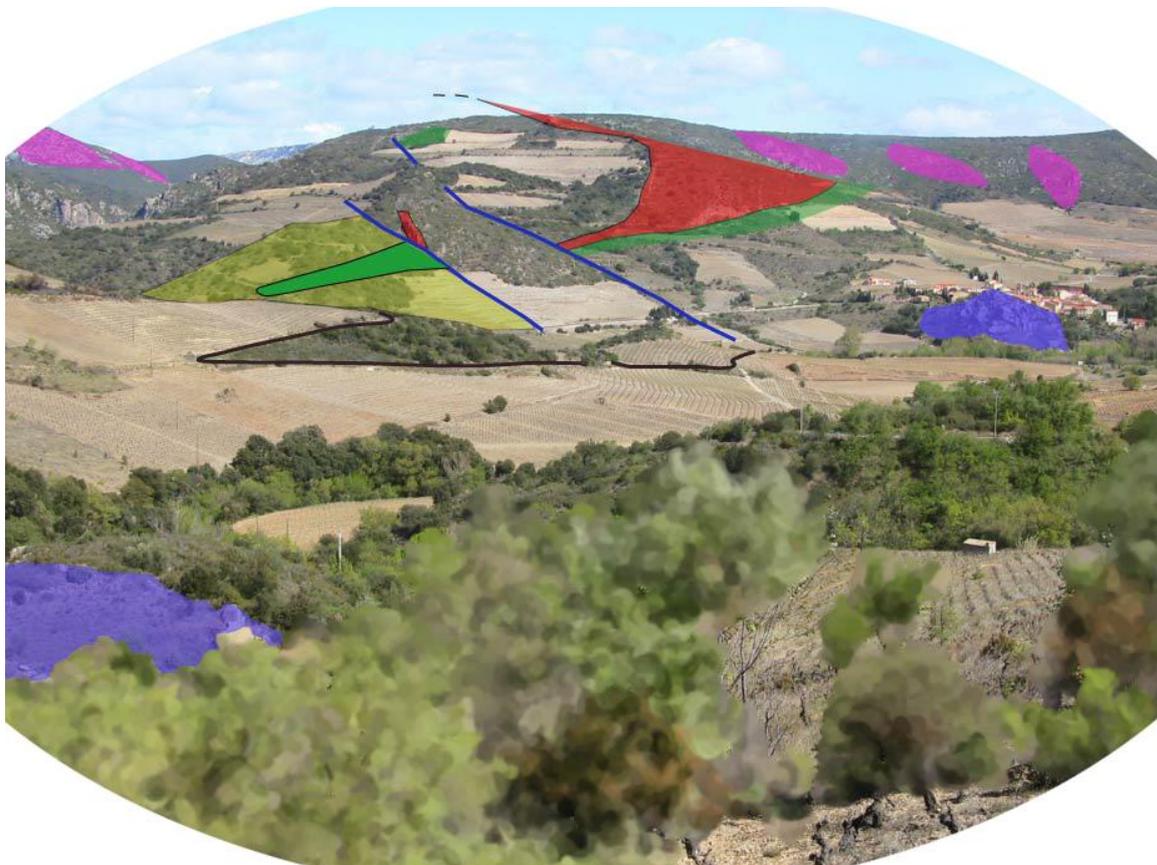


**ETUDE STRUCTURALE ET PETROGRAPHIQUE
DE LA SERIE METAMORPHIQUE DE L'AGLY
AUTOUR DE LA FAILLE DE PLANEZES
(Centre du massif de l'Agly, Pyrénées Orientales)**



Responsables : M. Didier MARQUER

M. Philippe GONCALVES

Université de Franche Comté (25)
Laboratoire de Chrono-Environnement (UMR6249)
Master ESS session 2007/2008 semestre 2
Module : Travail d'Etude et de Recherche

ETUDE STRUCTURALE ET PETROGRAPHIQUE DE LA SERIE
METAMORPHIQUE DE L'AGLY AUTOUR DE LA FAILLE DE
PLANEZES (Centre du massif de l'Agly, Pyrénées Orientales)

Par Romain Lafay

Responsables : - M. Didier MARQUER Professeur, Directeur-adjoint,
Chrono-Environnement

- M. Philippe GONCALVES Maître de Conférences
Chrono-Environnement

Remerciements:

Je tiens à remercier tout d'abord Didier Marquer et Philippe Goncalves qui étaient toujours présents pour répondre à mes questions et écouter mes remarques malgré les stages et les obligations.

Je remercie également Emilien Oliot pour ses conseils en microscopie et mon initiation à la cathodoluminescence.

Je tiens à apporter un remerciement particulier à Mr Seguela qui m'a chaleureusement accueilli à Rasiguères lors de ma campagne de cartographie en avril.

SOMMAIRE

1.	INTRODUCTION	4
2.	PRESENTATION DU MASSIF DE L'AGLY	5
2.1	Situation	5
2.2	Contexte Géologique	5
2.2.1	Contexte général	5
2.2.2	Le massif de l'Agly:	7
3.	METHODOLOGIE ET OUTILS	9
3.1	La Cartographie	9
3.2	Réalisation de lames minces	11
3.3	Etude Structurale	11
4.	RESULTATS	11
4.1	Descriptions lithologique	12
4.2	Résultats concernant la déformation	19
4.2.1	La déformation à l'échelle du massif	19
4.2.2	La déformation à l'échelle de l'affleurement	23
4.2.3	La déformation à l'échelle de la lame mince	27
4.3	Résultats minéralogiques et métamorphisme.	32
5.	DISCUSSION	35
5.1	L'origine du protolite et la notion socle-couverture :	35
5.2	Caractérisation des Conditions PT	36
5.3	Structuration	36
6.	CONCLUSION	38

1. INTRODUCTION

La notion de socle et de couverture dans les massifs paléozoïques a toujours été largement utilisée dans la chaîne hercynienne. C'est le cas dans la Montagne Noire par exemple [Kornprobst, 1994], et dans la chaîne pyrénéenne [Jaffrezo, Obert, 1978]. Cette notion est généralement appuyée par des arguments pétrographiques, comme la présence de niveaux repères témoignant d'une limite [Fonteilles, 1970].

Une autre difficulté majeure dans l'étude des orogènes anciennes tel que l'orogène varisque c'est qu'elle a pu être affectée par la déformation alpine. La problématique est d'autant plus forte que c'est généralement dans les Massifs Cristallins externes ou dans les Pyrénées que l'étude de cette déformation est la plus facile de part les bonnes conditions d'affleurement. Mais l'enregistrement de l'évolution tectonométamorphique y est donc plus difficile à interpréter car polyphasé.

Le massif de l'Agly a beaucoup été étudié et constitue un excellent terrain pour discuter de la question de socle et de couverture mais également pour y caractériser la déformation.

Souvent ce massif paléozoïque a été interprété comme un socle anté-paléozoïque recouvert par une couverture paléozoïque. L'ensemble aurait ensuite subi l'orogène, Varisque et Pyrénéoalpine. [Fonteilles, 1970, Delay, 1990]. Ce massif présente la caractéristique d'être affecté par des intrusions magmatiques bien caractérisées et calées de façon temporelle [Olivier, Gleizes, Paquette, Munoz Saez, 2008]. Ce sont des éléments qui vont aider à dater les événements de façon relative.

Les problèmes majeurs résident dans la distinction des différentes phases de déformation et dans leur rattachement orogénique. En effet même si de nombreux critères de la déformation sont observables, il est encore difficile de les associer à l'une ou l'autre phase tectonique.

Cette étude est donc en parfaite adéquation avec les problématiques posées. Elle consiste d'abord en une approche cartographique dans un secteur central autour de la faille de Planèzes. Suit un travail au laboratoire pour exploiter les données relevées et réaliser des lames minces. Enfin à partir des différents résultats obtenus, il sera ensuite possible de discuter sur la chronologie des événements, et leurs particularités.

L'étude pétrographique permettra de mieux connaître la succession lithologique et de comprendre les arguments qui ont poussés les auteurs à établir une limite socle-couverture et de discuter de sa valeur.

2. PRESENTATION DU MASSIF DE L'AGLY

2.1 Situation

Le massif de l'Agly est un massif hercynien qui affleure en boutonnière sous la couverture mésozoïque dans la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, plus précisément dans la partie orientale de la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) [Fig. 1]. Ce massif d'environ 100 km² se situe à 25 km à l'ouest de Perpignan, au sud des Corbières et est traversé par la rivière Agly selon une orientation ouest-est.

L'activité érosive de l'Agly a donné au massif un relief contrasté mettant à nu une grande quantité d'affleurement malgré la faible altitude moyenne (100 à 600 m).

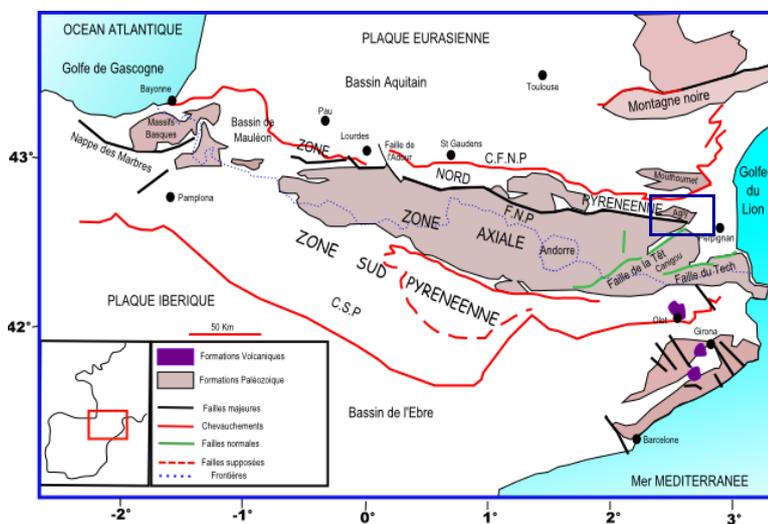


Figure 1 : Schéma structural des Pyrénées d'après Choukroune 1973.

2.2 Contexte Géologique

2.2.1 Contexte général

La chaîne Pyrénéenne est polycyclique, les terrains qui la composent ont connus les orogènes Alpines et Hercynienne. Le socle hercynien affleure de façon discontinue sous la couverture mésozoïque. Dans la partie orientale de la chaîne une tectonique alpine de « block-faulting » a créé un découpage du socle suivant des failles préexistantes et a permis la mise à jour du bâti hercynien à différente profondeur [Jaffrezo, 1977].

Evolution hercynienne de la chaîne :

C'est dans la haute Chaîne Pyrénéenne que sont majoritairement représentées les formations protérozoïques et paléozoïques même si comme dans le cas du massif de l'Agly il se peut qu'elles affleurent dans la ZNP [Choukroune, 1973].

Avant l'Alpin la chaîne se prolongeait dans la continuité de la Montagne Noire. On observait à la fin de l'Hercynien un édifice de nappes sur un socle protérozoïque [Dercourt, 1998].

La mise en place de ces nappes s'est faite sur un socle orthogneissifié dont le protolite est daté aux alentours de 550 Ma [Jaffrezo, 1977]. Ce socle s'est constitué à l'orogénèse Cadomienne. Les terrains paléozoïques installés dessus sont essentiellement paradérivés [Kornprobst, 1994].

A l'instar de la Montagne Noire, la totalité des massifs nord-pyrénéens ont un coeur migmatitique et une couverture sédimentaire.

Le début de collision s'amorce entre les deux marges de l'océan centralien au Devonien moyen. Suite à l'empilement des nappes de charriages s'installe une avant-fosse pendant le Carbonifère inférieur. Il y a ensuite tectonisation de l'avant fosse avec la formation de plis couchés.

Les nappes sont ensuite affectées de coulissements dextres qui jouent en détachement ou extension (failles longitudinales).

On observe actuellement un métamorphisme de faciès schistes verts dans les massifs hercyniens d'autant plus intense que l'unité est profonde.

Evolution de la chaîne durant le cycle Alpin :

Une transgression marine reprend sur le continent hercynien arasé par l'érosion à partir du Stephanien. Des rejeux de failles hercyniennes créent dès le Trias des aires de subsidences par distension générale du bâti de part et d'autre de ce qui sera l'océan Atlantique [Dercourt, 1998].

Entre les deux zones à croûte continentale inégalement distendues la présence d'une faille transformante est vraisemblable.

Pour cette raison l'Ibérie se déplace plus vite que l'Europe et coulisse contre elle. Les décrochements réutilisent des segments de failles listriques formées lors de la période Aptien-Albien inférieur et, disposées, en échelon elles déterminent un secteur décrochant oblique sur le segment du sphénochasme pyrénéen. Ensemble elles constituent la FNP [Dercourt, 1998].

Une collision sud-nord intervient suite au déplacement de l'Afrique vers le Nord. Le bloc ibérique se réduit considérablement par l'empilement des nappes alpines qui constituent la Haute Chaîne ainsi que par le charriage des unités de la marge européenne et de la zone à croûte amincie (ZIM) sur le bassin Aquitain. On observe donc une véritable inversion tectonique (méga inversion) [Dercourt, 1998 ; Jaffrezo, 1977]. La distension du Crétacé fait place à des failles inverses qui évoluent en chevauchements affectant le socle et la couverture et formant un écaillage à la fin du Crétacé et à l'Eocène [Billotte, Canerot, 2006].

A la fin de l'Eocène les contraintes compressives originaires des colisions alpines et Pyrénéennes ont activées l'ECRIS (European Cenozoic Rift System). Au Miocène la fin du raccourcissement crustal dans les Pyrénées a cédé la place à l'ouverture du bassin provençal impliquant la mise en place de failles en extension sur la marge est pyrénéenne [Dèzes, Schmid, Ziegler., 2004].

La tectonique est encore active comme en témoigne l'activité sismique le long de toute la chaîne (exemple du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet) [Sylvander., Monod., Souriau, Rigo, (2007)].

C'est dans ce contexte et connaissant mieux l'histoire de la chaîne pyrénéenne qu'il va être possible d'étudier le massif de l'Agly et de comprendre les mécanismes ayant permis son édification.

2.2.2 Le massif de l'Agly:

Le massif est délimité par deux grandes failles alpines qui viennent juxtaposer les terrains paléozoïques avec des terrains albo-aptien du Mésozoïque.

- Au sud le contact se fait avec le synclinal de Boucheville qui présente un métamorphisme dans la zone à Biotite [Choukroune, Seguret, 1973]
- Au nord le contact est réalisé avec le synclinal de St Paul de Fenouillet dont la bordure nord marque le Front Nord Pyrénéen.
- La limite est du massif est recouverte par les formations plioquaternaires du Graben de la plaine du Roussillon.
- La limite ouest s'enfile en flèche dans les terrains secondaires [Fig. 2].

Le massif est composé par une couverture d'âge paléozoïque à fini protérozoïque et un « socle » gneissique relatif (gneiss de Belestia et de Caramagny) [Fig. 2]. dans lequel on trouve des orthogneiss sur lesquels la datation des zircons a pu être possible. La datation U/Pb donne

des âges de l'ordre de 540 Ma et donc une mise en place lors de l'orogénèse cadomienne [Olivier et al., 2008].

L'ensemble a subi plusieurs orogénèses associant déformation ductile, fragile, métamorphisme et intrusion de complexes granitiques (Ansignan, St Arnac à des profondeurs et dans des conditions bien différentes) [Jaffrezo, 1977 ; Olivier, Gleizes, Paquette, Munoz Saez, 2008].

Ces masses granitiques à grenat et pyroxène de très haute température sont datées : (315 Ma) pour la Charnokite d'Ansignan et (307 \pm 3Ma) pour le granite de Saint Arnac [Olivier, Gleizes, Paquette, Munoz Saez, 2008]. La Charnokite n'affecte que les gneiss tandis que le granite de Saint Arnac n'affecte que la couverture cambro-silurienne.

De nombreuses failles affectent le massif, sur le schéma structural établi par Fonteilles en 1993 [Fig. 2], on remarque de grandes failles N 100-120 qui constituent les limites du massif et qui affectent également son ensemble en provoquant des pincées de terrains du mésozoïque. Des failles N 150 affectent également la série et l'intrusion de Saint Arnac. Dans le secteur central où se réalise l'étude on observe la faille majeure de Planèzes orientée N 40, qui met en contact des terrains du socle gneissique avec la couverture.

On observe donc un contact avec une discordance franche entre les terrains de l'ouest du massif organisés globalement est-ouest et les terrains de l'est plutôt organisés nord-sud.

