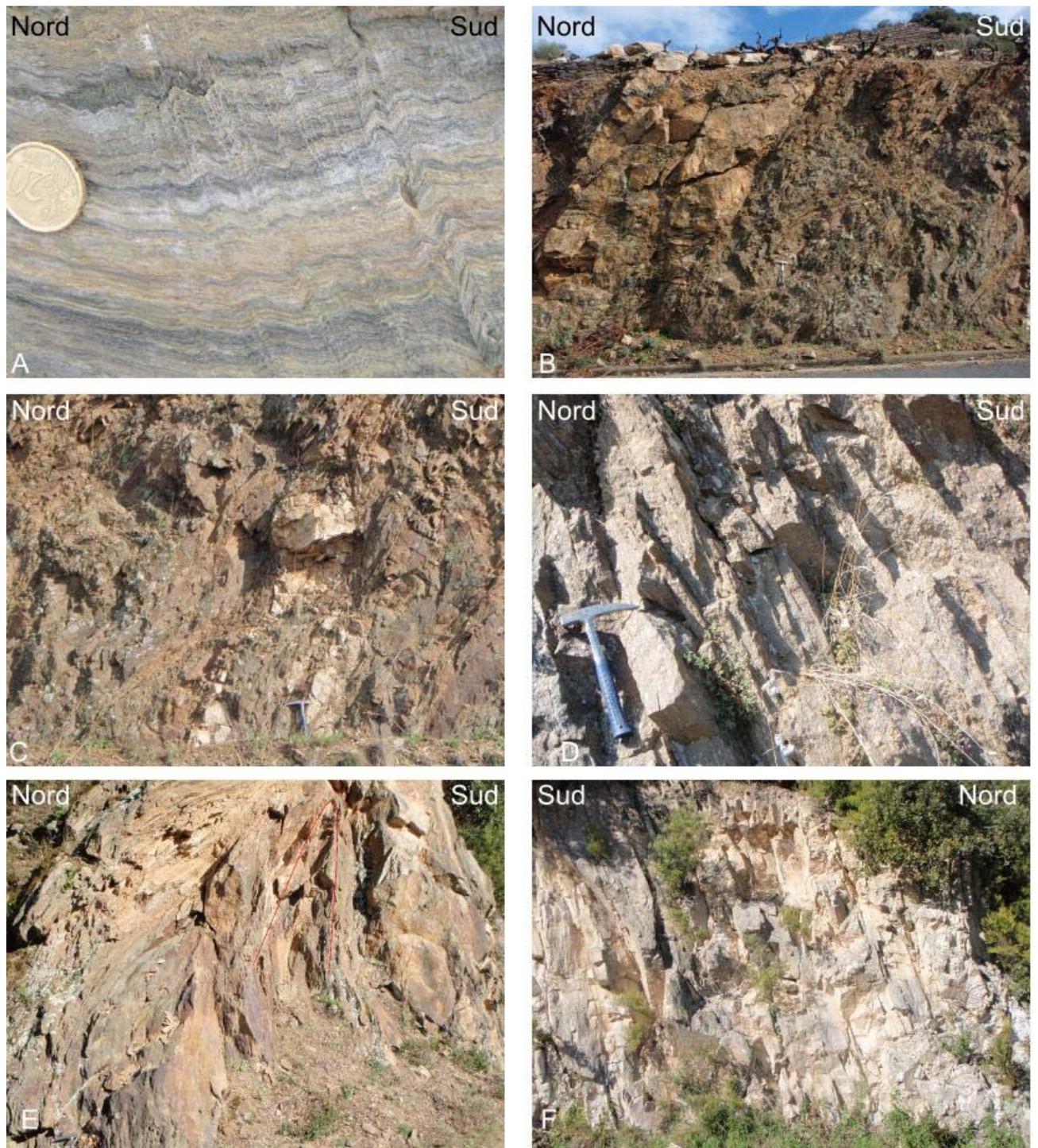


Figure 5: Sélection de structures retrouvées dans le massif des Albères. A : Schistosité de crénulation (S2) localisée qui reprend une première schistosité à fine alternance lithologique interprétée comme une S0-1 (MEXP66). B : Filon de leucogranite parallèle à une schistosité, recoupant des micaschistes de bas grade (MEXP70). C : Filon de leucogranite plissé à vergence sud (MEXP70). D : Orthogneiss oeillé du domaine anatectique présentant une schistosité comparable à S2. (MEXP26, échantillon daté) E : Pli asymétrique dans le domaine anatectique. F : Schistosité développée dans un leucogranite du domaine anatectique.

Linéations et sens de cisaillement :

Au vu du doute subsistant sur les schistosités dans le cœur anatectique, les linéations de cette zone ont été rassemblées en un seul jeu de données (figure 6). Néanmoins, on observe que la tendance générale des linéations est autour de N 120-140°/300-320° à faible plongement (entre 20 et 30°), aussi bien pour les linéations portées par S1 que par celles portées par S2, ce qui correspond bien aux données déjà récoltées sur les massifs de la zone axiale (Mezger, 2009). La distinction du cœur anatectique permet en plus de se rendre compte que la majorité des linéations rencontrées à l'est plongent vers le sud-est ; et que celles observées à l'ouest, plongent vers le nord-ouest.

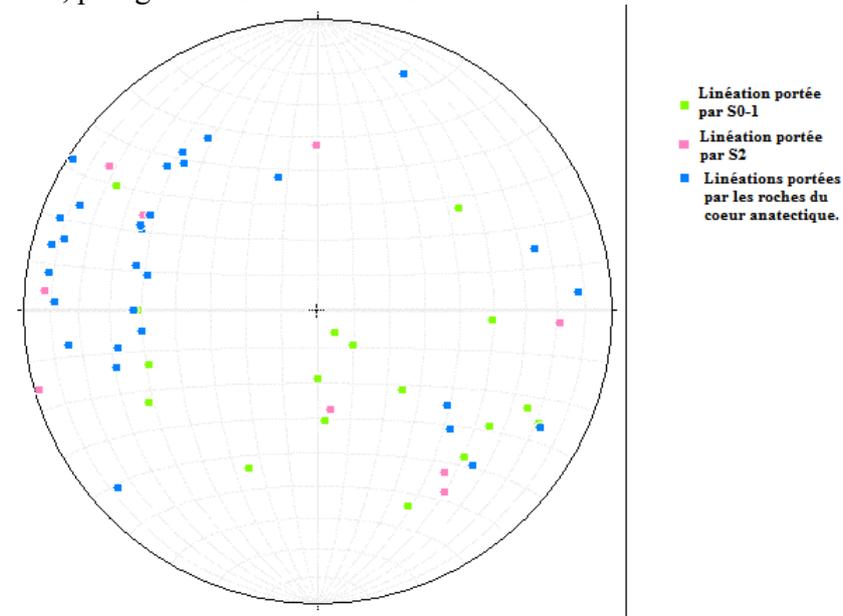


Figure 6: Hémisphère inférieur représentant les linéations selon la schistosité. La majorité des mesures provient d'un report de pitch sur canevas de Schmidt (Réalisé avec le logiciel Stereonet).

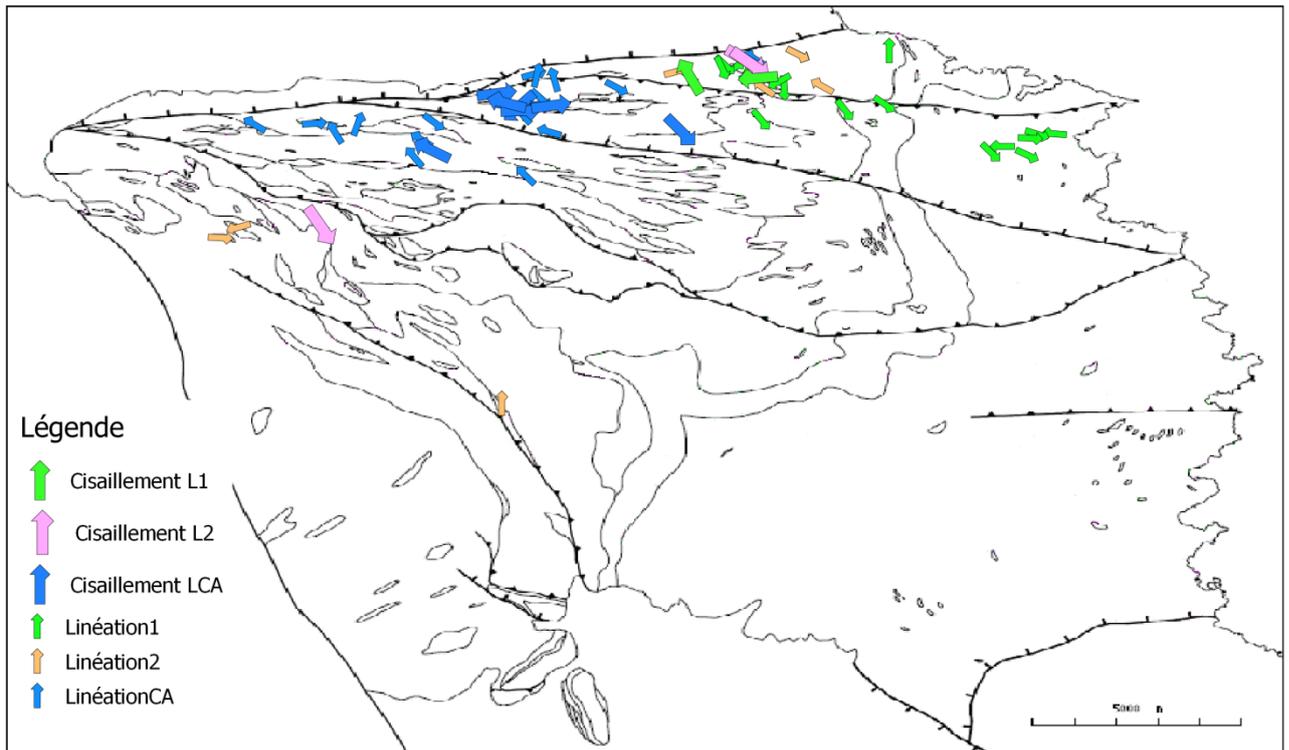


Figure 7: Carte des linéations et des sens de cisaillement déduits sur le terrain et grâce à l'analyse pétrologique. Le fond de carte est tiré de Vilà, 2003 (CA : Cœur Anatectique). Les sens de cisaillement indiqués représentent le mouvement du compartiment supérieur.

Comme on peut le voir sur la figure 7 ci-dessus, les sens de cisaillement semblent aussi montrer cette double vergence. Les interprétations et discussions de ces résultats seront débattus ultérieurement (voir partie Discussion).

Analyse pétrologique :

L'analyse pétrologique a été effectuée sur des lames provenant de 3 collections : une d'environ 70 lames fournies par le BRGM, principalement des orthogneiss (mission de Patrice Pinna en 2001, identifiant PP/PPY), 3 lames (A1, A2 et A3) venant d'une première collecte par Pavel Pitra en octobre 2013 et 25 lames issues de la mission présentée ici (identifiant MEXP). La présentation se fera de façon synthétique sur les différentes familles de roches rencontrées dans le massif : les micaschistes de moyen grade métamorphique, les gneiss de la zone anatectique et les leucogranites. Une lame a aussi été réalisée dans un gneiss présent dans le secteur des roches mafiques et sera traité séparément.

Résultats :

Les micaschistes de moyen grade :

Leur évolution sera décrite de l'est (zone à Crd+And) vers l'ouest (zone à Sil) ; les zones de bas grade (zones à Bt et Chl) n'ayant presque pas été échantillonnées.

Globalement, les roches présentes sont très quartzieuses, ce qui explique qu'on ait retrouvé des lames quasiment dénuées des différents minéraux index qui nous intéressaient. Dans les roches les plus micacées, ce sont ces phyllosilicates (et la chlorite lorsqu'elle provient de la déstabilisation de la biotite) qui définissent la schistosité, et localement l'allongement du quartz.

De l'est vers l'ouest, on remarque nettement la diminution en taille des porphyroblastes de cordiérite : à l'est, ils sont visibles macroscopiquement (\emptyset de 1 cm), mais pas dans les zones de métamorphisme supérieur. Cependant le peu de lame réalisée ne permet pas de savoir si cette évolution est continue ou brusque. Dans ces porphyroblastes de cordiérite, on remarque parfois des traces de déformation intra-porphYROBLASTE, ou des formes semblant sigmoïdes avec cristallisation de biotite dans les ombres de pression qui font penser qu'ils se sont formés de façon synchrone à cette deuxième phase. Les autres traces de déformation restent globalement les mêmes que celles qui ont pu être observées macroscopiquement : (micro)plissement, bandes de cisaillement, etc..., mais le développement d'une nouvelle schistosité n'a été observé que dans une seule lame : MEX4.

