

50376
1989
313-3

50376
1989
313-3

n° d'ordre : 422

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE - FLANDRES - ARTOIS**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOLOGIE APPLIQUEE
(GEOLOGIE PHYSIQUE)**

par

Frédéric DELAY



**LE MASSIF NORD-PYRENEEN DE L'AGLY
(Pyrénées Orientales)**

**EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE ET
EXEMPLE D'UN AMINCISSEMENT CRUSTAL
POLYPHASE**

(VOLUME III: NOTICE ET CARTE GEOLOGIQUE AU 1/25 000)

Soutenue le 26 Octobre 1989 devant la commission d'examen:

Président:

J. Paquet

Rapporteurs:

J. Fabries

J.L. Bouchez

Examineurs:

P. Choukroune

C. Lefèvre



020 02402 3

Sommaire

Introduction	5
La série des formations post-paléozoïques	5
Les séries du massif métamorphique hercynien	8
- Les faciès de l'unité supérieure de l'Agly	9
- Les faciès de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta	12
- Les faciès de l'unité de Feilluns - Caramany.....	17
Données générales sur le métamorphisme hercynien	20
- La chronologie des différents événements hercyniens	20
- Mise en place d'un référentiel	20
- l'âge des blastèses métamorphiques	22
- Les conditions physiques du métamorphisme: reconstitution de la pile hercynienne.....	23
Synthèse structurale	25
- Analyse de coupes caractéristiques: définition géométrique d'une structure en demi-dôme	25
- Age des mylonitisations et interprétation générale	28
- La mylonitisation haute température: étape fini-hercynienne d'amincissement	28
- La mylonitisation basse-température: étape alpine d'amincissement.....	30
- Modèle simplifié d'évolution tectono-métamorphique du massif de l'Agly	31
Bibliographie	33

Introduction

Le massif de l'Agly doit son nom à la rivière qui le traverse d'Ouest en Est. Il est situé 30 km à l'Est de Perpignan, dans le département des Pyrénées Orientales. L'ensemble du massif constitue un noyau de terrains métamorphiques hercyniens, à faible relief allongé N100 - N110, au coeur des formations secondaires de la zone nord-pyrénéenne:

- le bord nord repose par un contact anormal redressé à pendage sud sur les formations urgoniennes et albo-cénomaniennes du synclinorium de St-Paul de Fenouillet;

- à l'Est, la terminaison du massif est assurée grâce au recouvrement par les formations tertiaires post-orogénèse alpine de la plaine du Roussillon;

- au Sud, la faille de Trilla - Belesta, ramification de la faille nord-pyrénéenne, juxtapose par un contact à fort pendage vers le Sud, les formations mésozoïques du synclinorium de Boucheville et les formations gneissiques ou magmatiques hercyniennes les plus profondes;

- enfin à l'Ouest, les deux synclinaux de St-Paul de Fenouillet et de Boucheville se rejoignent assurant ainsi la terminaison occidentale du matériel hercynien du massif de l'Agly.

La série des formations post-paléozoïques

Eb. Eboulis et dépôts de pentes. Développés principalement en bordure des escarpements de failles impliquant les brèches éocènes d'Ansignan et d'Estagel (e), on les rencontre aussi en épandage de démantèlement de la barre des calcaires urgoniens limitant la partie septentrionale du bâti hercynien.

Fz. Alluvions récentes. Peu développées, elles sont constituées de galets et de sables le long du cours actuel de l'Agly.

Fy. Alluvions anciennes et cailloutis pliocènes. Essentiellement cantonnées à la dépression de Latour de France - Estagel, ces formations se développent parfois en terrasses dont un exemple caractéristique dans les Pyrénées Orientales est observé à l'entrée d'Ille sur Têt par la D2 en provenance de Belesta (Sud du massif de l'Agly, feuille I.G.N. n° 2448 Ouest, au lieu-dit "Les Orgues").

e. Formations bréchiqes éocènes d'Ansignan et d'Estagel. D'âge vitrollien présumé (Meurisse, 1975), ces faciès à couleur dominante rosée sont représentés par une brèche polymicte remaniant de nombreux éléments mésozoïques, notamment des marbres gris à dipyre. La matrice n'est que faiblement recristallisée et ne présente pas de traces d'une néogénèse métamorphique. Ces brèches affleurent à la faveur des rejeux tectoniques, d'âge probable miocène, de failles antérieures N110 affectant les formations anatectiques hercyniennes (Serre de Verges au Nord d'Ansignan, Roc de Lansac au Sud du village de Lansac).

n7 - n7_m. Albo-Cénomanién (-_m : métamorphique). Il est constitué de marnes schisteuses noires, épaisses de plusieurs centaines de mètres, affleurant de part et d'autre du massif hercynien.

Dans le synclinorium de St-Paul de Fenouillet au Nord, on rencontre sporadiquement des bancs décamétriques de grés-quartzites à l'origine des faibles ressauts de topographie. Les formations ne sont pas ou peu métamorphiques, tout au plus observe-t-on quelques traces de phengites à proximité immédiate du massif hercynien dans la région de Caudiès de Fenouillet.

Au Sud, par contre, dans le synclinorium de Boucheville, l'Albo-Cénomanién est affecté par le métamorphisme d'âge alpin développant une zonéographie horizontale E-W à chlorite - muscovite, puis à biotite, enfin à biotite - diopside - plagioclase (Choukroune, 1976). Ajoutons que dans ces trois zones, la blastèse locale de scapolites est fréquente.

n2-6M. Barrémo-Aptien - faciès marno-calcaire. Cantonnés à la barre formant la limite septentrionale du massif hercynien (terminaison orientale de la lame de Puylaurens), ces faciès sont représentés, au sein des faciès urgoniens, par deux intercalations tendres de 50 à 200 m d'épaisseur de calcaires marneux gris-noir et de microbrèches. La différence de résistance à l'érosion entre ces niveaux et les calcaires urgoniens donne à la barre d'orientation N110 un aspect en double croc caractéristique.

n2-6U. Barrémo-Aptien - faciès urgonien. Il s'agit de calcaires massifs gris-clair cryptocristallins qui constituent l'ossature de la lame de Puylaurens. Ces formations sont caractérisées par leur richesse en polypiers, en algues calcaires et en sections de *Toucasia* (Casteras et al., Feuille 1/ 80 000 de Quillan, 1967).

n6 - t_m. Formations secondaires métamorphiques anté-Albien. Sur la carte, ces faciès affleurent, soit à la limite entre le synclinorium de Boucheville et le Sud du massif hercynien, soit sous forme de pincées au coeur même de ce dernier. Dans tous les cas, ils sont représentatifs de la zone métamorphique alpine à chlorite - muscovite. Les meilleurs affleurements sont observés dans le secteur fortement tectonisé de Fenouillet où ils comportent:

- 10 à 15 m d'une alternance de marbres gréseux et de schistes carbonatés rougeâtres;

- 40 à 150 m de calcaires gréseux gris-jaune pouvant par endroits contenir des passées décamétriques de marbres noirs;

- enfin, au sommet de la série, 3 à 10 m de brèche ferrugineuse à matrice fortement recristallisée.

Au coeur des formations hercyniennes, 1 km au NE de Caramany (618,50 - 3049,80), on remarquera une formation de marbres gris à dipyre - quartz ainsi qu'une brèche intraformationnelle remaniant exclusivement ces marbres.

j9 - n1. Portlandien - Berriasien - brèche limite. Ces formations ne sont observables qu'au coeur du synclinal jurassique de la Tourèze à flanc sud renversé et faiblement affecté par le métamorphisme alpin. Elles constituent une épaisse série (200 m) de brèches, à matrice grise ou rougeâtre, remaniant les formations sous-jacentes à savoir:

- des calcaires dolomitiques attribuables au Malm;
- des dolomies noires du Dogger - Oxfordien;
- des calcaires roux oolitiques de l'Aalénien.

j7-8. Kimméridgien. Il est constitué, dans le chaînon de la Tourèze, de 250 m de calcaires massifs gris à tendance dolomitique. La formation montre un enrichissement progressif vers le sommet en intercalations décamétriques de brèches intraformationnelles et de brèches remaniant partiellement les éléments sous-jacents de l'Aalénien - Oxfordien.

jD. Dogger - Oxfordien. Là encore, les affleurements sont restreints au chaînon de la Tourèze et sont représentés par moins de 100 m de dolomies noires où la décalcification est à l'origine de roches vacuolaires. A la cassure, ces dolomies dégagent une forte odeur caractéristique d'H₂S.

l7-9. Lias supérieur - Dogger inférieur. La partie sommitale (a), épaisse de 25 - 35 m, est constituée de calcaires ferrugineux roux à nombreuses passées métriques oolitiques. Attribuables à l'Aalénien, ces calcaires montrent la trace d'une tectonique post-sédimentaire en extension avec déformation et allongement des oolites suivant une direction N020 - N040. La partie basale des séries (b) est représentée par 30 m d'alternances de dolomies grises et de schistes sombres attribuables au Toarcien.

l5-6. Lias moyen. Limité sur cette carte aux affleurements du chaînon de la Tourèze, le Lias moyen est représenté par moins de 50 m de séries. Au sommet, on observe des calcaires et des dolomies gris-ocre (a) et, à la base, des calcaires rosés sous forme de lumachelles et de bancs à bélemnites (b). Par référence aux formations du pic de Bugarach (carte géologique 1/ 80 000 de Quillan, 1967), ces derniers niveaux correspondraient au Charmouthien.

l2-4. Lias inférieur. Au contact immédiat du matériel hercynien du massif de l'Agly, ces formations sont caractérisées par de très fortes variations latérales d'épaisseur, cette dernière augmentant considérablement avec l'importance des niveaux conglomératiques. Les 50 premiers mètres du sommet de la série sont constitués de dolomies grises et beiges (a) ainsi que de quelques intercalations métriques de brèches intraformationnelles. En dessous, se développe un complexe de couleur rosée constitué de calcaires micritiques en plaquettes, de calcaires cristallins à microfilaments (d) et d'épaisses lentilles de conglomérats (b) dont les éléments proviennent à la fois du Lias inférieur mais aussi de formations plus anciennes comme les calcschistes Siluro-Dévonien. La base de ce complexe est représentée par 100 à 200 m de conglomérats et de brèches polymictes à matrice bréchique remaniant à la fois le Siluro-Dévonien et les formations conglomératiques dans lesquelles elles sont enchassées. Le Lias inférieur, avec ses faciès marqueurs d'une zone d'instabilité, souligne le retour à un régime de sédimentation marine épicontinentale.

Les séries du massif métamorphique hercynien

Dans les Pyrénées, l'originalité principale du massif hercynien de l'Agly est de présenter, sur une épaisseur et une surface restreinte, trois unités lithologiques depuis le faciès schistes verts jusqu'à celui des granulites à orthopyroxène. On distingue de haut en bas:

- l'unité supérieure de l'Agly (USA, fig. 1), épaisse d'environ 2000 m, correspond à une série originelle de shales avec des intercalations de grés et de niveaux marneux. L'ensemble est affecté par le métamorphisme hercynien prograde du faciès des schistes verts au sommet à celui des amphibolites à la base. Cette dernière est soulignée par un niveau métrique à décamétrique de marbre qui constitue aussi la limite supérieure de l'anatexie. Par comparaison avec les séries de Jujols et de Canaveilles dans le massif du Canigou (Guitard, 1970), le marbre correspondrait à la base du Cambrien, faisant ainsi de l'unité supérieure de l'Agly une série paléozoïque et des unités inférieures, un protolithe précambrien entièrement touché par l'anatexie hercynienne. Notons enfin que, dans toute la partie septentrionale du massif, ces séries paradérivées supérieures sont injectées par une granodiorite hercynienne;

- l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (UB, fig. 1) montre des séries provenant d'une ancienne sédimentation grauwakeuse à intercalations de shales, de marnes gréseuses et parfois de carbonates. Cette unité, épaisse de 1000 m dans la partie occidentale et de 2500 m dans la partie orientale du massif, présente un état de migmatitisation croissant en descendant dans la série;

- l'unité de Feilluns - Caramany (UC, fig. 1) révèle les faciès métamorphiques hercyniens les plus profonds du massif. Il s'agit, là encore, d'une ancienne série de grauwalkes alumineuses avec d'épaisses intercalations grés-carbonatées et de shales. Cette unité montre le développement important (plus de 50 % de la surface affleurante) d'un complexe granodioritique hercynien à orthopyroxène.