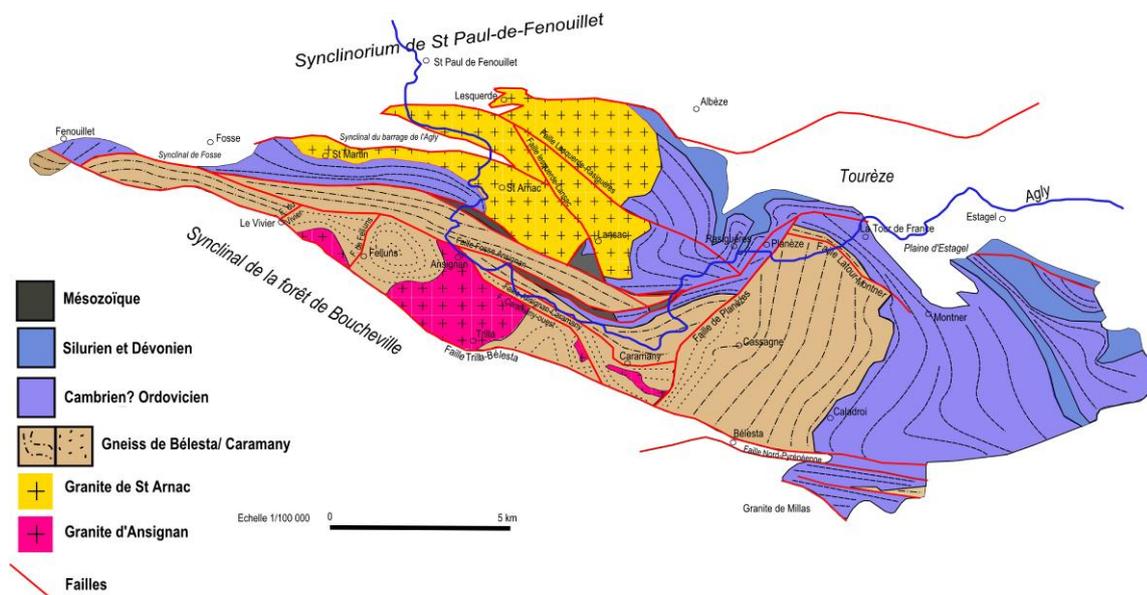


Figure 2 : Schéma structural du massif de l'Agly d'après Fonteilles 1993.

Dans les Pyrénées d'autres massifs cristallins connaissent les mêmes particularités avec une systématique de failles alpines orientées N 100 et une schistosité est-ouest. C'est le cas par exemple dans le Massif des Trois Seigneurs [Leblanc, Gleizes, Roux, Bouchez, 1996].

Les intrusions granitiques affectant les terrains paléozoïques sont généralement syntectoniques et présentent donc une fabrique parallèle à la foliation majeure. C'est le cas ici de la charnokite, mais ceci n'est pas un cas isolé. On trouve la même caractéristique par exemple en ce qui concerne le granite de Néouvielle dans les Pyrénées centrales [Gleizes, Leblanc, Olivier, Bouchez, 2001].

Ce que les auteurs qualifient de dôme gneissique est tout l'ensemble (gneiss de Belesta et gneiss de Caramagny) [Fig. 2]. Il est associé à la mise en place en profondeur d'une source de chaleur (la Charnokite) dans un régime transpressif. A la fin de la mise en place de ce dôme, un relâchement des contraintes entraîne la mise en place de cisaillements vers le nord et vers le sud Arnac [Olivier, Gleizes, Paquette, Munoz Saez, 2008].

3. METHODOLOGIE ET OUTILS

Pour ce TER des outils relativement familiers ont été utilisés. Une démarche classique a été effectuée en partant d'un travail de synthèse bibliographique sur les cartes et schémas structuraux disponibles. Ensuite vient un travail de cartographie avec la réalisation de relevés structuraux associés et un échantillonnage méthodique, suivent la réalisation de lames minces et leur observation.

3.1 La Cartographie

Une cartographie classique d'une dizaine de jours a été réalisée sur le terrain, venant à la suite d'une étude au laboratoire des cartes à ma disposition.

La confection d'une carte de compilation des données des étudiants des années précédentes a été nécessaire. Cela a permis d'alléger le travail de terrain en se fixant plus sur les microstructures dans les zones connues et en vérifiant simplement la lithologie.

De nombreux relevés structuraux ont été réalisés (foliation, linéation, axes et plans axiaux de microplis) à partir desquels des structurogrammes ont pu être effectués sur canevas de Wulf pour les interpréter. Des blocs orientés pour la réalisation de lames minces ont été prélevés.

Cartes du massif disponibles :

- ✓ Schéma structural du massif de l'Agly établi par Michel Fontailles.

- ✓ Carte réalisée par Delay (1989 au 1/25000) [Fgg. 3].
- ✓ Carte géologique de Quillan au 1/80000 (J Goguel 1967).
- ✓ Carte géologique de Rivesaltes 1/50000 (Fonteilles et al 1993) [Fig. 3].
- ✓ Compilation des cartes des deux derniers camps de terrain réalisés par les étudiants de L3 à Besançon.

Pour la situation, le schéma structural réalisé au laboratoire de géologie structurale de l'Université des sciences et techniques du Languedoc Montpellier.

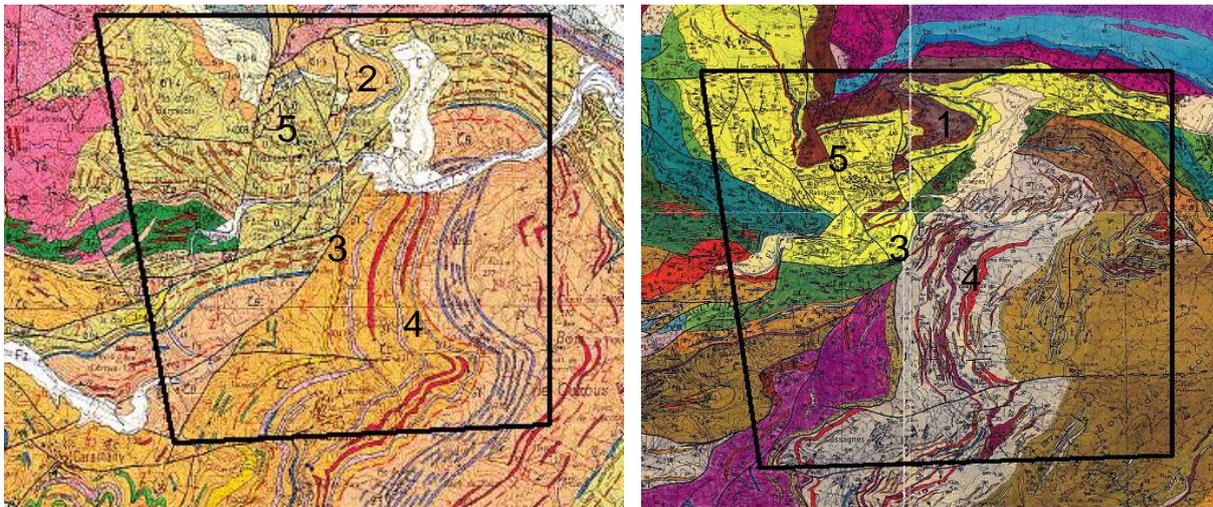


Figure 3 : Carte géologique de Rivesaltes 1/50000 (Fonteilles et al 1993) à gauche, Carte géologique au 1/25000 (Delay 1989) à droite.

Les cartes géologiques établies par Delay et Fonteilles présentent une physionomie relativement similaire du massif et notamment de la zone d'étude [Fig. 3].

- La couverture siluro-dévonienne est très déformée (vastes synformes isoclinaux).
- Le bloc de Roquecourbe est interprété comme le cœur dévonien d'un synclinal pour Delay [(1) Fig. 3] tandis que pour Fonteilles la section sud jusqu'au Dévonien carbonaté est interprétée comme chevauchante sur la partie nord de Força-Réal [(2) fig.3]. On aurait un redoublement de la série ordovicienne et dévonienne.
- Le socle tronque la zone au sud de Planèzes suivant une faille N30 venant mettre en contact le gneiss de Belesta avec l'ensemble de la série de la couverture [(3) Fig. 3]. Il s'agit de la faille de Planèze, ce qui fait que la continuité entre les deux blocs est difficilement lisible.
- Le socle gneissique est composé d'une importante quantité de lithologie différente formant un rubanement à grande échelle [(4) Fig. 3].

Plusieurs failles N160 (Faille de Roque Courbe et du Mont Auzine) décalent ensuite la série déformée avec un jeu senestre [(5) Fig. 3]. Sur la carte de Delay, on observe nettement le décalage senestre le long de cette faille. Le compartiment ouest des micaschistes à sillimanites jusqu'aux carbonates dévoniennes est décalé vers le sud. Au nord-ouest de Rasiguères on observe également un décalage senestre postérieur à la foliation majeure dans la couverture. Sur la carte de Fontailles le décalage est moins franc pour les niveaux plus métamorphiques.

3.2 Réalisation de lames minces

Pour appuyer le travail de terrain il a été réalisé une vingtaine de lames minces dans différentes lithologies pour mieux décrire la pétrographie. Les lames ont été réalisées à partir d'un échantillonnage le long de coupes N160 parallèles à la faille de Roque Courbe.

Il a également été fait plusieurs lames à travers des zones de cisaillements observées dans les gneiss pour mieux se représenter les mécanismes de la déformation dans ceux-ci et caractériser les conditions de métamorphisme lors de la tectonique cisailante.

L'observation microscopique par cathodoluminescence a également été utilisée (à la base par curiosité), cela c'est révélé un nouvel outil de distinction minéralogique intéressant dans les zones de cisaillements très déformées (orthogneiss et mylonites).

3.3 Etude Structurale

En réalisant des structurogrammes et en interprétant les relevés structuraux relevés sur le terrain il est possible de définir les axes de la déformation finie X, Y, et Z. Cela va permettre de connaître les contraintes ayant affecté le massif et ayant contribué à son édification.

Grâce à l'étude de la déformation à différentes échelles il sera possible de reconstituer une chronologie des événements et de les replacer dans les cycles Hercynien ou Alpin.

4. RESULTATS

La carte géologique obtenue grâce aux observations de terrains et à leur interprétation [Annexe 4] donne une image relativement proche de celle des cartes déjà parues.

Un ensemble schisto-gréseux et carbonaté est observable au nord affecté par le jeu de failles venant localement dédoubler la série et créer des décalages importants en son sein. Le sud du secteur est quant à lui caractérisé par un ensemble gneissique.

4.1 Descriptions lithologique

Une relativement bonne continuité lithologique est observable depuis l'ensemble des terrains profonds granulitiques jusqu'aux terrains du paléozoïque supérieur de l'épizone qui sont paléontologiquement datés [Fonteilles, 1970].

Il sera fait abstraction des formations superficielles mais il est bon de noter que sur le terrain on trouve beaucoup de terrasses alluviales et de colluvions de schistes de plusieurs mètres d'épaisseur. Ces terrains sont propices pour le développement des vignes tout comme les terrains schisteux ce qui représente un bon marqueur pour l'observation à grande échelle.

Dévonien Carbonaté : C

Il s'agit des terrains paléozoïques les plus récents du secteur. Ils affleurent dans la partie nord au niveau de Roque-Courbe, sur le flanc Nord-est du Mont Auzine et au sud de Rasiguères en rive droite de l'Agly.

C'est un niveau d'au moins 100 m d'épaisseur reposant en position normale sur les niveaux calcschisteux du Silurien. Il est caractérisé par un dépôt exclusivement carbonaté de plate forme corallienne métamorphisé donnant ainsi un important niveau de marbres franc (Marbres à forstérite) [Jaffrezo, 1977]. Ces niveaux sont fréquemment déformés de manière ductile notamment au niveau de Roque-Courbe. Dans ces niveaux, des plis isoclinaux sont bien observables et des figures plissées complexes en raison des différences de compétence entre la matrice carbonatée et les impuretés. En général ces niveaux sont compacts et massifs, et présentant des bancs décimétriques à métrique. Du boudinage est également visible, témoins d'une différence dans la rhéologie des matériaux constituant l'ensemble carbonaté [Fig. 4].

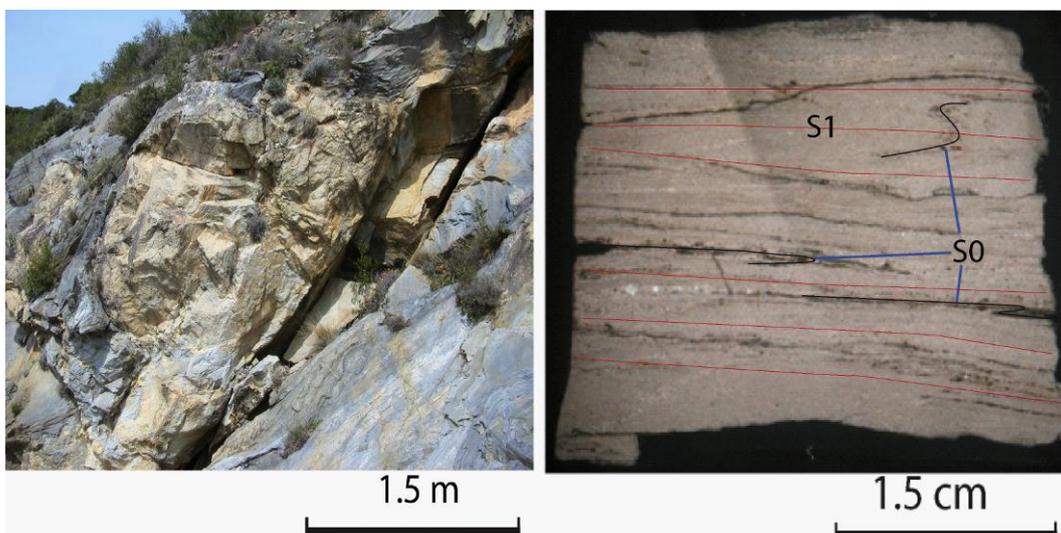


Figure 4 : Exemple de boudinage dans les niveaux carbonatés à gauche. Calcschiste (Ag 213) à droite.

Série silurienne à calcschistes : Ca

Ce niveau possède une épaisseur variable, de moins de 40m à près de 80m. Il est caractérisé par des dépôts noirs très finement schistosés avec des intercalation de niveaux carbonatés (calcschistes) gris présentant une foliation plus grossière et un débit en plaquette ou fibres.

Dans ces calcschistes il est possible de trouver des intercalations de bancs gréseux jaunâtres uniformément répartis dans la masse.

En lame la taille de grain apparaît très réduite dans des teintes grises ainsi que des liserés infra millimétriques noirs ou formant des plages en raison du microplissement particulièrement exprimé dans ses niveaux [Fig. 4].

Dans les bancs quartzeux plusieurs générations de grains sont reconnaissables avec des tailles bien distinctes. Au niveau du Mont Auzine ces bancs sont remplis de lits à muscovites comportant des minéraux aciculaires formant des étoiles vertes à fort relief. Il s'agit d'épidote secondaire. Des plaques de biotites sont observables dans les bancs gréseux.

Nous constatons que la surface de stratification, marquée par l'alternance des niveaux riches en matériel sombre et de niveaux clairs est transposée selon la schistosité générale avec un fort contraste de compétence entre ces deux types de lithologies.

Des grains de calcite subautomorphes demeurent emballés dans une matrice carbonatée fine.

Série ordovicienne Schisto-gréseuse : S

Il s'agit d'une épaisse série de schistes gris, verts ou bruns ocre, avec une altération souvent ocre ou marron. On trouve une schistosité très marquée dans toute la série avec des lits généralement inférieure à 3mm.

En lame on reconnaît aisément la schistosité marquée par des grains très fins mal discernables. Les niveaux quartzeux sont réduits (moins d'1mm d'épaisseur) et souvent boudinés.

Le grain est très fin, invisible à l'œil nu sauf dans les niveaux les plus gréseux. Il s'agit de bandes généralement plurimétriques à pluridécamétrique. Il est difficile de les suivre sur le terrain en raison de la discontinuité des affleurement mais ses niveaux sont facilement reconnaissables dans la monotonie des schistes de par leur aspect plus massif, une schistosité faiblement marquée voire absente présentant ainsi des affleurements compacts sujets à une fracturation régulière bien marquée.

