UNIVERSITE DE FRANCHE-COMTE UFR SCIENCES ET TECHNIQUES DE BESANCON MASTER DE GEOLOGIE APPLIQUEE ANNEE 2016-2017

Mémoire Recherche de 1^{ère} année

Quelle est la contribution des événements varisques et alpins dans la structuration du massif de l'Agly ? Evidences cartographiques et géochronologiques des relations entre déformation, métamorphisme et magmatisme.

JONAS VANARDOIS

Sommaire

Liste des Figures	2
1. Introduction :	4
2. Contexte géologique :	4
2.1 Les Pyrénées :	4
2.2 La Zone Nord Pyrénéenne (NPZ) :	5
2.3 Le massif de l'Agly	6
2.3.1 Présentation du massif	6
2.3.2 Présentation des lithologies rencontrées :	6
3. Déformation et structuration du massif de l'Agly : les modèles existants	.10
3.1 Modèle du doming en régime transpressif	.10
3.2 Le modèle de l'extension Crétacé	.10
3.3 Le modèle de l'extension tardi-hercynienne :	.11
3.4 Modèle de l'héritage varisque puis de l'extension Crétacé :	.12
4. Les méthodes employées :	.13
4.1 Création de la base de données géoréférencées :	.13
4.2 L'analyse structurale sur le terrain	.14
4.3 Les observations microscopiques	.14
5. Résultats	15
5.1 Résultats de la base de données	15
5.2 Analyse Structurale	.22
5.2.1 D ₁	.22
5.2.2 D ₂	.25
5.2.3 D ₃	.29
5.2.4 D ₄	.31
5.2.5 Le pli de Roque Courbe	.32
5.2.6 Répartition des déformations sur le massif	.33
6. Discussions	.34
6.1 Carte lithologique du massif de l'Agly	.34
6.1.1 Le marbre de base	.34
6.1.2 Le gneiss de Rivérole	.34
6.1.3 Le gneiss perlé	.34
6.2 Régimes de déformation de la D_1 , D_2 et D_3	.35
6.2.1 D ₁	.35
6.2.2 D ₂	.35
6.2.3 D ₃	.35
6.3 Apports de l'analyse structurale sur l'âge des déformations	.36
6.4 Modèles existants dans la littérature	.36
6.4.1 Le modèle du Doming en régime transpressif	.36
6.4.2 Le modèle de l'extension tardi-hercynienne	.37

6.4.3 Le modèle de l'extension crétacée	37
6.4.4 Le modèle de l'héritage varisque puis de l'extension au Crétacé	37
6.5 Modèle proposé	37
7. Conclusion	
8. Perspectives	40
Remerciements	41
Références	41

Liste des Figures

Figure 1 : Schéma structural des Pyrénées modifié d'après Cochelin, 2016
Figure 2 : D'après Clerc et Lagabrielle., 2014 : a) Températures atteintes les bassins mésozoïques lors de l'extension Crétacé ; b) Faciès des roches métamorphiques dans les massifs hercyniens5
Figure 3 : Modifié d'après Siron, 2012 : a) Localisation du massif de l'Agly ; b) Carte lithologique du
massif
Figure 4 : Gradient thermique du massif de l'Agly mesuré par Siron, 20127
Figure 5 : LOG de la série sédimentaire du massif9
Figure 6 : Modèle de l'hyper-extension au Crétacé modifié d'après Vauchez et al., 2013a : 1) Albien inférieur ; 2) Croûte continentale inférieure ; 3) Sédiments Paléozoïques ; 4) Sédiments du Trias à l'Albien
; 5) Manteau lithosphérique ; 6) Shear zones ; NPF : Faille Nord Pyrénéenne10
Figure 7 : Modèle du doming modifié d'après Olivier et al., 2004
Figure 8 : Modèle de Bouhallier, 1991 : Phase tangentielle à vergence Sud, puis phase extensive vers le NNE et amincissement crustal par de grandes mylonites
Figure 9 : Modèle proposé par Delay dans sa thèse : A) Formation d'un dôme suite à l'anatexie
provoquée par l'épaississement crustal et la mise en place de plutons basiques ; B) Fin du doming au
Permien inférieur et amincissement par des mylonites chaudes ; C) Amincissement de la croûte par des
mylonites froides lors de l'extension Crétacé13
Figure 10 : Exemple de la base de données créée à partir des données de linéations d'étirement de
Delay
Figure 11 : Carte de foliations d'après les données de Delay, la légende est la même pour les figures 13 à 1714
Figure 12 : Carte lithologique du massif de l'Agly
Figure 13 : Carte des foliations mesurées par les étudiants de L3
Figure 14 : Carte des linéations d'étirements mesurées par les étudiants de L3 18
Figure 15 : Carte des foliations mesurées lors des missions de terrain
Figure 16 : Carte des foliations d'étirements mesurées lors des missions de terrain 20
Figure 17 : Carte comportant l'ensemble des foliations de la base de données 21
Figure 18 : Stáráogrammes de la D. : A : pâles des plans de feliation S. : B : aves de linéation
d'étirement I_4
Figure 19 : A : Coupe de Bournac : B : Coupe du Barrage de l'Agly : Les stéréogrammes sont
effectués à partir des données proches du trait de coupe
Figure 20 : C : Coupe Nord - Sud du Bloc Est ; D : Coupe Est - Ouest du Bloc Est ; Les stéréogrammes sont effectués à partir des données proches du trait de coupe
Figure 21 : Photos au microscope optique en LPA de sigmoïdes indiquant un cisaillement vers le N15
dans deux mylonites D ₂ 25
Figure 22 : Stéréogrammes de la D_2 ; A : pôles des plans de la foliation S_2 ; B : axes de la linéation
d'étirement L ₂ ; C : axes et plans axiaux des plis P ₂ 26

Figure 23 : Photos des structures présentes dans la D_2 . A et B : plissement de la S_1 par la S_2 , cristallisation syn-déformation de minéraux dans les liquides péritectiques entourés en jaune. C, D et E : plissement de la S₁ par la S₂ avec S₂ plan axial des plis. F : linéation d'étirement L₂ portée par les Figure 24 : Suite de la Figure 14. G, I et J : plissements de différentes échelles dans des paragneiss migmatitiques. H : plissements dans le gneiss de Rivérole. K : linéations d'étirements L₂ dans la mylonite Figure 25 : stéréogrammes de la D₃ ; A : pôles des plans de la foliation S₃ ; B : axes et plans axiaux Figure 26 : Photos illustrant la D₃. A et D : micaschistes anatectiques proches de la diorite, plissés par la S₃. B : plissement de la S₁ par la S₃ dans des calcaires du Dévonien. C : Plissement et redressement de la S₂ par la S₃ au niveau du barrage de l'Agly. E : plis syn-S₃ dans les schistes du Col Del Loup. F : S₁ et S₂ plissées et redressées par la S₃ dans les gradins du barrage de l'Agly......30 Figure 27 : A : pli isoclinal syn-S₁. B : plis isoclinaux syn-S₁ replissés par la S₄. C : S₃ plissée par la Figure 28 : Stéréogrammes de la D₄ ; A : pôles des plans de la foliation S₄ ; B : axes et plans axiaux Figure 32 : Coupe schématique du modèle avant l'orogénèse alpine et avec la suppression de la faille de Planèzes. Les paragneiss, orthogneiss, gneiss perlés et gneiss de Rivérole ont tous été regroupés

1. Introduction :

Depuis 2011, le BRGM travaille sur un projet d'harmonisation des cartes géologiques au 1/50000, appelé projet RGF (Référentiel Géologique de la France). Le but du RGF est d'harmoniser les cartes sur l'ensemble du territoire français, en surface mais aussi en profondeur. Le premier « chantier test » visait le massif des Vosges et le Fossé Rhénan. Un an et demi plus tard, ce chantier s'est achevé et le « chantier Pyrénées » a commencé. Ce master, dont le sujet porte sur le massif de l'Agly, s'inscrit dans ce grand projet regroupant de nombreux chercheurs, doctorants et étudiants en master recherche dans différentes universités.

Les Pyrénées ont été formées par deux orogenèses, l'une varisque et l'autre alpine. Le rôle de chacune de ces deux orogenèses est un point clé pour la compréhension de la structuration des Pyrénées. Dans les Pyrénées, l'empreinte de l'orogénèse varisque est marquée par un métamorphisme de haute température et basse pression bien documenté. Dans les massifs nord-pyrénéens, la nature et l'âge des déformations ainsi que leur lien avec le métamorphisme sont des sujets encore très débattus.

Dans le massif de l'Agly, qui appartient à la zone Nord-Pyrénéenne, la série métamorphique varisque enregistrant un fort gradient métamorphique, de haute température (HT) et basse pression (BP) (e.g. Siron 2012) est très bien documentée. Pourtant, le cadre structural de ce gradient de HT-BP et l'âge des processus géodynamiques en lien avec ce gradient sont mal compris et plusieurs modèles existent : un modèle'd'extension post-collision varisque (Bouhallier et al., 1991), un modèle de transpression avec la mise en place de plutons (Olivier et al., 2004, 2008) ou encore un modèle d'hyper-extension au Crétacé supérieur (Clerc et Lagabrielle, 2014). De récentes datations rajeunissent les plutons du massif de l'Agly (Tournaire Guille, 2014), et d'autres données mettent en avant l'extension crétacée comme un événement majeur à l'origine de la structuration du massif de l'Agly (Clerc et al., 2016). En particulier, de nombreuses mylonites structurant le massif sont considérées, par certains auteurs, d'âge crétacé. Néanmoins, une grande incertitude subsiste quant à l'âge et la signification tectonique de la déformation qu'elles ont accommodé.

Cette étude propose de réviser le modèle géodynamique polyphasé proposé pour le massif de l'Agly, lequel fait encore largement débat (e.g. Vauchez et al., 2013, Clerc and Lagabrielle, 2015), en insistant sur l'aspect temporel des événements de déformation, métamorphiques et magmatiques depuis le Carbonifère jusqu'à l'actuel. Les objectifs seront donc de comprendre les différentes déformations ayant structurées le massif et de les caler dans le temps.

2. Contexte géologique :

2.1 Les Pyrénées :

Les Pyrénées forment une chaîne de montagne orientée E-W, avec un double déversement du prisme orogénique vers le Nord au Nord et vers le Sud au Sud, qui a été structurée par deux orogénèses.