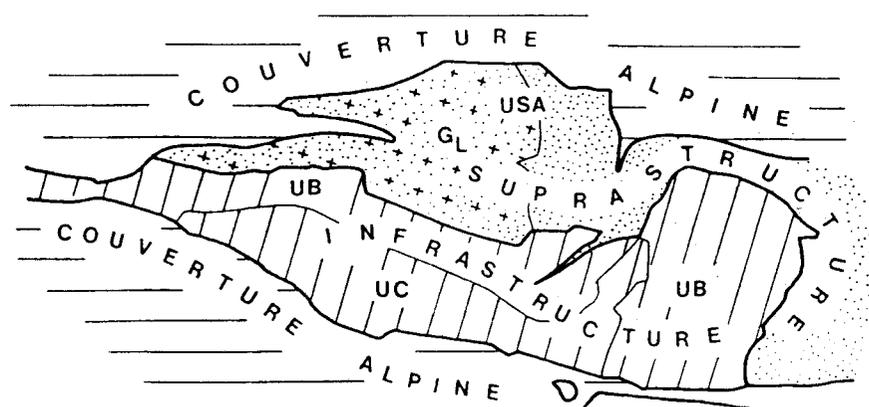


Fig. 1: Schéma structural simplifié du massif de l'Agly: présentation des unités lithotectoniques.
La suprastructure recouvre les faciès schisteux et micaschisteux de l'unité supérieure de l'Agly (USA) ainsi que le granite supérieur de St-Arnac - Lansac (GaL).
L'infrastructure correspond aux séries à dominante gneissique affectées par l'anatexie hercynienne. Elle est divisée en deux unités: l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (UB) et l'unité de Feilluns - Caramany (UC).

Les faciès de l'unité supérieure de l'Agly

cd. Marbres du Siluro-Dévonien. Cette formation de marbres bleus massifs épimétamorphiques essentiellement cantonnée au Dévonien inférieur (Cavet, 1967) a moins de 120 m d'épaisseur. On observe par ailleurs quelques intercalations métriques comparables aux calcschistes sous-jacents. Malgré leur caractère métamorphique, ces faciès préservent encore quelques débris silicifiés d'organismes: encrines, polypiers.

cs. Calcschistes du Siluro-Dévonien. Alors qu'ils ne représentaient que de fines intercalations dans les marbres bleus précités, ils se développent par contre, au Silurien, en une série continue épaisse de 70 m. Des intercalations métriques de marbres et surtout de minces bandes gréseuses uniformément réparties dans la masse de calcschistes jaunâtres, permettent d'observer encore assez facilement la trace de la stratification originelle, malgré le développement d'une foliation majeure hercynienne (F_m) déjà fortement pénétrative à ce niveau de la pile métamorphique.

po. Porphyrite du Caradoc. Elle correspond à un niveau décamétrique volcanoclastique d'une roche à matrice vert-sombre et à débris de volcanites claires (plagioclase, quartz). Par référence à la porphyrite de Aspres (Cavet, 1959), ce faciès est rapporté au Caradoc par Fontailles (1970).

sc. Schistes gréseux à chloritoïde. Affleurant aux environs immédiats du niveau de porphyrite, ce sont 10 à 25 m de schistes blanc-vert dans lesquels le chloritoïde est particulièrement bien développé sous la forme de baguettes millimétriques noires, cristallisées à cheval sur la foliation majeure. La présence du chloritoïde, à la fois liée aux conditions du métamorphisme hercynien et à une composition très alumineuse du matériau initial, est à mettre en relation avec un système sédimentaire, dans cette partie de la pile, indissociable du volcanisme d'âge Caradoc.

q. Quartzites. Ces bancs, parfois épais de 15 à 35 m, n'enregistrent pratiquement pas, étant donné leur composition initiale, la zonéographie métamorphique des anciens niveaux pélitiques dans lesquels ils sont interstratifiés. Par contre, ils restent très souvent de bons marqueurs des structures hercyniennes à grande échelle. Ces gros bancs siliceux sont particulièrement bien représentés dans les micaschistes à andalousite de la région de Tournefort (1 km au SE de Rasiguères) et dans les faciès équivalents de la partie orientale du massif entre Caladroi et le Col de la Bataille. Notons enfin, que c'est le plus souvent ce type de formation qui préserve le mieux les charnières isoclinales des plis de transposition P_m contemporains de la foliation majeure hercynienne.

sv. Schistes verts. Ils forment une pile de terrains épaisse de 500 - 600 m avec un toit silurien (daté par Cavet, 1967) de schistes rouge-vert (moins de 100 m d'épaisseur). Viennent ensuite, directement sous les niveaux de porphyrites et de schistes à chloritoïde, 100 m de schistes gréseux gris-vert limités vers le bas par 30 m de quartzites massifs parfois conglomératiques qui représenteraient la base du Caradoc (sous le relais T.V. de Força-Réal). Enfin, la série de schistes verts se termine par les 300 premiers mètres de l'ancienne sédimentation

flyschöide qui caractérise les formations paradérivées du reste de l'unité supérieure de l'Agly. La transposition de ces formations est déjà fortement prononcée et seuls quelques niveaux gréseux présentent encore une stratification originelle dont l'écart angulaire avec le foliation majeure n'excède pas 20°.

mb. Micaschistes à biotite et/ou cordiérite. Assez faiblement représentés dans la partie septentrionale du massif, ils affleurent cependant sur environ 300 m d'épaisseur dans le vaste monoclin à pendage est que constitue le secteur de Força-Réal (partie orientale du massif). Hormis les schistes à chloritoïde, ce sont les premiers niveaux de la pile qui présentent des néogenèses métamorphiques hercyniennes visibles macroscopiquement:

- au sommet de la formation où les cordiérites sont absentes, les biotites en fines lattes sont disposées à cheval sur la foliation majeure;

- vers le bas, les biotites s'orientent dans la foliation majeure alors que dans certains niveaux apparaissent des cordiérites qui sont quant-à-elles, tardives par rapport à la déformation majeure.

ma. Micaschistes à andalousite. Affleurant sur environ 300 m d'épaisseur, ils présentent des blastes d'andalousite parfois centimétriques à développement tardif sur la foliation majeure. L'ensemble de la formation est armé de gros bancs de quartzites et présente dans sa partie médiane un à deux niveaux décimétriques très clairs (620,675 - 3051,750) qui, selon Fonteilles (1976, 1981b), pourraient correspondre à d'anciens dépôts de tufs volcaniques. Notons enfin que les micaschistes à andalousite correspondent à l'horizon supérieur d'affleurement des pegmatites périnanectiques.

***. Auréole du métamorphisme de contact par réhydratation à proximité de la granodiorite de St-Arnac - Lansac.** Ces faciès ont une extension limitée aux 200 premiers mètres au contact de l'éponte orientale de la granodiorite. Ils n'intéressent de manière significative que les séries situées au dessus de l'isograde d'apparition de la sillimanite et correspondent à une zone de forte réhydratation statique caractérisée par:

- la croissance de poeciloblastes de muscovite;
- l'altération en produits micacés des andalousites et des cordiérites;
- la pseudomorphose des biotites en chlorites.

Dans les schistes siluriens, l'auréole semble s'être développée en deux temps: tout d'abord lors d'un métamorphisme de contact s.s. à l'origine de petits porphyroblastes d'andalousite, puis lors d'une hydratation totale avec transformation des chiastolites de la première phase en produits micacés et chloriteux.

ms - msi Micaschistes et micaschistes injectés à sillimanite. La présence de sillimanite sous forme de fibrolite allongée dans la foliation majeure donne un aspect satiné gris-fer à ces faciès. La partie sommitale est injectée de pegmatites ovoïdes décimétriques comparables à celles observées dans les micaschistes à andalousite alors que dans les 250 premiers mètres de la base de la formation, s'ajoutent de fines injections quartzo-feldspathiques post-foliation majeure (F_m) mais anté-phase plicative P_{m+1} .

Accompagnant la sillimanite fibrolitique, on remarque fréquemment la blastèse de grands prismes de sillimanite et de lattes de biotites mimétiques des plans axiaux de plis P_{m+1} . Ceci témoignerait de conditions thermiques élevées ayant pu s'étaler sur deux étapes de déformation.

La présence fréquente de poeciloblastes de muscovite et de granules d'épidotes à proximité des filonnets quartzo-feldspathiques témoignerait de réhydratations statiques localisées postérieures au pic thermique de métamorphisme.

p. Pegmatites à muscovite, tourmaline. Elles se présentent en masses ovoïdes décimétriques injectées dans les séries basales de l'unité supérieure de l'Agly. Elles sont essentiellement composées de quartz, albite ou plagioclase An_{25} , microcline, muscovite, \pm tourmaline, \pm grenat riche en spessartine (8 à 13% de MnO en masse).

*Ces pegmatites ainsi que la chevelu artérielle à la base des micaschistes à sillimanite sont interprétables comme l'injection d'un fluide issu de la cristallisation partielle du matériel anatectique sous-jacent. En effet, le caractère majoritairement post-foliation majeure et anti-phase plicative P_{m+1} de ces injections, alors que la cristallisation du domaine anatectique est partiellement syn-foliation majeure, s'accorde mal avec l'hypothèse d'Autran *et al.* (1970) qui voit dans ces manifestations une percolation syn-foliation du magma anatectique s.s. des formations gneissiques sous-jacentes.*

Ap. Aplites à grenat. Elles n'affleurent que dans les micaschistes à sillimanite à proximité immédiate de la granodiorite de St-Arnac - Lansac. A la fois injectées à peu près en accordance dans les micaschistes et emballées à la périphérie du granite, elles correspondraient à une manifestation magmatique précurseur de la mise en place du granite. Elles montrent une association à quartz, plagioclase An_{25} , orthose ou microcline, grenat en grains sub-automorphes de 2 à 3 mm riche en MnO (10 à 15% en masse) et muscovite hétérogène.

A. Filons et imprégnations albitiques. Ces albitites sont presque exclusivement composées d'albite ou d'oligoclase avec de faibles teneurs en minéraux accessoires comme le quartz et l'association chlorites - micas blancs. Bien que n'affectant jamais les formations mésozoïques, l'albitisation est difficilement rapprochable des derniers événements magmatiques hercyniens du massif, puisque les filons d'albite empruntent un réseau fissural N 110 recoupant lui-même la granodiorite de St-Arnac - Lansac et qu'ils ne sont jamais retrouvés remaniés dans les formations mésozoïques alors que ces dernières en particulier au Lias inférieur remanient du Siluro-Dévonien.

Le processus métasomatique sodique se traduisant par l'albitisation des feldspaths potassiques, la chloritisation des micas, la dissolution du quartz, puis la disparition des chlorites pourrait correspondre, comme en d'autres endroits (Maruejols, 1989), à des percolations per descensum de fluides. Dans le cas du massif de l'Agly, la charge en sodium du fluide percolant peut être acquise dans les formations salifères de la couverture triasique. Dès lors, le cantonnement des albitites aux formations hercyniennes ne constitue plus un critère de datation; on pourrait ainsi envisager un âge crétacé de ces albitites qui se développeraient préférentiellement dans un réseau de fracturation antérieur réactivé, par exemple, lors des coulissements senestres N110 albo-cénomaniens.

dt. Diorites foliées type diorite de Tournefort. Elles affleurent en deux secteurs:

- dans la partie centrale du massif, intercalées à la limite de l'unité supérieure de l'Agly et de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (diorite de Tournefort);

- dans la partie occidentale du massif, emballées à la base de la granodiorite de St-Arnac - Lansac (diorite de Taïchac).

Ces roches d'affinité calco-alkaline, à plagioclase zoné (An_{45-25}), hornblende verte, biotite, \pm orthose, \pm quartz, correspondent à une étape hercynienne précoce d'injections. Elles sont foliées et entièrement rétro-morphosées par le métamorphisme hercynien dans le faciès des amphibolites. Nous verrons que ces corps dioritiques ont leur équivalent moins différencié en profondeur et que l'étape d'injection précoce dont elles témoignent peut être à l'origine du flux thermique développant l'anatexie hercynienne.