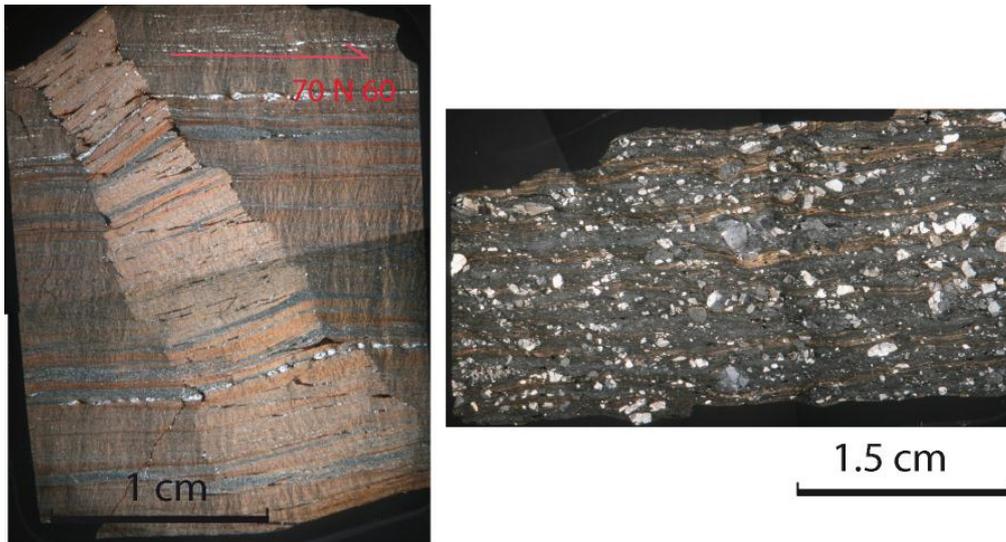


Figure 5 : Schistes Kinkés (Ag 13) à gauche, et schistes volcanodétritiques (Ag 47) à droite.

Dans la partie supérieure de cette série schisteuse, est reconnaissable une bande de schistes gris blanc lustrés ou verdâtres d'aspect « verruqueux » par le fait de la présence de petits nodules inférieurs à 2 mm (baguettes noires) ressortant en relief sur la foliation majeure. Ces niveaux de 10 à 25 m ont un matériau initial possédant une composition très alumineuse. Ce système sédimentaire est indissociable du volcanisme d'âge Caradoc [Delay, 1990]. S_1

Le plagioclase détritique y est remarquable, avec de belles macles polysynthétique repris dans une matrice schisteuse fine. On distingue des clastes plus ou moins émoussés de quartz et de feldspaths [Fig.5]. Le tout est emballé dans un matériel réduit avec des bancs phylliteux riches en muscovite. On observe des zébrures perpendiculaires à la schistosité en raison de la présence d'une multitude de microplis la reprenant.

La Porphyrite du Caradoc est un niveau volcanoclastique présent sous forme de pierre volante au sud de Rasiguères en rive droite de l'Agly, il s'agit d'une roche verte, sombre à minéraux détritiques clairs (feldspaths, quartz) [Delay, 1989].

Au niveau du Mont Auzine dans ces niveaux on peut reconnaître un matériel homogène sombre perlé de néoblastes d'albite et de quartz. Contrairement à l'affleurement la schistosité est peu visible à l'échelle minérale. Les grains très réduits sont emballés par le matériel phylliteux mais il n'y a pas de ségrégation en lits mélanocrates et leucocrates.

Micaschistes : ξ

Micaschistes à biotite :

Ils sont bien reconnaissables au niveau du Col del Loup et au sud du Mont Auzine. La biotite est bien représentée et forme des plaques isolées ou des fines lattes sur la foliation.

En lame mince on observe pas ou très peu de feldspaths plagioclases. Le grain est très réduit dans les niveaux quartzo feldspathiques qui sont eux inférieurs à 3 mm d'épaisseur. On observe parfois la cordiérite bien développée au coeur des niveaux leucocrates.

Micaschistes à sillimanite :

Dans ce faciès la biotite est encore largement représentée avec la muscovite. On trouve également la sillimanite sous forme de fibrolites allongées (difficile à voir macroscopiquement mais net en lame mince). Elle forme des amas semblant remplacer des porphyroclastes préexistants [Fig.6]. Elle est désorientée et s'est développée dans tous les sens formant des plages millimétriques. Les micas constituent environ 30% du matériel et la chlorite est accidentelle.

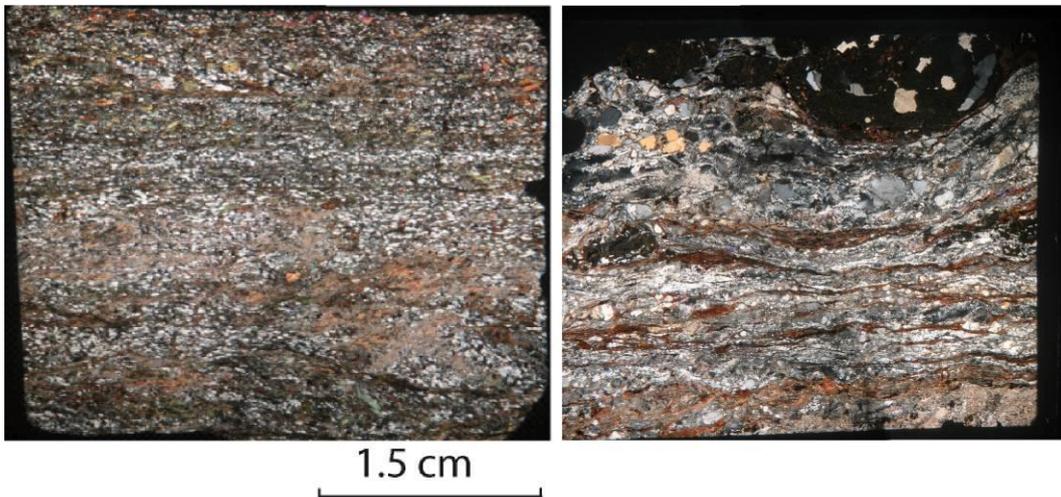


Figure 6 : Micaschistes à sillimanite à gauche. Gneiss à grenat orthopyroxène et sillimanite à droite.

Dans ces niveaux micaschisteux on trouve localement des bandes de quartzites calcareuses inférieurs à 30 m de large. Ces bancs exclusivement siliceux sont bien localisés en rive droite de l'Agly. Ces niveaux sont difficiles à suivre et certainement discontinus car directement liés à la lithologie de l'ancienne série détritique ;

En lame mince on remarque une alternance entre des bancs micacés exclusivement à biotite et muscovite de l'ordre du millimètre alternant avec des bancs quartzo-feldspathiques pouvant atteindre 1.5cm d'épaisseur. On observe l'albite néoformée dans bancs micacés. Les feldspaths potassiques se déstabilisent en micas blancs (séricites).

Au niveau de Planèzes sont observables dans les micaschistes de vastes plages de muscovites désorganisés. Les lits sont discontinus. La texture est équi-granulaire très fine. Les sigmoïdes de biotites dans les bancs quartzo-feldspathiques soulignent la schistosité.

Micaschistes anatectiques :

Les niveaux les plus au sud sont anatectiques. Les lits micacés sont recoupés par des leucosomes. Ces niveaux sont injectés de pegmatites ovoïdes décimétriques à pluridécimétrique. On observe également de fins lits quartzo-feldspathiques anté-déformation plicative.

Gneiss : ζ

L'ensemble sud du secteur, et plus largement du massif de l'Agly est caractérisé par un ensemble gneissique (dit socle) présentant une grande variété de faciès dans les conditions les plus métamorphiques de la série

Le grenat est largement observable dans toute la partie sud-est de l'ensemble. Des niveaux de quartz forment des niveaux homogènes à extinction ondulante en LPA. La muscovite est bien exprimée en plaquettes formant de fins lits discontinus soutenus par l'épidote. Les porphyroclastes sont localement séricitisés, ou déstabilisés en mica blancs. Le grenat est également déstabilisé en muscovite. On trouve des grains d'albite et de quartz emballés dans les bancs de biotite. Nous pouvons observer dans cet ensemble gneissique, la cordiérite, l'orthopyroxène, l'épidote et la sillimanite ainsi que quelques zircons [fig. 6]. La biotite forme des plaquettes discontinues selon la schistosité. Les Feldspaths potassiques peuvent présenter des figures cérographiées.

Des lits de quartz qui ondulent sont présents, ils enveloppent des minéraux subautomorphes présentant des queues de recristallisation. Ces lits sont boudinés. On observe de nombreuses structures de déformation ductile et cassante.

Quelques lithologies des gneiss remarquables :

Gneiss oeuillés (perlés) :

C'est un gneiss très répandu au sud-ouest du secteur. L'alignement de petits feldspaths et quartz de l'ordre du centimètre dans un ensemble plus sombre leur donne cet aspect perlé [Fig.7].



Figure 7 : Gneiss perlé à l'est du barrage sur l'Agly à gauche. Gneiss anatectique rubané et plissé à droite.

Gneiss fin rubanés à biotite :

Dans ces niveaux gneissiques sont observables des niveaux à aspect mylonitique. Les niveaux quartzeux sont très réduits car fortement laminés (platten quartz). On observe une grande irrégularité due à la migmatitisation. Ce phénomène conduit à observer des zones bien rubanées appartenant à des gneiss non anatectiques et des zones complètement perturbées évoquant des diatexites. Ces gneiss peuvent être migmatitiques donnant un aspect de fluage. [Fig. 7]

Dans ces gneiss rubanés on observe le grenat automorphe jusqu'à 2 cm de diamètre. Ces grenats sont rétro-morphosés en biotite, quartz. On observe de la biotite de première génération et du quartz recristallisé en grains de taille réduite. L'albite de deuxième génération est observable.

Gneiss à gros yeux de feldspath :

Il s'agit de niveaux gneissiques peu observables où la caractéristique majeure est la présence de mégafeldspaths jusqu'à 4cm. Il s'agit clairement d'un gneiss orthodérivé [Fig.8].



Figure 8 : Gneiss à porphyroclastes de feldspaths à gauche. Grantito-gneiss leucocrate à droite.

Gneiss leucocrate :

A l'est du secteur on trouve un gneiss dépourvu de niveaux mélanocrates à texture grenue équante (les grains ont une taille homogène d'environ 5 mm) [Fig.8].

Certains gneiss présentent une concentration importante en grenat et sillimanite ou cordiérite par rapport aux feldspaths. Il s'agit de kinzigites. Ils forment des bandes dans le complexe et indiquent une origine paradérivée.

Tous les types de gneiss ne sont pas restreints à une zone mais forment une série hétérogène sur tout le plateau de Cassagne où l'on peut voir une alternance très rapide, parfois à l'échelle de l'affleurement entre deux ou plusieurs lithologies.

Des enclaves de roches basiques sont observables dans les gneiss dans la zone sud-est du secteur. Il s'agit de boudins de roche sombres verdâtres finement grenues très altéré. Ces niveaux basiques doivent ces caractéristiques à leur composition minéralogique; clinopyroxènes, orthopyroxènes, amphiboles.

Pegmatites : P

Caractéristiques dans les niveaux micaschisteux [Annexe 1]. Ces pegmatites sont à muscovite formant de véritables plaquettes et à tourmaline notamment, quartz albite ou plagioclase An₂₅, microcline, grenat. Elles sont métamorphisées et injectées dans la foliation majeure. On peut observer des tourmalines déstabilisées présentant des couronnes réactionnelles. Ces tourmalines sont orientées suivant la foliation majeure.

Marbres M

Ils forment des niveaux discontinus dont l'épaisseur est de moins d'un mètre à quelques mètres maximum On observe cette lithologie au nord-est de Planèzes et à l'est du barrage Ils sont inclus dans les gneiss à quelques mètres ou dizaines de mètres du contact avec les micaschistes. Dans ce niveau de marbre on peut observer des impuretés (quartz, feldspaths en relief) [Annexe 1]. Ce niveau avait été dénommé par Fontailles « marbre de base ». Il marquait ainsi la transition entre le socle et la couverture paléozoïque.

Granite sombre porphyroïde de Cassagnes : γ

Il s'agit d'un corps intrusif granitoïdique formant une bande pluri-décamétrique au nord-ouest de Saint-Martin, et de façon plus réduite à 1 km à l'est de Cassagnes. On observe

un litage magmatique franc globalement N50 ; 25SE, concordant à la foliation. L'intrusion semble se comporter comme un sill venu s'injecter dans les niveaux stratigraphiques.

Il s'agit d'une roche grenue homogène à macrocristaux idiomorphes de 5cm ou plus de diamètre, grenat bien répandu. Généralement la déformation a donné un aspect amygdalaire à la roche [Annexe 2]. Cette déformation serait due à un cisaillement simple tardif, conséquence de la mylonitisation de la masse granitique de Belesta (Fontailles).

4.2 Résultats concernant la déformation

Présentation des coupes [Annexes 1 et 2]

Suite à une première approche de terrain réalisée en Septembre 2007 et après étude des cartes préexistantes il a été convenu de réaliser plusieurs coupes nord-sud pour visualiser la structure générale du massif et représenter la succession lithologique.

Les deux grandes coupes N 160 traversant tout le massif présente une structure relativement similaire.

Leur réalisation est appuyée par les observations faites entre ces deux coupes et de part et d'autre.

De façon générale la structure est inclinée vers le sud. Elle est marquée par une série ordo-devonienne ou ordovicienne plissée selon un vaste synclinal déversé vers le nord. Ce pli provoque un dédoublement de la série. Pour la coupe ouest, le siluro-dévonien n'affleure pas au nord mais une faille au niveau du lit majeur de l'Agly vient juxtaposer l'ensemble de la série ordo-devonienne sur l'ordovicien. La partie sud correspond en réalité au flanc inverse du pli isoclinal de Roque Courbe.

Le bloc Sud correspond à un vaste pli antiforme déversé vers le nord dans les gneiss. Le pendage diminue plus on va vers le sud-est. Le flanc inverse de ce méga-pli est très redressé tandis que le flanc normal n'excède pas 50° avec des ondulations.

Entre ces deux blocs les micaschistes forment une fine bande de moins de 500m de large. Des pointements de pegmatites à formes ovoïdes y affleurent de façon assez homogène. Ces boudins de pegmatites sont d'excellents marqueurs du passage des micaschistes aux micaschistes anatectiques.

4.2.1 La déformation à l'échelle du massif

A l'échelle du massif on observe dans **le compartiment nord** une succession de grands plis isoclinaux P 2 très redressés, légèrement déversés vers le nord, orientés N 80. Ces plis ont un cœur dévonien et constituent les structures les plus remarquables à grande échelle. Ils sont hachés par des failles verticales orientées N 150 et à jeu senestre avec une composante verticale conséquente notamment sur Roque Courbe. Le bloc au nord-ouest du cimetière de Planèzes est abaissé par rapport au bloc de Roque Courbe c'est pour cette raison que l'on y observe plus de dévonien carbonaté sur la carte [Annexe 4].

L'étude des structurogrammes [Annexe 5] révèle que la foliation est dispersée par les plis qui affectent toute la couverture à l'échelle du secteur. Les pôles des plans de schistosité ont une tendance à se disperser suivant une guirlande orientée N 35 dans la partie nord-ouest. Pour la structurer de cette manière cela indique une contrainte principale orientée N 35.

Dans la partie centrale et nord-est la foliation a une orientation majeure N 80. Ceci est bien visible sur la carte structurale. Cela définit un axe principal de la déformation régionale Z orienté 15°N 350, vu le fort pendage vers le sud.

Cette contrainte reprend la schistosité S1 pour former une S1-2 suivant XY redressée et plissée suivant de grands plis isoclinaux. Dans les marbres de Roque courbe à proximité des charnières de plis il est observable une linéation d'intersection parallèle aux axes des grands plis. Elle correspond à l'intersection de la S1 avec une S2 peu visible car parallèle à S1 le long des flancs mais oblique près des charnières.

Le bloc de Roque Courbe forme une succession de synclinaux et anticlinaux post S1 très redressés à axes pentés entre 20 et 50° vers l'est, affectés ensuite par plusieurs génération de failles.

Le compartiment sud est exclusivement gneissique avec de fortes variations de faciès (décrits ci-dessus) et avec la présence du corps granitique de Cassagne.

Un vaste pli déversé vers le Nord est remarquable, il amène un flanc inverse à chevaucher la série micaschisteuse et l'ensemble de la série au nord.