En conclusion, la paragenèse principale rencontrée est :

$Qtz+Bt(\pm Chl)+Ms\pm Crd\pm(And/Sil)$

Dans une roche (MEXP65, zone à Crd+And), on trouve un grenat dont l'origine est inconnue : provient-il d'une roche magmatique (la matrice l'entourant étant complètement altérée, il n'est pas possible d'estimer son origine), ou provient-il d'une phase de métamorphisme de plus haute pression ? Cette deuxième explication pourrait alors confirmer la théorie du gradient Dalradian supposé (Laumonier *et al.*, 2010). Des analyses chimiques futures sont nécessaires afin de comprendre la place de ce grenat dans l'évolution des Pyrénées.

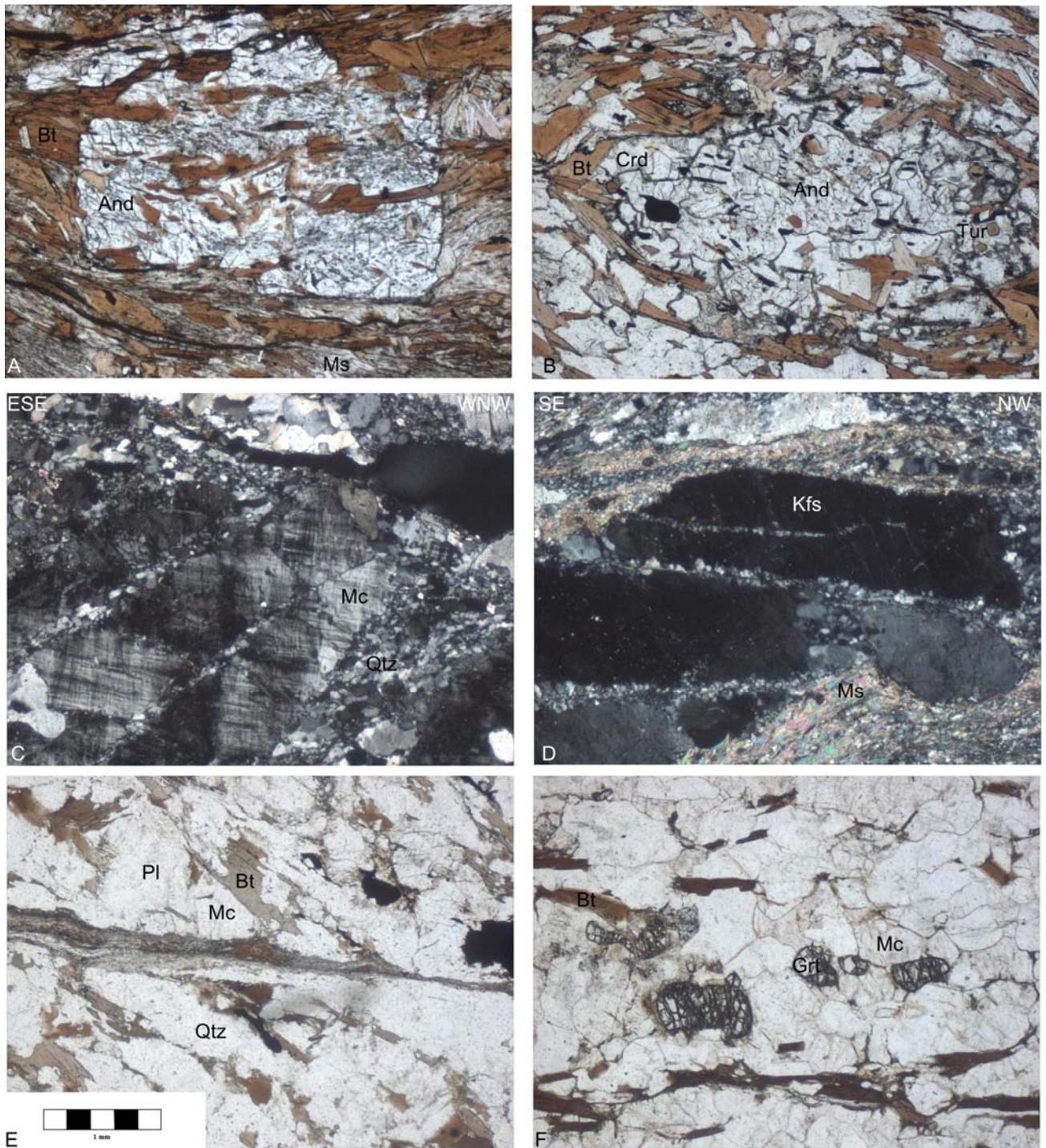


Figure 8: Exemples de microstructures observées en lame mince. A : Andalousite sub-automorphe poeciloblastique à inclusions parallèles à la schistosité extérieure dans un micaschiste (MEXP4). B : Porphyroblaste d'andalousite semblant indiquer une pseudomorphose en cordiérite. Cette dernière est identifiable par la présence des inclusions pléochroïques jaunâtres (MEXP91) C et D : Porphyroblastes de feldspaths alcalins (Mc : Microcline) présentant une forme sigmoïde et des fractures indiquant un sens de cisaillement vers le NW-WNW dans un leucogranite et une ultramylonite. (MEXP95 et MEXP113 respectivement) E : Gneiss de la zone d'anatexie présentant deux schistosités, une marquée par la biotite et l'autre par des bandes mylonitiques ici sub-horizontales à muscovite et épidote (MEXP114). F : Gneiss migmatitique à feldspath alcalin et grenat (MEXP125). L'échelle est valable pour toutes les photographies.

Les gneiss de la zone anatectique :

La majorité des lames étudiées dans cette zone provenaient d'orthogneiss. Néanmoins, les cartographies indiquent plutôt une origine paradérivée même si très peu de lames peuvent être interprétées comme tel.

Dans l'une de ses lames (MEXP125, voir figure 8F), on observe un rubanement migmatitique, avec néanmoins une forte présence de leucosome. La schistosité est marquée par des niveaux biotitiques, souvent à proximité de grenat de tailles variables (\varnothing de 1 à 0,05 cm) qui sont parfois accompagnés de sillimanite. L'autre niveau en alternance se compose de quartz et de feldspath.

La muscovite est absente de la lame, mais on a retrouvé des feldspaths alcalins, principalement du microcline, xéno- à sub-automorphe, mais de taille modeste en comparaison des porphyroblastes présents dans des lames d'orthogneiss. Ces arguments font penser que la réaction : $Ms + Qtz \Rightarrow Sil + Kfs + Eau$ a eu lieu, et qui justifie des températures d'au moins 600°C (Day, 1973). La présence des grenats a été interprétée comme métamorphique, comme l'indiquaient Guitard et Mozgawa-Krutow, 1986 en parlant de kingizites.

Cette lame peut être qualifiée de lame de référence pour l'étude de la migmatisation au vu de sa paragenèse observée:

$Qtz+Bt+Pl+Sil+Kfs+Grt$

Un autre paragneiss moins migmatitique (PPY572) présente une première schistosité à biotite et sillimanite intensément plissé. On peut aussi remarquer que la tourmaline présente dans la lame recoupe cette probable S1 plissée.

Dans les autres lames de la zone, la présence de porphyroblastes de feldspaths alcalins formant des yeux, là encore de diamètre milli à centimétrique, a été interprétée comme indiquant un orthogneiss, néanmoins, il n'a pas été trouvé de critère discriminant pour séparer les orthogneiss ordovicien de ceux d'âge hercynien.

Les roches présentent généralement une foliation entre niveaux quartzo-feldspathique et niveaux micacées (biotite et muscovite), ces derniers étant de taille disparate (épaisseur des bandes de quelques millimètres à des dixièmes de millimètres).

Les minéraux index sont assez rares, mais lorsque qu'elle est présente, la sillimanite est encore fréquemment plissée, ce plissement indique que sa croissance est probablement antérieure à la phase de déformation D2. Cela signifierait donc que le métamorphisme de haute température avait débuté avant cette phase. Les grenats sont eux assez fréquents même s'il est encore une fois impossible de déterminer leur origine

Les feldspaths sont eux-aussi fracturés. En outre, les grenats sont très fortement chloritisés, ce qui indiquerait encore une fois une période de déformation à basse température.

En conclusion pour cette zone, les paragenèses et les microstructures rencontrées indiquent des conditions de fusion pour les roches de cette zone. Néanmoins, comme on peut le voir sur la figure 8E, il reste possible de retrouver des traces de la probable schistosité initiale, bien qu'elle soit la plupart du temps très fortement masquée dans la zone par des bandes mylonitiques, ou la fusion, qui, rappelons-le, ont globalement la même orientation.

Les leucogranites :

Deux lames ont été réalisées dans ces roches à l'occasion de ce stage : une dans un leucogranite de l'est, dans les micaschistes de bas grade, et un autre à proximité des orthogneiss de Sorède (MEXP95, voir photographie 7C). Les deux montrent néanmoins de grandes similarités : ils sont principalement composés de quartz et de feldspath, ces derniers, plagioclases ou alcalins, formant des yeux souvent centimétriques. Ces yeux présentent généralement des formes indiquant à la fois une déformation ductile (forme sigmoïde et extinction roulante) et une déformation fragile (fracturation, pas de recristallisation en bordure). Les micas (biotite et muscovite) sont eux assez rares et forment de fines bandes (<1mm) marquant comme les rubans de quartz la schistosité. La paragenèse est principalement :

Qtz+Pl+Kfs ±Bt±Ms

Le gneiss dans les intrusions mafiques :

Comme dit précédemment, un gneiss a été échantillonné dans la zone carté comme « Roches mafiques à ultramafiques ». Il présente les stigmates d'une très intense déformation fragile. L'une de ses particularités est la présence en grande quantité d'épidote, ce qui suppose un métamorphisme de basse température. Cette déformation est en accord avec les cartographies de « bandes mylonitiques tardi-hercynienne » ayant fonctionné en faciès « schiste vert » dans la zone du « Boulou-Perthus ». L'intensité et le type de déformation rencontrée peuvent correspondre à ce qui est observé dans les roches du cœur anatectique.

En cumulant les informations de cette étude pétrologique, il a été possible de proposer une carte marquant le degré de déformation observé sur les roches en lame mince. Elle est principalement basée sur la taille des grains, sachant qu'une forte déformation a tendance à réduire la taille de grain. Si cette vision reste très subjective, et ne permet pas de prendre en compte le degré de chaque déformation mais juste l'intensité totale, on peut quand même remarquer que, si beaucoup de zones de haute déformation correspondent avec les failles supposées alpines de Vilà, 2003, il existe des zones éloignées de ces failles où l'on observe une déformation importante. C'est notamment le cas pour les lames des roches le plus au sud-est, qui peuvent être assimilées aux « dykes » datés par Liesa *et al.*, 2011 comme équivalents aux orthogneiss du cœur. Eux aussi présente la même déformation fragile caractéristique des lames observées. Néanmoins, il a été retrouvé près de la faille nord principale (faille du Tech) dont l'activité principale est estimée aux alentours de 30 Ma, une roche présentant des fractures remplies de matière noire (possiblement une pseudo-tachylyte, même si une analyse

pétrologique serait nécessaire). La déformation fragile observée sur presque toutes les roches pourrait donc n'être liée qu'à ce dernier événement, responsable de la surrection du massif (Maurel, 2003).