Gal. Granodiorite de St-Arnac - Lansac. Cette granodiorite de couleur gris-bleuté et à patine blanche, occupe toute la partie septentrionale de l'unité supérieure de l'Agly. Principalement à texture grenue **hétérogranulaire**, cette granodiorite présente, en particulier aux environs de St-Arnac, des variétés porphyroïdes où les cristaux d'orthose atteignent alors 2 à 3 cm. Ce granite d'affinité calco-alkaline, comme tous les granites supérieurs des Pyrénées, est assez pauvre en enclaves basiques ou ultrabasiques, ces dernières, entièrement rétro-morphosées donnant les cortlandites de la région de Taïchac.

L'holotype du granite comporte du quartz, des plagioclases An_{40} parfois assez fortement zonés (albitisation en périphérie), de l'orthose perthitique et des biotites. La muscovite n'est observée que sous forme d'altérations des feldspaths.

L'intrusion granitique comporte un plancher accordant à la base de l'unité supérieure (secteur de Taïchac - St-Martin) et une éponte qui rebrousse fortement les séries micaschisteuses et schisteuses dans la partie apicale du granite (secteur de Lansac - La Borde Neuve). La présence de septas de micaschistes affectés par la phase plicative P_{m+1} et emballés dans le granite, ainsi que la rotation de ces axes de plis aux abords de l'éponte orientale du granite, font de l'intrusion une phase magmatique hercynienne tardive, post- P_{m+1} . Bien que cette granodiorite de St-Arnac - Lansac n'ait jamais été radiométriquement datée, on peut raisonnablement estimer par référence à l'âge moyen des granites supérieurs de Pyrénées qu'il se développe au Wesphalien supérieur - Stéphanien (280 Ma).

Les faciès de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta

m. Marbres. Il en existe deux niveaux principaux d'épaisseur métrique à décimétrique:

- le premier, au sommet de l'unité, représente la base du Cambrien et la limite supérieure de l'anatexie;
- le second, à la base de l'unité, affleure particulièrement bien au lieu dit "Les moulins de Belesta".

A l'affleurement, tous ces marbres sont caractérisés par le même mélange de matériaux typiquement carbonatés et de niveaux enrichis en fractions détritiques donnant des gneiss à silicates calciques. Ces derniers, lorsqu'ils sont inclus dans les marbres, développent des convolutes boudinées, conséquences du fluage aisé des carbonates lors de la déformation hercynienne à haute température.

Quel que soit le niveau étudié, la minéralogie reste la même et dépend essentiellement du caractère plus ou moins dolomitique de la formation initiale. Les niveaux peu magnésiens renferment du clinopyroxène (diopside₆₀ - hedenbergite₄₀), des scapolites (meionite₇₅₋₈₅), des plagioclases (An₄₀₋₈₀), des hornblendes. La cristallisation rétrograde de grossulaire et d'associations [zoïsite - quartz] est fréquente. Dans les niveaux les plus magnésiens, la minéralogie est du type: diopside, forstérite, spinelle, clinohumite, ± phlogopite avec développement rétrograde de serpentines, cummingtonite, ± trémolite.

gs. Gneiss à silicates calciques et gneiss plagioclasiques. Les gneiss à silicates calciques se présentent, soit en association intime avec les marbres, soit en bancs individualisés comme au Pic Aubeill dans la partie orientale du massif. Dans ce dernier cas, ils forment des roches massives finement grenues de couleur vert-sombre et à patine ocre. Hormis la présence dominante de l'association [quartz - plagioclase], la minéralogie observée reste tout à fait comparable à celle des marbres peu magnésiens.

Sous la dénomination gneiss plagioclasiques, sont regroupés à la fois les faciès de gneiss grauwackeux à quartz, biotite et "perles" de plagioclase, mais aussi les quartzites plus ou moins calciques en bancs métriques de roches grises finement grenues à quartz, plagioclases, ± actinote et individualisées préférentiellement dans les séries de gneiss anatectiques de la région de Belesta - Cuxous.

dt. Corps dioritiques type diorite de Tournefort - Taïchac. Ces faciès ne sont observés qu'au sommet de l'unité, au sein des gneiss perlés de la partie centrale du massif, ou encore intercalés dans les gneiss de la Rivérole sur la terminaison occidentale du massif. Ces diorites sont en tous points comparables, tant au niveau de la minéralogie qu'au niveau de leur interprétation, à celles de la partie basale de l'unité supérieure de l'Agly.

gp. Gneiss perlés. Il s'agit de faciès gneissiques paradérivés à quartz, microcline, biotite, ± plagioclase (An₂₅), ± sillimanite, occupant les 200 à 300 m supérieurs de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta, dans la partie centrale et orientale du massif. Le caractère perlé est acquis par développement magmatique (anatectique) de cristaux non coalescents de 2 à 5 mm de feldspath alcalin. Dans le détail, on discerne fréquemment de fines intercalations d'origine pélitique donnant des bandes décimétriques de micaschistes à sillimanite, microcline, ± grenat almandin riche en MnO (12% en masse). Ce même type de grenat est aussi présent dans les variétés alumineuses de gneiss perlés où il est souvent pseudomorphosé en chlorites. Notons enfin que certains bancs sont caractérisés par la présence de gros monocristaux ou d'agrégats centimétriques roulés de microcline d'origine détritique.

gr. Gneiss de la Rivérole. Ils représentent, sur une épaisseur de 600 à 800 m, l'équivalent latéral des gneiss perlés dans la partie occidentale du massif. Par leur composition globale d'affinité rhyolitique (Fontailles, 1976), ils donnent un faciès clair, massif, à grains fins où prédomine l'association: quartz, microcline, biotite, ± plagioclase. La muscovite, abondante, ne se présente que sous forme de poeciloblastes hystérogènes ou en fines lattes d'altération du feldspath potassique.

L'homogénéité générale de ce faciès permet de reconnaître des plis décimétriques syn-foliation majeure soulignés par les lits de biotites. Avec des axes majoritairement orientés N-S à NE-SW, c'est à dire dans la direction générale de transport syn-déformation majeure, ces plis peuvent s'interpréter comme des structures de type "a".

Gm. Granitoïde leucocrate à biotite - muscovite. Ce faciès affleure exclusivement au sein des séries des gneiss de la Rivérole, sous la forme d'une roche blanche saccharoïde peu déformée. Il constitue des sills parallèles à la foliation majeure dont l'épaisseur peut atteindre 100 m et l'extension latérale plusieurs km.

La minéralogie est caractérisée par de nombreuses mirmékites [albite - quartz], du microcline, de la biotite et de fines lattes de muscovite cocrystallisées qui se distinguent assez facilement des muscovites poeciloblastiques hystérogènes et de paillettes d'altération du feldspath potassique. Selon toute vraisemblance, ce granitoïde correspondrait à une anatexie totale in-situ de niveaux particulièrement fusibles dans les gneiss de la Rivérole.

L. Leucogranite à grenat - biotite. Ce sont de tout petits massifs circonscrits correspondant à une ségrégation et une individualisation complète en magma du liquide anatectique des séries gneissiques. Cette ségrégation totale est rare puisqu'on ne connaît à l'affleurement que 2 ou 3 massifs de ce type dont les plus caractéristiques sont situés dans les gneiss anatectiques, 1 km au SE de Latour de France. Les roches sont leucocrates, d'aspect saccharoïde à grains millimétriques de quartz, feldspath potassique, plagioclase An₂₅, almandin sub-automorphe, ± biotite.

P. Pegmatites à muscovite. Elles se présentent comme celles qui sont enchassées dans les micaschistes de l'unité supérieure, c'est à dire en masses ovoïdes décimétriques globalement tardi à post-foliation majeure. Elles peuvent s'interpréter comme des poches de cristallisation des liquides résiduels provenant de l'anatexie des séries gneissiques. Dans ces corps pegmatitiques, on observe fréquemment la cristallisation symplectitique de muscovite et de quartz, ainsi que la présence de petits cristaux d'almandin riche en spessartine (MnO: 8 - 12% en masse).

A. Albitites. Elles sont comparables à celles observées dans l'unité supérieure de l'Agly, on se référera donc aux descriptions et interprétations de ces dernières.

ga. Gneiss perlés anatectiques bancs par bancs. Ces faciès représentent l'évolution des gneiss perlés supérieurs par augmentation de la fraction anatectique. Le passage des gneiss perlés aux gneiss anatectiques est progressif avec coalescence de plus en plus importante des feldspaths alcalins, pour aboutir à une roche de type embréchite (artérite et épibolite) présentant une ségrégation en mélanosomes et en leucosomes quartzo-feldspathiques. Bien qu'allongés selon la foliation majeure, ces leucosomes à minéraux et textures faiblement orientés dénotent d'une cristallisation à peu près contemporaine de la déformation majeure.

Dans les leucosomes, on trouve l'association: quartz, orthose ou microcline, plagioclase An₂₀₋₃₀, ± biotite. La biotite ne dépasse que rarement 10% de la composition modale, les autres éléments, en proportions

variables, respectent cependant la règle: % quartz \geq % feldspath potassique \geq % plagioclase. Le plagioclase idiomorphe est souvent inclus, avec du quartz, dans de grands cristaux d'orthose. Ce caractère, associé à la désorientation et le gisement en "flaques" des biotites, constituent les témoins d'un passage par l'état fondu.

Les mélanosomes sont à 30-35% de quartz, 10-35% d'orthose, 10% de plagioclase An₂₅, 20-30% de biotite et parfois jusqu'à 10% de grenat (almandin₇₅₋₉₀ - pyrope₁₀₋₂₀ - spessartine₄₋₁₅). A ces minéraux s'ajoutent de la muscovite et des chlorites témoins de réhydratations des phases primaires.

Le caractère globalement accordant entre la foliation interne aux leucosomes, la foliation majeure des mélanosomes et les contacts leucosomes / mélanosomes plaide largement en faveur de l'hypothèse déjà évoquée par Fonteilles (1970) d'une fusion puis d'une cristallisation en place des niveaux de composition favorable, sans grands mouvements verticaux des liquides anatectiques.

gm. Gneiss migmatitiques. La composition chimique et la minéralogie générale de ces faciès restent identiques à celles des gneiss anatectiques. Par contre, l'augmentation de la fraction de leucosomes est à l'origine de faciès type anatexites - nébulites dans lesquels on retrouve par place des artérites comparables aux gneiss anatectiques et certains bancs métriques de faciès typiquement perlés. Ces séries sont caractérisées par une augmentation assez forte de la fraction de grenat dans les mélanosomes.

Fonteilles (1981b) a démontré que la plupart des mélanosomes de ces faciès nébulitiques n'avaient pas une composition chimique globale de nature restitue. Ainsi, l'interprétation possible de cette augmentation de la fraction de grenat est d'invoquer une série initiale riche en fines intercalations de shales; la fusion totale en place de ces dernières augmenterait localement le potentiel alumineux et ferro-magnésien du système anatectique solide-liquide au point de permettre une large cristallisation d'un grenat almandin₇₅₋₈₅ (dont la fraction en masse de MnO n'excède pas 5%).

k. Kinzigites. Elles correspondent à d'anciennes intercalations épaisses de shales, essentiellement cantonnées aux séries de gneiss migmatitiques. Cette localisation préférentielle des kinzigites à la partie basse de l'unité complète l'hypothèse précédemment évoquée à propos de l'augmentation de la fraction de grenat liée à l'augmentation des interlits de shales dans les sédiments grauwackeux originels.

Dans ces kinzigites, la mobilisation partielle assez forte du magma anatectique est à l'origine de leucosomes individualisés en lentilles épaisses à quartz, orthose, plagioclase An₃₀. Dans les mélanosomes, on trouve l'assemblage: grenat, cordiérite, biotite, orthose, plagioclase An₃₀, quartz, \pm chlorites et parfois un spinelle vert de type hercynite riche en gahnite. Bien évidemment, cet assemblage ne constitue pas la paragenèse métamorphique primaire qu'une étude texturale de détail permet de définir comme l'association: grenat (almandin₇₅₋₉₀ - pyrope₁₀₋₂₅ - spessartine_{2-3,5}), cordiérite (XMg = MgO/MgO+FeO en proportions molaires = 0,65), orthose, plagioclase An₃₀, \pm biotite. La sillimanite et la plupart des biotites (XMg=0,50, Al₂O₃ en masse =18,5%, TiO₂ en masse = 3-5%) proviennent de réhydratations rétrogrades de l'association cordiérite - orthose et sporadiquement de la périphérie des grenats.