Plusieurs générations de failles affectent la région. Des Failles orientées N150 et de failles N 100, qui affectent également les terrains du Mésozoïque.

Dans les terrains du Mésozoïque on observe des plis qui sont en réalité des crochons de failles très redressés témoignant d'une tectonique alpine [Annexe 6]. Cette faille est parallèle au contact entre les terrains du Secondaires et ceux du Primaire et elle est reprise par une faille orientée N 150.

Lorsque l'observation est plus difficile les cartes géologiques permettent de savoir quelles failles affectent le Mésozoïque au nord de la zone et de classer les failles Alpine et Hercyniennes.

Les contacts entre les schistes et les micaschistes ainsi qu'entre les gneiss et les micaschistes sont caractérisés par des zones de failles décrochantes avec un chevauchement systématique des unités du sud sur celles du nord. Il est observable dans les micaschistes notamment des couloirs où la déformation se développe avec une succession de structures en sigmoïdes centimétriques à décimétriques [Fig. 9, 10]. La schistosité majeure S1-2 est reprise et verticalisée suivant des plans C3 orientés généralement N 100.

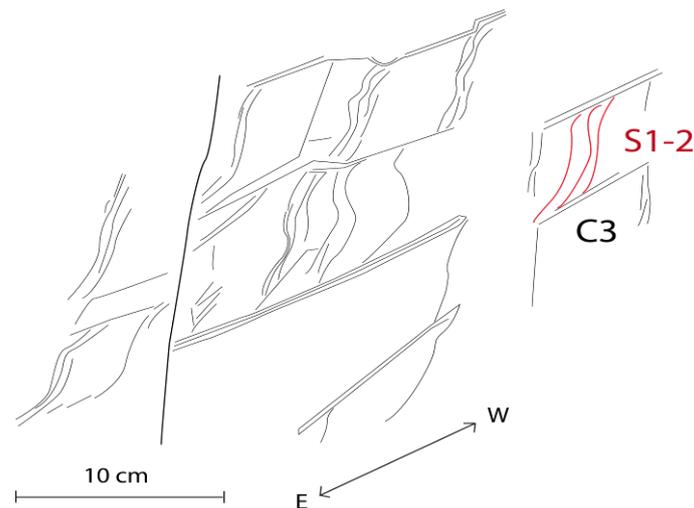


Figure 9 : Représentation de la zone de faille en décrochement inverse au niveau du col del Loup.



Figure 10 : Structures de cisaillement dans les micaschistes de Planèzes (gauche) et dans les schistes du Col del Loup (droite).

Description de la carte structurale [Annexe 3]:

Rive Gauche d'ouest en est :

➤ Secteur du Mont Auzine :

L'orientation moyenne de la foliation est N120-130.

Le mont Auzine est faillé selon des accidents N145 à mouvement senestre. Le décalage peut aller jusqu'à 300m.

Dans la partie nord-est on observe un vaste plissement de la S1 selon un plan axial N75 subvertical. Les données de foliation à l'Aspicata semblent confirmer cette courbure.

➤ Secteur Roque Courbe, Col del Loup:

A l'ouest de Roque-Courbe la foliation est orientée est-ouest. Elle est très redressée (pendage $>70^\circ$).

Sur le sommet de Roque Courbe la foliation s'aplanit, le flanc sud de Roque Courbe constitue en fait un vaste pli isoclinal légèrement déversé vers le nord (PA : N80, 60S). Le sommet forme un chapeau dévonien en polarité normale et la base (Planèze) une série ordo-silurienne en polarité inverse très redressée. Au nord-ouest de Roque Courbe, la foliation est de nouveau très redressée et indique l'amorce d'un nouveau flanc correspondant à un deuxième synforme.

Les foliations étant parallèles dans les gneiss et dans les micaschistes et le contact étant oblique, ce contact est obligatoirement par faille au niveau du Col del Loup.

Près du mont Redon la foliation forme un vaste pli à concavité orientée vers le N 220.

Rive Droite :

La foliation est globalement est-ouest avec une légère concavité vers le nord dans les schistes. Dans les micaschistes la foliation est mieux réglée.

➤ Du barrage sur l'Agly à St Martin :

Dans les gneiss la foliation est souvent moins bien marquée et les conditions d'affleurement ne permettent pas d'établir une carte structurale aussi précise que dans les terrains schisteux et micaschisteux.

Globalement dans les gneiss la foliation passe d'ouest en est de N80 subverticale à N10, 40° E. Cette réorganisation ne se fait pas de façon régulière, on observe des ondulations dans

la schistosité et toute une zone sur le plateau de Cassagne où les orientations changent beaucoup. Sur ce plateau la foliation est peu pentée alternativement vers le nord-ouest puis vers le sud-est.

Au nord du secteur, le contact entre les terrains mésozoïques et paléozoïques est bien visible. Il se fait par une grande faille est-ouest.

Les niveaux mésozoïques sont affectés par des failles orientées N 75 associées à des crochons indiquant la composante verticale. Les compartiments du sud sont surélevés.

4.2.2 La déformation à l'échelle de l'affleurement

A l'affleurement il est nettement observable une grande quantité de marqueurs de la déformation ductile ou cassante.

Dans la série ordovicienne schisteuse

C'est là que l'on observe le plus de microstructures mesurables (linéations et microplis)

On notera deux types de plis :

- Des plis en chevrons P 3 centimétriques à décimétriques possédants un angle d'ouverture compris entre 80 et 130°. La charnière de ces plis est souvent fracturée et ils sont généralement symétriques. Ils reprennent nettement la schistosité et semblent intervenir après tout autre déformation. Ils reprennent souvent une ou deux linéations avec un angle supérieur à 50°. Il y a une linéation d'étirement minérale généralement pentée de 45° vers l'est et une linéation d'intersection suivant généralement une direction nord nord-est, sud sud-ouest.
- Des plis isoclinaux P 2 intégrés dans la schistosité ou la reprenant. Ces plis sont dissymétriques. On les retrouve de l'échelle centimétrique à métrique.

Cette deuxième génération de plis est reprise par la première. Ceci est bien visible au niveau de Roque-Courbe [Fig. 11].



Figure 11 : Observation de plis subisoclinaux repris par les plis en chevron, à gauche au col del Loup, à droite au sommet de Roque Courbe.

La structuration en vastes plis isoclinaux de la série paléozoïque supérieure semble être associée à petite échelle au développement de plis isoclinaux dissymétriques à échelle métrique. L'orientation des structures en S et Z confirme cette supposition.

Sur les structurogrammes [Annexe 5] les axes des microplis en chevron se distribuent différemment suivant les secteurs. Mais la majeure partie se développe dans une portion comprise entre le N90 et le N 145 avec un angle situé entre 0 et 50° vers le sud-est.

L'orientation des axes de plis est bien réglée vers le sud-est mais les plans axiaux correspondants se dispersent avec des directions très diverses et des pendages irréguliers. Au sommet de Roque Courbe les pôles des plans se situent dans le quart NE du structurogramme en formant une couronne suivant un petit cercle. Cela indique que les plans se répartissent autour d'un axe orienté 30°N 135.

Les plis isoclinaux relevés à Roque Courbe présentent une dispersion suivant des axes parallèles à ceux des plis en chevron. Les plans axiaux ont quant à eux la même direction mais sont moins inclinés.

Dans le complexe gneissique :

Une foliation est bien marquée dans les gneiss mais des structures de plissement sont nettement moins visibles en raison de la rhéologie des roches.

Les structures les plus remarquables sont le développement de zones de cisaillements relativement planes, simples ou conjuguées (avec des angles de l'ordre de 20°) avec des vergences de déplacement vers le nord (N340 à N15) ou vers le sud (N160 à N 180).

On passe dans une roche saine du faciès de gneiss à mylonite et ultramylonite en quelques centimètres. Entre deux zones de cisaillement très localisées la roche initiale est préservée.

Ces zones de cisaillement se présentent sous la forme de bandes sombres sur lesquelles la foliation vient s'anastomoser. La fracture parallèle à ces zones laisse apparaître des plans striés lisses ou il est donc facile d'observer la direction du décrochement.

En lame on observe des belles structures de type Φ , σ et δ qui renseignent d'avantage sur le sens de cisaillement.

En passant du gneiss à la mylonite nous voyons se développer d'abord des bandes à grains très réduits avec un angle d'environ 30° par rapport à la schistosité. Ces bandes se développent et s'anastomosent, puis se généralisent à toute la lame. Exemple du cisaillement près du château de Cuxous [Fig. 12, 13, 14]

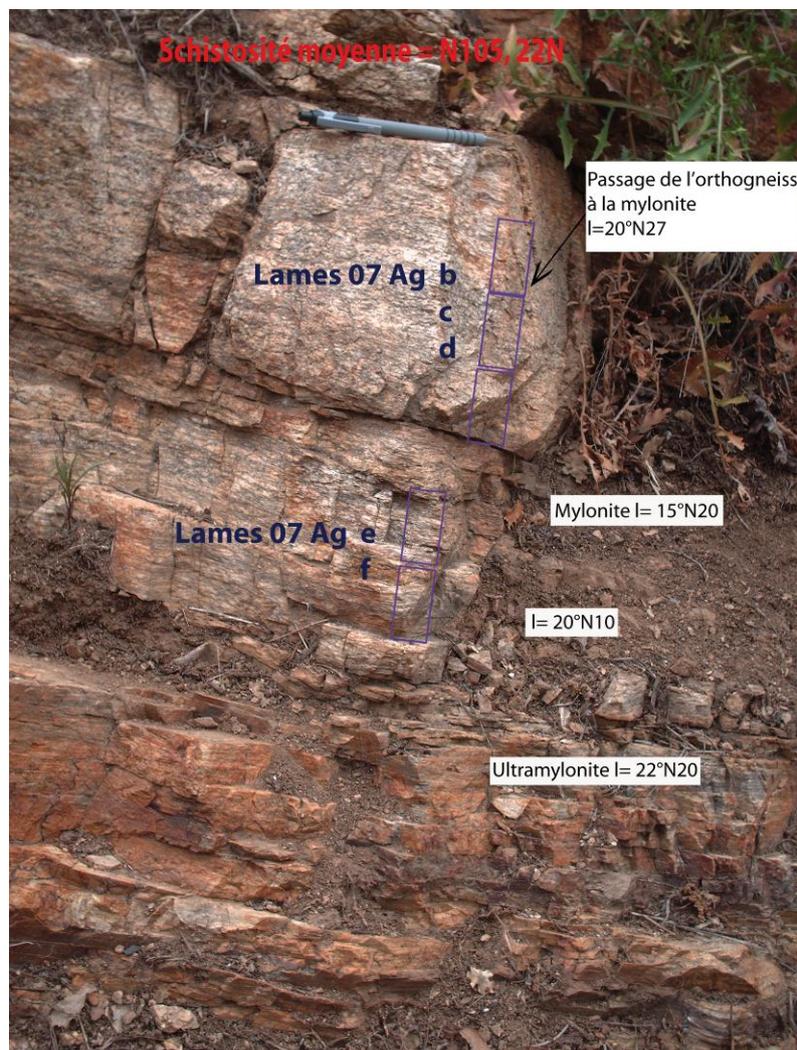


Figure 12 : Structure de la zone de cisaillement de Cuxous.

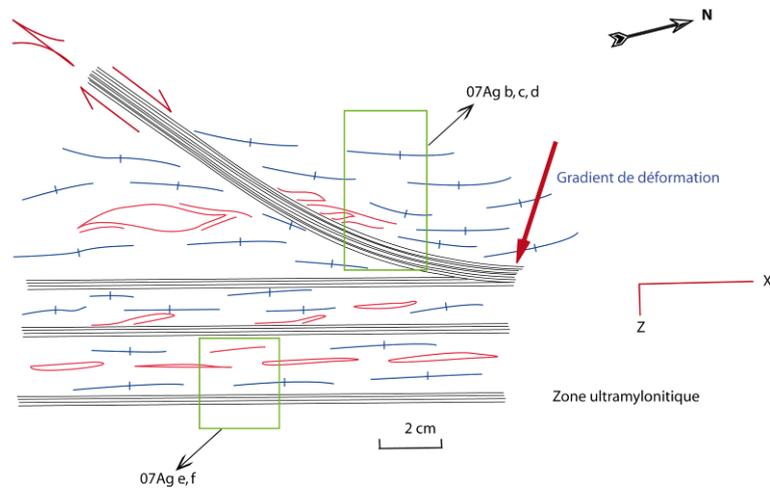


Figure 13 : Schématisation de la zone de cisaillement de Cuxous.

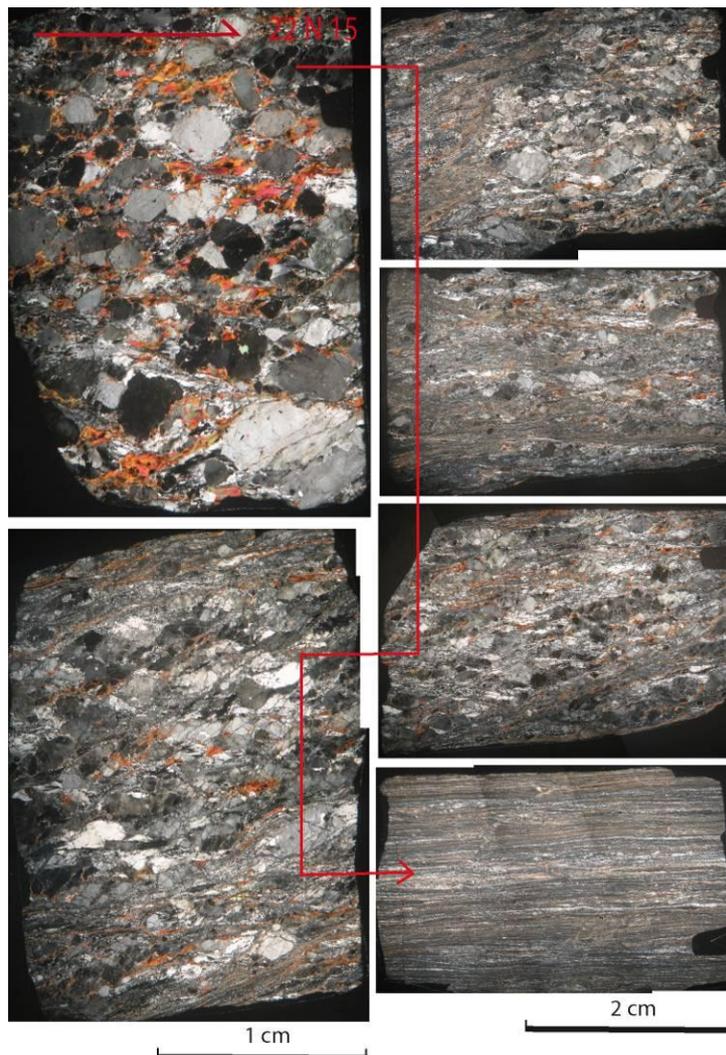


Figure 14 : Zone de cisaillement au niveau du château de Cuxous, passage de la roche saine à l'ultramylonite en deux temps.

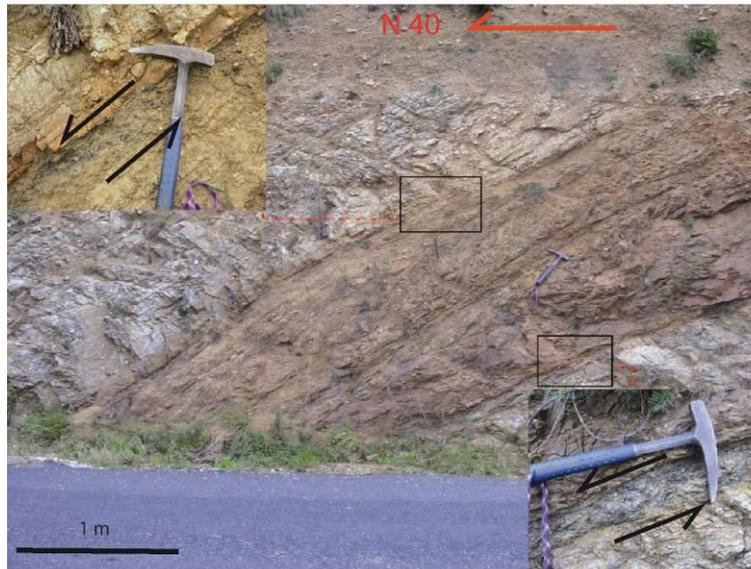


Figure 15 : Zone de cisaillement étendue dans les gneiss.