La première faisant partie de la grande orogenèse varisque résultant de la collision entre la Laurussia et le Gondwana suite à la fermeture des océans Centralien et Rhéïque. Cette collision atteint la zone des futures Pyrénées au Carbonifère et se terminera au Permien inférieur. Cet événement tectonique entraîna un métamorphisme de collision puis un métamorphisme de HT-BP.

La seconde prenant part à l'orogène Alpine durant le Crétacé supérieur jusqu'à l'Oligocène. La rotation de l'Ibérie puis la fermeture de l'océan Thétys par le rapprochement du Gondwana et de l'Eurasia entraînent d'abord une extension de la chaîne pyrénéenne varisque puis une compression. Pour certains auteurs, l'extension au Crétacé aurait parfois entraîné un métamorphisme de HT-BP (Lagabrielle et al., 2016).

On peut diviser les Pyrénées en trois grandes parties (Figure 1), séparées par de grands accidents tectoniques. On distingue donc la Zone Nord-Pyrénéenne, la Zone Axiale, la Zone Sud-Pyrénéenne, séparées par la faille Nord Pyrénéenne et un ensemble de faille au Sud. La Zone Nord Pyrénéenne est délimitée du Bassin Aquitain au Nord par le Chevauchement Nord Pyrénéen.

La Zone Axiale et la Zone Nord Pyrénéenne sont composées de nombreux dômes, plutons Hercyniens et de métasédiments paléozoïques (Figure 1). Une importante partie de la Zone Nord Pyrénéenne est recouverte par des bassins du Mésozoïque ayant parfois été métamorphisés par l'extension crétacée.



Figure 1 : Schéma structural des Pyrénées modifié d'après Cochelin, 2016

Ba : Barousse

2.2 La Zone Nord Pyrénéenne (NPZ) :

La NPZ comporte plusieurs massifs hercyniens, les plus grands sont d'Ouest en Est le Barousse, le Castillon, les Trois Seigneurs, l'Arize, le Saint Barthélémy et l'Agly (Figure 1). Ces massifs sont composés de plutons hercyniens et d'une série sédimentaire Protéro-Paléozoïque ayant subie un métamorphisme de HT-BP durant l'orogène Varisque, formant parfois des granulites (Figure 2b).

Ces roches hercyniennes sont séparées par des bassins mésozoïques ayant parfois aussi subis un métamorphisme de HT-BP lors de l'extension du Crétacé supérieur. D'après certains auteurs ((Lagabrielle et al., 2016 ; Chelalou et al., 2016 ; Clerc et Lagabrielle, 2014), les températures atteintes lors de cet événement ont dépassées 500°C dans certains bassins (Figure 2a). L'extension est parfois assez importante pour exhumer les péridotites du manteau.



Figure 2 : D'après Clerc et Lagabrielle., 2014 : a) Températures atteintes les bassins mésozoïques lors de l'extension Crétacé ; b) Faciès des roches métamorphiques dans les massifs hercyniens

2.3 Le massif de l'Agly

2.3.1 Présentation du massif

Le massif de l'Agly est le massif Nord-Pyrénéen le plus à l'Est (Figure 3a). Il est composé de roches du Protéro-Paléozoïque et est délimité par trois synformes composées de roches mézosoïques : le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord, le synclinal du Bas-Agly à l'Est et le synclinal de Boucheville au Sud (Figure 3b).

Le massif est composé d'une série sédimentaire datant du Protérozoïque au Paléozoïque supérieur. Les sédiments ont été métamorphisés au cours de l'histoire tardi-varisque. Le gradient thermique de cet événement est très élevé (>50°C/km ; Guitard et al, 1996 ; Vielzeuf, 1984), les sédiments sont affectés du faciès schistes verts jusqu'au faciès des granulites. Plusieurs plutons (diorite, charnockite, granite) se mettent en place au cours de la même période au Permien (Figure 3b).

Les reliefs sont érodés, la mer transgresse sur la zone et sédimente principalement des roches carbonatées du Trias au Crétacé. A la fin du Crétacé, un épisode extensif a lieu en raison de la rotation de l'Ibérie par rapport à la plaque Eurasienne. Des bassins en pull-apart se forment et sont remplis par des flyschs. L'extension entraîne une remontée du manteau et des isothermes, ainsi qu'une circulation de fluides chauds, créant un métamorphisme de basse pression et haute température et un métasomatisme des roches mésozoïques et hercyniennes. Enfin, à l'Eocène, la collision Pyrénéenne responsables de la formation des nappes de charriages vers le Nord et le découpage du massif par de nombreuses failles verticales (Figure 12).



Figure 3 : Modifié d'après Siron, 2012 : a) Localisation du massif de l'Agly ; b) Carte lithologique du massif

2.3.2 Présentation des lithologies rencontrées :

L'ensemble du massif est constitué d'une puissante série sédimentaire protéro-paléozoïque (Figure 5) métamorphisée dans laquelle s'injectent des corps plutoniques. Ces roches sont brièvement décrites ci-dessous.

2.3.2.1 La série sédimentaire métamorphisée

Le haut de la série sédimentaire est composé de marbres du Dévonien, de calc-schistes silurodévoniens et de schistes noirs ardoisiers du Silurien. On les retrouve principalement dans le secteur de Roque Courbe.

Sous ces formations, une puissante série pélitique, comportant quelques niveaux carbonatés et un niveau volcano-sédimentaire, est métamorphisée en schistes, puis micaschistes qui passent successivement les isogrades de la biotite, cordiérite, andalousite, sillimanite et finalement le solidus.

Toujours dans la continuité du gradient métamorphique, les roches sont des paragneiss mélanocrates à petits feldspaths œillés, appelées gneiss perlés. Ces paragneiss perdent cet aspect œillé et le taux de fusion partielle augmente peu à peu avec la profondeur. La série gneissique comporte de nombreux niveaux de calc-silicates et de kinzigites. Dans la littérature, les paragneiss sont souvent subdivisés en deux unités (les gneiss de Bélesta et les gneiss de Caramany). Cette subdivision est faite à partir des teneurs en MgO et Fe₂O₃, elle donc est difficile à cartographier et n'est pas nécessaire pour notre étude structurale.

Une leptynite appelée gneiss de Rivérole est rencontrée à l'Ouest du massif. Ce gneiss est parfois considéré comme un orthogneiss mais nous considérerons dans cette étude qu'il est issu d'un protolithe sédimentaire. Nous reviendrons sur cette roche dans la partie Discussion.

On retrouve plusieurs orthogneiss dans la série des paragneiss. Ce sont des roches très leucocrates avec des feldspaths porphyriques.

L'âge de cette série sédimentaire s'étant du protérozoïque supérieur au Paléozoïque moyen mais le métamorphisme ne permet pas une datation plus précise. La série n'est pas parfaitement continue puisqu'il manque une partie de l'Ordovicien moyen (Casas et Palocios, 2012).

En 2012, Guillaume Siron a démontré dans son rapport de master (encadré par P. Goncalvez et D. Marquer) que le gradient thermique dans la série micaschisteuse était de 55°C/km, puis devenait quasiment nul dans les paragneiss (Figure 4). L'anatexie serait responsable de ce tamponnage. Ce modèle de tamponnage a été décrit par Depine et al. (2008) dans d'autres massifs orogéniques.

Il a aussi pu mettre en évidence l'absence de plusieurs kilomètres de croûte au niveau de la frontière anatectique.



Temperature (°C)

Figure 4 : Gradient thermique du massif de l'Agly mesuré par Siron, 2012

2.3.2.2 Les roches plutoniques tardi-varisques

Plusieurs roches plutoniques sont présentes à différentes profondeurs et ont parfois été datées.

La charnockite d'Ansignan est un sill de granite contenant des phénocristaux d'orthose pouvant faire plusieurs centimètres de longueur. A sa bordure, on trouve des leucogranites contenant de gros grenats. On retrouve les mêmes phénocristaux d'orthose dans le granite de Cassagne. Sa composition est sensiblement la même que la charnockite, c'est pourquoi ils sont souvent considérés comme provenant d'une seule source. La charnockite contient aussi des hypersthènes, contrairement au granite de Cassagne qui se met en place à plus faible profondeur. L'un comme l'autre forment des sills dans la série des paragneiss. La charnockite a été datée plusieurs fois entre 315 et 305 Ma (Respault & Lancelot, 1983 ; master Tournaire Guille, 2014). Le granite de Cassagne a été daté à 308 Ma (master Tournaire Guille, 2014).

La diorite de Tournefort se met en place dans la série micaschisteuse. Elle y provoque un métamorphisme de contact qui entraîne l'anatexie localisée des micaschistes encaissants. Elle est datée à 307 Ma (Olivier et al., 2008).

Le granite de Saint-Arnac est un pluton de taille pluri kilométrique. Il ne crée pas un vrai métamorphisme de contact, il réhydrate seulement les séries qu'il intruse par les fluides qui accompagnent le magma. Il a été daté à 304 Ma (Olivier et al, 2008). La présence de nombreuses carrières d'albitites témoignent de l'épisodes de métasomatisme en lien avec des circulations de fluides lors de l'extension crétacée.

Des pegmatites à tourmalines sont visibles sur l'ensemble du massif. Elles sont sécantes sur les isogrades du métamorphisme. Elles sont interprétées comme des liquides magmatiques qui se mettent en place tardivement par rapport au métamorphisme régional.



Figure 5 : LOG de la série sédimentaire du massif

3. Déformation et structuration du massif de l'Agly : les modèles existants

Depuis le milieu du XXème siècle, le massif est très étudié par de nombreuses universités. Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés qui expliquent différemment la structuration du massif de l'Agly (Olivier, 2013 ; Vauchez et al., 2013b ; Olivier, 2015 ; Clerc et Lagabrielle, 2015).

3.1 Modèle du doming en régime transpressif

Philippe Olivier propose un modèle (Figure 7) attribuant la quasi-totalité des déformations à l'orogenèse hercynienne (Olivier et al., 2004 ; Olivier et al., 2008). Il propose qu'une première phase de déformation tangentielle a lieu entre 325 et 310 Ma en raison de contraintes N-S. Cette phase D1 est responsable de la foliation majeure du massif ainsi que d'un gradient métamorphique de 45°C/km. Ce gradient est important en raison de la mise en place de sills magmatiques comme la charnockite.