Selon Fonteilles (1981b), la chimie globale des mélanosomes conserve un XMg comparable à celui de shales ce qui exclurait l'hypothèse d'une nature restitue de tels niveaux. Le développement du liquide anatectique

serait, au moins en partie, le fait d'une fusion de niveaux à composition chimique propice, sans extraction prononcée à partir de "resisters" d'un liquide granitophile. Dans le cas des shales, les fines intercalations subissent une fusion totale alors que sur les niveaux épais, la fusion totale des bordures préserve les caractères géochimiques du coeur puisque le processus cesse dès que le fluide environnant est suffisamment chargé en Al_2O_3 , FeO , MgO pour être à l'équilibre avec la partie solide.

Gac. Granodiorite porphyroïde type granite de Cassagnes. Essentiellement localisée dans le domaine des gneiss migmatitiques, cette granodiorite est injectée en sills accordants, d'épaisseur inférieure à 50 m et dont l'extension latérale, parfois de plusieurs km, représente un bon repère structural. Il s'agit de roches grenues porphyroïdes où les grands cristaux d'orthose (2-4 cm) présentent des inclusions concentriques de plagioclases idiomorphes et de biotites témoins d'un accolement épitaxial lors de la croissance du feldspath potassique.

Le quartz et la biotite peuvent représenter jusqu'à 60% de la composition modale. Ils accompagnent de grandes orthoses perthitiques, du plagioclase en cristaux millimétriques (An_{30-35}) fréquemment antiperthitique en tâches et parfois des grenats (almandin₇₀).

Globalement, la répartition planaire des porphyrocristaux d'orthose, parallèle à la foliation de l'encaissant ainsi que le sens de mise en place des sills, compatible avec la direction de transport syn-foliation majeure, font de cette granodiorite une intrusion hercynienne synchrone de la structuration métamorphique principale du massif.

cb. Corps basiques à ortho - clinopyroxènes. Ils ne sont présents à l'affleurement qu'à la base de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta, sous forme de petites masses ovoïdes décimétriques à proximité des sills de granodiorite de Cassagnes, mais sans pour autant constituer des enclaves dans ce dernier. Les roches sont massives, finement grenues; la cassure fraîche présente une teinte vert - noir alors que la patine est le plus souvent brune à ocre.

Fortement réorientées par la foliation majeure hercynienne, ces roches possèdent une texture granoblastique à orthopyroxène (enstatite₅₀), clinopyroxène (diopside₅₅₋₆₅ - hedenbergite₃₅₋₄₅), plagioclase (An_{40-45}). On remarque aussi, le développement rétrograde de symplectites [biotite - quartz] aux dépens de l'orthopyroxène (biotite: $X_{Mg}=0,55$, Al_2O_3 et TiO_2 en masse: respectivement 13,5% et 6%), et plus rarement la cristallisation de cummingtonite aux dépens de l'orthopyroxène ou encore l'association [trémolite - épidote] aux dépens du clinopyroxène.

L'affinité calco-alkaline de ces roches (Fontelles, 1981a) associée à un caractère intrusif anté-déformation majeure, feraient de ces roches l'équivalent à plus grande profondeur et avec un indice de différenciation magmatique moindre des diorites type "Tournefort" de la base de l'unité supérieure de l'Agly.

Les faciès de l'unité de Feilluns - Caramany

k. Kinzigites. A la différence de celles observées dans l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta, les kinzigites ne forment plus ici d'épais niveaux sub-continus, mais le plus souvent des lentilles métriques dont l'extension latérale ne dépasse que rarement 50 m. Par contre, ces lentilles sont fréquentes et assez uniformément réparties

dans l'ensemble des formations paradérivées de l'unité. La minéralogie générale est tout à fait comparable à celle des kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Elle présente néanmoins une tendance plus magnésienne avec, pour les phases concernées: un grenat almandin₇₅₋₈₀ - pyrope₂₀₋₂₅, la cordiérite à XMg = 0,75, la biotite à XMg = 0,65 et à 16,5% de Al₂O₃ et 3,5-4% de TiO₂ (% en masse).

Les interprétations générales concernant les notions de paragenèses métamorphiques et le comportement du matériau initial vis-à-vis de l'anatexie, restent similaires à celles développées à propos de kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

m. gs. Marbres, gneiss à silicates calciques et gneiss plagioclasiques. Ces trois types de faciès sont parfaitement comparables, tant dans l'aspect macroscopique que dans la minéralogie métamorphique, aux roches équivalentes de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Ils sont ici particulièrement bien représentés, au point d'être les constituants principaux des affleurements du plateau de Trilla et du plateau de Feilluns. Certaines zones très localisées au contact de la granodiorite charnockitique, présentent des "skarns" à andradite, scapolites en fibres rayonnées centimétriques (méfonite₄₅), hastingsite. Notons que même dans ce dernier type de faciès, l'association wollastonite - anorthite n'est jamais observée.

Gg. Granito-gneiss type gneiss du Pont de Trilla. Ce sont des roches homogènes, massives et fortement orientées dont l'épaisseur peut atteindre 300m au Plat de Gallandos (NE de Feilluns) à la partie sommitale de l'unité. Ce granito-gneiss a été soumis à une intense mylonitisation haute-température car il jalonne sur plus de 50% de son tracé, la faille ultramylonitique d'Ansignan - Caramany qui sépare l'unité de Feilluns - Caramany de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Ceci se traduit par le développement de "plattenquartz", de textures en "flasers" et d'étirement des grenats qui, d'une forme globuleuse de 2-3 cm de diamètre, se transforment en flammèches de 20-30 cm de long.

La composition modale moyenne est de type 40% de quartz, 20% d'orthose perthitique, 5 à 10% de plagioclase (An₃₀), 10% de grenat (almandin₇₅), 10% de biotite (XMg = 0,60, Al₂O₃, TiO₂ respectivement 18% et 4% en masse). Dans les zones peu déformées, l'inclusion de plagioclases idiomorphes dans l'orthose et la présence de mirmékites albite-quartz en rosaces, constituent des arguments d'un passage par l'état fondu de ce granito-gneiss.

Il correspondrait à un épais niveau fusible (grauwacke acide selon Fonteilles, 1976) cristallisé in-situ au cours de la déformation majeure hercynienne puis localement repris par une déformation mylonitique haute-température. La présence d'andalousite rose prismatique est fréquente dans ces faciès alors que le silicate d'alumine typomorphe est la sillimanite. Selon Fonteilles (1970) et Autran et al. (1970), l'andalousite se formerait lors de la cristallisation des magmas anatectiques car dans un "bain silicaté", la vitesse de germination de l'andalousite est nettement supérieure à celle de la sillimanite (volume molaire de l'andalousite supérieur à celui de la sillimanite).

gc. Gneiss anatectiques alumineux type gneiss de Caramany. Il s'agit de formations anatectiques bancs par bancs (artérites) ou typiquement nébulitiques à mélanosomes très riches en grenat, biotite, ± cordiérite et à leucosomes contenant: quartz, orthose, plagioclase (An₂₀), ± grenat, ± biotite. Dans les mélanosomes, la

fraction de grenats est encore plus élevée que celle observée dans les gneiss migmatitiques de la partie inférieure de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

Rappelons que la présence diffuse mais généralisée de nombreuses lentilles d'affinité kinzigitique supporte l'hypothèse d'une présence de nombreuses intercalations de shales alumineux dans les sédiments grauwackeux à l'origine des gneiss de Caramany.

La composition modale moyenne des mélanosomes est du type: 25% de quartz, 20% d'orthose, 5% de plagioclase (An_{30}), 25% de grenat (almandin₆₀₋₈₀), 20% de biotite ($XMg = 0,70$, $Al_2O_3 = 14\%$ et $TiO_2 = 4,5-6,5\%$ en masses), 0-5% de sillimanite - cordiérite ($XMg = 0,75$). Les rares cristaux de cordiérite sont, dans la plupart des cas, issus de la rétro-morphose partielle de l'association primaire grenat - feldspath potassique. Notons enfin, que malgré des compositions chimiques globales propice au développement de l'orthopyroxène, ce dernier n'a jamais été observé, même à l'état de reliques, dans ces gneiss paradérivés.

P. Pegmatites à biotite. Elles affleurent le plus souvent associées aux marbres et gneiss à silicates calciques. Etant donné leur position et leurs relations avec les intrusions hercyniennes, il semble que l'on puisse les interpréter comme issues des fluides résiduels après la cristallisation des granodiorites à orthopyroxène. La diminution locale de pression d'eau aux abords d'un environnement carbonaté serait à l'origine de la cristallisation de ces fluides et expliquerait la concentration des pegmatites à quartz, orthose, plagioclase (An_{30}), biotite dans les formations de marbres et gneiss à silicates calciques.

L. Leucogranite à grenat de bordure des charnockites. Les meilleurs affleurements de ce granitoïde à gros grenats en éponges sont situés au toit de la masse granodioritique principale d'Ansignan, en particulier au lieu dit "Les Albas". Ils se présentent en bandes d'épaisseur métrique à décimétrique alternant avec la granodiorite sombre.

Ces faciès sont à quartz, orthose perthitique, plagioclase (An_{30}), grenat dominants; les reliques d'orthopyroxène sont à l'origine du développement des grenats. La quantité de grenat est inversement proportionnelle à celle d'orthopyroxène et augmente du coeur vers la périphérie de la masse granitique ce qui témoigne d'une rétro-morphose partielle du pyroxène au contact de l'encaissant gneissique.

Par endroits, on observe la présence de setpa alumineux à grenat, cordiérite, spinelle, \pm sillimanite qui confirment l'origine composite de ces faciès de bordure issus d'un mélange du magma charnockitique lui-même et d'une fusion partielle localisée de l'encaissant actuel.

Mm. Migmatites de bordure des charnockites. Ces faciès ont en fait la même signification et la même minéralogie que les leucogranites à grenat de bordure des charnockites. Ils ont seulement été distingués lorsque l'aspect nébulitique et les proportions à peu près équivalentes du mélange entre granodiorite et leucogranite ne permettaient plus de cartographier distinctement les deux composants.

ch. Granodiorite porphyroïde à orthopyroxène: charnockites. Cette granodiorite hercynienne datée de 314 Ma par la méthode U-Pb sur zircons et monazites (Respaut et Lancelot, 1983), est représentée par

d'importantes injections accordantes dans les séries paradérivées. Lorsqu'elle n'est pas altérée, la charnockite se présente principalement sous une texture porphyroïde sombre à mégacristaux pluri-centimétriques d'orthose.

La granodiorite porphyroïde possède la minéralogie suivante: 25% de quartz, 15-20% d'orthose perthitique dont le caractère magmatique est confirmé par l'inclusion de plagioclases sub-automorphes et les accolements épitaxiques de biotites, 30-35% de plagioclase An₄₀, 5 à 25% d'orthopyroxène vert-bronze de type enstatite₅₅ riche en Al₂O₃ (4,8 % en masse), des biotites (XMg = 0,65) parfois en symplectites avec le quartz et dans ce cas, rétromorphes de l'association orthopyroxène - orthose, enfin 0-10% de grenats almandin₇₀₋₈₀ provenant, comme dans les faciès de bordures, de la rétromorphose du pyroxène.

L'orientation planaire des cristaux d'orthose reste parallèle à la foliation majeure de l'encaissant. Dans la masse principale d'Ansignan, épaisse lame à faible pendage vers l'ouest, le sens de mise en place du granite vers le Sud est compatible avec la structuration additive principale à déplacements des compartiments supérieurs vers le SSW des séries encaissantes. La mise en place des charnockites acides serait donc partiellement syn-déformation majeure.

On notera cependant que ces massifs granodioritiques poursuivent leur mise en place postérieurement à ce flux majeur, puisqu'ils sont capables de développer des structures en bulles plus ou moins extravasées qui percent l'encaissant. Ce dernier est alors pincé en plis d'axes horizontaux N-S entre deux masses granitiques comme par exemple sur le plateau de Trilla.