Au sud-est du terrain près du ravin de la Taixonnières beaucoup de zones de cisaillement d'échelle décimétriques mais aussi le développement de zones plus étendues démantelées et sujettes à l'altération des fluides. Ces zones sont limitées par des niveaux fins d'ultramylonite ou de cataclasites [Fig. 15]

4.2.3 La déformation à l'échelle de la lame mince

Les schistes sont des bons enregistreurs de la déformation marquée par des plis en chevrons. En lame mince la rupture au niveau des charnières est caractéristique. Cette phase de déformation reprend une schistosité préexistante [Fig. 16].

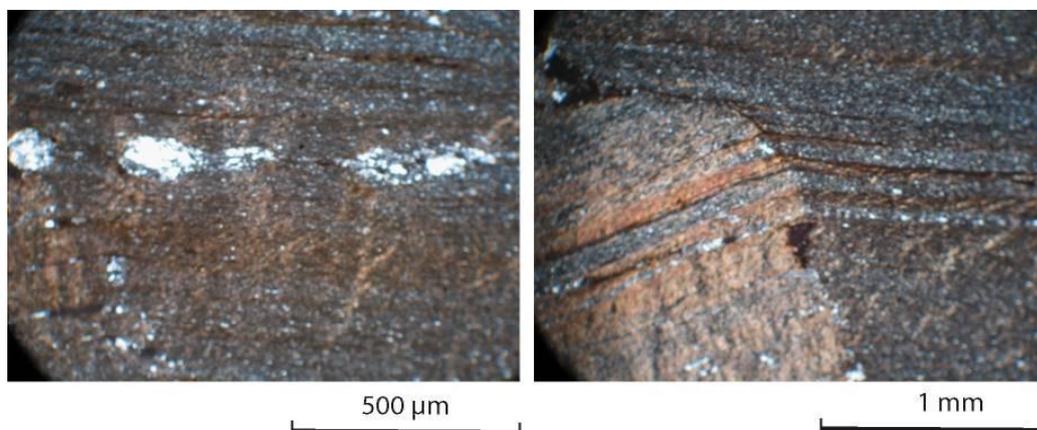


Figure 16 : Boudinage des niveaux gréseux (à gauche) et pli en chevron (à droite) dans les schistes gréseux près de Rasiguères.

La schistosité S1 est la plus représentée. La stratification originelle est difficilement observable. Toutefois lorsque les niveaux sont affectés par des plis isoclinaux P 2 une

alternance entre des niveaux sombres et des niveaux clairs laisse supposer une ancienne stratification. Une déformation D1 est associée à l'installation d'une S1 parallèle à S0.

La S1 est également associée à un boudinage des niveaux gréseux de la série selon X. Actuellement X est orienté est-ouest.

Dans les niveaux de plus haut degré métamorphique la déformation est accentuée et de belles figures de déformation ductile se développent, figures σ et Δ . Certains porphyroclastes sont totalement roulés. C'est souvent le cas du grenat [Fig. 17].

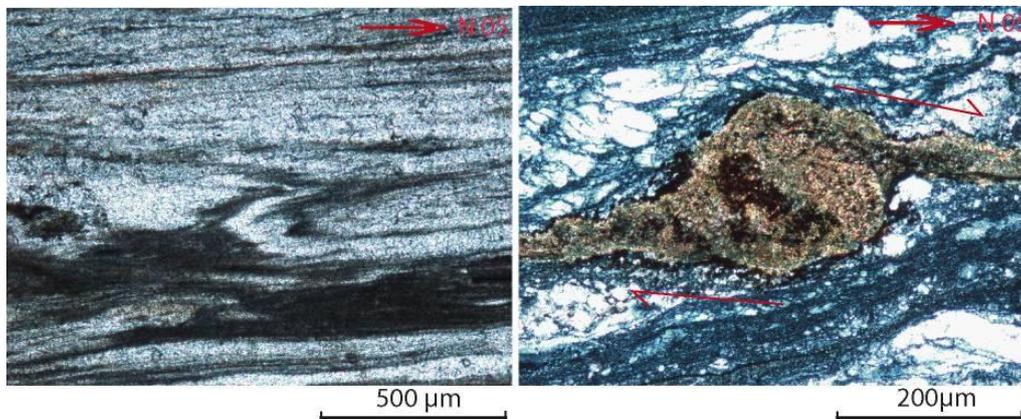


Figure 17 : Plis isoclinaux en LN (à gauche) et grenat déstabilisé en mica blancs qui cristallisent de façon synsynématique, figure de type δ complexe (à droite). (Zone de cisaillement près de Cassagnes).

On peut observer des minéraux qui cristallisent de façon synsynématique ou post cinématiques dans les gneiss notamment. Généralement l'albite semble tardive par rapport au grenat. Le grenat est généralement roulé et présente des queues de recristallisation tandis que l'albite est généralement sous forme de petits blastes dans les lits micacés moins affectée par des phénomènes de rotation [Fig. 18].

Certaines zones de cisaillement sont caractérisées par une déformation maximale sous forme de mylonites ou de cataclasites franches formant des bandes nettes broyées [Fig. 19].

Les mêmes structures qu'à l'affleurement sont repérables en lames. Par exemple la chronologie entre les phases de déformation souple et en chevron [Fig. 19]. Des plis isoclinaux remarquables sont observables à petite échelle dans les micaschistes, les schistes et les gneiss à proximité du contact avec les micaschistes [Fig. 20, 21].

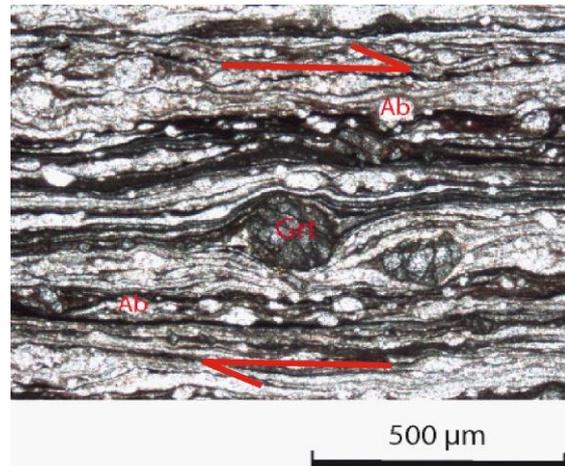


Figure 18 : Figures de cisaillement σ dans une zone de cisaillement au coeur des gneiss.

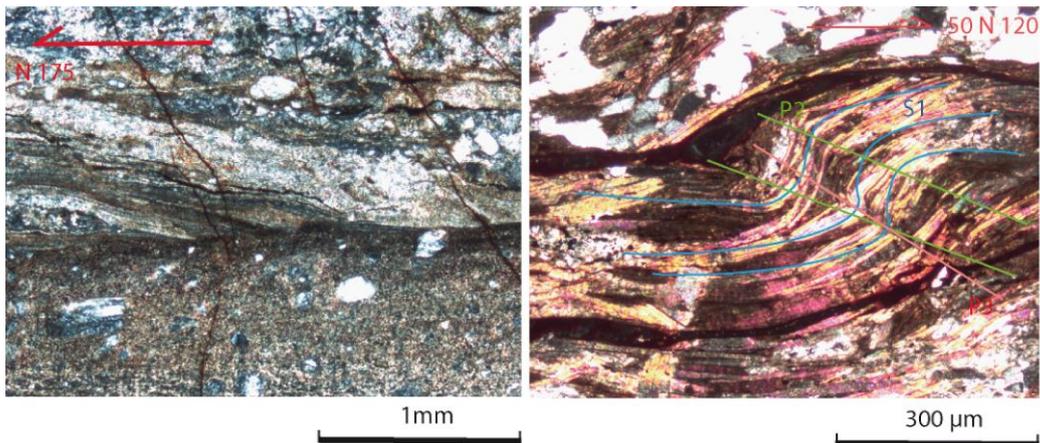


Figure 19 : Zone de cisaillement dans les gneiss caractérisée par une zone de brèche avec une éponte franche à gauche. Plis isoclinaux repris par des Kinks en LPA dans les

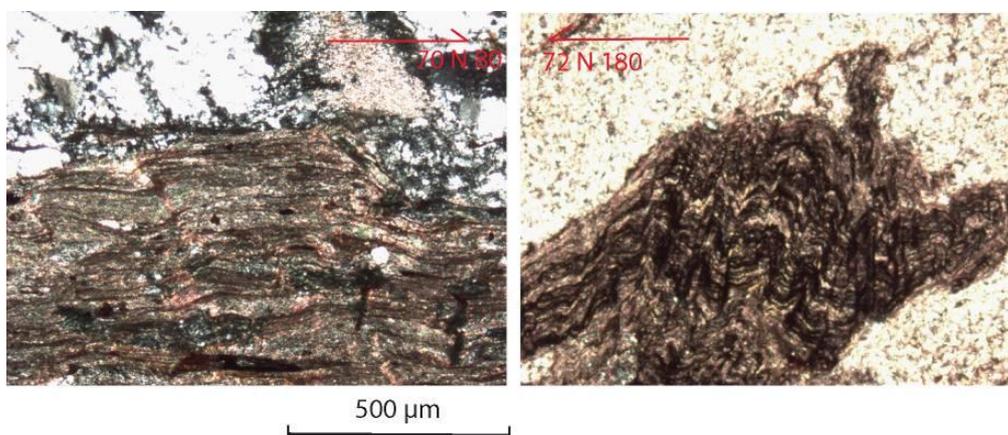


Figure 20 : Plis isoclinaux dans les lits micacés dans les schistes (à gauche) et dans les niveaux sombres dans les calcschistes (à droite).

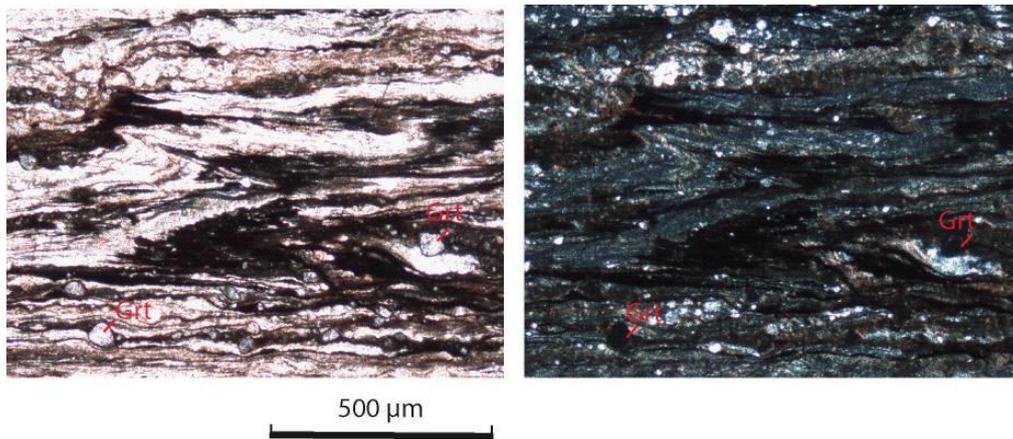


Figure 21 : Plis isoclinaux dans les gneiss rubanés. On voit bien les petits grenats néoformés dans la foliation.

Au cœur d'une zone de cisaillement comme celle de Cuxous plusieurs mécanismes de déformation et plusieurs générations peuvent être différenciés [Fig. 22].

Observations le long du gradient de déformation:

- Des bandes obliques à la schistosité (30°), à grains fins, phénomènes de la recristallisation dynamique se développent [Passchier, Trouw, 2005]. Elles sont d'abord infra-millimétriques et discontinues puis de plusieurs millimètres d'épaisseur.
- La schistosité se parallélise de plus en plus à ces bandes.
- La fraction à grains réduits devient plus importante. Seuls quelques porphyroclastes survivent emballés dans cette matrice fine recristallisée formant une nouvelle schistosité. Les porphyroclastes sont roulés dans cette schistosité et indiquent des sens de déplacements du compartiment supérieur vers le N 20 par exemple dans les mylonites de Cuxous.
- Suite à cette déformation ductile se met en place tout un système de déformation fragile : bandes brèchiques, structures en marches d'escalier, microchevauchements parallèles aux bandes de cisaillement et avec une cinématique similaire mais dans des conditions différentes.

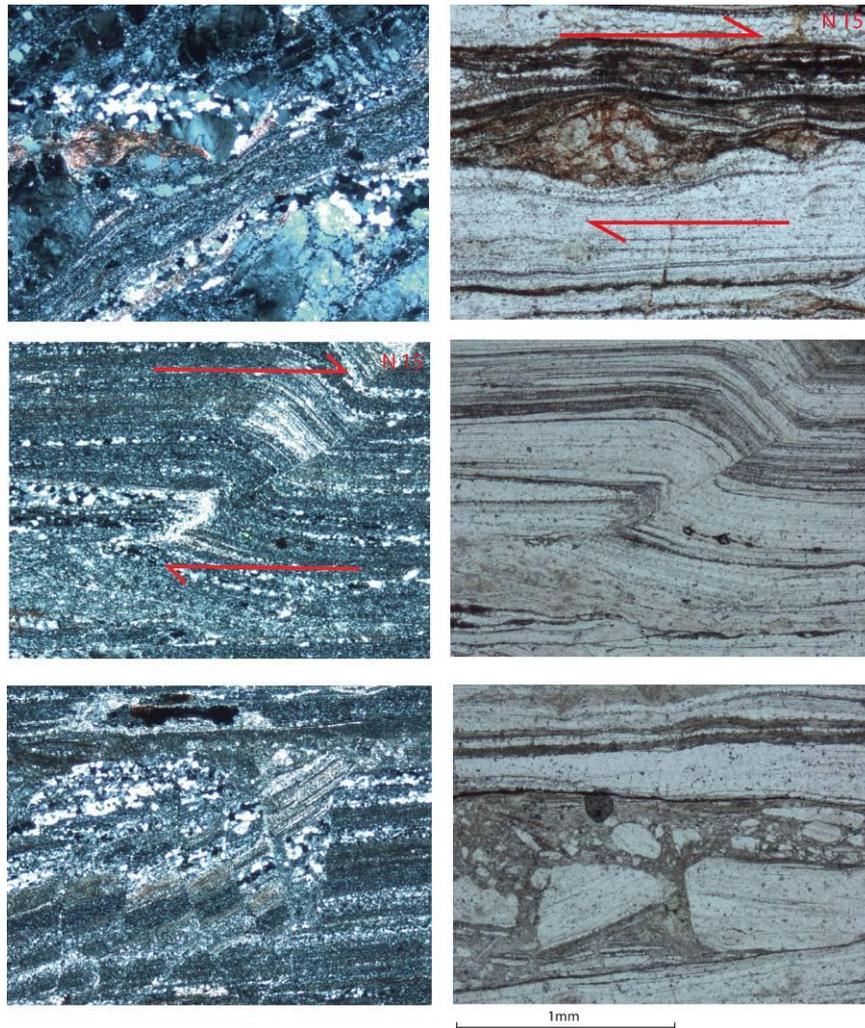


Figure 22 : Mécanismes de la déformation au niveau de la zone de cisaillement de Cuxous. De haut en bas et de gauche à droite le passage de bandes de cisaillement localisées en LPA, puis généralisées parallèles à la foliation avec des figures de cisaillement σ des porphyroclastes présentant des queues de recristalisation en LN . Zone de cisaillement tardif dans l'ultramylonite en LN et LPA. Figures en marche d'escalier témoins de la déformation fragile tardive en LPA et zone de brèche en LN.

Les différentes phases de déformations peuvent être récapitulées et organisées chronologiquement. Le tableau ci-après constitue une synthèse de la déformation ayant affecté le massif de l'Agly [Fig. 23].