Puis le domaine passe en régime de transpression, entraînant le plissement du massif et l'exhumation des roches profondes. Cette exhumation est renforcée par la concentration de liquide, provoquant l'effet de doming. Enfin le massif est encore aminci par des mylonites à jeu normal présentes sur l'ensemble de la série gneissique. L'extension au Crétacé n'a pas un rôle important et la compression alpine provoque des failles qui basculent le granite de Saint-Arnac et découpent l'ensemble du massif.

3.2 Le modèle de l'extension Crétacé

Plusieurs auteurs proposent un modèle basé sur une hyper-extension au Crétacé (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Vauchez & al., 2013a ; Clerc et al., 2016 ; Saint-Blanquat et al., 2016). Cette phase de déformation entraîne un amincissement extrême de la croûte et une remontée importante des isogrades thermiques (Lagabrielle et al., 2016 ; Chelalou et al. 2016 ; Golberg et Leyreloup, 1990). L'amincissement est accompagné d'importantes mylonites boudinant la croûte (Figure 6). Certains proposent même que la remontée des isogrades soit si importante qu'elle soit responsable de la granulitisation ou d'une regranulitisation des roches et du fort gradient thermique de l'Agly (Clerc et Lagabrielle, 2014). Puis la compression alpine déforme et faille les bassins et le massif.



Figure 6 : Modèle de l'hyper-extension au Crétacé modifié d'après Vauchez et al., 2013a : 1) Albien inférieur ; 2) Croûte continentale inférieure ; 3) Sédiments Paléozoïques ; 4) Sédiments du Trias à l'Albien ; 5) Manteau lithosphérique ; 6) Shear zones ; NPF : Faille Nord Pyrénéenne





3.3 Le modèle de l'extension tardi-hercynienne :

Ce modèle est proposé par Bouhallier, 1991 (Figure 8). D'après lui le massif subi d'abord une phase tangentielle à vergence Sud. Cet épaississement entraîne un métamorphisme de type barrovien dans l'ensemble de la pile sédimentaire. L'anatexie est atteinte pour les roches profondes. Puis le massif passe en phase extensive, formant de grandes zones mylonitiques à jeu normal vers le NNE. La forte diminution de l'épaisseur crustale explique alors le très fort gradient thermique visible sur le terrain, les terrains très profonds étant juxtaposés aux terrains superficiels.



Figure 8 : Modèle de Bouhallier, 1991 : Phase tangentielle à vergence Sud, puis phase extensive vers le NNE et amincissement crustal par de grandes mylonites

3.4 Modèle de l'héritage varisque puis de l'extension Crétacé :

Nous nous sommes beaucoup appuyés sur la thèse de Frédérick Delay (Delay, 1989). Celui-ci a carté le massif de l'Agly avec une grande précision. Selon sa thèse, les mylonites peuvent être différenciées en « chaudes » et « froides ». Les mylonites chaudes sont d'après lui d'âge hercynien et sont provoquées par la mise en place du dôme de l'Agly. Les mylonites froides sont quant à elles, provoquées par l'amincissement au Crétacé. On peut résumer son modèle ainsi (Figure 9) : des corps magmatiques basiques se mettent en place dans la série sédimentaire au cour du Carbonifère, provoquant l'anatexie et le gradient HT-BP. Puis la série est foliée et des granites profonds (charnockite) s'injectent. Les liquides magmatiques commencent à former un dôme et l'amincissement commence avec des premières zones mylonitiques. La structuration en dôme se termine au Carbonifère supérieur – Permien. Enfin le massif est encore aminci par des mylonites froides au Crétacé, puis est complètement déstructuré par les failles de l'orogenèse alpine.



Figure 9 : Modèle proposé par Delay dans sa thèse : A) Formation d'un dôme suite à l'anatexie provoquée par l'épaississement crustal et la mise en place de plutons basiques ; B) Fin du doming au Permien inférieur et amincissement par des mylonites chaudes ; C) Amincissement de la croûte par des mylonites froides lors de l'extension Crétacé

Comme l'on peut le voir, de nombreux travaux ont été effectués sur le massif de l'Agly et sur les Pyrénées mais il manque une étude structurale précise du massif pour pouvoir correctement interpréter les données de ces publications et proposer un modèle géodynamique complet. Il est donc important d'identifier les différentes phases de déformation visibles dans le massif puis de les dater mais le travail de datation se fera lors de la seconde année de ce master.

4. Les méthodes employées :

Dans cette partie nous expliquons quelles furent nos démarches pour avancer dans ce projet.

4.1 Création de la base de données géoréférencées :

Notre premier travail fut de créer une base de données importante sur l'ensemble du massif. La carte de Delay est remplie de mesures : pendages de foliations et de stratifications, linéations syn et postfoliation majeur, axes de plis et plans de cisaillement. Nous avons repris toutes ces valeurs et nous les avons géoréférencées pour avoir une base de données complète (Figure 10).

х	Y	Direction	Plongement	Indice de confiance	Lithologie
671367	6184577	61	50	3	Gneiss perlés
671395	6181342	140	30	4	Gneiss perlés
669760	6179757	202	20	5	Gneiss perlés anatectiques banc par banc
668990	6180290	155	40	2	Gneiss perlés anatectiques banc par banc

Figure 10 : Exemple de la base de données créée à partir des données de linéations d'étirement de Delay

Au total, plus de 1350 données furent géoréférencées grâce à la carte de Delay. Certaines données ne furent pas prises en comptes, par exemple lorsque la valeur du pendage d'une foliation n'était pas indiquée. Les plongements des linéations syn-foliation majeure n'étaient pas renseignés sur la carte, un indice de confiance allant de 1 (peu fiable) à 5 (très fiable) fut donc ajouté pour les plongements estimés.

Ces données furent ensuite reportées sous SIG (Figure 11) permettant de faire des premières cartes structurales. En orientant les mesures et en les classant par valeur de plongement, de grands ensembles structuraux apparaissent. On observe des foliations peu pentées vers l'Est dans la partie orientale du massif, des foliations très faiblement pentées au Sud et des pendages E-W très importants au Nord.

Les buts de cette base de données sont de : i) nous indiquer les grands ensembles structuraux ; ii) trouver les zones où les structures changent ; iii) indiquer les régions complexes ; iv) montrer les endroits où des données sont manquantes.



Figure 11 : Carte de foliations d'après les données de Delay, la légende est la même pour les figures 13 à 17

4.2 L'analyse structurale sur le terrain

Au rendu de ce rapport, trois missions de terrains ont été menées, totalisant 25 jours de travail sur le massif. Ces missions de terrains ont pour objectifs : i) compléter la base de données ; ii) faire de la microtectonique pour mettre en évidence différentes phases de déformations ; iii) cartographier précisément certaines zones clés ; iv) vérifier des hypothèses de travail ; v) faire des coupes structurales et lithologiques ; vi) vérifier la carte lithologique de Delay ; vii) récolter des échantillons pour la fabrication de lames minces, l'analyse cinématique fine et pour effectuer les datations.

La base de données fut complétée par nos propres mesures effectuées lors des missions de terrains, ainsi que par celles des étudiants de Licence 3 lors de leur stage. Les mesures étaient prises à la boussole, puis rentrées dans une tablette qui géolocalisait automatiquement la donnée.

Nos missions de terrains devaient avoir des zones ciblées pour pouvoir nous permettre d'être efficace. Lors de la première mission, deux zones furent choisies d'après les connaissances du massif de P. Trap et de P. Goncalves. Nous avons donc travaillé dans la partie SE du massif, et dans la zone au Nord de la diorite de Tournefort.

Dès la première mission, des hypothèses de travail furent émises, nous permettant de cibler des zones de travail. Les zones choisies devaient si possible ne pas comporter de failles alpines pour nous permettre de travailler dans la continuité des structures hercyniennes. Aussi la carte de Delay fut un outil très précieux dans le choix des zones de travail grâce à la précision de la lithologie dessinée.

Après et pendant chaque mission de terrain, des coupes et des cartes ont été réalisées pour essayer de construire un modèle géodynamique qui correspond à nos observations. Puis nous testions ce modèle lors de la journée ou la mission de terrain suivante. De nouvelles missions de terrains seront organisées dans l'année à venir afin de résoudre certains points encore en suspens.

4.3 Les observations microscopiques

Lors des différentes missions, des échantillons furent prélevés pour pouvoir faire des observations microscopiques par des lames minces. En effet, certaines relations entre fabrique et assemblage métamorphiques ainsi que la cinématique ne peuvent être observées qu'à l'échelle microscopique

Ces observations ont donc pour objectifs : i) de caractériser la pétrologie des échantillons, les différents assemblages métamorphiques synchrones des déformations observées ; ii) de mettre en évidence des étirements de minéraux selon une direction ; iii) de chercher des critères de cinématiques de déformation dans des échantillons de mylonites ; iv) de mettre en évidence différentes phases de déformation à l'échelle microscopique pour les corréler avec nos observations macroscopiques ; v) de rechercher des minéraux pouvant être datés comme des monazites ou des zircons.

Cette année, nous n'avons pu faire que peu d'analyses microscopiques. La seconde année de ce master se concentrera davantage sur cette thématique.

5. Résultats

5.1 Résultats de la base de données

Actuellement, la base de données comporte plus de 3000 mesures réparties sur l'ensemble du massif en additionnant les mesures de Delay (Figure 11), celles des étudiants de L3 (Figures 13 et 14) et nos propres mesures lors de nos missions de terrains (Figure 15 et 16). Ces mesures issues de différents géologues sont généralement concordantes, certaines données furent tout de même supprimées après vérification sur le terrain. Ces mesures, ainsi que les précédentes études décrites dans la partie 3, sont la base des résultats que nous allons présenter.

La base de données nous a tout d'abord permis de dessiner notre carte lithologique du massif (Figure 12). Ce travail s'est basé sur l'étude de la carte du BRGM au 50000^{ième}, celle de Delay, les cartes des étudiants de L3 des 4 dernières années et de nos observations de terrains.

En reportant toutes les données de foliations sur une carte et en les classant par valeur de pendage, plusieurs zones apparaissent nettement (Figure 17). Un couloir à très fort pendage orientée Est – Ouest dans la partie Nord du massif, un bloc à faible pendage vers l'Est dans la partie Est du massif délimité par la faille de Planèzes et une zone à faible pendages de directions variables dans le Sud du massif.