On notera, par endroits, la présence en enclaves de faciès dioritiques non porphyroïdes à orthopyroxène, à plagioclase souvent cumulatif. Bien qu'ayant une composition intermédiaire entre la granodiorite et les nombreux corps noritiques emballés, ils ne peuvent pas s'interpréter comme les éléments d'une évolution magmatique continue puisque l'hypothèse cogénétique entre corps basiques et granites doit être abandonnée à cause de l'origine crustale des granites. Leur individualisation par fractionnement en début de cristallisation du magma charnockitique constitue une meilleure hypothèse, d'autant qu'elle rend compte de leur faible représentation en volume par rapport aux granodiorites porphyroïdes.

cb. Corps basiques à ortho-clinopyroxènes. Dans l'unité de Feilluns - Caramany, 90% de ces faciès sont emballés dans les charnockites acides. Lorsqu'ils affleurent enchassés en bancs épais dans les séries gneissiques paradérivées (par exemple immédiatement à l'Est de Caramany), les contacts sont mylonitiques et présentent des figures d'écrasements ainsi que de fortes fusions partielles localisées sous la forme de lentilles leucocrates à quartz, orthose, plagioclase, grenat, ± biotite, ± orthopyroxène. L'ensemble de ces observations témoigne du caractère intrusif des corps basiques plutôt que de leur interstratification dans les séries gneissiques.

Les corps basiques constituent des roches sombres à patine ocre dont la texture de type granoblastique est fortement orientée par la foliation majeure hercynienne. Ce remodelage textural efface pratiquement toutes traces du caractère igné initial qui n'est alors retrouvé que par places dans des textures de mésocumulat.

D'affinité calco-alkaline, ces roches contiennent jusqu'à 50% de plagioclase An₅₀₋₇₀. Leur tendance plus magnésienne par rapport à leurs équivalents de la base de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belestas se manifeste dans les 15 à 20% d'orthopyroxène de type enstatite₆₅ et dans les 5 à 15% de clinopyroxène (diopside₈₀ - hedenbergite₂₀). Le reste de la minéralogie est presque exclusivement représenté par de la biotite (XMg = 0,65)

rétrograde de l'orthopyroxène. La cummingtonite développée aux dépens de l'orthopyroxène ou encore l'association trémolite - épidote issue du clinopyroxène sont des observations peu fréquentes.

L'importance en volume des éléments emballés dans les charnockites, ainsi que l'origine crustale des magmas acides (Vitrac-Michard, 1975; Fourcade, 1981) feraient jouer aux faciès basiques un rôle important de vecteur thermique, initiateur de l'anatexie générale hercynienne

Données générales sur le métamorphisme hercynien

Cette présentation succincte se décomposera en deux sujets d'intérêt:

- tout d'abord la chronologie relative des différents événements métamorphiques et magmatiques hercyniens;

- puis la détermination des conditions physiques du métamorphisme et leurs conséquences sur la reconstitution de la pile métamorphique hercynienne.

La chronologie des différents événements hercyniens.

Mise en place d'un référentiel

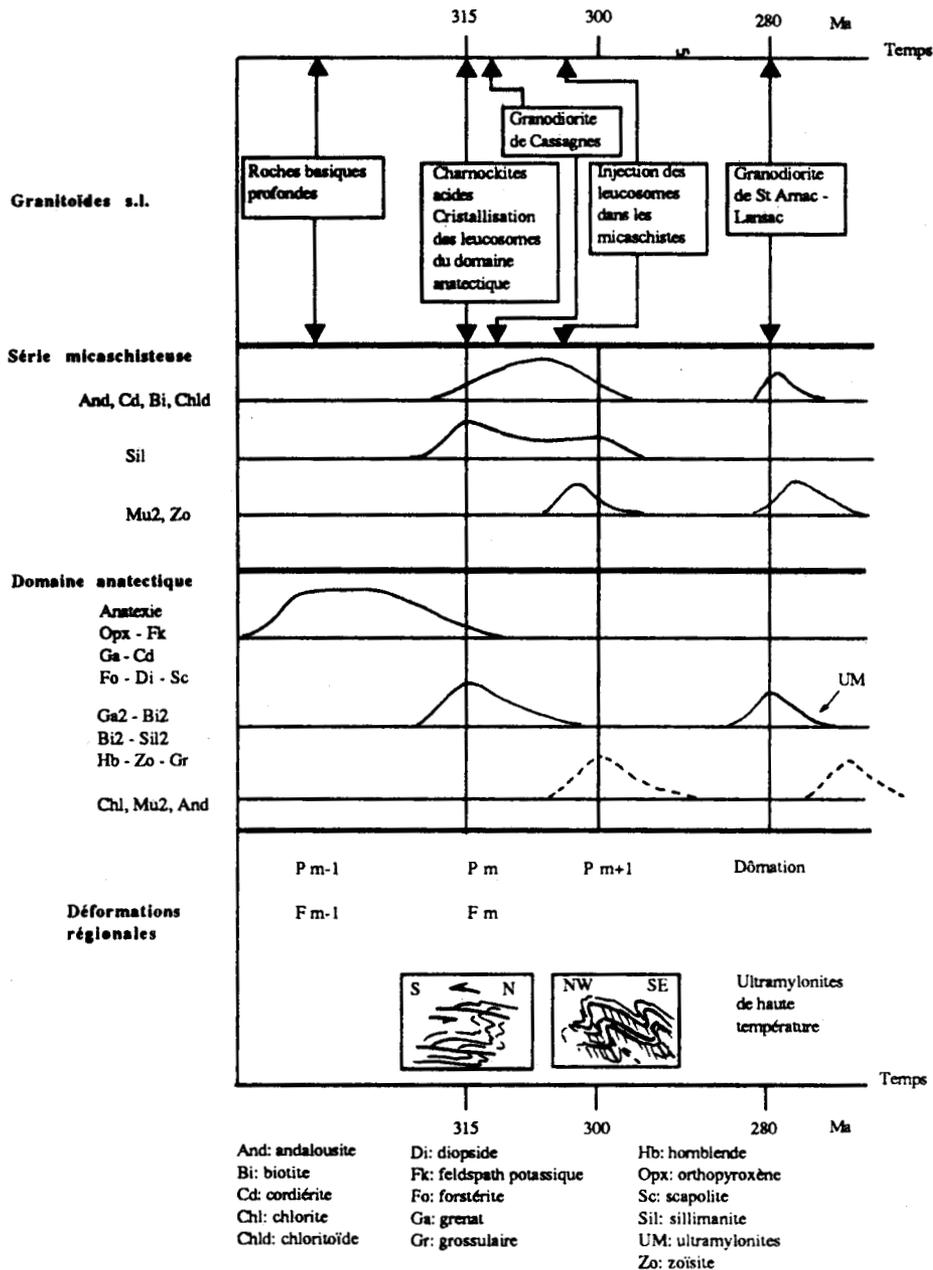
Dans le cas du massif de l'Agly, la foliation majeure des roches, bien qu'elle suggère une augmentation de la déformation du haut vers le bas de la pile métamorphique, possède une attitude et des critères cinématiques de formation qui sont homogènes ou qui varient de façon progressive et continue sur tout le massif. On peut donc raisonnablement la considérer comme homogène et contemporaine dans tout le secteur d'étude ce qui lui donne le rôle de repère principal dans la mise en place d'un référentiel chronologique. Cette foliation correspond à une structuration additive par déplacement des compartiments supérieurs vers le Sud ou le SE. Elle est synchrone de la cristallisation des leucosomes du domaine anatectique et de la mise en place des charnockites acides, ce qui lui donne un âge d'environ 315 Ma (fig.2).

Ainsi, les roches basiques emballées dans la charnockite, celles de la base de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta ou encore les diorites situées à la limite entre cette dernière unité et l'unité supérieure de l'Agly, sont toutes affectées par la foliation majeure et marquent une étape anté-Wesphalien d'injection précoce (fig.2).

La mise en place de sills accordants de granodiorite de Cassagnes dans les migmatites de la Boucle de l'Agly - Belesta s'effectue globalement au cours de l'étape d'injection des granites profonds correspondant à la structuration majeure. Sur la figure 2, cette granodiorite est chronologiquement placée juste après le début de mise en place des charnockites, afin de tenir compte de la filiation des deux magmas et du positionnement à un niveau structural supérieur des sills de granite de Cassagnes.

L'injection des leucosomes dans les micaschistes de l'unité supérieure, mais aussi l'individualisation de corps pegmatitiques dans le domaine anatectique correspondent à la fin de cristallisation des magmas granitiques profonds. Dans tous les cas, ces injections sont post-foliation majeure, mais sont affectées par la phase plicative P_{m+1} (fig.2).

La phase pliquative P_{m+1} est bien connue dans toutes les Pyrénées. Elle développe, dans l'Agly comme ailleurs (Lamouroux, 1987) lorsque la foliation majeure a l'orientation générale N110 de la chaîne, des surfaces axiales redressées NW-SE à WNW-ESE et des axes à forts plongements vers le Nord. Un âge moyen de 300 Ma est donné à cette phase (fig. 2) qui n'affecte pas le Stéphanien et voit ses orientations déviées par la montée des granites supérieurs.



L'indice '2' des minéraux indique qu'il s'agit de phases rétrogrades post-paragènes primaires et ne préjuge pas de leurs relations chronologiques avec les étapes de déformations régionales

Fig. 2: Synthèse des relations chronologiques entre les grandes étapes d'intrusions, de métamorphisme et de déformation dans l'évolution hercynienne du massif de l'Agly.

Par référence à l'âge moyen des granites supérieurs de Pyrénées (Autran, 1980), celui de St-Arnac - Lansac devrait se placer autour de 280 Ma, à la limite Wesphalien - Stéphalien. Sa montée accompagne la structuration en demi-dôme du massif associée à l'extrusion des matériaux profonds ce qui entraîne le développement de zones ultramylonitique haute température et l'amincissement de la pile métamorphique (voir synthèse structurale).

Avec un référentiel tel que la foliation majeure, il est maintenant possible de caler l'évolution générale du métamorphisme par les relations blastèse - déformation.

L'âge des blastèses métamorphiques.

Dans l'ensemble du domaine anatectique, les blastèses primaires: [grenat - orthose] dans les gneiss paradérivés, [grenat - cordiérite] dans les kinzigites, [forstérite - diopside - scapolite] dans les marbres, se présentent toutes en textures granoblastiques réorientées et déformées par la foliation majeure. On peut leur associer la blastèse [orthopyroxène - orthose] des charnockites. L'ensemble accompagne le développement de l'anatexis elle-même synchronique de la montée anté-déformation majeure des roches basiques (fig. 2).

La cristallisation des néosomes et des granites profonds implique une exsudation de fluides et la rétro-morphose isotherme par réhydratation des paragenèses primaires. Les associations secondaires [grenat - biotite] rétro-morphes de l'orthopyroxène des charnockites, la biotite et la sillimanite secondaires dans les kinzigites, l'apparition de grossulaire et de zoïsite dans les marbres représentent des cristallisations par réhydratation syn-déformation majeure.

L'apparition assez générale d'associations [biotite - muscovite] et /ou d'andalousite dans les faciès alumineux reste toujours nettement postérieure à la foliation des roches. Il est vraisemblable qu'une partie de ces blastèses tardives soit sub-contemporaine des cristallisations de fluides anatectiques résiduels (leucosomes dans les micaschistes et pegmatites du domaine anatectique), mais on ne peut pas exclure un développement encore plus tardif puisque certaines ultramylonites haute-température sont partiellement jalonnées de muscovites post-cinématiques en paillettes de quelques microns.

Ces ultramylonites, lorsqu'elles affectent la charnockite, montrent la blastèse rétrograde syn-cinématique de grenat aux dépens du pyroxène puis d'associations [biotite - sillimanite - quartz] aux dépens de ce même grenat. Ceci suppose la mobilisation, sur de faibles épaisseurs de terrains, de fluides hydratés dans des zones à haute déformation (fig. 2).

Dans les formations de l'unité supérieure de l'Agly, les relations générales blastèse - déformation diffèrent. Dans un contexte de flux thermique du métamorphisme en grande partie induit par la montée de roches basiques profondes, le domaine anatectique joue le rôle de frein à la montée des isothermes. Les énergies sont partiellement stockées dans ce domaine par augmentation progressive de la phase magmatique. Il faut attendre la cristallisation de cette phase pour obtenir le pic thermique dans les séries de l'unité supérieure.

A la base de l'unité supérieure de l'Agly, la sillimanite typomorphe est sensiblement syn-déformation majeure mais ses conditions thermiques de blastèse s'étalent sur la phase plicative P_{m+1} . L'apparition de muscovite et d'épidotes au contact des injections de leucosomes anté- P_{m+1} est assez fréquente dans ces niveaux (fig. 2).

Dans le reste de la série, la croissance des minéraux typomorphes: andalousite, cordiérite, biotite, chloritoïde est tardive sur la foliation majeure, marquant ainsi le retard du pic thermique par rapport à celui du domaine anatectique.