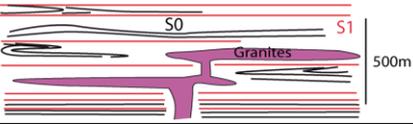
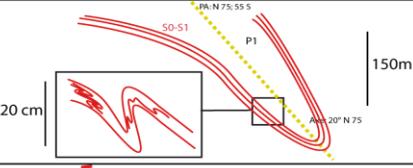
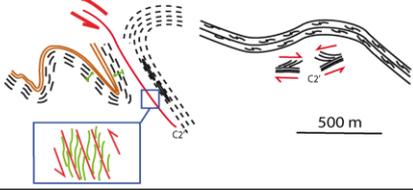
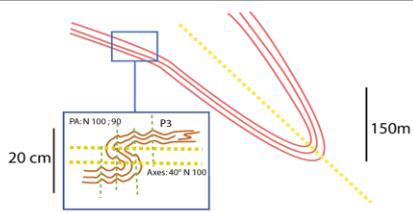
Phase de déformation	Caractéristiques	N	Représentation spatiale	S
D1	Déformation transpressive parallélisant S0 à une S1. Intrusion granitique d'Ansignan et de Saint Arnac			
D2	Mise en place de grands microplis P2 isoclinaux et plis très redressés déversés vers le Nord à grande échelle. Contrainte Z orientée 15°N350 X 0-20°N 80. S2 parallèle à S1 dans les flancs des grands plis			
D2'	Mise en place du dôme gneissique associée à des cisaillements internes C2' vers le nord et vers le sud. Poursuite en chevauchement de la D2 suivant de grands accidents très redressés (75°S) orientés N 80-100. Vergence du compartiment supérieur vers le Nord			
D3	Formation de Kinks ou plis en chevrons P3 avec des axes orientés principalement 40° N 100-110. Z indéfinie. Cette phase reprend la S1-2 et les plis P2			
D4	Grandes failles est ouest à composante verticale venant remonter tout le bloc Agly par rapport au Mésozoïque			
D5	Formation de failles N150 reprenant l'ensemble de la série et des accidents antérieurs. Décalages verticaux et senestres et dextres de plusieurs décimètres à centaines de mètres			

Figure 23 : Synthèse concernant la déformation dans le massif de l'Agly.

4.3 Résultats minéralogiques et métamorphisme.

Les observations de terrains à la loupe et des lames minces au Laboratoire permettent de caractériser plusieurs assemblages minéralogiques bien particuliers et de voir lesquels sont stables.

La minéralogie dans les terrains carbonatés et schisto-gréseux est peu visible sur le terrain car le grain est trop fin.

Dans les terrains carbonatés 80 % de la composition consiste un assemblage de calcite et de dolomie en grains très fins. Des cristaux de calcites subautomorphes sont encore visibles dans cette matrice. Le reste est constitué par des impuretés, oxydes, Matière organique [Delay, 1990].

Les niveaux micaschisteux sont caractérisés par la biotite et la muscovite quasiment indissociables.

L'assemblage, biotite-muscovite-quartz-cordiérite-feldspath potassique peut être visible. Dans ce cas, la cordiérite est mise en place de façon syn-cimématique. Elle est développée en forme de macro-cristaux inclus dans la schistosité et emballée par les micas. A ne pas confondre avec des feldspaths potassiques présentant des figures en flammes d'albite à cause des phénomènes de transferts de matière effectués lors de la déformation [Passchier, Trouw, 2005] [Fig. 24]. A l'affleurement elle peut être présente sous forme de gros nodules infra-centimétriques à ne pas confondre avec des amas biotitiques.

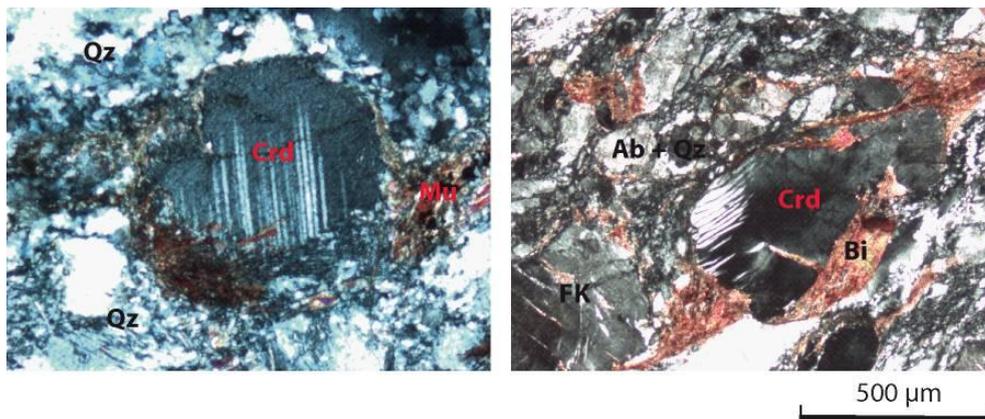


Figure 24 : Cordiérites dans des gneiss à gauche et feldspaths avec flammes d'albite dans les micaschistes anatectiques à droite.

Lorsque la sillimanite est présente, elle semble venir remplacer des porphyroclastes préexistants. Ainsi en cristallisant à la place de macro-cristaux de feldspaths elle forme des amas millimétriques à millimétriques [Fig. 25].

Dans certains cas la particularité est la présence de bancs quartzo-feldspathiques étendus qui viennent couper la foliation préétablie. Il s'agit de niveaux plus compétents dans lesquels la foliation est moins visible. Par ce fait on observe un phénomène de réfraction de schistosité dans les niveaux phylliteux [Fig. 25]. Il peut s'agir également de phénomènes de fusion partielle au cœur de la série venant écarter les niveaux préalablement structurés.

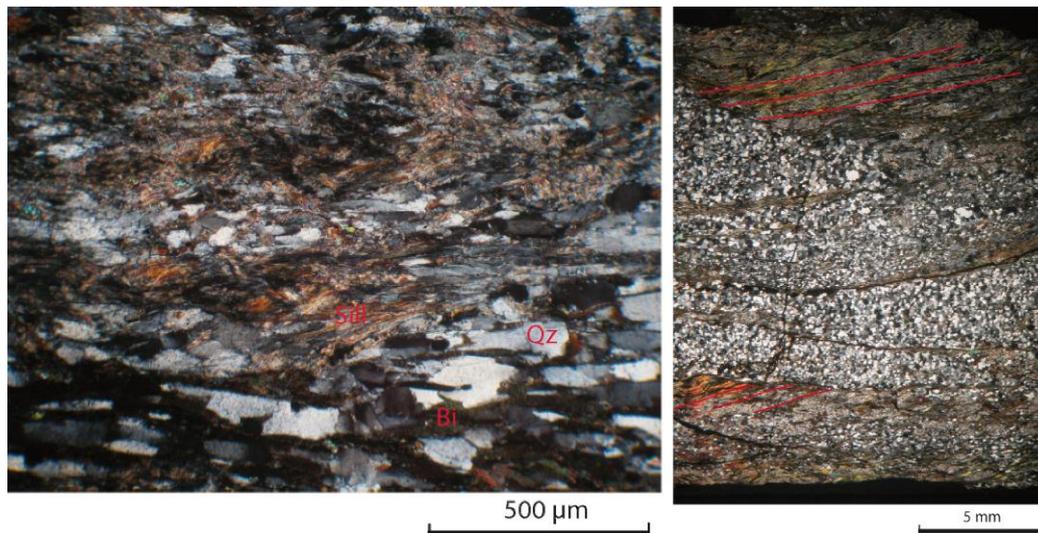


Figure 25 : Plages de sillimanite dans les micaschistes à gauche. Réfraction de schistosité en raison du contraste entre les lits micacés et quartzeux à droite.

Dans les gneiss on reconnaît une grande variété de faciès et donc de minéralogie. Généralement il s'agit de gneiss à grenat, feldspaths potassique, quartz, albite. Le feldspath plagioclase est souvent absent.

Les grenats sont généralement présents en petits amas. Ils sont très fracturés et altérés suivant ces fractures. Ils sont associés à la biotite et à la muscovite qui a une allure symplectique. Ces micas forment la foliation et emballent les macrocristaux où remplissent les fractures. La cordiérite est encore parfois présente, elle est déstabilisée en biotite et est intégrée dans la foliation.

Les feldspaths potassiques sont souvent séricitisés.

Plusieurs générations de biotites sont discernables. Des biotites incluses dans les niveaux quartzo feldspathiques des gneiss sous forme de plaquettes et des biotites beaucoup plus allongées dans la foliation.

Dans les zones de cisaillement le grenat est totalement déstabilisé en mica blanc qui se met en place de façon synsynématique. Une deuxième génération de petits grenats et d'albite est localement visible dans la foliation. Ces grenats sont inférieurs à 50μm et ne présentent pas d'altération ni de fracturation.

Au nord-ouest dans les schistes du Mont Auzine des niveaux s'apparentent aux micaschistes. La muscovite y est largement répandue. Dans les niveaux quartzo feldspathiques des plaques de biotite sont présentes avec une petite extension. Ces niveaux sont recoupés par des vastes bandes de muscovites bien organisées. Il s'agit d'un métamorphisme secondaire ayant une autre origine (proximité du granite de saint Arnac)

Grâce à la méthode de la cathodoluminescence notamment dans les lits où la fraction est la plus réduite l'assemblage minéralogique peut être plus facilement reconnu. Ainsi les niveaux qui paraissent exclusivement quartzeux se révèlent en réalité plus complexes. Les teintes obtenues dans les verts laissent supposer que des feldspaths plagioclases cristallisent quand la déformation augmente [Fig. 26].

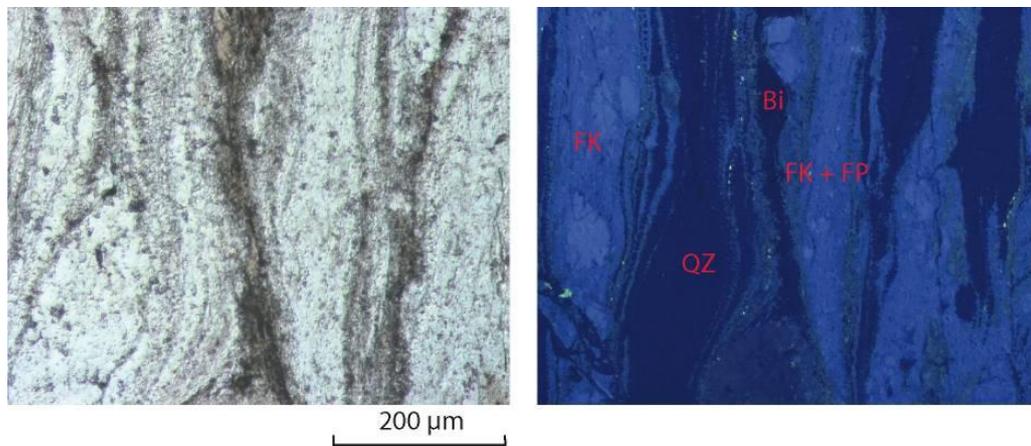


Figure 26 : Observation d'une zone mylonitique en LN et Cathodoluminescence.

5. DISCUSSION

5.1 L'origine du protolite et la notion socle-couverture :

Tous les types de gneiss sont costructurés et on peut les considérer comme un ensemble. Certains gneiss contiennent une quantité d'aluminium suffisante pour former de la sillimanite et de la cordiérite. L'ensemble gneissique a été métamorphisé dans un faciès granulitique. Les alternances franches entre des gneiss variés témoignent d'une origine à la fois para et orthodérivée. L'ensemble proviendrait donc de la gneissification d'une ancienne série pelitique parsemée de corps magmatiques acides contenant des enclaves basiques. Cette série est caractérisée par un niveau repère discontinu de calcaire.

Les séries du nord correspondent également à une ancienne série grésopelitique puis carbonatée métamorphisée depuis un très bas degré jusqu'au faciès amphibolitique avec apparition du domaine anatectique.

La notion de socle et de couverture est remise en question par la présence de cette succession lithologique bien visible sur les cartes géologiques de Fonteilles et Delay ainsi que sur la carte nouvellement établie [Annexe 4]. La bande de marbre se situant au cœur des gneiss à plusieurs niveaux, elle ne peut pas constituer un niveau limite entre un socle et une couverture comme cela était interprété [Fonteilles, 1970]. Le fait que les terrains gneissiques

ne comprennent pas de pré-structuration par rapport aux terrains schisteux remet également en question cette notion de socle-couverture (voir partie structuration).

Les différentes intrusions qui affectent le massif ont bien été étudiées mais demeure la question de savoir si elles ont une même origine ayant subi plusieurs phases de ségrégation magmatique et de cristallisation partielle, ou si leurs origines sont différentes [Lacaze, 2002 ; Olivier et al., 2008]. Connaître la durée des phases de magmatisme permet de mieux comprendre la structuration de l'ensemble du massif de l'Agly

5.2 Caractérisation des Conditions PT

Les résultats de terrain indiquent la présence de sillimanite et grenat qui sont des marqueurs minéralogiques de haute température. La cordiérite en revanche va définir une pression maximale pour le métamorphisme de l'Agly à environ 6Kbar.

Le passage des terrains les moins métamorphiques aux gneiss se fait sur une très courte distance du fait du raccourcissement par les failles. C'est le cas notamment au niveau du Col del Loup. On traverse, les schistes les micaschistes à biotite puis anatectiques et enfin les gneiss sur moins d'un km.

La série de l'Agly actuellement visible présente donc un très fort gradient PT de 80°C/km dans les unités du Nord. Il est caractérisé par le passage des cipolins dévonien aux micaschistes anatectiques. C'est l'anatexie qui freine ensuite le gradient de température en créant une zone tampon dans l'unité centrale et au sud [Delay, 1990].

Un gradient aussi fort que celui actuellement observé est une conséquence directe du raccourcissement mais aussi de la présence dans la croûte moyenne et supérieure des intrusions des granites de Cassagnes et Ansignan [Olivier, Gleizes, Paquette, 2004].

5.3 Structuration

Les intrusions de Cassagnes présentes dans les gneiss sont affectées par la foliation majeure. Ces intrusions forment donc des sils mis en place avant et pendant la phase de déformation D1 qui n'affecte que les terrains paléozoïques

Cela a pour conséquence que dans le granite de Cassagne on observe des mégafeldspaths à forme amygdalaire ou symétrique.

Les matériaux basiques emballés dans l'intrusion de Charnokite plus à l'ouest sont également affectés par cette foliation majeure. [Pascal, Fontelles, Guitard, (1976)]. La connaissance des âges du magmatisme permet de mieux caler la déformation. La structuration est donc postérieure à 315Ma, c'est l'âge du granite d'Ansignan [Olivier et al., 2008].

La mise en place de ces corps très chauds dans les terrains bien structurés a engendré un métamorphisme de contact et une déformation de la S1.

La structuration en méga-plis ou dôme du complexe gneissique a souvent été interprétée comme un phénomène généralisé d'extension post-collision générant l'exhumation de la croûte ductile. Mais les dernières études réalisées dans l'Agly vont à l'encontre de ce modèle et mettraient en avant un phénomène compressif additif avec un raccourcissement nord-sud [Olivier, Gleizes, Paquette, 2004]. Des zones de cisaillement se mettent ensuite en place lors du relâchement des contraintes.

Le résultat dans les niveaux schisteux plus tendres est la mise en place de grands plis isoclinaux suivant des axes orientés N75 et pentés vers l'est, ainsi que de chevauchements témoignent d'une contrainte compressive avec un fort raccourcissement [Fig. 27].

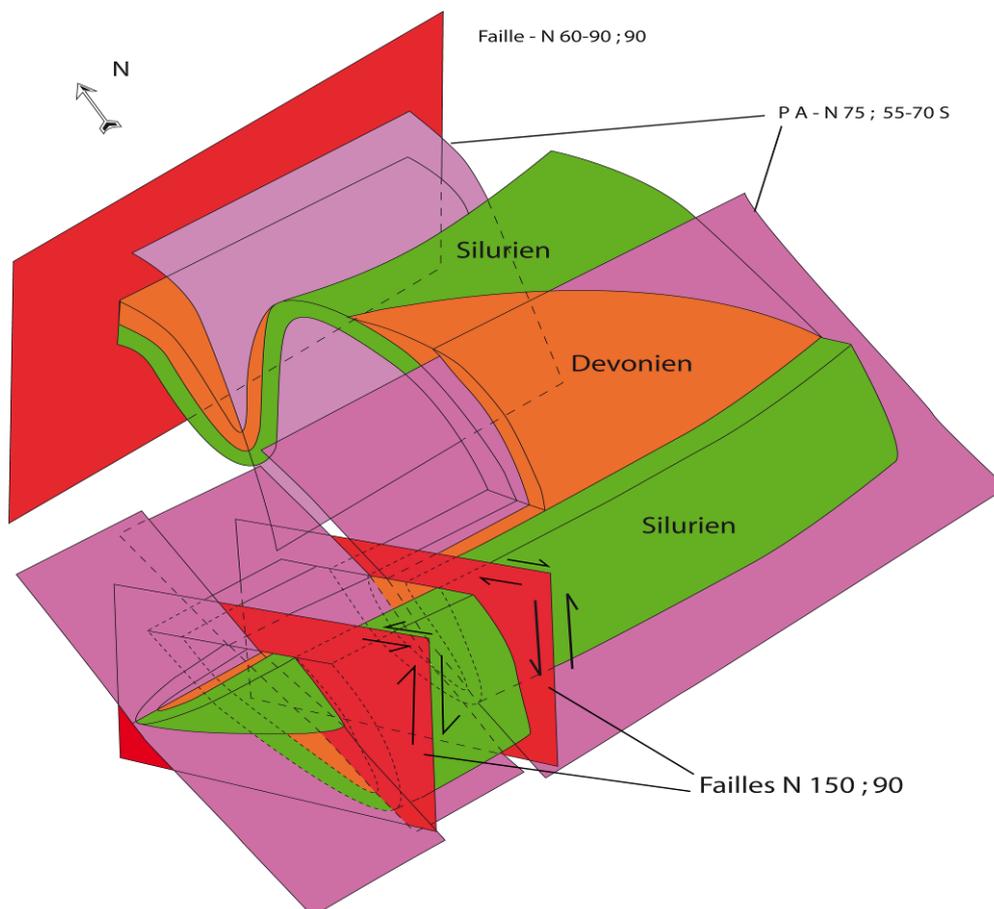


Figure 27 : Modélisation 3D de la déformation dans la partie nord du secteur, notamment au niveau de Roque Courbe.