Figure 12 : Carte lithologique du massif de l'Agly



Figure 13 : Carte des foliations mesurées par les étudiants de L3



Figure 14 : Carte des linéations d'étirements mesurées par les étudiants de L3

Figure 15 : Carte des foliations mesurées lors des missions de terrain





Figure 16 : Carte des foliations d'étirements mesurées lors des missions de terrain



Figure 17 : Carte comportant l'ensemble des foliations de la base de données

5.2 Analyse Structurale

Sur le terrain, nous avons trouvé des évidences de différentes phases de déformation responsables de l'hétérogénéité des mesures de foliation. En particulier, les relations de recoupement entre fabriques planaires ont permis d'identifier trois déformations principales notées D₁, D₂ et D₃, et une quatrième (D₄) de moindre importance.

Les coupes A, B, C et D (Figures 19 et 20), illustrent les relations géométriques entre S₁, S₂ et S₃. Une première schistosité (S₁) est reprise par une deuxième phase de déformation (D₂) dans la partie Sud du massif et dans le bloc Est. S₁ et S₂ sont reprises par une troisième fabrique planaire sub-verticale (S₃) dans le Nord du massif. Les déformations D₁, D₂, D₃ et D₄ sont décrites en détails ci-dessous.

$5.2.1 \ D_1$

La schistosité S₁ issue de la première déformation qu'a subi le massif est visible au niveau des schistes de Força Real dans lesquels on reconnait encore la stratification S₀ définie par l'alternance de niveaux gréseux et pélitiques. La schistosité S₁ est marquée par l'alignement préférentiel des grains de chlorite et mica, lesquels appartiennent à la paragénèse métamorphique définissant les conditions de faible température du gradient HT/BP. Cette S1 est moyennement pentée vers l'Est (Figure 18A) et l'on peut la suivre jusqu'au château de Caladroy (extrémité de la coupe 20D). A l'Ouest de Caladroy et en descendant dans les niveaux structuraux plus profonds, la S₁ est reprise par une foliation S₂, horizontale ou faiblement pentée et souvent mylonitique (voir description de la D₂ dans le paragraphe suivant). Lorsque la déformation D₂ n'est pas trop intense, comme dans le bloc Est ou dans le Sud du massif, on retrouve la S₁ qui présente alors une orientation similaire à celle observée à Força Real. Elle est par exemple visible sous une mylonite D₂ dans le ravin de las Taixonnères, à l'extrémité Ouest du Bloc Est. Dans les niveaux, c'est-à-dire dans les gneiss et migmatites, la S₁ est très souvent plissée par la D₂ (Figures 23 et 24).

Dans le Nord du massif, elle n'est plus reprise par D_2 mais par D_3 (Figure 26). Mais cette phase de déformation s'atteigne plus au Nord, à l'Est du granite de Saint-Arnac. La S₁ reprend alors un azimut Nord – Sud avec un pendage vers l'Est. Dans cette zone, on observe à nouveau la stratification S₀.

Les linéations d'étirement de minéraux L₁ proviennent essentiellement de la carte de Delay mais nous en avons aussi trouvé quelques-unes. Elles sont légèrement pentées vers le SE (Figure 18B). On retrouve parfois des plis isoclinaux syn-schisteux P₁ (Figure 27, A et B) repris par des déformations plus tardives.



Figure 18 : Stéréogrammes de la D1 ; A : pôles des plans de foliation S1 ; B : axes de linéation d'étirement L1



Figure 19 : A : Coupe de Bournac ; B : Coupe du Barrage de l'Agly ; Les stéréogrammes sont effectués à partir des données proches du trait de coupe.



Figure 20 : C : Coupe Nord - Sud du Bloc Est ; D : Coupe Est - Ouest du Bloc Est ; Les stéréogrammes sont effectués à partir des données proches du trait de coupe.

5.2.2 D₂

La D2 a été observée dans les niveaux profonds de la série métamorphique sous la limite micaschistes/micaschistes anatectiques. Elle s'exprime par le développement d'une foliation S_2 , horizontale à peu pentée, sa valeur moyenne est N20 / 20 (Figure 22A). Dans les zones où la D₂ est peu pénétrative, on observe des plissements syn-schisteux (P₂) d'échelle centimétrique ou décamétrique. Leurs axes sont sub-horizontaux avec un azimut aux alentours du N15 (Figure 22C). Des leucosomes sont observés en position plan axial et leur texture grenue, peu déformée, peut témoigner d'une déformation D₂ contemporaine de la fusion partielle (Figures 23 et 24).

La déformation S₂ est souvent localisée le long de zone de cisaillement centimétrique à plurimétrique le long desquelles la foliation S₂ devient très pénétrative, mylonitique ou ultramylonitique. Certaines mylonites peuvent avoir une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres comme celle de Cuxous (Figure 24K).

La S2 porte une linéation d'étirement marquée par l'allongement préférentiel des minéraux comme le quartz et le feldspath. Cette linéation s'accompagne parfois d'une linéation minérale marquée par l'orientation préférentielle des aiguilles de sillimanite ou de tourmaline. Dans les niveaux ultramylonitiques, les tourmalines peuvent être tronçonnées, témoignant d'un fort étirement (Figures 23F et 24K) globalement orientée N15 / 10 (Figure 23E).

La cinématique de ces mylonites sont des détachements vers le Nord (Figure 21). Elles ont donc un rôle d'amincissement vertical de la série lithologique. Cet amincissement boudine les roches vers le N15, c'est pourquoi la S₂ pend parfois au Nord ou au Sud plutôt qu'à l'Est. Les pegmatites sont ante ou syn D₂ puisque certaines d'entre elles sont parfois ultramylonitisées (Figure 24F).

La S₂, les mylonites, les linéations d'étirements de minéraux et les axes de plis sont parfois redressés par la S₃. C'est pourquoi on observe une répartition en arc de cercle sur les stéréogrammes des linéations (Figure 22B).

Dans le bloc Est, nous avons trouvé plusieurs zones ultramylonitiques sub-verticales, reprenant les mylonites sub-horizontales de la D₂. Ces ultramylonites ont une épaisseur de quelques mètres (elles ont été exagérées sur la coupe D), elles portent une linéation d'étirement minérale de la même orientation que la D₂.



Figure 21 : Photos au microscope optique en LPA de sigmoïdes indiquant un cisaillement vers le N15 dans deux mylonites D_2



Figure 22 : Stéréogrammes de la D_2 ; A : pôles des plans de la foliation S_2 ; B : axes de la linéation d'étirement L_2 ; C : axes et plans axiaux des plis P_2



Figure 23 : Photos des structures présentes dans la D_2 . A et B : plissement de la S_1 par la S_2 , cristallisation syn-déformation de minéraux dans les liquides péritectiques entourés en jaune. C, D et E : plissement de la S_1 par la S_2 avec S_2 plan axial des plis. F : linéation d'étirement L₂ portée par les tourmalines d'une pegmatite.



Figure 24 : Suite de la Figure 14. G, I et J : plissements de différentes échelles dans des paragneiss migmatitiques. H : plissements dans le gneiss de Rivérole. K : linéations d'étirements L_2 dans la mylonite de Cuxous. L : Cisaillement D_2 dans des migmatites

$5.2.3 \; D_3$

La troisième phase de déformation affecte l'ensemble de la série lithologique mais elle se concentre dans un couloir de déformation présent sur l'ensemble du massif principalement dans sa partie Nord (Figures 19 et 20, coupes A, B et C). Elle n'est donc pas ou peu visible dans le Sud du massif et n'apparaît qu'à l'extrémité Nord du bloc Est. En revanche elle structure presque entièrement l'Ouest du massif (Figure 19A). Au Nord de la diorite de Tournefort, la répartition de la S₃ est très hétérogène. On en retrouve des traces de plus en plus tenues en allant vers le Nord (Figure 19A).

La D₃ s'exprime par le développement d'une foliation S₃ orientée généralement E-W et sub-verticale (Figure 25A). Elle ondule parfois entre N70 et N110. Elle s'accompagne d'un plissement P₃ responsable, à grande échelle, du plissement et verticalisation des S₁ et S₂, de la L₂ et des axes de plis P₂ (Figure 26). Les axes de ces plis P₃ sont orientés Est - Ouest et peuvent avoir un fort ou faible pendage (Figure 25F), leurs plans axiaux sont fortement pentés. Le plissement S₃ est responsable du développement d'une crénulation pour laquelle S₃ est plan axial. Ceci s'observe notamment dans l'encaissant micaschisteux de la diorite de Tournefort. Elle a donc un rôle de raccourcissement horizontal E-W. Nous n'avons pas trouvé de linéation contemporaine de la D₃, nous ne pouvons donc pas conclure sur sa cinématique. La diorite de Tournefort s'injecte dans ce couloir de déformation. Sa foliation magmatique a la même orientation que celle de la S₃. Nous pensons donc que l'injection de la diorite est syn-D₃.



Figure 25 : stéréogrammes de la D_3 ; A : pôles des plans de la foliation S_3 ; B : axes et plans axiaux des plis P_3



Figure 26 : Photos illustrant la D₃. A et D : micaschistes anatectiques proches de la diorite, plissés par la S₃. B : plissement de la S₁ par la S₃ dans des calcaires du Dévonien. C : Plissement et redressement de la S₂ par la S₃ au niveau du barrage de l'Agly. E : plis syn-S₃ dans les schistes du Col Del Loup. F : S₁ et S₂ plissées et redressées par la S₃ dans les gradins du barrage de l'Agly.

$5.2.4 \; \mathsf{D}_4$

La déformation D₄ est mise en évidence par le développement d'un plissement P₄ d'échelle centimétrique à métrique qui affecte les micaschistes et schistes à l'Est du granite de Saint-Arnac (Figure 27, B et C). Les plans axiaux de ces plis P₄ sont orientés N20 / 75 et les axes sont verticaux ou à fort plongement vers l'Est (Figure 28B). Ce plissement est parfois associé à une schistosité S₄ très peu pénétrative. Cette schistosité est sub-verticale et d'azimut N20 (Figure 28A). Aucune linéation d'étirement n'a été observée en relation avec la D₄. La déformation semble être provoquée par l'intrusion du granite de Saint-Arnac.



Figure 27 : A : pli isoclinal syn-S1. B : plis isoclinaux syn-S1 replissés par la S4. C : S3 plissée par la S4.