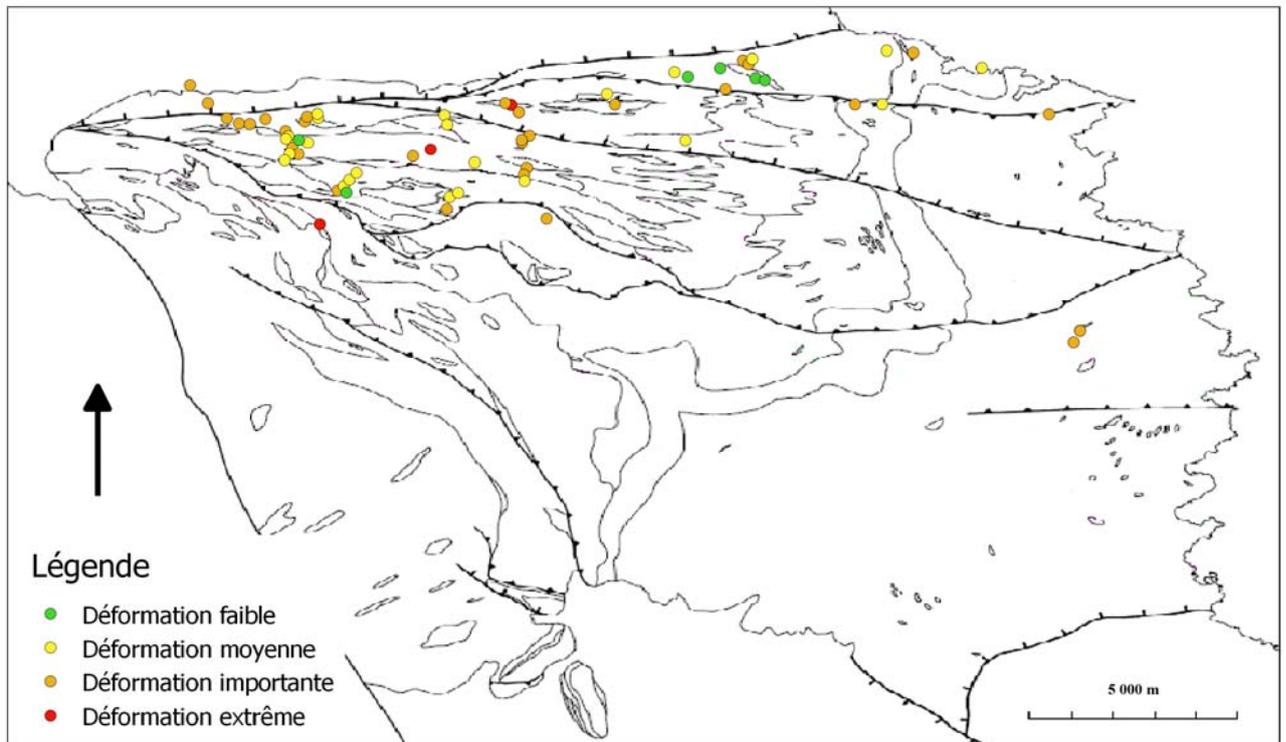


Figure 9: Carte de l'intensité de la déformation, telle qu'observée en lame mince. Les contours de la carte proviennent de Vilà, 2003. Voir fig.2 pour la correspondance litho-stratigraphique.

En outre, le travail réalisé sur cette centaine de lames a permis de produire une zonéographie des différentes paragenèses rencontrées, très sommaire, et de la comparer avec les isogrades réalisées auparavant. Comme le montre la figure 10, on voit que les isogrades de Vilà correspondent parfaitement avec les paragenèses indiquées à l'exception d'une roche à Crd+And qui se trouve dans la zone à sillimanite. Néanmoins, il semble que cette lame présente une pseudomorphose de l'andalousite en cordiérite (voir photographie 7B), ce qui semble signifier que cette lame était en cours de rééquilibrage minéralogique. Par contre, dans le cas des isogrades du BRGM, on remarque aussi une anomalie dans le cas de la lame à And+Sil. Il semble que la proposition de Vilà par un jeu de faille puisse expliquer ce désaccord.

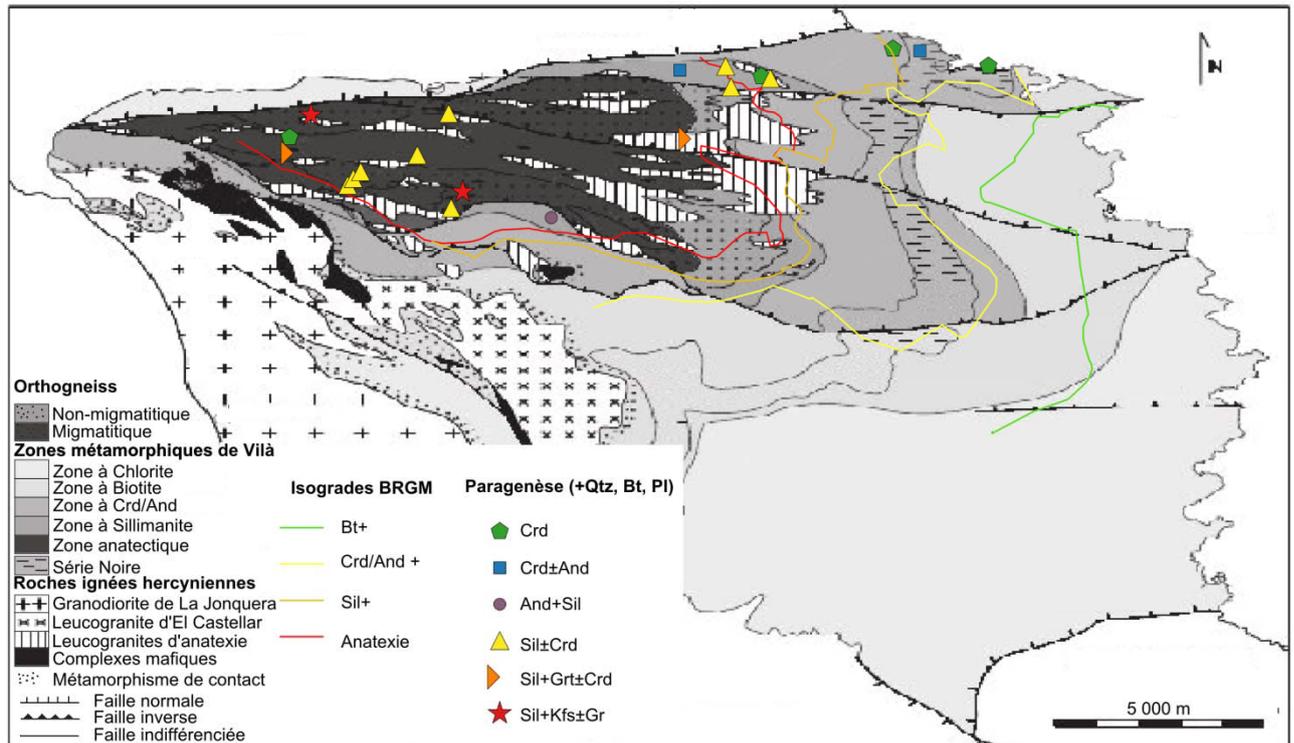


Figure 10: Carte des différentes paragenèses observées dans la zone, avec le report des tracés d'isogrades proposés par les cartographies actuelles. Les grenats dont l'origine est peut être magmatique n'ont pas été indiqués. Le fond de carte est tiré de Vilà *et al.*, 2005.

Description pétrologique détaillée des lames réalisées dans le cadre du stage :

Une description pétrologique des lames minces de Patrice Pinna étant déjà disponible, nous nous concentrerons ici sur les lames des séries MEXP et A, même si une description plus sommaire de toutes les lames a été réalisée (voir fichier excel joint). La localisation des différents échantillons ayant servi à la réalisation des lames minces est indiquée sur la figure 11. Là encore, les résultats seront indiqués par type de roche et/ou par localisation, les mêmes que dans la partie précédente. A part contre indication, les lames minces ont été réalisées parallèlement à la linéation et perpendiculairement à la schistosité afin d'essayer de déterminer des critères de cisaillement.

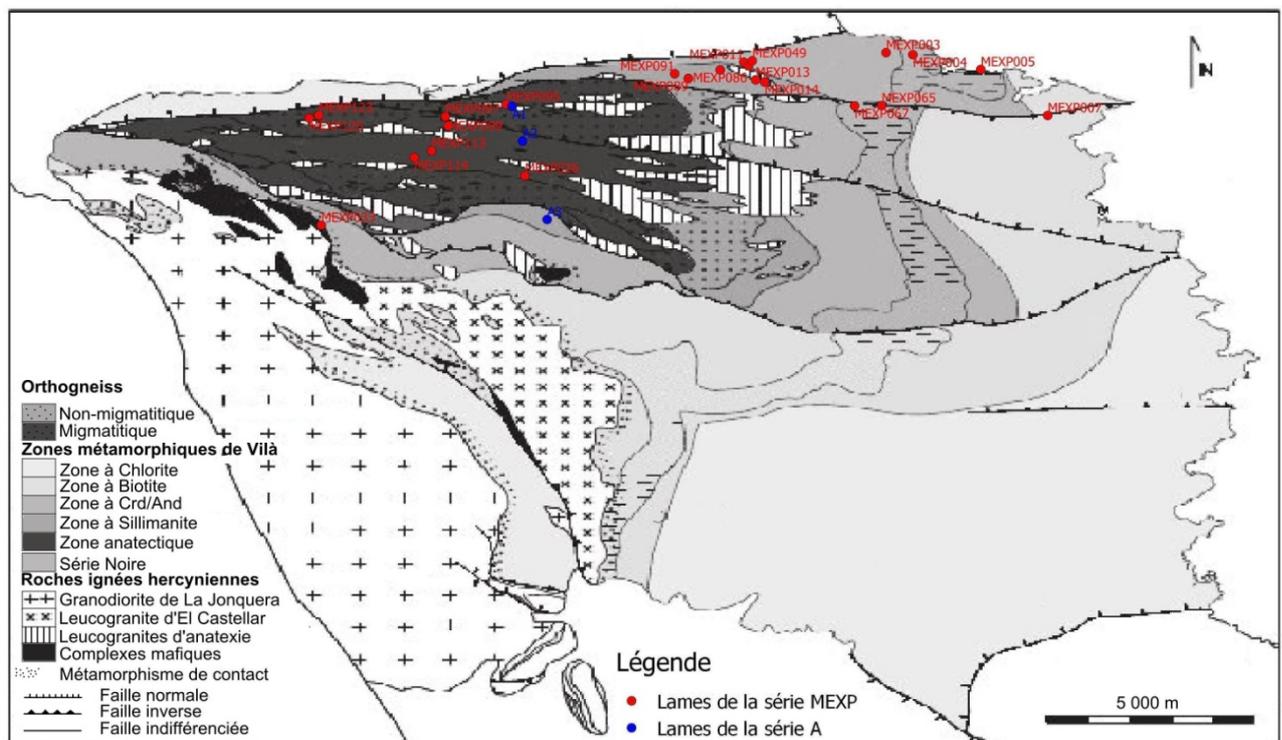


Figure 11 : Localisation des roches à partir desquelles des lames minces ont été réalisées.

Les micaschistes de bas à moyen grade :

Zone à biotite :

MEXP 7 :

Cette roche est un micaschiste montrant des bandes de cisaillement, dont la cinématique est cohérente avec le développement de microplis, marquant une vergence vers le sud. La schistosité principale S0-1 est marquée par des alternances de niveaux micacés (biotite, chlorite ou muscovite) et des niveaux quartzeux.

Zone à cordiérite/andalousite :

MEXP 5-2 :

C'est aussi un micaschiste à biotite et muscovite marquant la schistosité. La roche montre clairement une différence de granulométrie : une partie plus grossière avec environ 50% de biotite et 50% de muscovite, et une zone à granulométrie fine, très riche en muscovite. Dans cette seconde zone, on retrouve des porphyroblastes complètement rétro-morphés en chlorite parallèles à S0-1, mais aussi d'autres biotites/chlorites de taille millimétrique qui recoupent S0-1 avec un fort angle ($>60^\circ$), mais trop peu ordonnées pour indiquer une vraie schistosité.

MEXP 4-4 :

Il s'agit d'un micaschiste très micacé, à biotite et muscovite, présentant des porphyroblastes de cordiérite et d'andalousite. L'andalousite apparaît sub-automorphe à xénomorphe, mais présente des inclusions qui indiquent un plissement, bien visible ailleurs, et laissant apparaître une deuxième schistosité d'axe de pli. Les plus gros porphyroblastes de cordiérite semblent permettre la création d'ombres de pression avec cristallisation de biotite, indiquant un mouvement sénestre.

MEXP 3-2 :

Cette lame a été réalisée parallèlement à la linéation de crénulation observée. Elle présente des bandes de cisaillement, très marquées dans les porphyroblastes de cordiérite, mais peu discernables dans le reste de roche, un micaschiste à schistosité marquée par le quartz et la biotite, et plus localement par la muscovite. Ces bandes de cisaillement indiquent une croissance de la cordiérite synchrone à la déformation. Les différents marqueurs témoignent d'une vergence vers l'ouest.