Dans la chronologie ce raccourcissement serait également accompagné de la surrection du dôme gneissique. Il est vrai que le comportement différent dans ces deux unités lithologiques laisse penser à deux complexes bien distincts : un socle cohérent affecté par des cisaillements et un plissement moins marqué, et une couverture réagissant bien à la contrainte par une déformation plicative. Mais il semblerait que tous ces événements soient liés et que le complexe gneissique ne soit pas pré-structuré comme l'entend cette notion.

Le gradient PT observé actuellement est très fort. Une pareille caractéristique est bien connue dans les Pyrénées, on observe également cela dans le massif des Trois Seigneurs. Les intrusions observées dans le massif sont syntectoniques et le métamorphisme y est directement relié. Les observations de linéations d'étirement sur une schistosité orientée est-ouest sont associées aux intrusions magmatiques plutôt qu'à une extension crustale tardive [Leblanc, Gleizes, Roux, Bouchez, 1996].

Les plis en chevrons caractéristiques de la phase de déformation D 3 affectent tous les terrains schisteux et carbonatés, cependant il est difficile de savoir si ils sont rattachés à l'orogénèse hercynienne ou au cycle Alpin. Elle survient après la phase D2 mais les résultats ne permettent pas de savoir à quel moment exactement. Pour cela il faudrait voir si ils affectent les terrains du Mésozoïque.

Les générations de failles associées aux phases de déformation D 4 et D 5 sont rattachées à l'orogénèse alpine car elles affectent les contacts avec le Mésozoïque au nord du secteur.

6. CONCLUSION

Le massif de l'Agly constitue un excellent terrain pour caractériser les différentes phases de déformation durant le cycle Hercynien et le cycle Alpin.

De nombreux relevés cartographiques y avaient déjà été réalisés avec un travail de géologie structurale et pétrographique. La notion de socle et de couverture a été comme dans bien d'autres massifs un point clé pour la compréhension de l'évolution tectonométamorphique.

L'utilisation du niveau de marbre comme limite entre un socle et une couverture semble obsolète car celui-ci est inclus dans les gneiss.

Il apparaît que l'ensemble du massif est structuré suivant une même contrainte formant une unique S1 exprimée de façon différente suivant la localisation dans la série et le degré de métamorphisme. La série est affectée par un métamorphisme jusqu'au faciès granulitique.

Cette étude vient donc renforcer l'hypothèse d'une phase compressive nord-sud de par la schistosité ubiquiste orientée est-ouest dans le massif. Ce n'est pas un phénomène isolé et il caractérise donc un raccourcissement nord-sud à l'échelle de la chaîne pyrénéenne. Cette déformation est contemporaine ou légèrement postérieure à la mise en place d'intrusions magmatiques en profondeur.

Une deuxième phase de déformation a aboutie à la mise en place de grands plis isoclinaux à axes pentés vers l'est dans les terrains schisteux. Les gneiss ont réagit de façon différente à la déformation en exprimant moins cette phase plicative.

Une troisième phase de déformation postérieure à D2 engendre la formation de plis en chevrons mais elle demeure difficile à caler temporellement.

Une tectonique cassante rattachée au cycle Alpin affecte ensuite la région provoquant la remontée du massif de l'Agly par des failles globalement est-ouest. Cette tectonique s'accompagne de la mise en place de pincées de Mésozoïque au cœur du massif. Des failles N 150 découpent et déstructurent l'ensemble.

Cette reconstitution de l'évolution de la déformation dans le massif de l'Agly permet de mieux comprendre sa structuration. De nouvelles datations sur le granite de Cassagnes et une étude plus détaillée des microstructures permettrons de caractériser encore mieux la déformation avec l'appui de nouvelles données concernant le métamorphisme.

Les études les plus récentes se sont surtout focalisées sur l'ensemble gneissique et sa structuration en dôme ainsi que sur les intrusions granitiques affectant le massif, mais tous ces événements sont liés à la déformation dans les terrains schisteux. La compréhension du massif doit se faire grâce à l'étude dans un ensemble en intégrant tous les caractères observables.

Liste des Figures :

Figure 1 : Schéma structural des Pyrénées d'après Choukroune 1973.....	5
Figure 2 : Schéma structural du massif de l'Agly d'après Fonteilles 1993.....	8
Figure 3 : Carte géologique de Rivesaltes 1/50000 (Fonteilles et al 1993) à gauche, Carte géologique au 1/25000 (Delay 1989) à droite.....	10
Figure 4 : Exemple de boudinage dans les niveaux carbonatés à gauche. Calcschiste (Ag 213) à droite.....	13
Figure 5 : Schistes Kinkés (Ag 13) à gauche, et schistes volcanodétritiques (Ag 47) à droite.	14
Figure 6 : Micaschistes à sillimanite à gauche. Gneiss à grenat orthopyroxène et sillimanite à droite.	15
Figure 7 : Gneiss perlé à l'est du barrage sur l'Agly à gauche. Gneiss anatectique rubané et plissé à droite.....	17
Figure 8 : Gneiss à porphyroclastes de feldspaths à gauche. Grantito-gneiss leucocrate à droite.....	17
Figure 9 : Représentation de la zone de faille en décrochement inverse au niveau du col del Loup. ...	21
Figure 10 : Structures de cisaillement dans les micaschistes de Planèzes (gauche) et dans les schistes du Col del Loup (droite).	21
Figure 11 : Observation de plis subisoclinaux repris par les plis en chevron, à gauche au col del Loup, à droite au sommet de Roque Courbe.....	24
Figure 12 : Structure de la zone de cisaillement de Cuxous.....	25
Figure 13 : Schématisation de la zone de cisaillement de Cuxous.....	26
Figure 14 : Zone de cisaillement au niveau du château de Cuxous, passage de la roche saine à l'ultramylonite en deux temps.....	26
Figure 15 : Zone de cisaillement étendue dans les gneiss.	27
Figure 16 : Boudinage des niveaux gréseux (à gauche) et pli en chevron (à droite) dans les schistes gréseux près de Rasiguères.....	27
Figure 17 : Plis isoclinaux en LN (à gauche) et grenat déstabilisé en mica blancs qui cristallisent de façon synsynématique, figure de type δ complexe (à droite). (Zone de cisaillement près de Cassagnes).	28
Figure 18 : Figures de cisaillement σ dans une zone de cisaillement au coeur des gneiss.....	29
Figure 20 : Plis isoclinaux dans les lits micacés dans les schistes (à gauche) et dans les niveaux sombres dans les calcschistes (à droite).....	29
Figure 19 : Zone de cisaillement dans les gneiss caractérisée par une zone de brèche avec une éponte franche à gauche. Plis isoclinaux repris par des Kinks en LPA dans les micaschistes à droite....	29
Figure 21 : Plis isoclinaux dans les gneiss rubanés. On voit bien les petits grenats néoformés dans la foliation.....	30
Figure 22 : Mécanismes de la déformation au niveau de la zone de cisaillement de Cuxous. De haut en bas et de gauche à droite le passage de bandes de cisaillement localisées en LPA, puis généralisées parallèles à la foliation avec des figures de cisaillement σ des porphyroclastes présentant des queues de recristallisation en LN . Zone de cisaillement tardif dans l'ultramylonite en LN et LPA. Figures en marche d'escalier témoins de la déformation fragile tardive en LPA et zone de brèche en LN.	31
Figure 23 : Synthèse concernant la déformation dans le massif de l'Agly.	32
Figure 24 : Cordiérites dans des gneiss à gauche et feldspaths avec flames d'albite dans les micaschistes anatectiques à droite.	33
Figure 25 : Plages de sillimanite dans les micaschistes à gauche. Réfraction de schistosité en raison du contraste entre les lits micacés et quartzeux à droite.	34
Figure 26 : Observation d'une zone mylonitique en LN et Cathodoluminescence.....	35
Figure 27 : Modélisation 3D de la déformation dans la partie nord du secteur, notamment au niveau de Roque Courbe.	37

Bibliographie

- BILLOTTE M., CANEROT J., (2006). - Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacé et éocène dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le "Garumien" de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France). *Eclogae geol. Helv.* 99 (2006), p 17-27.
- DELAY F. (1990). – Le massif nord-pyrénéen de l'Agly, notice et carte géologique en couleurs au 1/25000. Société géologique du nord, n°17, 34p.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. (1973). - Carte structurale des Pyrénées. Université des Sciences et Techniques du Languedoc – Laboratoire de Géologie Structurale – Montpellier.
- DERCOURT J. (1998). - Géologie et géodynamique de la France Outre-mer et européenne. Dunod 2^{ème} édition, 324p
- DEZES P., SCHMID S.M., ZIEGLER P.A. (2004). – Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, p 1-33.
- FONTEILLES et al. (1993). – Carte géologique de Rivesaltes 1/50000. 1090, B.R.G.M, Orléans.
- FONTEILLES M. (1970). – Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bull. B.R.G.M.*, n°3, sect. IV, p. 21-72.
- GLEIZES G., LEBLANC D., OLIVIER P., BOUCHEZ J.L. (2001). - Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime : the example of the Néouvielle granite (Pyrenees). *Int J Earth Sciences*, (2001), p 325-340
- JAFFREZO M. (1977). - Guides géologiques régionaux : Pyrénées Orientales Corbières. Masson, Paris, 191 p.
- JAFFREZO M., OBERT D. (1978). – Les Pyrénées, Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. *Bull. Soc. Géol. France*, 1978, 7^{ème} série, tome 20, n°5, p 587-629.
- KORNPROBST J. (1994). - Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique, précis de pétrologie. Masson, Paris, 224p.
- LACAZE Yannick. (2002). - Etude cartographique et microstructurale de la diorite de Tournefort et des roches associées. Relations avec la mise en place du pluton granitique de St Arnac (Pyrénées Orientales). Mémoire de maîtrise de Géophysique-Géochimie Université Paul Sabatier, Toulouse. 26p
- LEBLANC D., GLEIZES G., ROUX L., BOUCHEZ J.L. (1996). - Variscan dextral transpression in French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics* 261 (1996), p 331-345.
- OLIVIER P., GLEIZES G., 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. p. 229-242.
- OLIVIER P., GLEIZES G., PAQUETTE J.L., MUÑOZ SAEZ C. (2008). - Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnokite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 165, pp. 141-152.
- PASCAL M-L., FONTEILLES M., GUITARD G. (1976). – Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales : Paléozoïque épizonal du massif de l'Agly. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVIII, n°6, p. 1471-1487.
- PASSCHIER CEES W., TROUW RUDOLPH A., (2005). - *Microtectonics*. Second edition Springer, Berlin, 366p.
- SYLVANDER M., MONOD B., SOURIAU A., RIGO A. (2007). - Analyse d'un essaim de sismicité (mai 2004) dans les Pyrénées orientales: vers une nouvelle interprétation tectonique du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (1996). *C. R. Geoscience* 339 (2007), p 75-84.

ETUDE STRUCTURALE ET PETROGRAPHIQUE DE LA SERIE METAMORPHIQUE
DE L'AGLY AUTOUR DE LA FAILLE DE PLANEZES
(Centre du massif de l'Agly, Pyrénées Orientales)

Romain Lafay

Résumé :

A travers une étude cartographique et l'interprétation des données qui en sont issues, il devient possible de reconstituer l'histoire géologique du massif de l'Agly dans les Pyrénées Orientales.

La structuration de ce massif s'est fait durant deux cycles orogéniques majeures : Le cycle Hercynien et le cycle Alpin. Il a subi plusieurs phases de déformation durant ces deux cycles. Les résultats indiquent qu'une phase majeure D 1 a affecté le massif en induisant la mise en place d'une foliation S 1 et d'un métamorphisme progradant vers le Sud formant deux ensembles lithologiques distincts : une série schisteuse et micaschisteuse, un complexe gneissique.

Le massif a ensuite réagi de façon différente à une phase de déformation transpressive D 2 dans ses deux ensembles sans pour autant que l'on puisse parler de socle et de couverture. Ainsi actuellement on observe une succession de plis isoclinaux au Nord et un dôme gneissique au Sud.

La présence de corps granitiques de haute température intrusifs dans le massif est un élément très important à prendre en compte pour la compréhension de la déformation du massif et pour se situer dans l'échelle des temps géologiques.

Mots clés : pétrographie ; structuration ; transpressive ; plis isoclinaux ; dôme gneissique.

STRUCTURAL AND PETROGRAPHIC STUDY OF THE AGLY METAMORPHIC SERIE
AROUND THE PLANEZES FAULT
(Agly massif center, Eastern Pyrenees)

Abstract:

Through a cartographic study and the interpretation of the data which arise from it, it becomes possible to reconstitute the geological history of the Agly Massif (Eastern Pyrenees).

This Massif has been structured during two orogenic cycles: the Hercynian cycle and the Alpine cycle. It has sudden several phases of deformation during these two cycles.

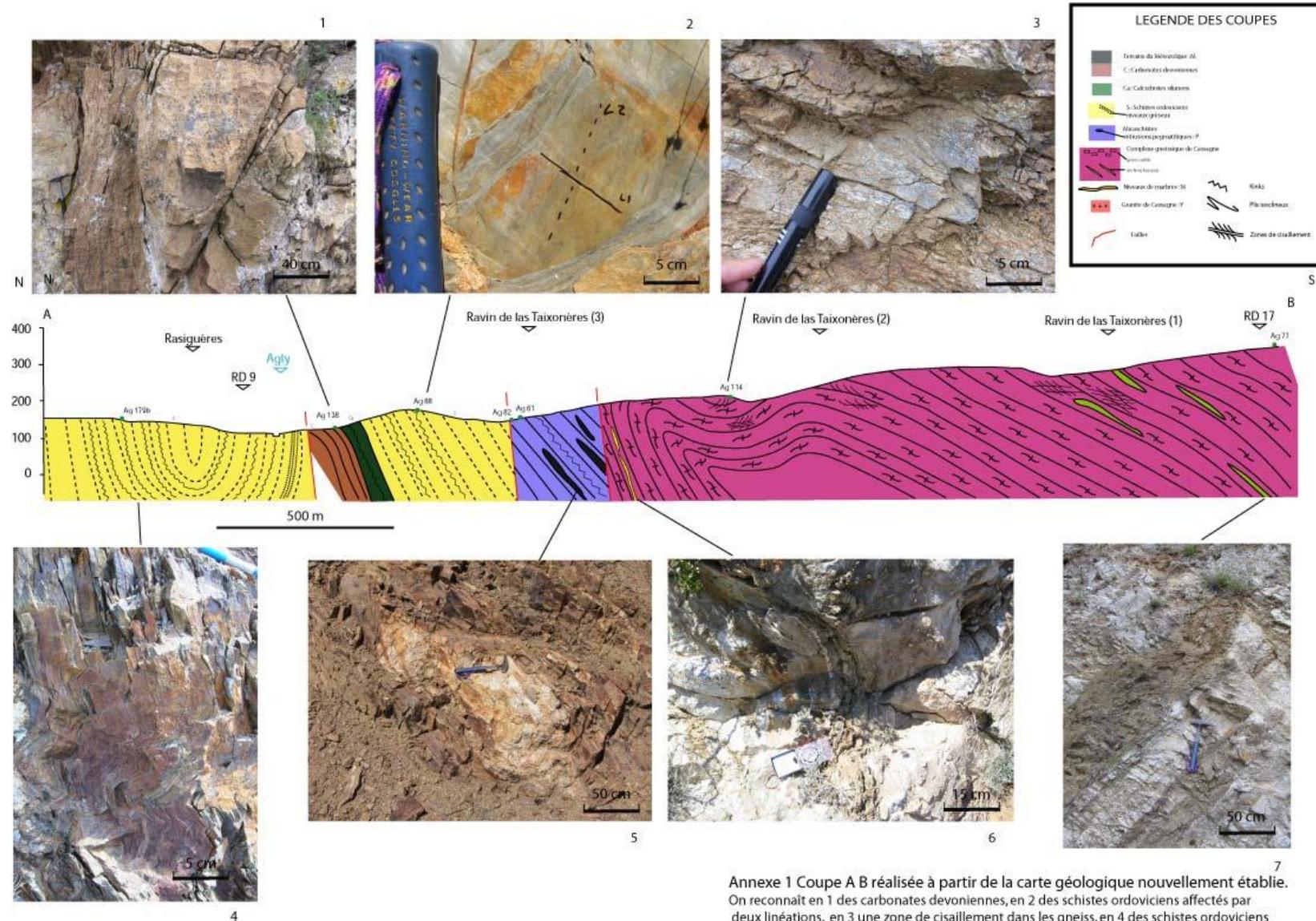
Results indicate that a major phase D 1 affected the massif by leading the formation of a S 1 foliation and a prograde metamorphism southward forming two different lithologies sets: a schists and micaschists series and a gneissic complex.