Dans les schistes verts au contact du granite de St-Arnac - Lansac, le développement de chialstolites marqueurs de la montée du granite, précède la genèse d'une auréole de réhydratation (muscovite - zoïsite) marqueur quant à elle de la fin de cristallisation du pluton.

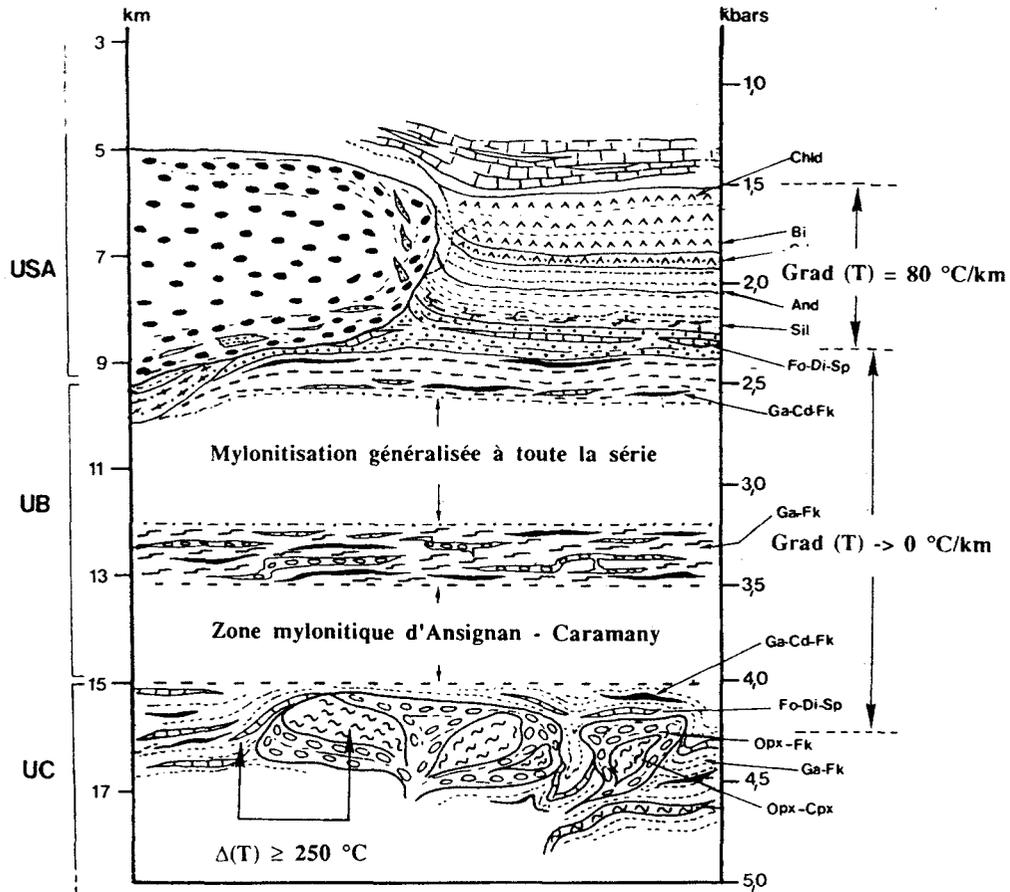
Les conditions physiques du métamorphisme: reconstitution de la pile hercynienne.

L'étude thermobarométrique des faciès du domaine anatectique et la recherche de discontinuités dans les séries du massif de l'Agly permettent de reconstituer la pile métamorphique (fig. 3).

Dans l'unité supérieure de l'Agly, où aucune trace d'amincissement post-métamorphe important n'est observée, La zonéographie prograde du haut vers le bas de la série: chloritoïde, biotite, cordiérite, andalousite, sillimanite, permet de définir un gradient thermique hercynien de 80 °C/km (fig. 3). Il correspond aux valeurs récemment invoquées par Mercier *et al.* (1988) sur des faciès équivalents dans les Pyrénées Centrales.

Dans l'ensemble du domaine anatectique, l'étude thermique des conditions de stabilité des paragenèses primaires montre, pour l'ensemble des faciès paradérivés, une étape prograde de métamorphisme développée en conditions anhydres (fraction de H_2O dans la phase fluide inférieure à 0,2) et à une température sensiblement constante sur toute la pile de l'ordre de 650 - 700°C. L'anatexie des niveaux fusibles intercalés dans ces séries nivele l'élévation thermique et mobilise H_2O , ce dernier phénomène stabilisant les paragenèses anhydres dans les "resisters". Le gradient thermique est alors proche de 0 °C/km. De la même manière, la rétro-morphose hydrique qui débute dès que la fraction de H_2O dans la phase fluide est supérieure à 0,2 - 0,3, s'effectue dans des conditions thermiques peu différentes de celles stabilisant les associations primaires, c'est à dire 550 - 650°C. Ces valeurs sont suffisamment basses pour que les magmas anatectiques cristallisent, libèrent leurs fluides et engendrent les phénomènes de réhydratation.

Les études barométriques fixent le sommet actuellement visible de l'unité de Feilluns - Caramany à $P = 4$ kbars, c'est à dire environ 15 km de profondeur et la base de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta à environ 13 km. Cette différence doit refléter, l'épaisseur des terrains éliminés par le fonctionnement de la zone ultramylonitique d'Ansignan - Caramany qui sépare les deux unités. Cet accident, nous le verrons, ferait remonter par extrusion les formations de l'unité de Feilluns - Caramany dans les migmatites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.



USA: Unité Supérieure de l'Agly; UB: Unité de la Boucle de l'Agly - Belesta;
 UC: Unité de Feilluns - Caramany.
 And: andalousite; Bi: biotite; Cd: cordiérite; Chld: chloritoïde; Cpx: clinopyroxène;
 Di: diopside; Fk: feldspath potassique; Fo: forstérite; Ga: grenat; Opx: orthopyroxène;
 Sil: sillimanite; Sp: spinelle.

Fig. 3: Empilement reconstitué des terrains métamorphiques et granitiques hercyniens du massif de l'Agly. Les associations minéralogiques notées sur la colonne sont la réponse au pic thermique du métamorphisme hercynien dans les niveaux considérés. On constate l'ampleur de la zone thermiquement tamponnée par l'anatexie (UB, UC) en opposition aux forts gradients caractéristiques du métamorphisme hercynien de Pyrénées dans l'unité supérieure de l'Agly (USA) non affectée par l'anatexie. L'unité la plus profonde de Feilluns - Caramany (UC) montre des différences thermiques importantes entre l'encaissant et les corps basiques injectés à l'origine de la fusion partielle. A partir des estimations barométriques dans les différents niveaux de la colonne, il est possible de quantifier l'amincissement post-métamorphe généré par la mylonitisation haute-température. L'épaisseur de terrains éliminés est laissée en blanc sur le schéma.

La base du granite supérieur de St-Amac - Lansac constitue le second marqueur barométrique de la pile. Avec une pression de cristallisation à moins de 2,5 kbars, la base de ces granites dans les Pyrénées est en moyenne située à 9 - 10 km de profondeur. Cette valeur est confirmée par le passage, 1 km au dessus, des faciès à andalousite aux faciès à sillimanite à $T = 550^{\circ}\text{C}$ (fig. 3). Etant donné que l'on observe au mieux, c'est-à-dire dans la partie orientale du massif, seulement 2 à 2,5 km de séries dans l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta, alors, la mylonitisation haute-température généralisée, diffuse et conforme à la faille d'Ansignan - Caramany sur cette partie du massif, élimine environ 2 km de séries (fig. 3).

En conclusion, l'exemple du massif de l'Agly comme témoin d'un métamorphisme hercynien de très fort gradient thermique, devient caduque puisque la notion de gradient dépend du niveau structural et que les séries anatectiques, là où elles sont les plus épaisses, ont subi un amincissement post-métamorphe d'environ 50% par rapport à leur épaisseur originelle.

Synthèse structurale

Les structures majeures du massif de l'Agly subissent une rotation à 90° entre la partie orientale et la partie occidentale séparées par la faille de Planèzes qui matérialise un décrochement senestre orienté NNE-SSW. L'analyse de la déformation majeure hercynienne à partir de coupes caractéristiques permet de choisir la première des deux interprétations possibles qui conduisent à cette forme générale en demi-dôme, c'est-à-dire:

- soit une déformation conique post-foliation majeure à l'origine d'un dôme au sens strict;
- soit à une déformation cylindrique différenciée de part et d'autre de la faille de Planèzes avec rotation autour d'un axe E-W horizontal de la partie occidentale du massif et basculement vers l'Est le long de la faille de Planèzes pour la partie orientale.

Comme le montrait l'étude générale des conditions du métamorphisme hercynien, le massif est affecté d'amincissements post-métamorphes importants. L'analyse des zones mylonitiques doit pouvoir donner des réponses quant à l'âge des ces amincissements

Analyse de coupes caractéristiques: définition géométrique d'une structure en demi-dôme.

L'unité de Feilluns - Caramany apparaît cartographiquement comme le secteur le plus complexe, du fait de l'importance en volume du cortège charnockitique. La carte et la coupe WNW - ESE de la figure 3 montrent que l'attitude générale de la foliation majeure des séries encaissantes reste inféodée à la géométrie des épontes charnockitiques. La masse charnockitique principale d'Ansignan qui s'étend de la vallée de Desix au Camp Del Roure (fig. 4), présente un faible pendage vers l'Ouest qui n'est pas le reflet de mouvements majeurs. En effet, le déplacement principal lors de la mise en place de la lame granitique est orienté vers le Sud. Les autres pointements charnockitiques, en petites masses circonscrites plus ou moins extravasées, sont la manifestation tardive d'orientations parasites sur la direction principale d'écoulement. Ceci conduit au percement, au modelage sur les épontes granitiques ou encore au pliage par écrasement de la foliation majeure des séries encaissantes (secteur du camp del Roure: fig. 4). En tenant compte, secteur par secteur, de la déformation tardive affectant la foliation de l'encaissant et en remettant cette dernière à plat, la structuration majeure hercynienne est caractérisée par une phase additive à déplacement des compartiments supérieurs vers le SSW ou le SW. Par contre, à l'Est de la faille de Planèzes (FP: fig. 4) où la foliation majeure conserve un faible pendage vers l'Est, les sens de transport invoqués sont cette fois orientés vers l'WNW.

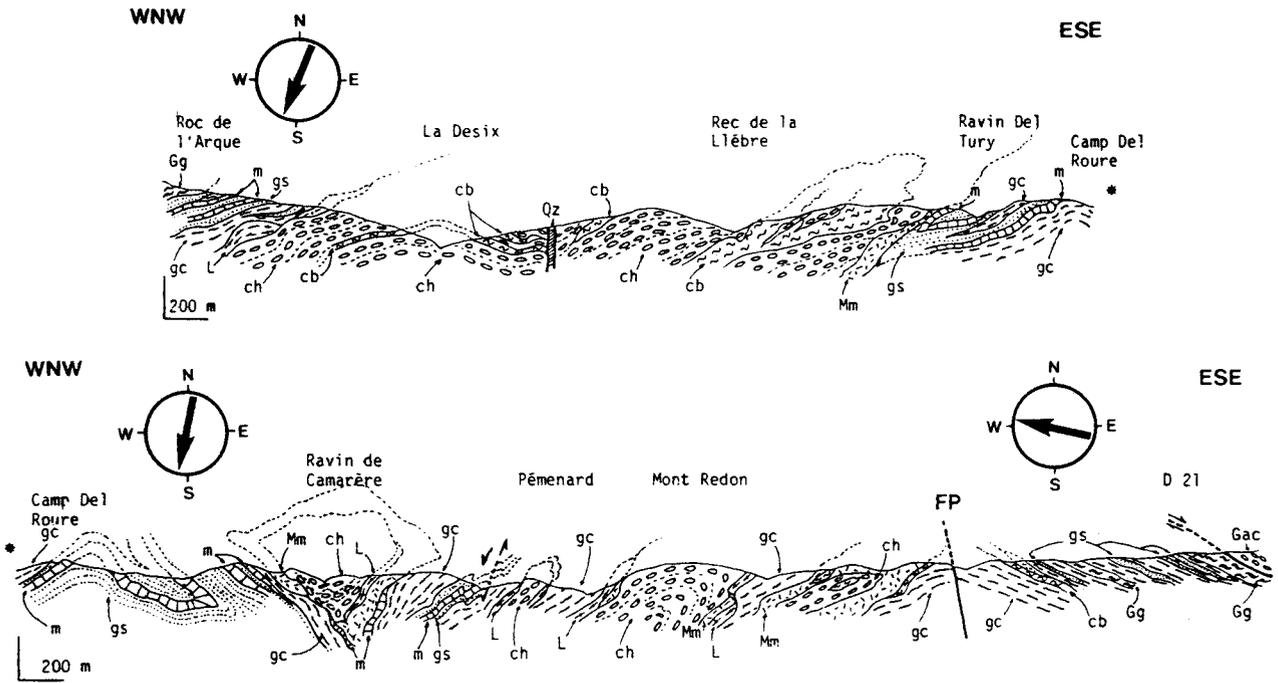


Fig. 4: Coupes à travers l'unité de Feilluns - Caramany.
 Les flèches dans les quadrans matérialisent le sens de déplacement des compartiments supérieurs lors du développement de la foliation majeure après remise à plat de cette dernière.
FP: faille de Planèzes.
 cb: corps basiques; ch: charnockites acides; Gac: granodiorite de Cassagnes; gc: gneiss de Caramany; Gg: granito-gneiss du Pont de Trilla; gs: gneiss à silicates calciques; L: leucogranites à grenat; m: marbres; Mm: migmatites des charnockites; Qz: filons de quartz.