MEXP65 :

Là encore, on retrouve une différence notable de composition : une zone plus quartzreuse à biotite et un niveau à « matrice altérée », probablement de la cordiérite. Dans ce second niveau, on retrouve aussi des grenats très xénomorphes et les biotites y sont plus grosses. Enfin, on observe aussi de l'épidote, qui semble localisée aux contacts entre les deux lithologies.

MEXP67 :

Il s'agit d'un micaschiste très quartzeux montrant un très impressionnant microplissement, laissant parfois apparaître un début de schistosité sans néo-cristallisation. La roche ne comportant pas de minéraux index, il n'a pas été possible d'établir des relations chronologiques de cristallisation.

Zone à sillimanite :

MEXP 14 :

Il s'agit d'un micaschiste à porphyroblastes de cordiérite comme ceux de MEXP 13-2. La schistosité est aussi indiquée par la biotite/muscovite ou le quartz, et plus rarement par quelques gerbes de sillimanite. La taille des porphyroblastes (parfois > 1cm) a provoqué des déflexions de la schistosité, allant même jusqu'à un microplissement. Leur développement s'est donc passé pendant une phase de déformation. On peut aussi noter que certaines biotites ne sont pas alignées avec la schistosité, leurs plans de clivage étant quasiment perpendiculaire à S.

MEXP 13-2 :

Cette roche est un micaschiste à porphyroblastes de cordiérite, avec une schistosité (S0-1) très bien marquée par la biotite, la muscovite et l'allongement du quartz. L'un des porphyroblastes a permis la cristallisation de biotites dans des ombres de pression, indiquant un cisaillement top-à-l'ouest (N265). De manière générale, les porphyroblastes semblent être « zonés : leurs cœurs semblent beaucoup moins altérés que la périphérie. Des analyses chimiques seraient nécessaires pour en savoir plus.

MEXP 12-2 :

Il s'agit d'un micaschiste mylonitique à quartz et biotite principalement, et avec quelques muscovites. La roche présente des bandes de cisaillement très marquées et indiquant un sens de cisaillement top-vers-le-sud-est (N125) cohérent avec celui déduit sur le terrain et avec les plis asymétriques rencontrés. La schistosité de la roche est marquée par la biotite et par quelques amas de muscovite/chlorite, possiblement des anciens minéraux de haute température. On retrouve aussi quelques tourmalines.

MEXP 49 :

Cette roche est un micaschiste montrant une alternance compositionnelle entre niveaux quartzeux et niveaux biotitiques, la muscovite étant quasiment absente. Dans un niveau, on distingue des plagioclases contenant de nombreuses inclusions parallèles à la schistosité, ce qui semble indiquer une origine métamorphique. Localement on retrouve de petites gerbes de

sillimanite. Enfin, des minéraux à relief moyen, de couleur bleue mais sans pléochroïsme marqué sont présents (tourmalines ?).

MEXP 86 :

Cette roche est un micaschiste à biotite et quartz montrant bien la schistosité sans que des traces de grandes déformations y soient décelables, même si on retrouve très localement des biotites légèrement plissée et semblant recouper la première schistosité. On a aussi retrouvé de la cordiérite et de la sillimanite, et de nombreuses tourmalines. S'il s'agit d'un micaschiste, on peut en outre noter qu'il est plus riche en plagioclase que ceux des zones à Crd/And.

MEXP 89 :

On a encore affaire à un micaschiste à quartz et biotite, peu déformé, mais donc la schistosité est aussi marquée par des tourmalines et de la sillimanite. La chlorite est aussi bien exprimée, remplaçant parfois des porphyroblastes de cordiérite. La roche est aussi riche en minéraux accessoires comme les zircons et les apatites. Un des porphyroblastes de sillimanite (inclus dans ou pseudomorphosant de la cordiérite ?) donne par sa forme sigmoïdale un sens de cisaillement top-vers-le-nord-ouest (N324).

MEXP 91 :

Il s'agit d'un micaschiste à andalousite et cordiérite, bien que, selon les isogrades actuels, la roche se trouve dans la zone à sillimanite/feldspath alcalin. La roche semble ne pas avoir subi de déformations majeures et le quartz et la biotite indiquent clairement la schistosité. Dans les porphyroblastes à cœur d'andalousite, la cordiérite semble pseudomorphoser cette dernière aux bordures, donnant l'impression d'une texture coronitique.

Les gneiss de la zone anatectique :

Gneiss interprétés comme paradérivés :

MEXP 125 :

Cette lame présente principalement un gneiss à grenats, plus ou moins isomorphes, presque complètement chloritisés. Leur taille est également très variable : de 6 à 0,5 mm de diamètre. Si les feldspaths sont présents, ils ne forment pas d'yeux mais présentent parfois des myrmékites.

Il a peu d'indices de cisaillement, mais les plans de glissement du quartz semblent indiquer une vergence sud-est (N101)

Cette lithologie est en contact avec un niveau leucocrate (feldspaths alcalins et quartz), visible au bas de la lame.

A3 :

Cette roche ne se situe dans la zone anatectique que pour la carte BRGM (voir carte des paragenèse sur la figure 10). Il s'agit d'un paragneiss/micaschiste très plissé, dont la schistosité est marquée par des biotites et des andalousites elles-mêmes déformées. En outre, on observe aussi de la sillimanite, qui remplace localement l'andalousite

Si on suppose que le plissement associé à cette roche est lié à D2, cette roche indiquerait donc que le métamorphisme de haute température avait commencé avant cette phase de plissement.

Autres gneiss du secteur :

MEXP 26 :

Cette roche est un gneiss oeilé mylonitique à yeux de feldspaths (alcalins et plagioclase) de taille disparate (de 2 cm pour un feldspath alcalin à 1 mm dans le reste de la lame). Ces clastes présentent souvent des traces de déformation en partie fragile, avec fractures remplies de quartz et de biotite. On remarque aussi que le rubanement de la roche ne s'est pas bien effectué, les biotites et le quartz sont très souvent mélangés. Comme on a pu s'en rendre compte lors de la datation, cette roche est très riche en zircons.

MEXP 97 :

Cette roche est un gneiss à cordiérites très altérées et à sillimanite. Les sillimanites présentent deux formes : elles sont, soit parallèles aux biotites marquant la schistosité, soit elles semblent perpendiculaires à la coupe de la lame. La roche présente aussi des minéraux à fort relief et isotropes inclus dans des feldspaths alcalins, possiblement des grenats. Leurs formes oblongues et leurs tailles (< 0,5 mm) ne permet de l'affirmer au microscope optique. L'origine para ou ortho-dérivée est difficile à estimer, au vu de la forte présence de biotite et de la taille des feldspaths (plagioclases et alcalins).

MEXP 99-1 :

Cette roche est un orthogneiss oeilé ayant subi une forte déformation, mais qui semble avoir eu lieu à plus haute température que ce qui a été décrit auparavant : on retrouve des myrmékites près des feldspaths, dont la formation selon Vernon, 2004 nécessite au moins des températures de 450°, le quartz a une extinction en damier, mais on retrouve aussi des feldspaths fracturés. Un *micafish* indique un sens de cisaillement top-vers-le-nord-est (N61).

MEXP 113 :

Il s'agit d'un gneiss ultramylonitique oeilé à biotite. Les yeux sont des feldspaths alcalins, dont du microcline. Les figures de déformation montrent encore des événements pouvant être attribués à une déformation ductile (forme très sigmoïde de certains « yeux ») et d'autres à une déformation fragile (fragmentation de ces mêmes yeux). Dans une couche, on observe des sphères « porphyriques » (~1 mm), dont la rotation a entraîné la déflexion des schistosités alentours, prouvant leur cristallisation anté-cinématique.

Les σ -type marquées par les yeux et les bandes de cisaillement présentes indiquent clairement une vergence nord-ouest (N296)

MEXP 114 :

Cette lame montre un gneiss à biotite et à rares muscovites. Si les micas indiquent une schistosité, on remarque aussi la présence d'une deuxième schistosité marquée par des bandes mylonitiques à muscovites, biotite et épidotes. Les sens de cisaillement semblent indiquer du top-vers-le-sud-ouest (N140).

MEXP 123 :

Il s'agit probablement d'un ortho-gneiss, très riches en feldspath dont la foliation est bien marquée par des niveaux très biotitiques. Néanmoins, localement, les rubans de quartz semblent presque perpendiculaires à cette foliation, ce qui pourrait indiquer la présence de deux phases de déformation. Les feldspaths alcalins présentent souvent des myrmékites mais sont aussi fracturés.

A1 :

Cette roche correspond au point de mesure MEXP22. Il s'agit d'un orthogneiss oeilé appartenant probablement aux « orthogneiss de Sorède ». La roche est très mylonitique, et possède une schistosité marquée par des niveaux micacés (muscovite et biotite). La taille des yeux va de moins d'un mm à 5 mm de diamètre, les plus gros étant des feldspaths alcalins. Ces derniers présentent aussi les traces d'une déformation ductile et d'une déformation fragile. Contrairement à certains orthogneiss observés dans les lames de Patrice Pinna, on peut noter que la tourmaline est absente. Si la lame n'est pas orientée, un sens de cisaillement top-vers-l'est a été déterminé sur le terrain.

A2 :

C'est aussi un orthogneiss ocellé, correspondant cette fois au point d'analyse MEXP23. La roche est plus riche en biotite, elles-mêmes moins mylonitiques que celles de A1.

Les leucogranites :

MEXP 11 :

C'est un « leucogranite ocellé » à yeux de feldspaths, dont les plus gros (3~4 mm) sont souvent fracturés et remplis de quartz/muscovite. La roche n'a pas de biotite, mais la muscovite est bien présente, formant parfois des micafish indiquant conjointement aux σ -type un sens de cisaillement top-vers-le-sud-est (N120). Le quartz présente deux granulométries: il est bien cristallisé dans des rubans marquant la foliation, mais peut être très fin dans les fractures, les ombres de pression et les zones mylonitiques. Au vu de leurs proximité géographique, on considérera que cette description compte aussi pour l'échantillon MEXP 12-1, le leucogranite daté.

MEXP 95 :

Il s'agit d'un leucogranite, ramassé dans le cœur du dôme, mais présentant comme MEXP11 des yeux de feldspaths. Les plus gros yeux sont des feldspaths alcalins, dont du microcline, mais on retrouve quelques yeux de plagioclases quoique très séricitisés. Là-encore, les yeux sont fracturés et remplis de quartz et la roche présente une forte mylonitisation. Les bandes micacées, marquant la schistosité avec les rubans de quartz recristallisé, sont très fines et contiennent majoritairement de la muscovite, la biotite étant plus localisée. Le sens de cisaillement donné par les σ -type indique un top-vers-l'ouest (N284).

Le gneiss dans les roches mafiques :

MEXP 33 :

Pour rappel, la description de cette roche a déjà été abordée de manière succincte précédemment. Cette roche est un gneiss ocellé ultra-mylonitique, à yeux feldspathiques (dont microcline), mais de diamètre variable (1 mm à 1 cm). Ils présentent souvent les traces d'une déformation fragile. On retrouve aussi des épidotes dans les niveaux mylonitiques. Les plis des rubans de quartz recristallisés, ainsi que des σ -type ont permis de déterminer un sens de cisaillement top vers le sud-est (N145). Localement, dans des niveaux mieux cristallisés, on retrouve des tourmalines à pléochroïsme bleu. Compte tenu de sa localisation, il est difficile de préciser le protolithe de cette roche.

Les traces de cette déformation au caractère de basse température peut correspondre aux effets des bandes mylonitiques à faciès schistes vertes, dont l'âge est toujours discuté (voir *supra*).

Données géochronologiques :

Introduction et protocole expérimental:

Deux échantillons ont été choisis pour être datés : un leucogranite de la partie est du massif (MEXP12-1) et un gneiss oillé présent au cœur du domaine anatectique (MEXP26) (voir localisation sur la carte de la figure 2).

Après une première étape de séparation par liqueurs denses et séparateur magnétique notamment, on a pu remarquer que, de manière simpliste, les zircons de MEXP26 étaient nombreux et automorphes tandis que les zircons de MEXP12-1 étaient eux au contraire rares et très fracturés. En outre, les zircons de MEXP12-1 étaient généralement très petits (< 50 microns), si bien que les images en cathodoluminescence n'ont pas permis d'obtenir d'information avant le passage au laser, au contraire de ceux de MEXP26 (voir figure 12).