Then the Massif react differently to a D 2 phase of transpressional regime in his two sets without that we can speak about base and about cover.

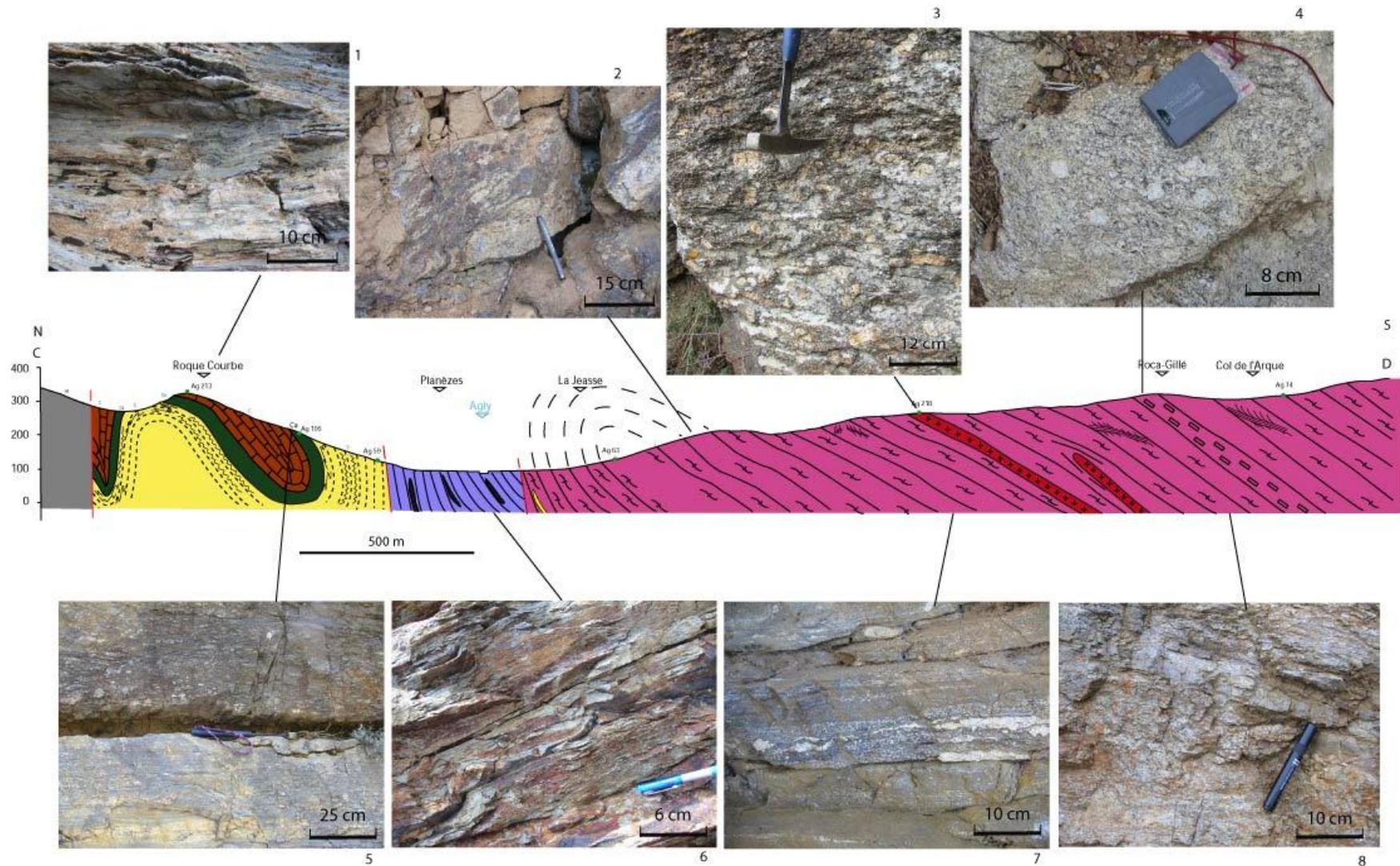
Actually we observe a succession of isoclinal folds in the North and a gneiss dome in the South.

The presence of high temperature granitic intrusion in the massif is a very important element to take into account for the understanding of the Massif deformation and to situated the events in the geologic time scale.

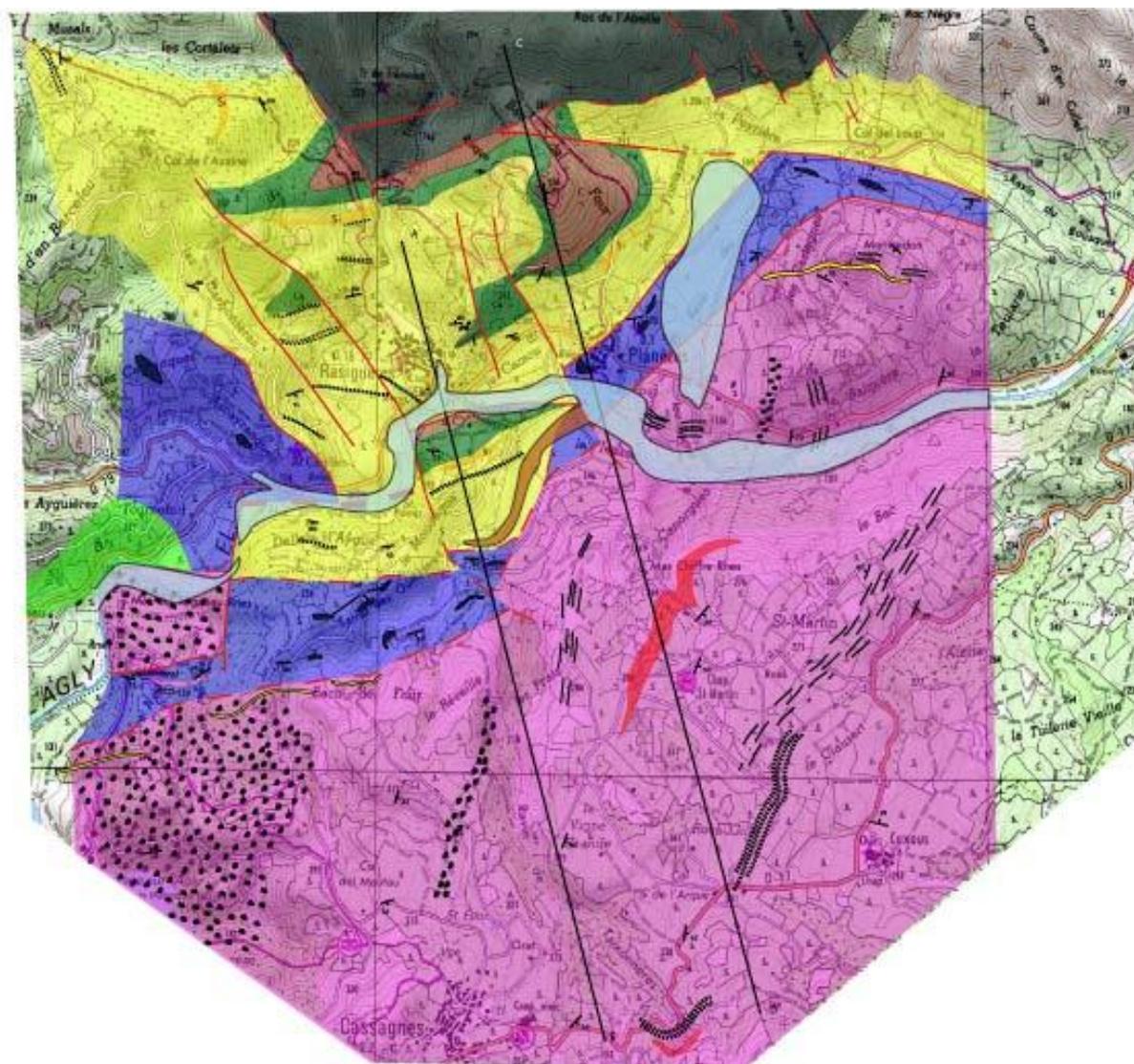
Keywords: petrographic; structuration; transpressional; isoclinal folds; gneiss dome.



Annexe 1 Coupe A B réalisée à partir de la carte géologique nouvellement établie. On reconnaît en 1 des carbonates devoniens, en 2 des schistes ordoviciens affectés par deux linéations, en 3 une zone de cisaillement dans les gneiss, en 4 des schistes ordoviciens affectés par des Kinks, en 5 une pegmatite dans des micaschistes anatectiques, en 6 un niveau de marbre dans les gneiss, en 7 un niveau de gneiss leucocrateavec un boudin de roche basique en enclave.

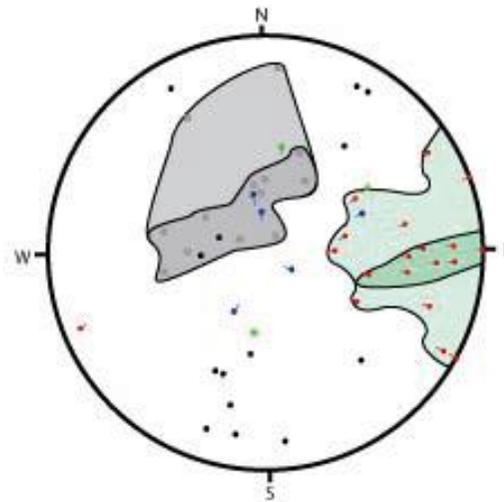


Annexe 2 : Coupe C D réalisée à partir de la carte géologique nouvellement établie
 On reconnaît en 1 des marbres devoniens, en 2 des gneiss à maxi-grenats, en 3 un niveau de granite de Cassagne, en 4 des gneiss leucocrates à gros yeux de feldspaths, en 5 le contact stratigraphique entre les calcschistes siluriens et les marbres devoniens, en 6 des schistes ordooviens affectés par des Kinks, en 7 un gneiss rubané et en 8 un granitogneiss leucocrate à grenat.

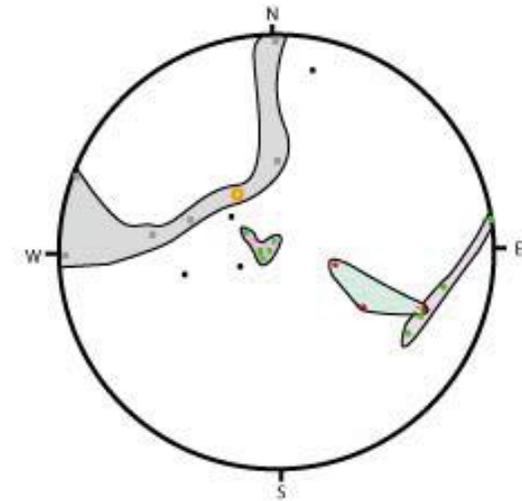


500 m

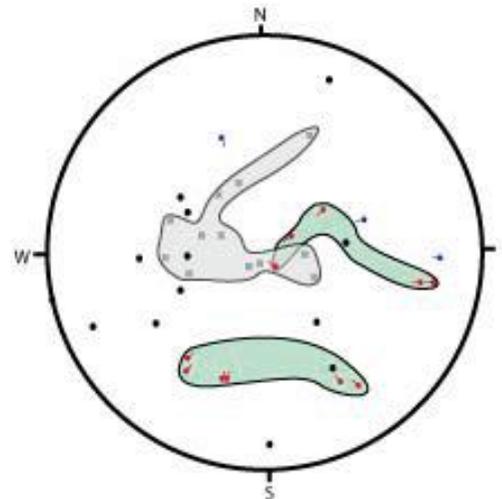
Annexe 5 : Structurogrammes



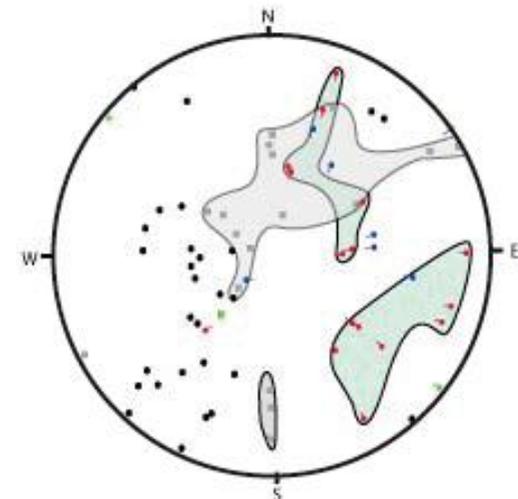
Structurogramme du secteur de Roque-Courbe ouest (nord-est de Rasiguères).



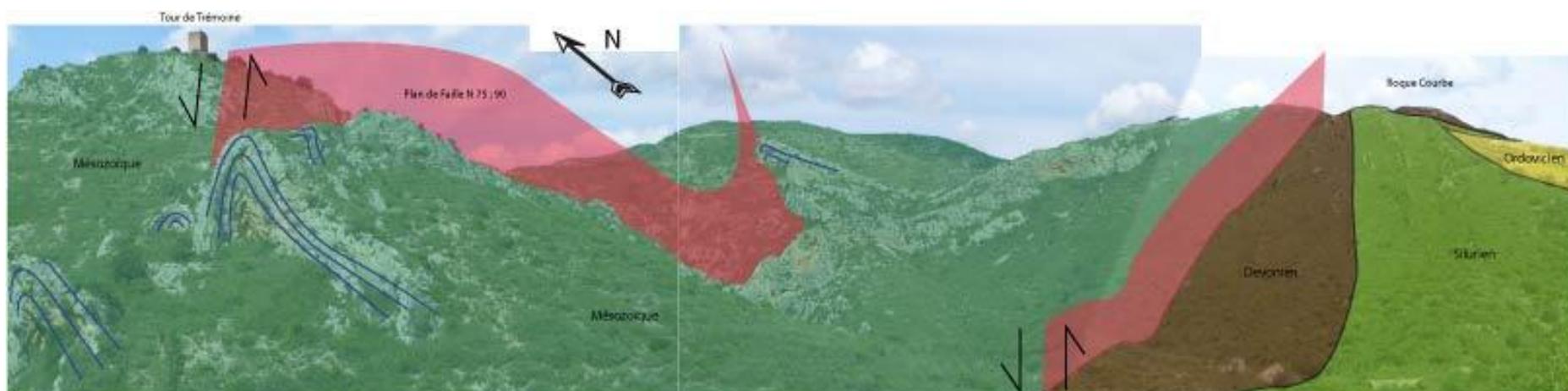
Structurogramme du sommet de Roque-Courbe.



Structurogramme réalisé le long d'une coupe dans la partie nord-est du mont Auzine.



Structurogramme réalisé dans la partie sud-ouest du mont Auzine.



Annexe 6 : Panorama permettant de mettre en valeur le contact entre le Mésozoïque et le Paléozoïque et la tectonique tardive dans le Mésozoïque