Figure 28 : Stéréogrammes de la D4 ; A : pôles des plans de la foliation S4 ; B : axes et plans axiaux des plis P4

5.2.5 Le pli de Roque Courbe

Le pli de Roque Courbe correspond au niveau structural le plus élevé sur la zone d'étude. On peut y observer un plissement polyphasé de la série allant des schistes de l'Ordovicien aux calcaires du Dévonien. La surface plissée est une S_{0-1} , des charnières de plis P_1 syn-schisteux sont parfois observées (Figure 29). Au niveau de la combe au Nord du Mont Roque Courbe, au Sud du Roque Courbe et à l'Est, la série normale s'inverse, la S_{0-1} montrant alors un pendage moyen à fort ver l'Est (Figure 30). Ainsi, le pli de Roque Courbe est un grand pli isoclinal formé au cours de la D_1 (Figure 29). Cette géométrie avait été proposée par Delay dans sa thèse (Delay, 1989). Ce pli P_1 est ensuite replissé par la D_3 , formant une synforme et une antiforme plongeant vers l'Est. En effet, on peut voir sur le stéréogramme de la S_1 sur la Figure 29 que les pôles des plans de foliations S_1 du secteur de Roque Courbe se répartissent sur un grand cercle, indiquant un plissement régional ayant un axe de pli plongeant vers l'Est.



Figure 29 : Coupe N-S et E-W du Roque Courbe

Nous ne retrouvons pas la structure du Roque Courbe au niveau du Col Del Loup car ils n'étaient initialement pas côte à côte. En effet la faille de Planèzes passe entre les deux, décalant le Col Del Loup beaucoup plus au Nord qu'il n'aurait dû l'être, et la suite de la structure du Roque Courbe n'est donc plus

visible puisqu'elle devrait être au Nord du Col Del Loup mais le Mésozoïque du synclinal du Bas-Agly la recouvre (Figure 20C).

A l'Ouest, on ne retrouve le Dévonien et le Silurien qu'au Sud de l'Agly. Le reste de la structure n'affleure donc que dans les schistes et n'est pas visible.

Enfin si l'on retire au Roque Courbe la phase D_3 , on obtient un pli isoclinal syn- D_1 , orienté globalement N-S et pendant vers l'Est comme l'enveloppe globale de la S_1 . Des plis similaires semblent être dessinés sur la carte du BRGM au 50000^{ième} dans le secteur du Roc Blanc (cf. partie 6.2.1).



Figure 30 : Coupe schématique d'un flanc inverse du Roque Courbe et photo illustrative

5.2.6 Répartition des déformations sur le massif

A partir des résultats obtenus par la base de données et par l'analyse structurale lors des missions de terrains, nous pouvons dessiner une carte de trajectoire des foliations et de distinguer les différentes déformations (Figure 31).

Comme nous l'avons expliqué précédemment, la S_1 est bien visible dans le Nord et l'extrême Est du massif, c'est-à-dire dans les roches allant des micaschistes aux calcaires du Dévonien. En revanche, la S_2 est dominante dans le reste du bloc Est et dans le Sud du massif, dans des roches ayant connus un degré de métamorphisme plus élevé. On peut remarquer une corrélation entre la fin de la pénétration de la S_2 et la limite de l'anatexie. Cette frontière délimite une suprastructure regroupant les roches n'ayant pas connu l'anatexie lors du métamorphisme, d'une infrastructure composée de roches anatectiques. Des modèles sur les changements de déformation entre l'infra et la suprastructure ont été proposés sur plusieurs secteurs des Pyrénées (Cochelin thèse, 2016 ; Denèle et al., 2009 ; Vanderhaeghe, 2009 ; Vanderhaeghe, 2012). D'après ces travaux, lors d'une compression, l'épaississement crustal de la croûte supérieure est compensé par le fluage des liquides de la croûte moyenne et inférieure. La foliation de la suprastructure est donc fortement pentée alors que celle de l'infrastructure est horizontale. Ces études montrent bien le partitionnement de la déformation en fonction de la profondeur, ce qui peut expliquer l'absence de la D_2 dans la suprastructure. Quant à la S_3 , elle se concentre dans son couloir E-W, aussi bien dans la supra que l'infrastructure.



Figure 31 : Carte de trajectoire des foliations

6. Discussions

6.1 Carte lithologique du massif de l'Agly

Notre carte lithologique a été construite à partir de nos données de terrains mais aussi à partir de différentes cartes de différents auteurs. Nous n'avons pas pu parcourir l'ensemble du massif, certains endroits ont donc dû être complétés d'après ces cartes. Parfois, l'interprétation lithologique pouvait être très différente d'une carte à une autre. En revanche, le levé de terrain détaillé dans certaines zones permet d'apporter de nouveaux éléments sur certaines lithologies en particulier.

6.1.1 Le marbre de base

Sur la carte du BRGM de Rivesaltes au 50000^{ième} (Fonteilles et al., 1993), le marbre de base est dessiné à la limite entre les gneiss et les micaschistes. Sur le terrain, nous avons trouvé du marbre de base dans les micaschistes, les micaschistes anatectiques et dans les gneiss proches de la limite avec les micaschistes anatectiques. Il existe donc plusieurs bancs de « marbre de base ». Nous sommes en faveur de cette hypothèse puisque des marbres et des calc-silicates sont visibles dans toute l'épaisseur des paragneiss, il peut donc exister plusieurs bancs de marbre dans les micaschistes et le gneiss perlé. Ces bancs de marbres sont très importants car ils représentent des niveaux marqueurs permettant de suivre les structures de la S₀₋₁ à l'échelle cartographique.

6.1.2 Le gneiss de Rivérole

Ce gneiss, car très leucocrate, est souvent qualifié d'orthogneiss. D'autres roches leucocrates comme les leptynites sont des gneiss leucocrates homogènes, pourtant elles peuvent aussi bien dériver d'un protolithe sédimentaire ou magmatique (cf. dictionnaire de géologie, 8^{ème} édition). Ce gneiss est très étendu d'Est en Ouest, plus que le granite de Saint-Arnac ou la charnockite d'Ansignan, ce qui en ferait un très gros pluton. Il est au contact des micaschistes anatectiques, du gneiss perlé et même du marbre de base mais nous n'y trouvons pas d'enclaves qui permettraient d'argumenter son caractère intrusif. On peut même observer le long de la route menant à Saint-Arnac une succession gneiss de Rivérole, micaschistes anatectiques, gneiss perlé. Nous pensons donc qu'il s'agit d'un gneiss dérivant d'un protolithe sédimentaire qui n'était pas présent sur l'ensemble du massif.

6.1.3 Le gneiss perlé

Le gneiss perlé est un gneiss mélanocrate à feldspaths ronds se situant habituellement entre les paragneiss et les micaschistes anatectiques. Cependant nous en retrouvons aussi dans la série des paragneiss. Nous l'interprétons donc comme étant un paragneiss déformé. Les feldspaths sont arrondis

par une déformation cisaillante qui leur donne cet aspect perlé. En lame mince, on peut voir la foliation portée par les micas mouler les feldspaths.

Une alternative serait de considérer le rôle du métamorphisme prograde et notamment le déplacement du solidus suite à une déshydratation de la roche. Lorsque le protolithe franchit le solidus hydraté, la roche fond et se déshydrate. Elle repasse alors de l'autre côté du solidus hydraté puisqu'elle ne l'est plus et les liquides cristallisent des feldspaths en forme de goutte, ce qui donne cet aspect perlé. Les deux hypothèses nous semblent acceptables puisque l'une comme l'autre donnera au gneiss cet aspect perlé et les deux peuvent fonctionner dans un même système.

6.2 Régimes de déformation de la D₁, D₂ et D₃

$6.2.1 \: \text{D}_1$

Nous ne pouvons que faire des hypothèses sur le régime de déformation de la D_1 . L'azimut de la S_1 semble être N160 et penté vers l'Est mais la S_1 pouvait très bien être sub-horizontale avant les autres déformations. Delay (1989) note plusieurs L_1 sur sa carte mais nous n'en avons que très peu.

Dans plusieurs études (Bouhallier et al., 1991 ; Laumonier, 2010 ; Olivier et al., 2004), le premier régime de déformation est une phase tangentielle à vergence Sud. Cette proposition se base sur le régime de déformation des régions voisines du massif de l'Agly.

Cette phase de déformation est interprétée comme étant responsable métamorphisme dans cette zone. Nous sommes en accord avec cette proposition, les isogrades du métamorphisme sont parallèles ou sub-parallèles à la S₁ comme l'on peut le voir à l'Est du château de Caladroy.

A l'extrême Est du massif, se trouve un lieu-dit appelé le Roc Blanc (absent sur notre carte lithologique car trop à l'Est). Cet endroit est composé de schistes ordoviciens, de calcschistes du Silurien et de calcaires du Dévonien. Sur la carte du BRGM, on peut y observer des structures qui semblent indiquer des plis isoclinaux. Delay (1989) propose qu'il s'agit de plis isoclinaux comparables au pli isoclinal du Roque Courbe. Si cette hypothèse est confirmée, la structure en pli isoclinal du Roque Courbe ne serait pas seule sur le massif. Ce secteur est une zone d'étude sûrement intéressante puisque seule la S₁ semble y être présente. Nous pourrions donc peut-être mieux comprendre la D₁ et la contraindre.

6.2.2 D₂

La D₂ est la seule déformation pour laquelle nous avons trouvé une linéation d'étirement minéral bien marquée. Cette linéation est orientée N15 sur une foliation sub-horizontale ou sur des mylonites parallèles à la S₂. La cinématique de ces mylonites nous indique un détachement en jeu normal vers le N15. La D₂ est donc un régime d'amincissement crustal vertical.

La D₂ est très bien visible dans les niveaux lithologiques ayant atteint l'anatexie. En revanche, elle n'est pas visible dans les roches faiblement métamorphisées. Sa linéation d'étirement minéral, très bien marquée dans les gneiss, n'est pas visible dans les schistes. La trace de la D₂ la plus haute dans la série lithologique que nous avons observée se trouve dans une pegmatite intrusive mylonitique dans les micaschistes. Nous pensons donc que la D₂ ne s'est développée que dans la croûte partiellement fondue. En effet, des études montrent que l'apparition de liquide silicaté dans les roches réduit considérablement la viscosité de celles-ci (Arzi, 1978 ; Rosenberg et Handy, 2005).

6.2.3 D₃

Comme déjà mentionné plus tôt, la D_3 se localise dans un couloir de déformation vertical E-W. Sa S_3 plisse et redresse les structures de D_1 et D_2 . Nous interprétons donc son régime de déformation comme un raccourcissement horizontal affectant l'ensemble de la série lithologique.