Les datations ont été effectuées par Ablation Laser par ICP-MS (LA-ICP-MS) grâce aux géochronomètres U- Pb, par le couplage d'un laser Excimer 193 nm ESI (NWR193UC) et d'un ICP-MS Agilent 7700. Deux zircons standards ont été utilisés : le GJ1 (Pearson *et al.*, 2004), daté vers 600 Ma et de composition connue (19,5 ppm de Pb, 214 d'U et 12,9 de Th). L'autre zircon standard est le Plésovice (Slàma *et al.*, 2008), qui n'a été utilisé que pour évaluer la standardisation. Toutes les dix analyses de zircons inconnus, deux analyses du GJ1 et une du Plésovice étaient réalisées.

Chaque analyse a duré environ 80s, avec 20s d'acquisition du bruit, puis 60s de mesure du matériel ablaté par le tir du laser. Trois séries de mesures ont été effectuées sur les zircons de MEXP26, deux avec un faisceau d'ablation de 30 microns et une autre à 20 microns. Une seule série a été réalisée sur MEXP12-1 avec un faisceau de 20 microns. La puissance du laser était d'environ 9,3 J/cm² pour les faisceaux de 30 microns et de 9,9 J/cm² pour ceux à 20 microns tandis que la fréquence de tir du laser a été fixée à 5Hz. Le zircon Plésovice a donné un âge concordia de 336.3±2.2 Ma (N=14, MSWD= 0,85), pour un âge connu d'environ 337 Ma, montrant que la standardisation s'est déroulée correctement. Une description plus détaillée de la technique d'acquisition des données est disponible dans l'annexe 1. Les résultats sont disponibles dans les tableaux des annexes 2 et 3. Les données présentées ont ensuite été traitées avec le logiciel Isoplot.

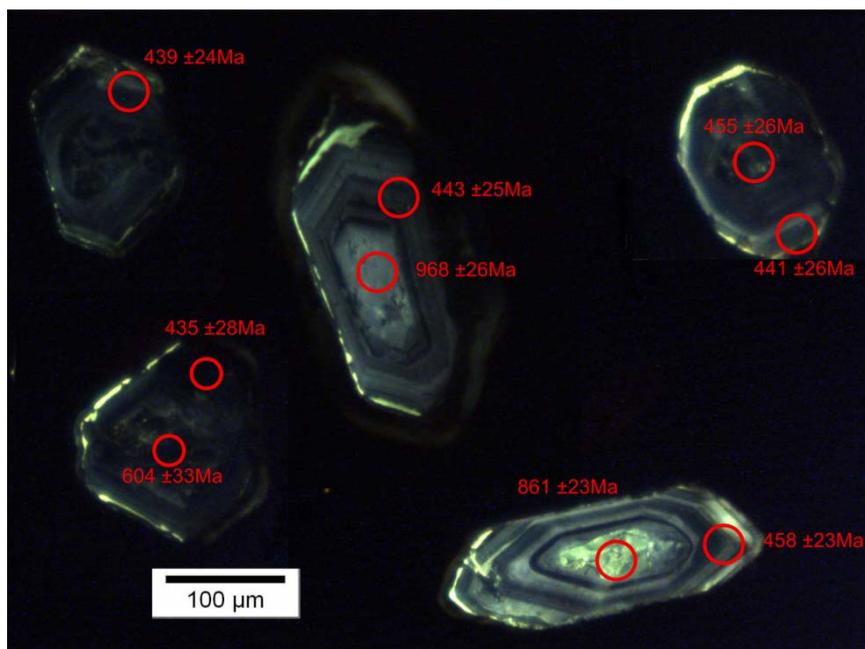


Figure 12: Exemples de zircons séparés de MEXP26 en cathodoluminescence avec âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ associés.

Résultats :

Echantillon MEXP12-1 :

Sur les quatorze mesures utilisables, douze donnent un âge concordant à $306,4 \pm 2,1$ Ma avec un MSWD de 0,56, tandis que deux autres, non représentés, indiquent une probable perte en plomb (figure 13). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation de la roche, et, au vu des interprétations structurales, on interprétera aussi cet âge comme un âge d'anatexie, syn-D2.

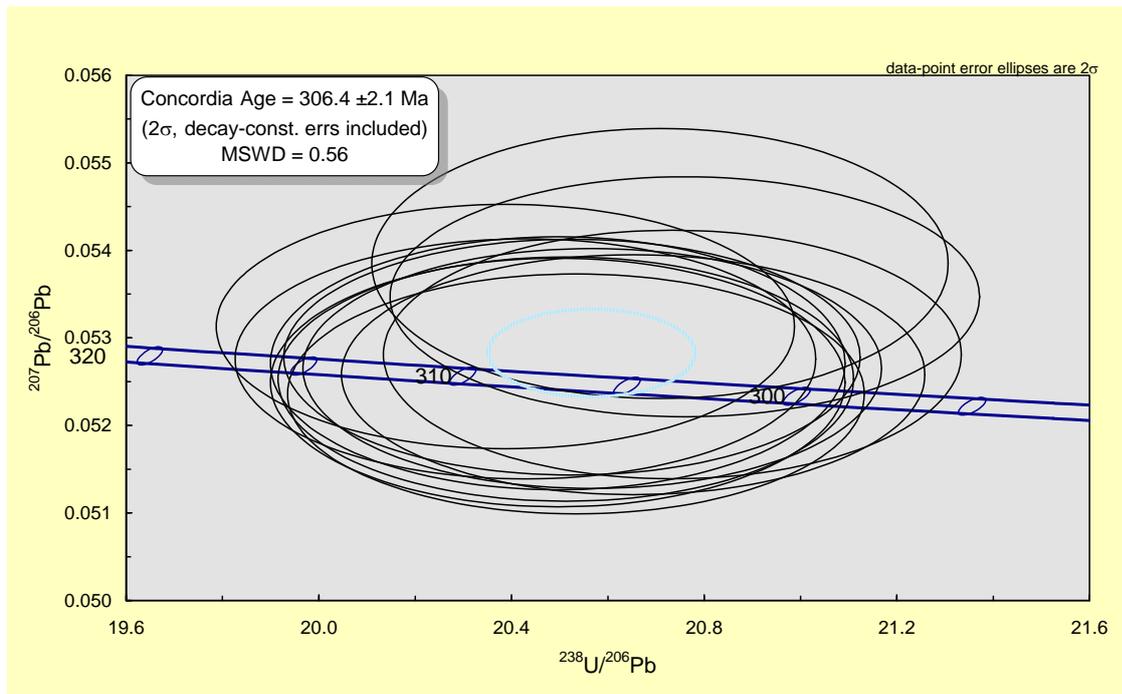


Figure 13: Diagramme Tera-Wasserburg des zircons concordants de l'échantillon MEXP12-1.

Echantillon MEXP26 :

Les zircons de cet échantillon semblent présenter deux âges concordants : un vers 465 Ma et un autre vers 440 Ma, en plus de traces d'héritages, voir figures 14 à 16. Si l'âge de 470 Ma est commun pour les orthogneiss des Pyrénées (Denèle *et al.*, 2009b), un âge de 440 Ma n'a encore jamais été recensé. Si l'on ne peut exclure la perte en plomb comme facteur de rajeunissement, les mesures semblent trop concordantes pour n'être expliquées que par ce phénomène. Si cet âge venait à se confirmer, les zircons à 465 Ma résulteraient eux aussi d'un héritage. Un autre indice quant à cette interprétation est qu'on peut parfois voir sur certains zircons avec un cœur hérité à 470 Ma et une bordure vers 440Ma. Cela indiquerait que les orthogneiss ont pu, avant le métamorphisme hercynien, être affectés par un premier épisode thermique, qu'on a alors daté à 441,7±2 Ma (figure 16). Pour s'assurer de ce résultat, il faudrait prévoir une datation sur l'échantillon MEXP21, un orthogneiss de Sorède, dont l'âge devrait être ordovicien (~470 Ma) selon Liesa *et al.*, 2011 et voir si on observe cette dichotomie entre 470 et 440 Ma.

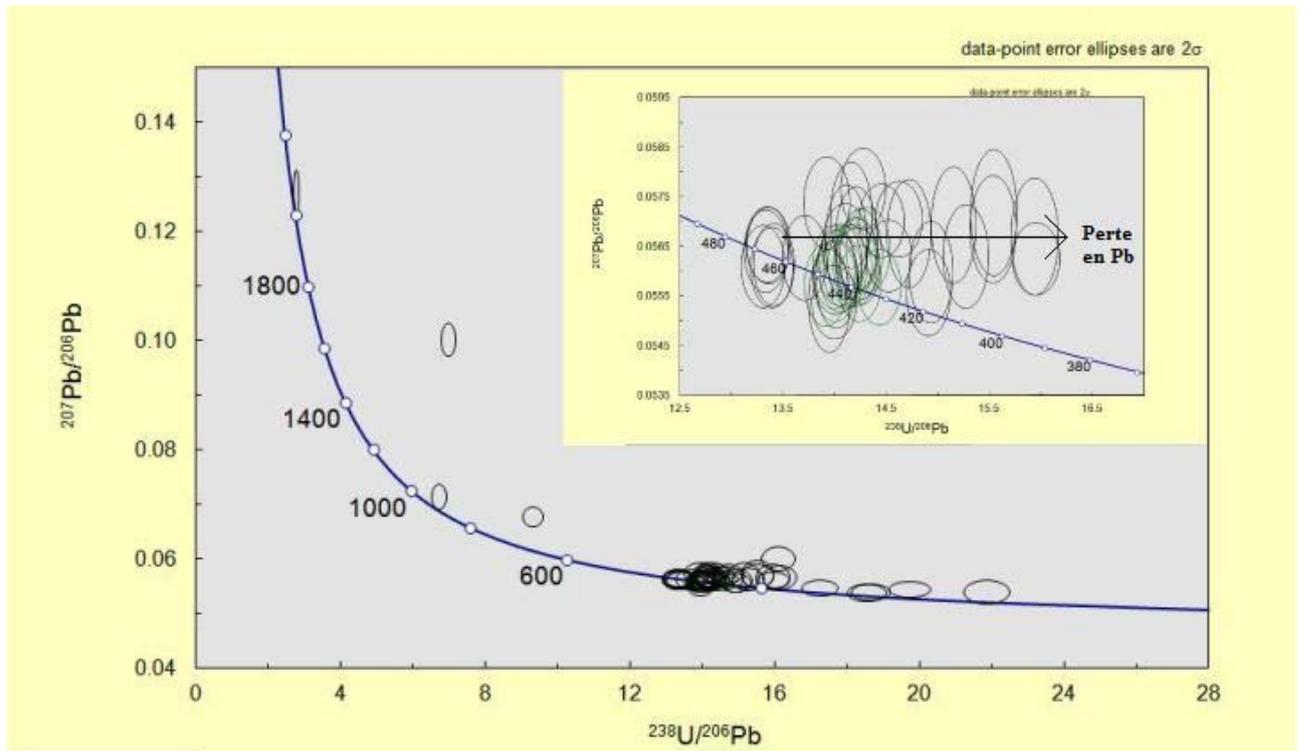


Figure 14: Diagrammes Tera-Wasserburg montrant l'héritage obtenu pour les zircons de MEXP 26. Le diagramme en haut à droite est un zoom indiquant la dispersion des mesures obtenues autour de 470 et 400 Ma, avec une flèche qui symbolise l'effet d'une perte en plomb.