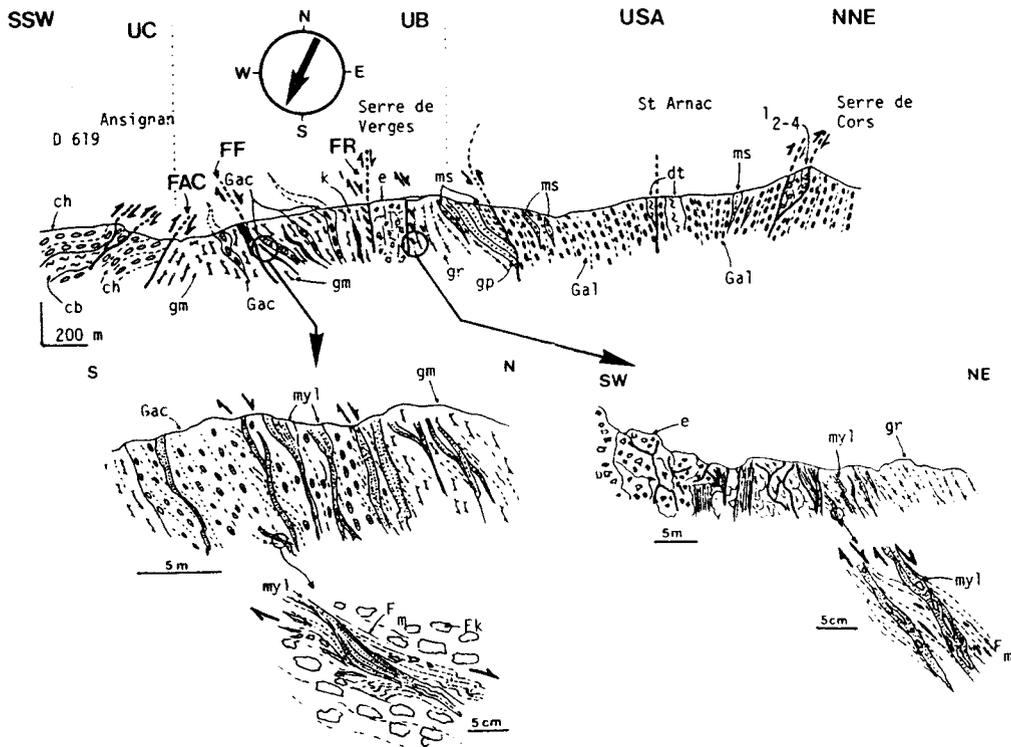


Fig. 5: Coupe méridienne dans la partie occidentale du massif de l'Agly.
 La flèche dans le quadrans matérialise le sens de déplacement des compartiments supérieurs lors du développement de la foliation majeure après remise à plat de cette dernière.
USA: unité supérieure de l'Agly; **UB**: unité de la Boucle de l'Agly - Belesta; **UC**: unité de Feilluns - Caramany.
FAC: faille d'Ansignan - Caramany; **FF**: faille de Fosse; **FR**: faille du Rentadou;
 cb: corps basiques; ch: charnockites acides; dt: diorite de Taïchac; e: brèche éocène d'Ansignan; **F_m**: foliation majeure; Gac: granodiorite de Cassagnes; Gal: granodiorite de St-Arnac - Lansac; gm: gneiss migmatitiques; gr: gneiss de la Rivérole; k: kinzigites; ms: micaschistes à sillimanite; myl: mylonites.

La rotation des linéations de transport entre la partie occidentale et la partie orientale du massif peut s'observer dans les séries anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta et dans l'unité supérieure de l'Agly. En partie du fait des faibles volumes de granites hercyniens individualisés, la foliation majeure des séries de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta conserve une attitude homogène à grande échelle. Dans la partie centrale et occidentale du massif (fig. 5), les séries à fort pendage vers le Nord sont tronquées par le rejeu post-vitrolien des failles N110 de Fosse et du Rentadou (respectivement FF et FR: fig. 5). Ces rejeux pincent la brèche d'Ansignan (Serre de Verges) et reprennent des mylonites de basse température qui caractérisent le fonctionnement initial des accidents. La limite méridionale de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta est assurée par la faille d'Ansignan - Caramany à pendage sud et comportement inverse (FAC: fig. 5), alors que la limite septentrionale se définit par le plancher accordant et redressé du granite supérieur de St-Arnac - Lansac. Dans cette partie du massif, la foliation majeure après remise à plat par rotation autour d'un axe N110, montre des linéations syn-déformation témoins d'un déplacement des compartiments supérieurs vers le SSW.

Dans la partie orientale du massif, les séries de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta et de l'unité supérieure de l'Agly sont plus complètes, sous forme d'un monoclin à pendage général vers l'Est. La faille d'Ansignan - Caramany (FAC: fig. 6) conforme à la foliation, se comporte cette fois comme une faille normale.

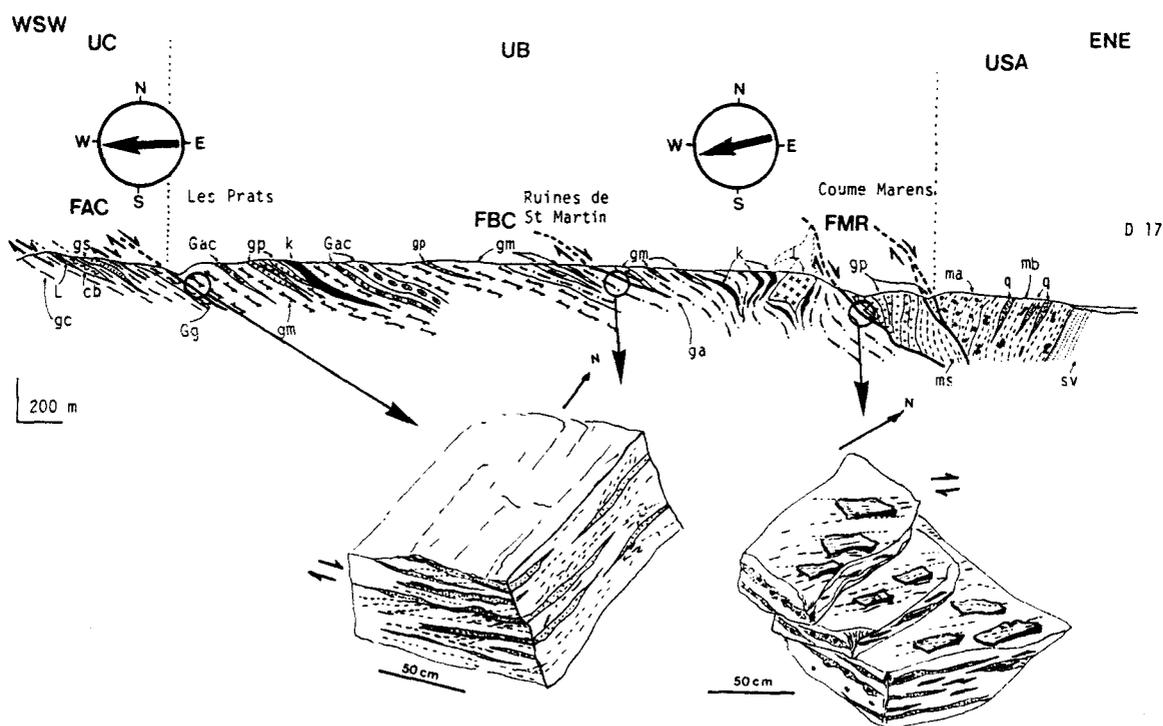


Fig. 6: Coupe dans la partie nord-est du massif de l'Agly.

Les flèches dans les quadrans matérialisent le sens de déplacement des compartiments supérieurs lors du développement de la foliation majeure après remise à plat de cette dernière.

USA: unité supérieure de l'Agly; UB: unité de la Boucle de l'Agly - Belesta; UC: unité de Feilluns - Caramany.

FAC: faille d'Ansignan - Caramany; FBC: failles du Bois de Cuxous; FMR: failles du Mont-Redon.

cb: corps basiques; ga: gneiss anatectiques; Gac: granodiorite de Cassagnes; gc: gneiss de Caramany; Gg: granito-gneiss du Pont de Trilla; gm: gneiss migmatitiques; gp: gneiss perlés; gs: gneiss à silicates calciques; k: kinzigites; L: leucogranites à grenat; ma: micaschistes à andalousite; mb: micaschistes à biotite; ms: micaschistes à sillimanite; q: quartzites; sv: schistes verts.

Il en est de même pour la mylonitisation haute-température qui parcourt les séries anatectiques et dont un exemple caractéristique est visible aux Ruines de St-Martin (faille du Bois de Cuxous, FBC: fig. 6). Au Sud de Latour de France, le passage du domaine anatectique aux séries micaschisteuses est souligné par un ensemble de failles mylonitiques basse-température: les failles du Mont - Redon (FMR: fig. 6). Avec un pendage moyen de 50° au NE, elles sont l'équivalent oriental de la faille du Rentadou (FR: fig. 5). Dans l'ensemble des formations de ce secteur, les linéations syn-déformation majeure sont orientées E-W à ENE-WSW. Il y a donc rotation de 70 à 90° par rapport au domaine occidental du massif. La même rotation peut être mise en évidence sur les axes de plis P_{m+1} qui affectent tout particulièrement les micaschistes de l'unité supérieure de l'Agly. Ainsi dans la partie occidentale du massif, lorsque les séries ne sont pas rebroussées par le granite de St-Arnac - Lansac, les axes P_{m+1} s'orientent N-S à NE-SW alors qu'ils sont E-W dans la partie orientale du massif.

En conclusion, une telle rotation de la linéation minérale syn- F_m et des axes P_{m+1} ne peut pas s'interpréter comme un simple basculement autour de la faille de Planèzes; il faut envisager le développement d'une déformation post- P_{m+1} à caractère conique pour rendre compte d'une telle rotation. Ainsi, la forme générale actuellement observable du massif de l'Agly serait partiellement acquise lors de la formation d'un dôme de type conique. L'étude des mylonitisations de l'ensemble du domaine anatectique permet de préciser l'âge de cette phase et celui des étapes d'amincissement post-métamorphes.

Age des mylonitisations et interprétation générale.

Sans entrer dans le détail des critères microtexturaux qui permettent de caractériser les mylonites par les conditions thermiques de la déformation, rappelons, on peut en distinguer deux types:

- les mylonites haute-température jalonnant la faille d'Ansignan - Caramany (FAC: fig. 5, 6) ou encore les cisaillements parallèles à la foliation majeure dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (FBC: fig. 6);
- les mylonites basse-température témoins de la déformation principale originelle des failles de Fosse et du Rentadou (FF, FR: fig. 5) ou encore des failles du Mont Redon (FMR: fig. 6).

L'interprétation des résultats de datation absolue dans les zones mylonitiques peut souvent être remise en question (Paquet et Delay, 1989). En effet, les mylonites sont fréquemment l'objet d'un recuit statique qui rééquilibre partiellement ou totalement les systèmes radiométriques. Comme on ne peut préjuger du laps de temps écoulé entre la déformation et le recuit, l'âge obtenu, caractéristique du recuit, n'a que peu de chance d'être significatif de la déformation elle-même. Dans le cas du massif de l'Agly, un modèle général d'évolution est proposé à partir des relations entre les zones mylonitiques et d'autres repères structuraux.