Mais contrairement à la D₂, nous n'avons trouvé aucune linéation d'étirement minéral dans ce couloir. La cinématique de la D₃ nous est donc complétement inconnue. La déformation est peut-être coaxiale et n'a donc pas de cinématique bien marquée. Mais elle ne se serait probablement pas concentrée dans un couloir ne présentant pas d'indice d'une rhéologie plus favorable à la déformation. Nous pensons donc que la D₃ est très localisée car elle résulte d'un régime de déformation non-coaxial, cisaillant le massif. Plusieurs études montrent des zones de cisaillement dextres verticales E-W dans des dômes de la Zone Axiale (Gleize et al., 1998 ; Gleize et al., 2001). Ces zones de déformation intense sont très localisées et pourraient correspondre au couloir de déformation D₃.

6.3 Apports de l'analyse structurale sur l'âge des déformations

Le massif de l'Agly comporte des roches qui sont susceptibles d'être datées de façon absolue (diorite, charnockite, granite, migmatite, etc). L'analyse structurale détaillée nous permet ensuite de définir si ces roches sont antérieures, contemporaines ou postérieures à un régime de déformation.

Nous pensons que la D_1 est responsable du métamorphisme régional et donc du début de la fusion partielle. Par exemple nous pouvons observer des leucosomes dans les micaschistes anatectiques parallèles à la S_1 . Des migmatites, dans lesquelles nous voyons de la S_1 , sont déformées par D_2 . Elles sont donc antérieures à cette déformation et sont donc syn- D_1 .

Nous savons que la D_2 débute lors de la fusion partielle puisque des injections de liquides magmatiques sont visibles dans les plans axiaux de plis P_2 . Mais nous savons qu'elle se termine une fois que la fusion partielle est finie car certaines structures dans les migmatites sont reprises par la D_2 . La charnockite, par exemple, possède un foliation magmatique parallèle à la S_2 et des cisaillements synmagmatiques, indiquant une mise en place contemporaine de cette déformation. Mais l'on y retrouve aussi des mylonites postérieures à sa cristallisation.

Dans le couloir de déformation D_3 , il n'y a pas d'injection de liquides magmatiques dans les axes de plis P_3 . La fusion partielle est donc terminée lors de cette déformation. Cependant la diorite de Tournefort s'injecte dans ce couloir de déformation et porte parfois une foliation magmatique parallèle à la S_3 (Olivier et al., 2008). Elle s'est donc mise en place en fin de contraintes D_3 . Le granite de Saint-Arnac provient de la même source que la diorite (Olivier et al., 2008). Il est la suite d'une même injection magmatique. Il s'introduit donc aussi dans ce couloir D_3 mais ne porte pas de foliation magmatique. On peut en conclure qu'il scelle la troisième phase de déformation et qu'il est syn- D_4 .

La fusion partielle a donc lieu pendant une partie de la D_1 et une partie de la D_2 . La charnockite est contemporaine de cette fusion partielle et cristallise pendant la D_2 . En datant la cristallisation de la fusion partielle ou de la charnockite, nous datons un épisode syn- D_2 , postérieur à la D_1 . La diorite de Tournefort nous permet de dater la fin des contraintes D_3 et l'âge du granite de Saint-Arnac est postérieure à la D_3 et contemporaine de la D_4 .

Cependant, les derniers âges obtenus par les travaux de datation sur le massif ne correspondent pas à cette vision. Siron (2012) a daté une kinzigite qui n'est pas déformée par la D_2 à 306Ma. Puisque cette kinzigite n'est pas affectée par la D_2 , son âge date le métamorphisme et donc la D_1 . Il a aussi daté une kinzigite déformée par la D_2 à 300Ma. Mais Olivier et al. (2008), ont obtenu un âge de la diorite de Tournefort de 307Ma et de 304 Ma pour le granite de Saint-Arnac. D'après nos résultats, la diorite et le granite devraient être plus jeunes que la D_1 puisqu'ils sont contemporains ou postérieurs à D_3 . Nos résultats ne nous permettent donc pas d'être en accord avec ces datations. Mais les déformations D_1 , D_2 , D_3 et D_4 peuvent très bien avoir parfois fonctionnées en même temps. Les âges actuels semblent indiquer que l'ensemble des déformations se sont déroulés en un laps de temps très court de l'ordre de quelques millions d'année.

6.4 Modèles existants dans la littérature

Dans la partie 3 de ce mémoire, nous avons présenté plusieurs modèles géodynamiques sur le massif de l'Agly, mais aucun ne convient entièrement avec nos observations. Dans la suite de ce mémoire nous comparerons chaque modèle présenté dans la partie 3 avec nous résultats présentés dans la partie 5.

6.4.1 Le modèle du Doming en régime transpressif

La première déformation de ce modèle est une phase tangentielle vers le Sud. Cette phase de déformation pourrait très bien correspondre à notre D₁. Nous pensons aussi que cette phase de déformation est responsable du métamorphisme régional du massif.

Dans le modèle du doming la deuxième déformation correspond à un raccourcissement horizontal. Nous décrivons un raccourcissement horizontal mais il correspond à notre D₃. Notre D₂ correspondrait à l'amincissement localisée au toit du dôme (Olivier et al., 2004). Nos observations sont en contradictions avec ce dernier point car la déformation D₂ n'est pas localisée mais pénétrative sur l'ensemble de la structure et est reprise par le raccourcissement horizontal D3, et non pas l'inverse. Enfin nous ne pensons pas que le granite de Saint-Arnac ait été basculé par la compression alpine. Les foliations de la D_3 devraient avoir des pendages différents de part et d'autres des failles alpines responsables de ce basculement. Or nous n'observons aucune différence dans ces pendages, ils sont toujours sub-verticaux.

6.4.2 Le modèle de l'extension tardi-hercynienne

Dans ce modèle, les auteurs proposent aussi une première phase de déformation tangentielle à vergence Sud qui pourrait correspondre à notre D_1 . Ce modèle propose un amincissement accommodé par les mylonites D_2 sous forme d'un détachement à cinématique vers le Nord. Nous sommes en accord avec ce modèle à l'exception que nous considérons la D_2 comme affectant toute la partie profonde du massif et pas seulement l'interface gneiss/micaschistes. En revanche, ce modèle ne documente pas de la verticalisation des mylonites que nous attribuons à la D_3 .

6.4.3 Le modèle de l'extension crétacée

Dans ce modèle, la question de la structure du massif après la phase hercynienne n'est pas étudiée. On peut penser que les auteurs considèrent que cette phase est responsable d'une foliation principale et de la mise en place de plutons.

D'après nos observations de terrains, il n'y a pas de trace d'une déformation ou d'un métamorphisme lié à l'extension au Crétacé. Les mylonites sont post datés par la D₃ qui les verticalise. La D₃ est ellemême post datée par les intrusions magmatiques du granite de Saint-Arnac et de la diorite de Tournefort. Les mylonites sont donc hercyniennes.

S'il y avait eu une granulitisation ou une regranulitisation au Crétacé, les déformations hercyniennes auraient sûrement été effacées par la recristallisation des roches.

Cependant les études récentes proposent, sur la base de datation Ar-Ar, un âge Crétacé à l'amincissement de la croûte via un détachement vers le Nord. Nos résultats structuraux ne permettent pas d'argumenter un fonctionnement Crétacé des mylonites D₂. Mais nous pouvons envisager que ces âges récents témoignent de la circulation de fluides chauds au Crétacé à travers le massif comme décrit dans les travaux de Poujol et al. (2010) et Boulvais (2016). En effet, on trouve beaucoup de zones très hématisées, ou encore des scapolites dans les roches carbonatées liés à ces remontées de fluides chauds.

6.4.4 Le modèle de l'héritage varisque puis de l'extension au Crétacé

Delay (1989) propose un modèle polyphasé avec un héritage varisque repris par l'extension au Crétacé. Les mylonites de la phase D₂ sont très certainement responsables des gaps lithologiques que montre le travail de Delay dans sa thèse.

D'après lui le métamorphisme est induit par l'intrusion de corps magmatiques basiques. Puis la série lithologique est foliée et la charnockite s'injecte. Nous pensons que le métamorphisme régional est contemporain de la D_1 puisque les isogrades métamorphiques et la S_1 sont parallèles ou sub-parallèles. De plus, la charnockite se met en place dans une phase d'amincissement crustal (Althoff et al., 1994), donc dans notre D_2 .

Subséquemment, le massif subit un effet de doming similaire à celui proposé par Olivier et al. (2004) mais dans un régime compressif. Comme argumenté plus haut, nos résultats ne sont pas en faveur d'un modèle de type doming.

Delay (1989) décrit deux types de mylonites : des mylonites chaudes, qu'il attribue à l'histoire hercynienne et des mylonites froides qu'il attribue au Crétacé. Dans tous les cas, si des mylonites avaient fonctionnées au Crétacé, elles devraient recouper la S_3 , ce qui n'est pas le cas.

6.5 Modèle proposé

Au vu des observations et des résultats fournis dans ce mémoire, nous pouvons également proposer un modèle d'évolution structurale (Figure 32) :

- Une première phase de déformation tangentielle (D₁) entraine la formation d'une S₁ orientée N160 et pentée vers l'Est, ainsi que d'un métamorphisme régional allant du faciès schistes verts à celui des granulites. Ce métamorphisme de HT/BP ne peut pas s'expliquer seulement par la phase de déformation

tangentielle puisque qu'elle devrait produire un gradient de type Barrovien. L'augmentation de la température a pu être aidée par l'injection de plusieurs sills magmatiques. L'anatexie commence dans les roches les plus profondes. Dans la suprastructure, les roches sont plissées en de grands plis isoclinaux ayant pour plan axial S₁ et des axes de plis pendants vers le Nord.

D'après plusieurs études, la région semble connaître une déformation tangentielle vers le Sud. Cette direction correspond bien avec nos L₁ qui sont orientées vers le SE. Nous proposons donc que la D₁ soit une phase tangentielle vers le SE et soit responsable des grands plissements de type Roque Courbe dans la suprastructure lors de la mise en place de ces nappes tangentielles. Siron (2012) date des kinzigites non déformées par la D₂ à 306Ma, nous pensons que cet âge correspond à celui du métamorphisme et donc à celui de la D₁.

- Dans la continuité de D₁, une phase d'amincissement crustal (D₂) entraine un raccourcissement vertical des séries lithologiques profondes par la formation d'une S₂ sub-horizontale et de nombreuses mylonites. Cet amincissement crustal s'opère avec une cinématique vers le Nord. Durant cette phase de déformation, la charnockite se met en place dans la série, datant la D₂ entre 305Ma et 315 Ma.