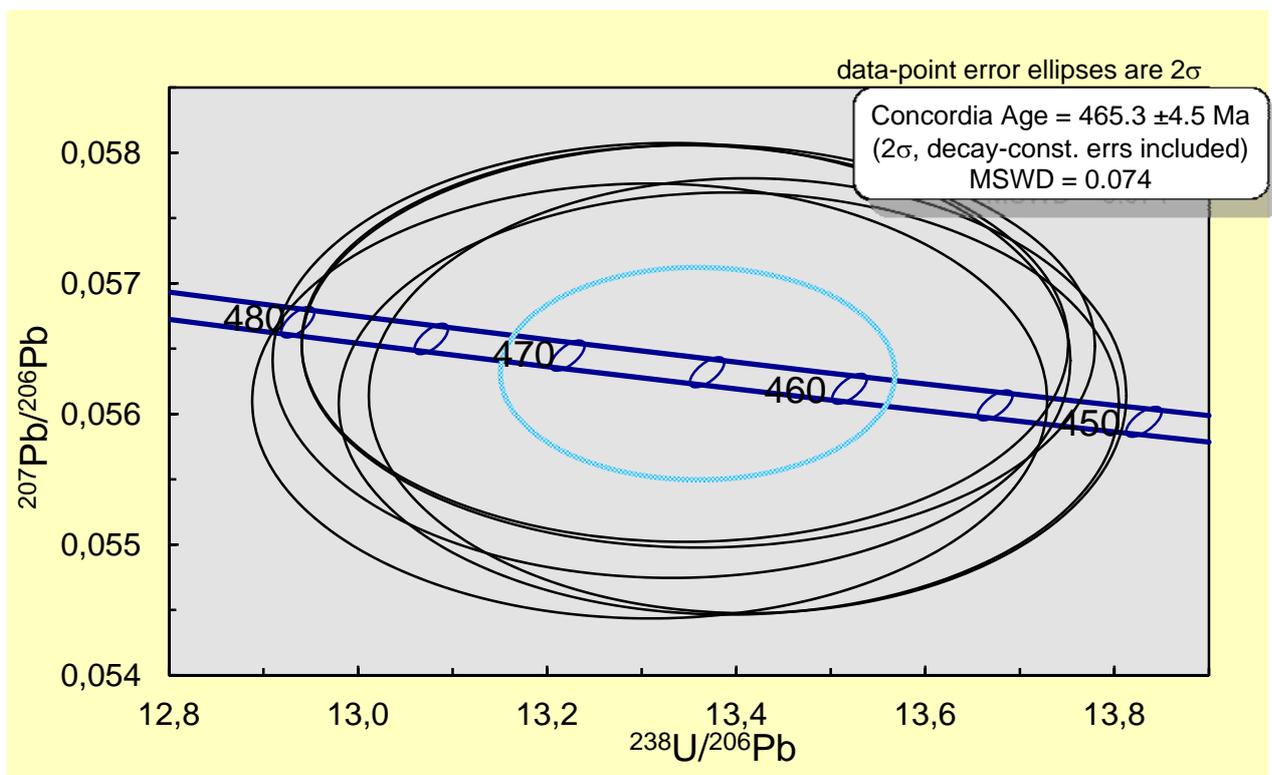


Figure 15: Diagramme Tera-Wasserburg centré sur les âges obtenus autour de 465 Ma pour les zircons de MEXP 26.

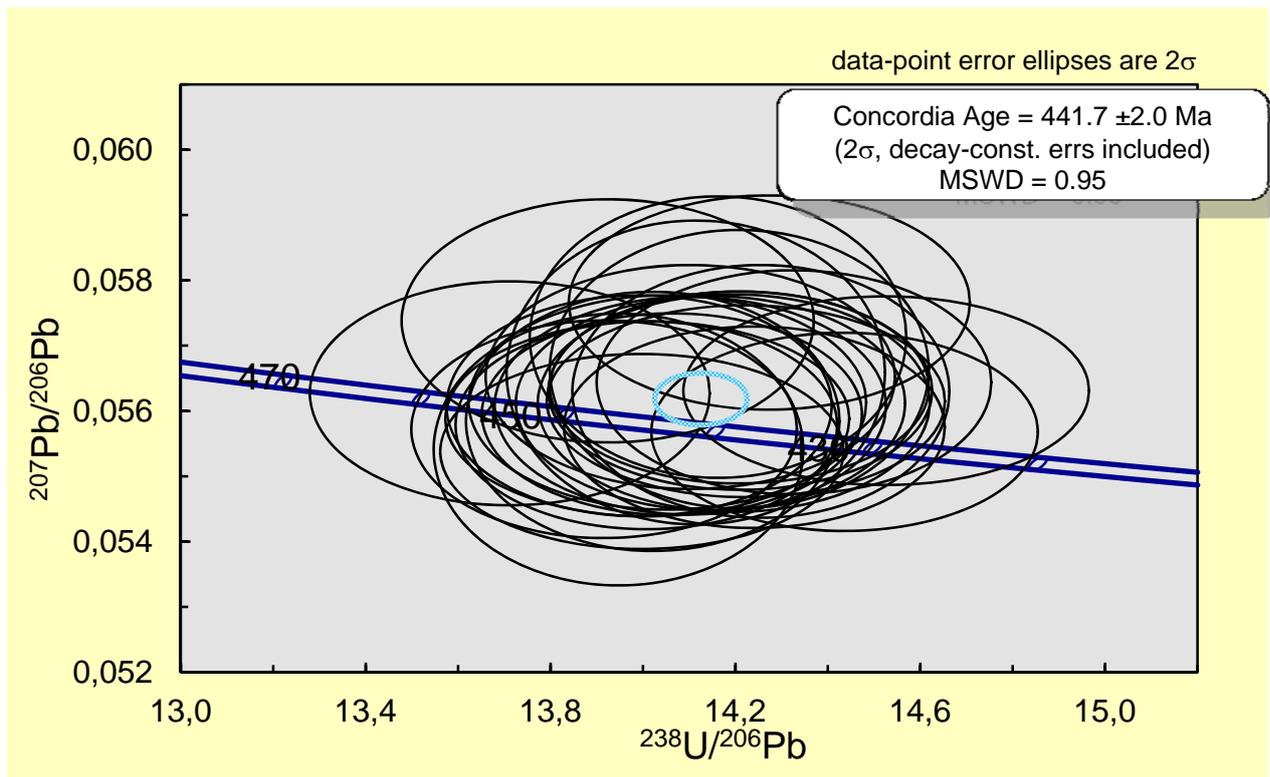


Figure 16: Diagramme Tera-Wasserburg centré sur les âges obtenus autour de 440 Ma pour les zircons de MEXP 26.

Discussion :

La certitude hercynienne...

Comme indiqué précédemment, la majorité des études proposées ces dernières années dans les dômes pyrénéens indiquent une origine pendant une phase de transpression.

Pour Mezger, 2009, on doit pouvoir différencier deux linéations : une précoce orientée WNW-ESE et une tardive orientée NW-SE. C'est cette linéation précoce qui, avec un sens de cisaillement constant vers l'ESE, aurait permis une extension généralisée par des zones de cisaillement plates. Pour le massif des Albères (figure 6), il ne semble pas y avoir une telle distinction. En outre, aucune zone de cisaillement comme proposée n'a été observée, même si pour Mezger, 2009, cette absence pourrait s'expliquer par le fait que le massif des Albères expose une partie trop profonde, qui n'a pas développé ces zones de cisaillement (figure 17).

D'une façon générale, le sens de cisaillement reconnu dans les différents massifs est top-vers-l'-ESE (voir aussi Denèle *et al.*, 2009a), d'autres mesures de terrain seront nécessaires pour savoir si nos points relèvent d'anomalies locales ou si ce massif a un caractère différent.

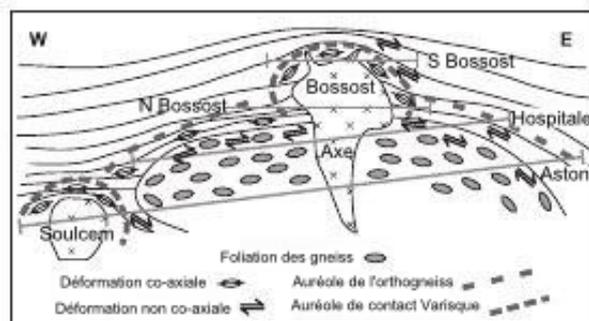


Figure 17: Coupes de différents massifs pyrénéens selon leurs niveaux d'érosion actuels. Le dôme des Albères peut être assimilé à l'Aston (Traduit d'après Mezger, 2009).

Au vu du court laps de temps s'étant déroulé entre D1 et D2, voire même de leur continuité temporelle comme indiqué par l'étude pétrologique, il semble peu probable que, si extension il y a eu, cette extension puisse être assimilée à un effondrement gravitaire, mais plutôt à une « extension syn-convergence » (Laumonier *et al.*, 2010).

L'âge obtenu par datation du leucogranite aux alentours de 300 Ma (figure 12) s'inscrit aussi parfaitement dans les récents résultats obtenus, qui permettent d'observer le diachronisme des déformations, avec une déformation plus jeune vers le sud, interprétable comme une propagation de la déformation vers les zones les plus extérieures de l'orogène (figure 18). En outre, un âge de 307 ± 1 Ma a été trouvée dans les zircons des roches mafiques de la zone (voir figure 2). Cela correspond parfaitement avec notre leucogranite, ce qui confirme bien le fait que la remontée des roches mafiques a été synchrone avec la fusion du massif, même si le lien est encore incertain.

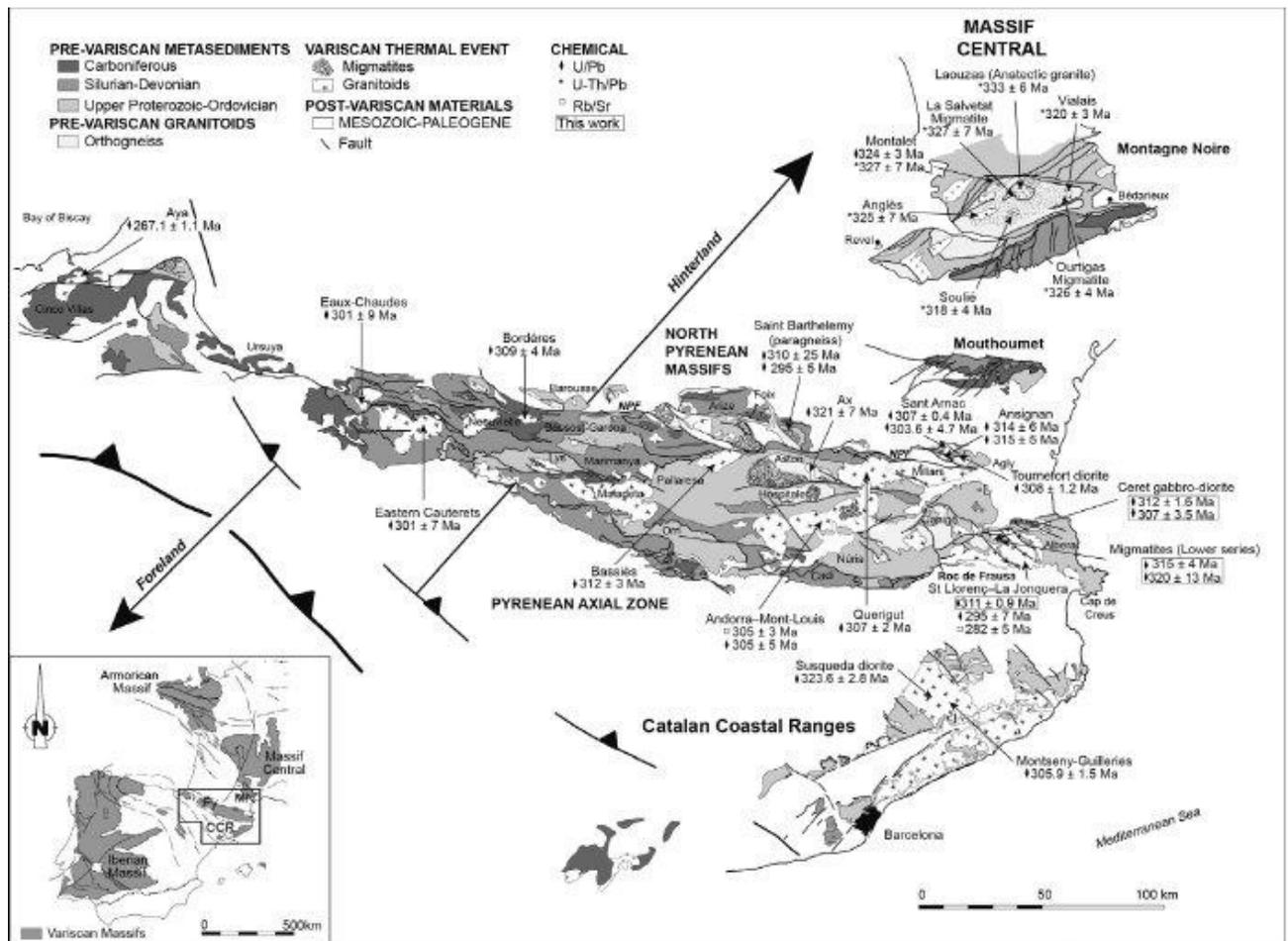


Figure 18: Récapitulatif des différents âges obtenus sur les roches ignées dans les Pyrénées et dans les massifs varisques alentours. (D'après Aguilar *et al.*, 2014)

...et la tentation pyrénéenne

Si l'hypothèse n'a été que rarement évoquée, la forte ressemblance entre la direction d'allongement des dômes et la direction de la chaîne pyrénéenne (NW/SE) mérite qu'on se pose la question d'une origine des dômes pendant cette orogénèse plutôt que pendant l'hercynienne. L'évolution thermique depuis l'hercynien des massifs de la zone axiale est aussi sujette à discussion; si l'on admet que la migmatisation hercynienne s'est passée vers 300 Ma, les résultats de Maurel, 2003 par datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de feldspath du massif des Albères ont donné un âge composite, difficile à interpréter, laissant un grand flou sur l'évolution thermique post-orogénèse varisque (figure 19).