- Puis le massif est déformé (D₃) par un raccourcissement horizontal E-W affectant toute la série lithologique. Cette D₃ plisse toutes les anciennes fabriques planaires et forme une synforme pincé, avec une S₃ verticale E-W comme plan axial. Au cours de cette phase de déformation s'injectent dans le couloir de déformation la diorite de Tournefort à 307Ma et tardivement le granite de Saint-Arnac à 304Ma. A la fin de D₃, le massif est faillé par la faille de Planèzes. Cette faille est environ N40 et sub-verticale. Elle a un jeu senestre et décale de plusieurs kilomètres les séries.

- La mise en place du granite de Saint-Arnac provoque une déformation (D₄) avec la formation d'une S₄ orientée N20 sub-verticale et d'un plissement des anciennes schistosités. Cette déformation est très tenue et n'a pas un grand rôle dans la structuration du massif.

- Le massif est ensuite immergé durant le Mésozoïque. Des roches carbonatées le recouvrent.

- A l'Eocène, le massif subit l'orogénèse alpine. Il est d'abord affecté par des failles E-W sub-verticales qui pincent des roches mésozoïques ou des schistes ordoviciens. Puis de nombreuses failles décrochantes N10 et N150 fracturent le massif. Cet événement exhume le massif qui est ensuite érodé.

En 2010, Laumonier reprend le travail de Guitard et al., 1998, pour écrire une synthèse sur les différents stades de déformation hercyniens connus dans les Pyrénées (Laumonier et al., 2010). Il décrit la déformation en deux grandes phases, l'une varisque précoce et l'autre varisque tardive. La déformation précoce correspond à la schistosité régionale et à un métamorphisme barrovien. La déformation tardive débute par une phase extensive, puis une phase de doming en régime compressif, une déformation liée à la mise en place de pluton et termine par une nouvelle phase extensive mylonitique. Des similitudes apparaissent avec nos résultats. La déformation précoce correspond à notre D₁. La phase extensive est notre D₂. Nous n'avons pas de phénomène de doming dans le massif mais la D₃ est en régime de compression et peut correspondre à cette phase de doming en compression. La D₄ est une déformation liée à la mise en place d'un pluton. En revanche nous n'avons pas de mylonites tardives recoupant l'ensemble des déformations précédentes. Notre modèle semble donc être cohérent avec les études sur les déformations à l'échelle de la chaîne des Pyrénées.



Figure 32 : Coupe schématique du modèle avant l'orogénèse alpine et avec la suppression de la faille de Planèzes. Les paragneiss, orthogneiss, gneiss perlés et gneiss de Rivérole ont tous été regroupés sous le terme gneiss pour plus de clarté.

7. Conclusion

Le massif de l'Agly est un massif hercynien Nord-Pyrénéen. Il a connu deux orogénèses : l'une varisque et l'autre alpine. De nombreuses études ont déjà été menées sur la zone mais une étude structurale poussée n'avait pas encore été faite. La communauté scientifique se questionne sur le rôle

de chacune de ces orogénèses. Le but de ce master est de faire cette étude structurale et de proposer un modèle géodynamique.

Grâce à un travail d'accumulation de données et d'observations sur le terrain, nous avons pu définir combien de déformation a connu le massif de l'Agly et la chronologie de ces déformations.

L'orogénèse hercynienne a provoqué quatre phases de déformation dans le massif. La première, D_1 , est une phase de déformation tangentielle qui forme une S_1 (N340 / 50), des plis isoclinaux et un métamorphisme régional allant du faciès schistes verts à celui des granulites.

Puis le massif passe en régime extensif (D₂). La série lithologique est fortement raccourcie par une S₂ (N20 / 20) et par des mylonites à jeu normal vers le Nord dans les niveaux profonds. Durant cette phase s'injecte la charnockite d'Ansignan, datant la D₂ entre 315 Ma et 305 Ma. La S2 plisse la S₁ ou la transpose.

Le massif subit ensuite un raccourcissement horizontal E-W (D₃) localisé dans un couloir de déformation intense. Ce raccourcissement forme une synforme pincé avec une S₃ pour plan axial. Les foliations et linéations des anciennes déformations sont plissées, redressées ou transposées. Dans la synforme s'injectent d'abord la diorite de Tournefort pendant la D₃ (307 Ma) puis tardivement le granite de Saint-Arnac (304Ma).

La mise en place du granite de Saint-Arnac forme une S_4 (N15 / 75) et plisse les S_1 et S_3 . Cette phase de déformation n'est que très légère et n'est pas importante dans la structure générale du massif.

Le massif est ensuite immergé et est recouvert par des roches carbonatées du Mésozoïque. A l'Eocène, l'orogénèse alpine exhume le massif de l'Agly et le fracture. Les premières failles sont E-W, elles pincent des roches du Mésozoïque ou des schistes du massif. Puis le massif est entièrement fracturé par des failles décrochantes N10 et N150.

Le massif n'est pas déformé par l'extension crétacée mais des fluides chauds le traversent et le métasomatisent parfois.

8. Perspectives

Nous avons donc pu montrer qu'elles étaient les différentes phases de déformation et à quelle orogénèse elles appartiennent. Nous avons aussi montré que la répartition des déformations est très hétérogène sur cette zone d'étude. Cependant de nombreux travaux restent encore nécessaires à réaliser pour pouvoir comprendre pleinement le massif de l'Agly.

Les objectifs pour l'année à venir sont :

- l'amélioration de la carte lithologique par des missions de terrains, notamment sur la diorite de Tournefort, le secteur du Roc Blanc qui n'apparait pas sur la carte actuelle et le Sud du massif.

- une meilleure compréhension de l'agencement structural du Sud du massif entre la S₁, la S₂ et les différentes intrusions magmatiques.

- étudier le gneiss de Rivérole sur l'origine de son protolithe, sur les déformations qu'il a encaissées.

- une étude de la cinématique des différentes déformations, par l'étude de lames minces des mylonites et par la recherche de linéation dans le couloir de déformation D₃.

- un important travail de datation sur de nombreux corps magmatiques afin de limiter dans le temps les déformations du massif.

- tester notre modèle sur le terrain et l'améliorer.

Remerciements

Je remercie Pierre Trap et Philippe Goncalves, mes encadrants de stages qui m'ont permis d'entreprendre ce projet et m'aident à avancer au quotidien dans mon travail. Merci à l'Université Sciences et Techniques de Franche-Comté ainsi qu'au BRGM pour avoir financé ce stage. Un grand merci à Didier Marquer, Kevin Maham et Becky flowers pour nous avoir accompagné sur le terrain et pour avoir entretenu le débat scientifique. Merci à Nicolas Carry pour les nombreux coups de main qu'il m'a fourni. Enfin merci aux étudiants de Licence 3 pour avoir récolté plus de 1000 données sur le terrain, et spécialement à Josselin Gremmel qui a fait son TER sur le massif.

Références

Althoff, F., Barbey, P. et Pons, J., 1994 : La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint-Arnac, temoins d'une extension crustale d'age hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrenees-Orientales, France), Tectonics, t.319, serie II, p.239 a 246.

ARZI, AA., 1978: CRITICAL PHENOMENA IN THE RHEOLOGY OF PARTIALLY MELTED ROCKS, TECTONOPHYSICS, 44, P173 A 184.

BOUHALLIER, H., CHOUCKROUNE, P. ET BALLEVRE, M., 1991 : EVOLUTION STRUCTURALE DE LA CROUTE PROFONDE HERCYNIENNE : EXEMPLE DU MASSIF DE L'AGLY (PYRENEES-ORIENTALES, FRANCE), TECTONICS, T.312, SERIE II, P.647 A 654.

BOULVAIS, P., 2016 : FLUID GENERATION IN THE BOUCHEVILLE BASIN AS A CONSEQUANCE OF THE NORTH PYRENEAN METAMORPHISM, COMPTES RENDUS GEOSCIENCE, 348, P301 A 311.

CASAS, JM., PALACIOS, T., 2012 : FIRST BIOSTRATIGRAPHICAL CONSTRAINTS ON THE PRE-UPPER ORDOVICIAN SEQUENCES OF THE PYRENEES BASED ON ORGANIC-WALLED MICROFOSSILS, COMPTES RENDUS GEOSCIENCE, 344, P50 A 56.

CHELALOU, R., NALPAS, T., BOUSQUET, R., PREVOST, M., LAHFID, A., POUJOL, M., RINGENBACH, JC. ET BALLARD, JF., 2016: New Sedimentological, Structural and Paleo-Thermicity data in the BOUCHEVILLE BASIN (EASTERN NORTH PYRENEAN ZONE, FRANCE), COMPTES RENDUS GEOSCIENCE, 348, P312 A 321.

CLERC, C. ET LAGABRIELLE, Y., 2014 : THERMAL CONTROL ON THE MODES OF CRUSTAL THINNING LEADING TO MANTLE EXHUMATION : INSIGHTS FROM THE CRETACEOUS PYRENEAN HOT PALEOMARGINS, TECTONICS, 10.1002/2013TC003471, P1340 A 1359.

CLERC, C. ET LAGABRIELLE, Y., 2015 : REPLY TO THE COMMENT BY PH. OLIVIER ON "THERMAL CONTROL ON THE MODES OF CRUSTAL THINNING LEADING TO MANTLE EXHUMATION. INSIGHT FROM THE CRETACEOUS PYRENEAN HOT PALEOMARGINS", TECTONICS, 10.1002/2015TC003879

CLERC, C., LAGABRIELLE, Y., LABAUME, P., RINGENBACH, JC., VAUCHEZ, A., NALPAS, T., BOUSQUET, R., BALLARD, JF., LAHFID, A., FOURCADE, S., 2016 : BASEMENT – COVER DECOUPLING AND PROGRESSIVE EXHUMATION OF METAMORPHIC SEDIMENTS AT HOT RIFTED MARGIN. INSIGHTS FROM THE NORTHEASTERN PYRENEAN ANALOG, TECTONOPHYSICS

Cochelin, B., 2016 : Champ de deformation du socle paleozoïque des Pyrenees, Doctorat de l'Universite de Toulouse 3 Paul Sabatier, 229.

DELAY, F., 1989 : LE MASSIF NORD-PYRENEEN DE L'AGLY (PYRENEES ORIENTALES) : EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE ET EXEMPLE D'UN AMINCISSEMENT CRUSTAL POLYPHASE, DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE – FLANDRES – ARTOIS, 393.