En outre, les déformations fragiles enregistrées par la majorité des roches laissent aussi penser à une déformation plus froide que pendant un grand épisode d'anatexie. Casas *et al.*, 2003 ont rapporté que la couverture mésozoïque présente plus à l'ouest dans la Zone Axiale avait aussi été affectée par une phase de compression alpine durant l'Éocène-Oligocène, phase qui aurait comme D2 une vergence sud.

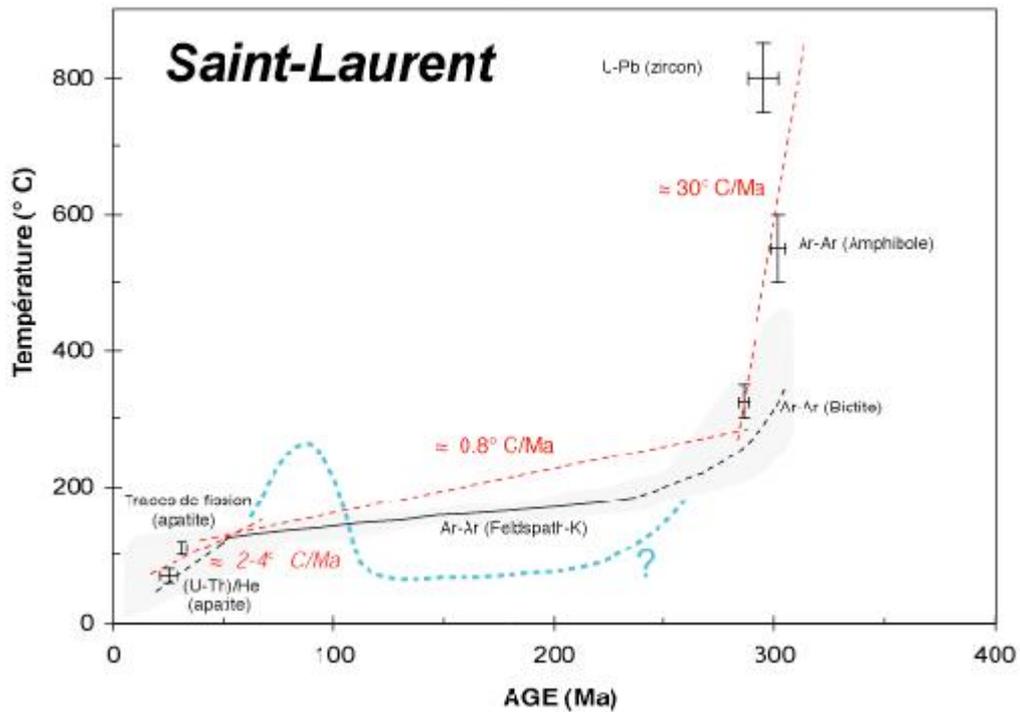


Figure 19: Courbe de refroidissement du massif de Saint-Laurent-La Jonquera par thermochronologie multiméthode avec taux de refroidissement associés depuis 300 Ma. La courbe en bleu ciel représente une évolution possible, bien que non enregistrée par les feldspaths étudiés. D'après Maurel, 2003.

Conclusions :

Comme indiqué précédemment, les différents résultats collectés au cours de ce stage semblent en accord avec les récents résultats parus tant avec les résultats structuraux (à l'exception des sens de cisaillement) et les résultats géochronologiques.

Mais le travail présenté ici rend compte de la difficulté d'interprétation des dômes pyrénéens, notamment à cause du manque d'informations réelles sur l'orogénèse pyrénéen, et son évolution thermique. Si les résultats concordent avec tous ceux présentés depuis une quinzaine d'années, il reste néanmoins difficile de suivre le *consensus* actuel qui n'envisage qu'une origine hercynienne au modelage des dômes tels qu'on les observe.

D'autres datations sont envisagées dans la poursuite de ce stage : des datations U-Pb sur monazite et Ar-Ar sur micas, qui permettront peut être de donner plus de poids à l'importance des événements de la dernière centaine de million d'années écoulées, ou confirmeront définitivement le rôle hercynien.

En outre, il serait nécessaire d'appliquer la même méthode sur les massifs voisins dont les données structurales récentes manquent (Canigou, Roc-de-France...) afin de savoir si les données de linéations concordent. Cela permettrait aussi de savoir l'importance de la déformation fragile, qui n'est peut être visible que dans le massif des Albères.

Enfin, il serait intéressant de regarder précisément la déformation des roches du Secondaire et du Tertiaire du sud de la zone (figure 1) pour voir comment elles ont enregistré l'orogénèse pyrénéenne, voir si les caractéristiques sont les mêmes que celles des roches des dômes, et, auquel cas, de proposer un modèle de restauration.

Bibliographie :

- Aguilar, C., Liesa, M., Castineiras, P., et 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.
- Autran, A., et Guitard, G. (1970) Formation hystérogène de disthène dans les micaschistes mésozonaux à andalousite et sillimanite de la série paléozoïque du Cap de Creus, Pyrénées orientales. *C. R. Acad. Sc. Paris, série D*, 270, 2616–2619.
- Autran, A., Fonteilles, M., et Guitard, G. (1966) Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris, série D*, 263, 317–320.
- Azambre, B., et Guitard, G. (2001) Disthène et staurotite reliques dans les métapelites 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., et 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.
- Calvet, M., Autran, A., Wiazemsky, M., Laumonier, B., et Guitard, G. (À paraître) – Carte géol. France (1/50 000) ; feuille Argelès-sur-Mer – Cerdère (1097-1101). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier, B., Calvet, M., Autran, A. avec la collaboration de Cocherie, A., Wiazemsky, M., Lambert, J., Lenoble, J.L. et Guennoc, P.
- Carreras, J., Julivert, M., et Santanach, P. (1980) Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *Journal of Structural Geology*, 2, 5–9.
- Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T. et Pueyo, E. (2003) Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodin. Acta*, 16, 99–117.
- Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J., et Casas, J.M. (2008) U–Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461, 228–239.
- Castiñeiras, P., Navidad, M., Casas, J.M., Liesa, M., et Carreras, J. (2011) Petrogenesis of Ordovician Magmatism in the Pyrenees (Albera and Canigó Massifs) Determined on the Basis of Zircon Minor and Trace Element Composition. *The Journal of Geology*, 119, 521–534.
- Cocherie, A. (1984) Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Université de Rennes.
- Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Mark Fanning, C., et Laumonier, B. (2005) U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176, 269–282.
- Day, H.W. (1973) The High Temperature Stability of Muscovite Plus Quartz. *American Mineralogist*, 58, 255–262.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., et Barbey, P. (2007) The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, 19, 445–453.

- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., et Barbey, P. (2009a) Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, 244–261.
- Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., et Gleizes, G. (2009b) Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 180, 209–216.
- Denèle, Y., Paquette, J.L., Olivier, P., et Barbey, P. (2012) Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country): Permian granites in the Pyrenees. *Terra Nova*, 24, 105–113.
- 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.
- Druguet, E., et Hutton, D.H.W. (1998) Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 20, 905–916.
- Fonteilles, M., et Guitard, G. (1971) Disthène relique et disthène hystérogène dans les terrains métamorphiques hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *C. R. Acad. Sc. Paris, série D*, 272, 361–363.
- Gibson, R.L., et 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.
- Gleizes, G., Leblanc, D. et Bouchez, J.L. (1997) Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen Terra Nova, 9, 38–41.
- Guitard, G., et Mozgawa-Krutow, A. (1986) Géothermobarométrie du socle catazonal des Albères (Pyrénées orientales) à l'aide des paragenèses kinzigitiques. *C. R. Acad. Sc. Paris, série II*, 302, 87–90.
- Huppert, H.E., et Sparks, S.J. (1988) The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29, 599–624.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., and Belousova, E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, 211, 47–69.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68, 277–279.
- Laumonier, B. (1998) Les Pyrénées Centrales et Orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodin. Acta*, 11, 1–11.
- Laumonier, B., Marignac, C., et 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.
- Liesa, M., Carreras, J., Castineiras, P., Casas, J.M., Navidad, M., et Vilà, M. (2011) U-Pb zircon age or Ordovician magmatism in the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Geologica acta*, 9, 93–101.
- Malavieille, J. (2010) Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, 4–10.
- Matte, P. (1991) Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309–337.
- Maurel, O. (2003) L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. Université de Montpellier II.

- Maurel, O., Respaut, J.P., Monié, P., Arnaud, N., et Brunel, M. (2004) U-Pb emplacement and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1091–1098.
- Mezger, J. E. (2009) Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180, 199–207.
- Mezger, J.E., Passchier, C.W., et Régnier, J.L. (2004) Metastable staurolite–cordierite assemblage of the Bossòst dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 827–837.
- Olivier, P., Gleizes, G., et Paquette, J.L. (2004) Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: new interpretation of the Variscan Agly massif (Eastern Pyrenees, France). *Geological Society of America Special Paper*, 380, 229–242.
- Roberts, M.P. (2000) Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Querigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41, 809–844.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A, Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., et Whitehouse M.J. (2008) Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249, 1–35.
- Soliva, J., Brunel, M., et Matte, P. (1991) La zone de décrochement ductile Le Boulou-Le Perthus dans la granodiorite de Saint-Laurent (Pyrénées Orientales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series II*, 312, 639–646.
- Soula, J.C. (1982) Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4, 313–342.
- Soula, J.C., Debat, P., Deramond, J., et Pouget, P. (1986) A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 29–51.
- Vilà, M. (2003) Petrogènesi i estructura hercínianes del massís de l'Albera (Pirineus orientals). Universitat de Barcelona.
- Vilà, M., Pin, C., Enrique, P., et Liesa, M. (2005) Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, 83, 97–127.
- Vilà, M., Pin, C., Liesa, M., et 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.
- Vitrac-Michard, A., et Allègre, C.J. (1975) A study of the formation and history of a piece of continental crust by ^{87}Rb - ^{87}Sr method: the case of the French Oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 257–285.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P., et Buck, W.R. (2012) Continental et oceanic core complexes. *Geological Society of America Bulletin*, 125, 273–298.
- Wickham, S.M., et Oxburgh, E.R. (1985) Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318, 330–333.
- Zwart, H.J. (1986) The variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 9–27.

Annexes :

Les grains de zircons ont été analysés par LA-ICP-MS au laboratoire Géosciences Rennes (Université de Rennes 1). L'ablation s'est effectuée avec un ESI NWR193UC, alimenté par un laser Coherent ExciStar XS Excimer opérant à 193 nm, avec des diamètres d'ablation de 20 et 30 microns produits à une fréquence de 5Hz. Le matériel ablaté a été transporté au spectromètre de masse dans de l'He (~ 0.8l/min), puis mélangé avec N (0.04 l/min) et Ar (~ 0.85 l/min), avant d'être introduit dans un ICP-MS Agilent 7700x quadripôle, équipé d'un double système de pompe pour augmenter la sensibilité. La mise au point de l'instrument et les calibrations de masse ont été effectuées avant la session analytique en utilisant le verre de référence NIST SRM 612, en surveillant le signal de ^{238}U et en minimisant le rapport ThO^+/Th^+ ($< 0.5\%$). Les analyses ont permis l'acquisition des signaux de $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U . L'abondance de ^{235}U a été calculée à partir de la valeur de ^{238}U sur la base du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ de 137,88. Les analyses consistent en ~20 s d'intégration du bruit, puis ~60 s d'intégration avec tir du laser et enfin ~10 s de délai pour l'évacuation. Les données brutes ont été corrigées des fractionnements de Pb/U et de Pb/Th causés par le laser et de la différence des temps d'exposition par mesures répétées du zircon de référence GJ1 (Jackson *et al.*, 2004) toutes les 10 analyses. Le zircon standard Plesovice (Slàma *et al.*, 2008) a été utilisé pour surveiller la standardisation, et a donné un âge concordia de 336.3 ± 2.2 Ma (N=14, MSWD= 0,85) pour un âge connu d'environ 337 Ma. La réduction des données s'est faite avec le logiciel GLITTER (Jackson *et al.*, 2004).