DENELE, Y., OLIVIER, P., GLEIZES, G. ET BARBEY, P., 2009 : DECOUPLING BETWEEN THE MIDDLE AND UPPER CRUST DURING TRANSPRESSION-RELATED LATERAL FLOW : VARISCAN EVOLUTION OF THE ASTON GNEISS DOME (PYRENEES, FRANCE), TECTONOPHYSICS, 477, P244 A 261.

GLEIZES, G., LEBLANC, D., OLIVIER, P. ET BOUCHEZ, JL., 2001 : STRAIN PARTITIONING IN A PLUTON DURING EMPLACEMENT IN TRANSPRESSIONAL REGIME : THE EXAMPLE OF THE NEOUVILLE GRANITE (PYRENEES), EARTH SCIENCES, 90, P325 A 340.

GLEIZES, G., LEBLANC D., SANTANA, V., OLIVIER, P. ET BOUCHEZ, JL., 1998 : SIGMOIDAL STRUCTURES FEATURING DEXTRAL SHEAR DURING EMPLACEMENT OF THE HERCYNIAN GRANITE COMPLEX OF CAUTERETS-PANTICOSA (PYRENEES), JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY, VOL. 20, NO. 9/10, P1229 A 1245. GOLBERG, JM., LEYRELOUP, AF., 1990 : HIGH TEMPERATURE-LOW PRESSURE CRETACEOUS METAMORPHISM RELATED TO CRUSTAL THINNIG (EASTERN NORTH PYRENEAN ZONE, FRANCE), CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY, 104, P194 A 207.

GUITARD, G., VIELZEUF, D., MARTINEZ, F., 1996 : SYNTHESE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DES PYRENEES, TOME 1, CHAP. 10, P501 A 584.

LAGABRIELLE, Y., CLERC, C., VAUCHEZ, A., LAHFID, A., LABAUME, P., AZAMBRE, B., FOURCADE, S., DAUTRIA, JM., 2016 : VERY HIGH GEOTHERMAL GRADIENT DURING MANTLE EXHUMATION RECORDED IN MYLONITIC MARBLES AN CARBONATE BRECCIAS FROM A MESOZOIC PYRENEAN PALEOMARGIN (LHERZ AREA, NORTH PYRENEAN ZONE, FRANCE), COMPTES RENDUS GEOSCIENCE, 348, P290 A 300.

LAUMONIER, B., MARIGNAC, C., KISTER P., 2010 : POLYMETAMORPHISME ET EVOLUTION CRUSTALE DANS LES PYRENEES ORIENTALES PENDANT L'OROGENESE VARISQUE AU CARBONIFERE SUPERIEUR, BULL. SOC. GEOL. FR, T. 181, P411 A 428.

OLIVIER, P., 2013 : COMMENT ON « PREOROGENIC EXHUMATION OF THE NORTH PYRENEAN AGLY MASSIF (EASTERN PYRENEES-FRANCE) » BY A. VAUCHEZ ET AL., TECTONICS, VOL. 32, P1 A 2.

OLIVIER, P., GLEIZES, G., PAQUETTE, JL., 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, P229 A 240.

OLIVIER, P., 2015 : COMMENT ON "THERMAL CONTROL ON THE MODES OF CRUSTAL THINNING LEADING TO MANTLE EXHUMATION : INSIGHTS FROM THE CRETACEOUS PYRENEAN HOT PALEOMARGINS" BY CLERC AND LAGABRIELLE, TECTONICS, 10.1002/2014TC003755

OLIVIER, P., GLEIZES, G., PAQUETTE, JL., MUNOZ SAEZ, C., 2008 : STRUCTURE AN U-PB DATING OF THE SAINT-ARNAC PLUTON AND THE ANSIGNAN CHARNOCKITE (AGLY MASSIF): A CROSS-SECTION FROM THE UPPER TO THE MIDDLE CRUST OF THE VARISCAN EASTERN PYRENEES, JOURNAL OF GEOLOGICAL SOCIETY, VOL. 165, P141 A 152.

POUJOL, M., BOULVAIS, P., KOLSER, J., 2010 : REGIONAL-SCALE CRETACEOUS ALBITIZATION IN THE PYRENEES: EVIDENCE FROM IN SITU U–TH–PB DATING OF MONAZITE, TITANITE AND ZIRCON, JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY, VOL. 167, P751 A 767.

RESPAUT, JP., LANCELOT, JR., 1983 : DATATION DE LA MISE EN PLACE SYNMETAMORPHIQUE DE LA CHARNOCKITE D'ANSIGNAN (MASSIF DE L'AGLY) PAR LA METHODE U/PB SUR ZIRCONS ET MONAZITES, ?, 147, P21 A 34.

ROSENBERG, CL., HANDY MR., 2005 : EXPERIMENTAL DEFORMATION OF PARTIALLY MELTED GRANITE REVISITED : IMPLICATIONS FOR THE CONTINENTAL CRUST, JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY, VOL. 23, P19 A 28.

SIRON, G., ENCADRE PAR GONCLAVES, P. & MARQUER, D., 2012 : LE GRADIENT GEOTHERMIQUE DU MASSIF DE L'AGLY (PYRENEES ORIENTALES, FRANCE) ET SES CONSEQUENCES MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES. RAPPORT DE M2R UNIVERSITE DE FRANCHE-COMTE, 31.

SAINT BLANQUAT, M., BAJOLET, F., GRAND'HOMME, A., PROIETTI, A., ZANTI, M., BOUTIN, A., CLERC, C., LAGABRIELLE, Y., LABAUME, P., 2016 : CRETACEOUS MANTLE EXHUMATION IN THE CENTRAL PYRENEES : NEW CONSTRAINTS FROM THE PERIDOTITES IN EASTERN ARIEGE (NORTH PYRENEAN ZONE, FRANCE), COMPTES RENDUS GEOSCIENCE, 348, P268 A 278.

TOURNAIRE GUILLE, B., ENCADRE PAR OLIVIER, P., GUILLAME, D. & BOSSE, V., 2014 : EVOLUTION DE LA CROUTE CONTINENTALE DES PYRENEES-ORIENTALES AU PALEOZOÏQUE, A TRAVERS 9 DATATIONS DE GRANITOÏDES DU MASSIF DE L'AGLY, M2R INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS, 28.

VANDERHAEGHE, O., 2012 : THE TERMAL-MECHANICAL EVOLUTION OF CRUSTAL OROGENIC BELTS AT CONVERGENT PLATE BOUNDARIES : A REAPPRAISAL OF THE OROGENIC CYCLE, JOURNAL OF GEODYNAMICS, 56-57, P124 A 145.

VAUCHEZ, A., CLERC, C., BESTANI, L., LAGABRIELLE, Y., CHAUVET, A., LAHFID, A., MAINPRICE, D., 2013 : PREOROGENIC EXHUMATION OF THE NORTH PYRENEAN AGLY MASSIF (EASTERN PYRENEES-FRANCE), TECTONICS, VOL.32, P95 A 106.

VANDERHAEGHE, O., 2009 : MIGMATITES, GRANITES AND OROGENY : FLOW MODES OF PARTIALLY-MOLTEN ROCKS AND MAGMAS ASSOCIATED WITH MELT/SOLID SEGREGATION IN OROGENIC BELTS, TECTONOPHYSICS, 477, P119 A 134.

VAUCHEZ, A., CHAUVET, A., LAGABRIELLE, Y., MAINPRICE, D., BESTANI, L., CLERC, C., LAHFID, A., 2013 : REPLY TO COMMENT BY P. OLIVIER ON "PREOROGENIC EXHUMATION OF THE NORTH PYRENEAN AGLY MASSIF (EASTERN PYRENEES, FRANCE)", TECTONICS, VOL. 32, P1 A 4

VIELZEUF, D., 1984 : RELATIONS DE PHASE DANS LE FACIES GRANULITE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES : L'EXEMPLE DES GRANULITES DES PYRENEES, DOCTORAT D'ETAT, UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND 2, 288.

Quelle est la contribution des événements varisques et alpins dans la structuration du massif de l'Agly ? Evidences cartographiques et géochronologiques des relations entre déformation, métamorphisme et magmatisme.

Mots-clés : Pyrénées, massif de l'Agly, varisque, alpin, déformation, métamorphisme, magmatisme

Résumé :

Les Pyrénées ont été formées par deux orogenèses, l'une varisque et l'autre alpine. Le rôle de chacune de ces deux orogenèses est un point clé pour la compréhension de la structuration des Pyrénées. Mais la datation et l'évolution des déformations varisques et pyrénéennes dans les Pyrénées sont des sujets encore très étudiés. Dans le massif de l'Agly, comme dans la plupart des massifs Nord-Pyrénéens, on observe une série métamorphique varisque qui enregistre un fort gradient métamorphique, de haute température (HT) et basse pression (BP). Le cadre géodynamique de ce gradient de HT-BP est encore mal compris et plusieurs modèles sont documentés : une collision puis extension tardi-hercynienne, un phénomène de doming dans un contexte de transpression, une hyper-extension au Crétacé ou encore un héritage varisque repris par l'extension Crétacé. L'objectif de ce master recherche est de faire une étude structurale précise du massif de l'Agly afin de mieux comprendre les déformations qu'il a connu et de pouvoir les contraindre dans le temps. Pour ce faire, nous avons utilisé trois méthodes de travail : i) la création d'une base de donnée géoréférencées à partir de la bibliographie, de mesures effectuées par les étudiants de Licence 3 pendant leur stage terrain et de nos propres données ; ii) une analyse structurale sur le terrain ; iii) des observations microscopiques sur des lames minces. Le résultat principal qui découle de ce travail est la mise en évidence de quatre phases de déformation lors de l'orogénèse varisque : i) une première déformation responsable d'une schistosité S1 et d'un métamorphisme régional ; ii) une phase d'amincissement crustal par des détachements mylonitiques en directions du Nord et la formation d'une S2 sub-horizontale pénétrative ; iii) un raccourcissement horizontal dans un couloir de déformation vertical orienté Est – Ouest accompagné d'une troisième schistosité ; iv) un léger plissement des anciennes schistosités en raison de la mise en place d'un pluton granitique qui scelle les déformations. Ces résultats nous permettent de présenter un nouveau modèle géodynamique et structural et mettent en lumière des perspectives de travaux futurs à effectuer sur le massif lors de la seconde année de ce master recherche.