Annexe 1: Protocole expérimental complet de l'analyse par LA-ICP-MS.

Zircon	Concentrations (ppm)				Ratios						Ages (Ma)				Concordance (%)
	Pb	U	Th	Th/U	Pb207/U235	Err	Pb206/U238	Err	Pb207/Pb206	Err	Pb206/U238	Pb207/U235	Pb207/Pb206	Err	
1a	233	5481	15	0,003	0,352	0,004	0,0471	0,0006	0,0542	0,0006	297	306	380	24	78,1
1b	279	6711	19	0,003	0,346	0,004	0,0459	0,0006	0,0546	0,0006	289	302	398	23	72,7
3a	248	5692	4	0,001	0,355	0,004	0,0482	0,0006	0,0535	0,0006	303	309	349	23	87,0
3b	225	5094	3	0,001	0,356	0,004	0,0490	0,0006	0,0528	0,0006	308	309	318	24	96,8
5a	179	4018	4	0,001	0,359	0,004	0,0491	0,0006	0,0531	0,0006	309	312	334	24	92,4
5b	295	6697	5	0,001	0,355	0,004	0,0487	0,0006	0,0528	0,0006	307	308	320	24	96,0
6a	395	8965	8	0,001	0,353	0,004	0,0486	0,0006	0,0527	0,0006	306	307	314	24	97,5
7a	182	4130	3	0,001	0,351	0,004	0,0484	0,0006	0,0526	0,0006	305	306	311	24	98,1
7b	223	5049	2	0,000	0,352	0,004	0,0487	0,0006	0,0524	0,0006	307	306	301	24	101,8
9a	114	2558	6	0,002	0,353	0,004	0,0488	0,0006	0,0525	0,0006	307	307	307	25	100,0
9b	112	2523	3	0,001	0,355	0,004	0,0488	0,0006	0,0527	0,0006	307	308	316	25	97,1
10a	395	8875	5	0,001	0,353	0,004	0,0488	0,0006	0,0525	0,0006	307	307	308	24	99,5
10b	239	5424	2	0,000	0,351	0,004	0,0482	0,0006	0,0528	0,0006	304	306	320	25	94,8
12b	123	3115	8	0,003	0,329	0,004	0,0426	0,0005	0,0561	0,0006	269	289	455	24	59,0
15a	49	733	320	0,436	0,502	0,007	0,0628	0,0008	0,0580	0,0007	393	413	528	27	74,4
22a	284	6295	5	0,001	0,358	0,005	0,0483	0,0006	0,0539	0,0006	304	311	365	26	83,4

Annexe 2: Résultats des analyses LA-ICP-MS des zircons de MEXP12-1.

Zircon	Concentrations (ppm)				Ratios						Ages (Ma)				Concordance (%)
	Pb	U	Th	Th/U	Pb207/U235	Err	Pb206/U238	Err	Pb207/Pb206	Err	Pb206/U238	Pb207/U235	Pb207/Pb206	Erreur	
1a	36	679	131	0,19	0,400	0,005	0,0539	0,0006	0,0538	0,0006	339	342	363	25	93,2
1b	54	1039	166	0,16	0,398	0,005	0,0536	0,0006	0,0539	0,0006	336	340	368	24	91,5
2a	52	958	45	0,05	0,436	0,005	0,0579	0,0007	0,0546	0,0006	363	368	396	24	91,7
3a	128	1984	791	0,40	0,486	0,006	0,0627	0,0007	0,0563	0,0006	392	402	462	23	84,9
3b	27	379	149	0,39	0,540	0,007	0,0702	0,0008	0,0558	0,0006	438	438	442	24	99,0
4a	74	1514	202	0,13	0,380	0,005	0,0506	0,0006	0,0544	0,0006	319	327	388	24	82,1
4b	110	1649	191	0,12	0,547	0,007	0,0704	0,0008	0,0564	0,0006	439	443	466	24	94,2
5b	77	1179	147	0,12	0,532	0,007	0,0693	0,0008	0,0557	0,0006	432	433	439	24	98,3
6b	81	1224	166	0,14	0,546	0,007	0,0704	0,0008	0,0563	0,0006	438	443	464	24	94,5
8a	128	245	336	1,37	8,686	0,107	0,3837	0,0046	0,1642	0,0018	2094	2306	2499	18	83,8
9a	64	876	407	0,46	0,549	0,007	0,0711	0,0009	0,0560	0,0006	443	444	450	24	98,4
9b	19	269	107	0,40	0,543	0,007	0,0698	0,0009	0,0564	0,0007	435	441	469	27	92,7
10a	23	150	68	0,45	1,462	0,020	0,1486	0,0018	0,0714	0,0009	893	915	968	26	92,3
10b	31	457	54	0,12	0,549	0,007	0,0714	0,0009	0,0558	0,0007	445	444	443	25	100,2
11a	21	305	44	0,14	0,553	0,007	0,0715	0,0009	0,0561	0,0007	445	447	455	27	97,7
12b	27	377	73	0,19	0,577	0,008	0,0746	0,0009	0,0561	0,0007	464	463	458	27	101,3
13a	62	961	71	0,07	0,545	0,007	0,0704	0,0009	0,0561	0,0007	439	442	457	26	96,1
13b	48	723	121	0,17	0,547	0,007	0,0707	0,0009	0,0561	0,0007	440	443	457	26	96,4
14a	80	1048	722	0,69	0,548	0,007	0,0709	0,0009	0,0561	0,0007	442	444	455	26	97,0
14b	46	681	101	0,15	0,552	0,007	0,0719	0,0009	0,0557	0,0007	447	446	441	26	101,4
15a	369	1132	62	0,06	7,314	0,097	0,3257	0,0040	0,1629	0,0019	1817	2151	2486	20	73,1
16a	24	180	279	1,55	1,003	0,013	0,1073	0,0013	0,0678	0,0008	657	657	861	23	76,3
16b	35	520	45	0,09	0,544	0,007	0,0703	0,0009	0,0562	0,0006	438	438	458	23	95,6
17a	133	1441	2096	1,45	0,534	0,007	0,0688	0,0009	0,0563	0,0006	429	429	464	23	92,5
17b	19	278	26	0,09	0,557	0,007	0,0701	0,0009	0,0577	0,0007	437	437	517	25	84,5
18a	18	265	17	0,06	0,551	0,008	0,0712	0,0009	0,0561	0,0007	443	443	457	26	96,9
18b	31	423	70	0,17	0,584	0,008	0,0749	0,0009	0,0565	0,0006	466	466	473	24	98,5
19a	13	173	73	0,42	0,577	0,008	0,0747	0,0009	0,0561	0,0007	464	464	455	25	102,0
21a	33	490	105	0,21	0,538	0,007	0,0684	0,0009	0,0571	0,0006	426	426	493	24	86,5
22a	110	1397	1062	0,76	0,544	0,007	0,0692	0,0009	0,0570	0,0006	431	431	492	24	87,7
22b	9	122	48	0,39	0,566	0,008	0,0729	0,0009	0,0563	0,0007	454	454	462	28	98,1
23a	22	316	63	0,20	0,553	0,008	0,0709	0,0009	0,0565	0,0007	442	442	472	27	93,5
24a	25	365	31	0,08	0,581	0,008	0,0751	0,0010	0,0561	0,0007	467	467	456	26	102,5
24b	116	1777	91	0,05	0,550	0,007	0,0714	0,0009	0,0559	0,0006	444	444	447	24	99,4
25a	90	1078	1050	0,97	0,545	0,007	0,0714	0,0009	0,0554	0,0006	445	445	427	24	104,1
25b	52	750	70	0,09	0,583	0,008	0,0749	0,0010	0,0565	0,0006	465	465	472	25	98,6
26a	15	209	85	0,41	0,568	0,008	0,0718	0,0009	0,0574	0,0008	447	447	506	29	88,4
26b	16	203	90	0,44	0,583	0,008	0,0750	0,0010	0,0564	0,0007	466	466	468	27	99,6
27a	92	1365	763	0,56	0,514	0,008	0,0622	0,0007	0,0600	0,0009	389	421	604	33	64,4
27b	59	842	408	0,48	0,514	0,007	0,0671	0,0008	0,0556	0,0007	419	421	435	28	96,3
28a	42	100	77	0,77	6,325	0,089	0,3607	0,0043	0,1272	0,0016	1985	2022	2060	22	96,4
28b	50	308	118	0,38	1,983	0,027	0,1495	0,0017	0,1002	0,0013	865	1110	1628	23	53,1
29a	37	508	182	0,36	0,549	0,009	0,0713	0,0008	0,0558	0,0008	444	444	446	32	99,6
29b	27	402	64	0,16	0,548	0,009	0,0717	0,0008	0,0554	0,0009	446	444	429	34	104,1
30a	22	327	89	0,27	0,517	0,008	0,0670	0,0008	0,0560	0,0008	418	423	451	33	92,6
30b	35	549	61	0,11	0,532	0,009	0,0679	0,0008	0,0568	0,0009	424	433	482	35	88,0
31a	31	527	65	0,12	0,490	0,009	0,0627	0,0007	0,0567	0,0010	392	405	479	37	81,8
31b	31	443	111	0,25	0,556	0,009	0,0706	0,0008	0,0571	0,0009	440	449	496	34	88,7
32a	65	958	536	0,56	0,484	0,008	0,0620	0,0007	0,0566	0,0009	388	401	476	34	81,4
32b	93	1139	1018	0,89	0,544	0,008	0,0702	0,0008	0,0563	0,0008	437	441	463	31	94,3
33b	27	400	49	0,12	0,553	0,010	0,0709	0,0008	0,0566	0,0010	441	447	475	37	92,9
34a	49	1110	123	0,11	0,340	0,006	0,0457	0,0005	0,0539	0,0009	288	297	369	37	78,2
34b	80	900	1139	1,27	0,550	0,009	0,0704	0,0008	0,0566	0,0009	438	445	477	34	91,9
35a	26	418	77	0,18	0,507	0,010	0,0644	0,0008	0,0572	0,0010	402	417	498	40	80,7
35b	23	362	47	0,13	0,518	0,009	0,0660	0,0008	0,0569	0,0010	412	424	489	37	84,3
36a	47	658	428	0,65	0,505	0,008	0,0644	0,0008	0,0569	0,0009	402	415	485	35	82,9
36b	76	1084	625	0,58	0,508	0,008	0,0655	0,0008	0,0563	0,0009	409	417	463	33	88,2

Annexe 3: Résultats des analyses LA-ICP-MS des zircons de MEXP26.

« Master 2 –TPE- spécialité « Géosciences planétaires »

Parcours « Planétologie et Géodynamique » 2014

Titre du stage : Étude structurale, pétrologique et géochronologique du massif des Albères (Pyrénées Orientales)

Réalisé par : Martin EXPERT

Encadrants : Pavel PITRA, Jean VAN DEN DRIESSCHE et Marc POUJOL (Géosciences Rennes) et Benjamin LE BAYON (BRGM)

Résumé :

Le massif des Albères, le plus oriental des massifs de la Zone Axiale, présente les caractéristiques classiques de l'orogénèse hercynienne dans cette zone : un métamorphisme de haute température et de basse pression, associé à deux phases tectoniques et leurs schistosités D1/S1 et D2/S2. Les analyses pétrologiques et structurales montrent que le métamorphisme, s'il a commencé antérieurement, a connu son *summum* pendant D2, avec la mise en place de granite et de roches mafiques, ainsi que de leucogranites résultants de la fusion des roches du massif, et datés à $306,4 \pm 2,1$. Toutes les données acquises sont compatibles avec les modèles actuels d'origine par transpression des dômes, plutôt que par extension. Si le *consensus* actuel est pour un développement de ces dômes pendant l'orogénèse hercynienne, la question de la contribution de l'orogénèse pyrénéenne est aussi abordée, notamment à cause de la présence fréquente de trace de déformation fragile.

Abstract :

The Albera massif, the easternmost massif of the Axial Zone, presents the common features of the hercynian orogenesis in this region: a high-temperature/low-pressure metamorphism associated with two tectonic phases and their schistosity: D1/S1 and D2/S2. The petrological and structural data show that the metamorphism attains its climax during D2 but begins before the foldings, with the emplacement of granites, mafic rocks and leucogranites resulting from the melt of the massif, dated at $306,4 \pm 2,1$. All these results agree with the current models of transpressional doming, rather than extensional doming. The question of the participation of the Pyrenean orogenesis is also mentioned because of the existence of fragile fabrics.