La mylonitisation haute-température: étape fini-hercynienne d'amincissement

Tout d'abord, elle s'organise dans un contexte général tout à fait comparable à celui qui conditionne les rétro-morphoses hydriques hercyniennes. Etant donné que le métamorphisme alpin n'affecte pratiquement pas le massif, le caractère haute-température de la déformation est un argument indirect qui incite à placer l'étape

concernée dans l'orogénèse hercynienne. Sur la figure 7 faisant la synthèse des sens de déplacements observés dans les mylonites, la faille d'Ansignan - Caramany, exemple caractéristique de mylonitisation haute-température, montre un tracé qui obéit à la forme générale en demi-dôme du massif. Sur le tracé N110 de l'accident (A, fig. 7), les plans mylonitiques, grâce aux étirements minéraux et aux sigmoïdes des bandes de nourrissage, montrent un comportement de faille inverse à déplacement du compartiment supérieur vers le NNW. Sur le tracé N-S de l'accident, ainsi que dans les cisaillements parallèles à la foliation majeure de l'Est du massif (B et C fig. 7), la mylonitisation haute-température souligne des failles normales à déplacement du compartiment supérieur vers l'ENE. En tenant compte du caractère inverse de la faille d'Ansignan - Caramany sur son tracé N110, les sens de déplacements sont cohérents entre les secteurs orientaux et occidentaux de massif. Ils correspondent à une remontée générale des séries de l'unité de Feilluns - Caramany dans celles de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Ce contexte d'extrusion serait apparemment contemporain de la structuration en dôme.

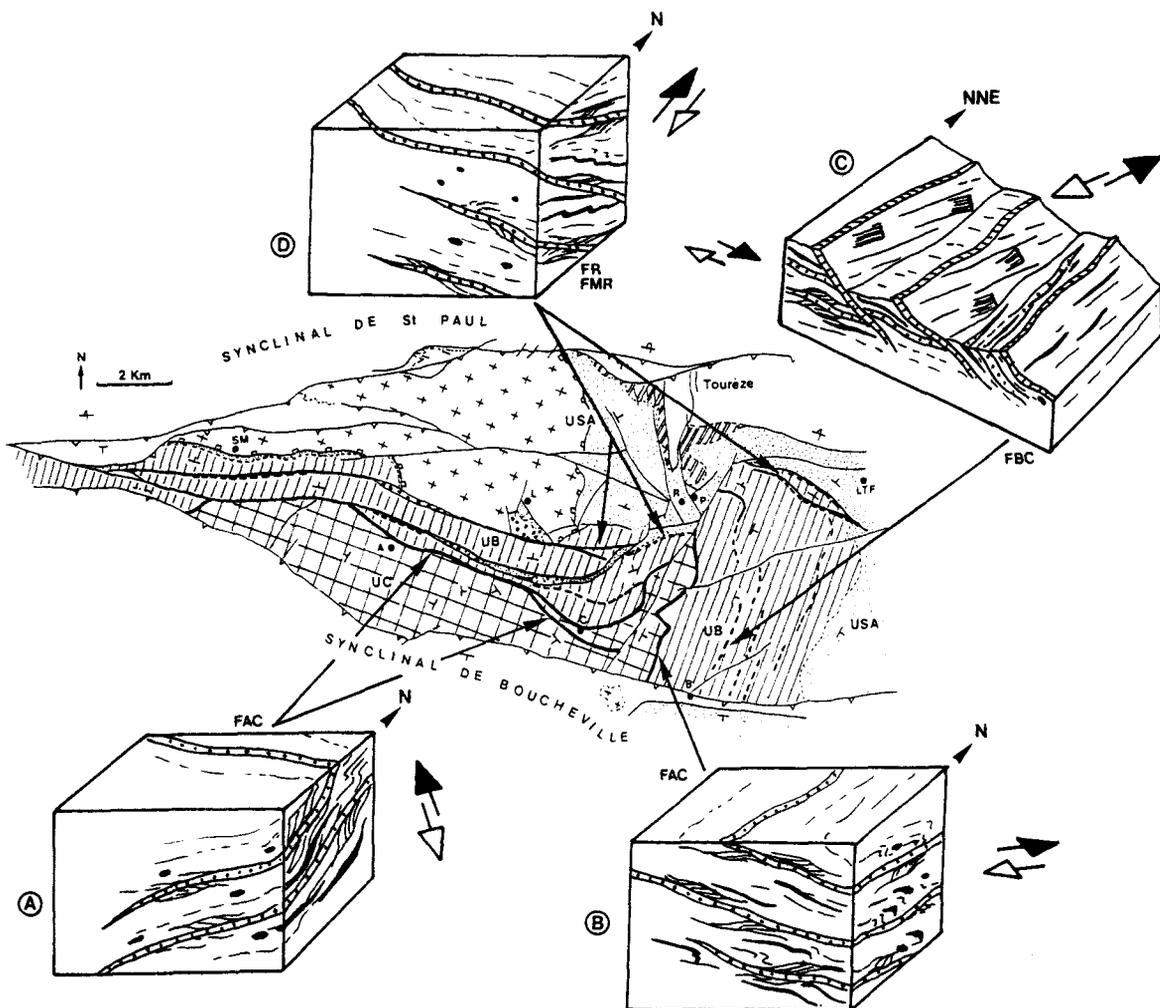


Fig. 7: Synthèse des sens de déplacement dans les mylonites du massif de l'Agly.
USA: unité supérieure de l'Agly; UB: unité de la Boucle de l'Agly - Belesta; UC: unité de Feilluns - Caramany.
A: Ansignan; B: Belesta; C: Caramany; LTF: Latour de France; P: Planèzes; R: Rasiguères; SM: St-Martin.
A: Mylonites haute-température de la faille d'Ansignan - Caramany (FAC) sur son tracé N110.
B: Mylonites haute-température de la faille d'Ansignan - Caramany (FAC) sur son tracé N020.
C: Mylonites haute-température parallèles à la foliation recoupées par des cisaillements fragiles et par des mylonites basse-température (FBC: failles du Bois de Cuxous).
D: Mylonites basse-température des failles du Mont-Redon (FMR) et du Rentadou (FR).

Dans la partie occidentale du massif, le granite de St-Arnac - Lansac vertical est situé à moins de 1 km au Nord de charnockites plates, c'est-à-dire dans leur attitude originelle (fig. 5). Par conséquent, la verticalisation des séries de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belestia et le caractère inverse de la faille d'Ansignan - Caramany dans ce secteur ne paraissent pas être la conséquence de basculements tardifs qui auraient dû intéresser l'ensemble du massif. Une hypothèse simplificatrice rendant compte de l'ensemble des observations, serait d'associer la structure en dôme et l'acquisition du caractère partiellement inverse des extrusions profondes en une même étape synchrone de la montée verticale du granite de St-Arnac - Lansac. Ce dernier serait lui-même à l'origine d'une verticalisation partielle des séries dans les secteurs où il se met en place. De ce fait, la structuration en dôme du massif de l'Agly serait d'âge stéphanien et le contrecoup en surface provoquerait l'ouverture des bassins de sédimentation stéphanopermiens.

La mylonitisation basse-température: étape alpine d'amincissement

Dans la partie orientale du massif (C fig. 7), les surfaces de mylonitisation basse-température plongent vers l'Est et recoupent avec des angles de 10 à 25° la foliation majeure et les mylonites de haute-température. Comme les plans de cisaillements fragiles qui l'accompagnent, la mylonitisation basse-température indique un étirement N030 donnant, dans ce secteur du massif, des structures essentiellement décrochantes senestres. Pratiquement parallèles à la surface structurale, les systèmes développés par cet étirement prédominent à l'observation mais, sans que cela préjuge de leur importance réelle. Ajoutons enfin, que la linéation d'étirement N030 se confond avec les linéations d'intersection entre foliation majeure et surface structurale ou encore entre plans mylonitiques haute-température et surface structurale.

En annihilant le décrochement tardif le long de la faille de Planèzes, les accidents de Fosse, du Rentadou et du Mont-Redon peuvent s'associer en un même type de structure recoupant partiellement la structure en dôme au Sud de Latour de France. Ces accidents sont jalonnés de plans mylonitiques à pendage nord ou NE qui témoignent tous de failles normales à déplacements des compartiments supérieurs vers le Nord ou le NNE (D fig. 7). Ainsi, le rejet primaire de ces grands accidents N110 est assimilable à la phase d'étirement N030. Cette étape de déformation adapte les structures créées en fonction de la géométrie antérieure. Lorsque l'étirement est sub-perpendiculaire à la foliation, on observe des failles mylonitiques soustractives conformes, lorsque la direction d'étirement est à champ sur la foliation, ce sont les structures décrochantes qui prédominent.

En admettant une répartition uniforme de l'amincissement haute-température hercynien dans tout le domaine occupé par l'unité de la Boucle de l'Agly - Belestia, cette dernière devrait donc présenter partout environ 2,5km de séries. Par conséquent, dans la partie occidentale du massif, où l'unité a moins de 1km d'épaisseur, la réduction de puissance ne pourrait s'interpréter que par le fonctionnement, nettement soustractif dans ce secteur, des failles mylonitiques basse-température.

Pour des raisons géodynamiques régionales, il est tentant de placer cet étirement N030 au Crétacé inférieur. Il correspondrait, en effet, à une phase d'extension N-S susceptible d'amincir partiellement la croûte et de constituer la phase précurseur des grands décrochements senestres N110 de l'Albo-Cénomaniens. Ce type de fonctionnement, en accord avec celui des systèmes transformants actuels, fournirait alors les témoins, dans le socle hercynien, de l'ouverture du golfe de Gascogne. Notons enfin, qu'en plaçant cette phase distensive au Crétacé inférieur, il est alors possible de la corrélérer aux montées de péridotites type Lhers et au métamorphisme alpin précoce des Pyrénées Centrales.

Modèle simplifié d'évolution tectono-métamorphique du massif de l'Agly

L'histoire hercynienne du massif de l'Agly débute au plus tard au Carbonifère inférieur par la montée de roches basiques vecteur du pic thermique dans les séries gneissiques, de l'anatexie et de l'individualisation des magmas granitiques profonds (A fig. 8). Bien que l'on puisse évoquer un phénomène d'extension dans cette mise en place, il semble que l'hypothèse d'un rift, soutenue par Wickham et Oxburgh (1986), puisse être remise en cause par l'affinité calco-alcaline des roches basiques. On ajoutera que la structuration, à l'origine de la foliation majeure qui fait immédiatement suite aux remontées basiques, est de type additif.

Dans l'infrastructure gneissique (B fig. 8) cette foliation est caractérisée par un écoulement plat vers le SSW de la masse anatectique, par la mise en place dans le même sens des granites profonds et par la cristallisation des leucosomes du domaine anatectique. L'aspect additif de la déformation est bien visible dans les séries micaschisteuses où sont observés des microplis de transposition de "type b" et des redoublements de séries.

Dès la limite Wesphalien - Stéphanien, débute la structuration en dôme du massif de l'Agly (C, fig. 8). L'extrusion des matériaux profonds est à l'origine de mylonites haute-température et du début de l'amincissement de l'infrastructure gneissique. Au dessus, les séries micaschisteuses se contenteraient de glisser en bloc sans subir d'amincissements importants. L'individualisation et le début de la montée du granite de St-Arnac - Lansac sont à l'origine d'une verticalisation partielle des séries de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

Au Stéphanien-Permien, le dôme gneissique achève sa mise en forme avec: fonctionnement partiellement inverse de la faille d'Ansignan - Caramany, poursuite de l'amincissement des séries gneissiques et percement de la couverture micaschisteuse par le granite de St-Arnac - Lansac, maintenant déconnecté de ses racines (D fig. 8). Cette fin de mise en place du granite est marquée par une auréole de réhydratation des séries micaschisteuses environnantes.

L'étirement N030 du Crétacé inférieur représente le dernier élément important dans l'évolution du massif de l'Agly. Son influence est particulièrement sensible dans la partie occidentale du dôme hercynien où des structures mylonitiques normales de basse température contribuent à l'amincissement des séries anatectiques de

l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta mais aussi, au positionnement de l'unité supérieure à un niveau structural proche de celui des unités profondes.

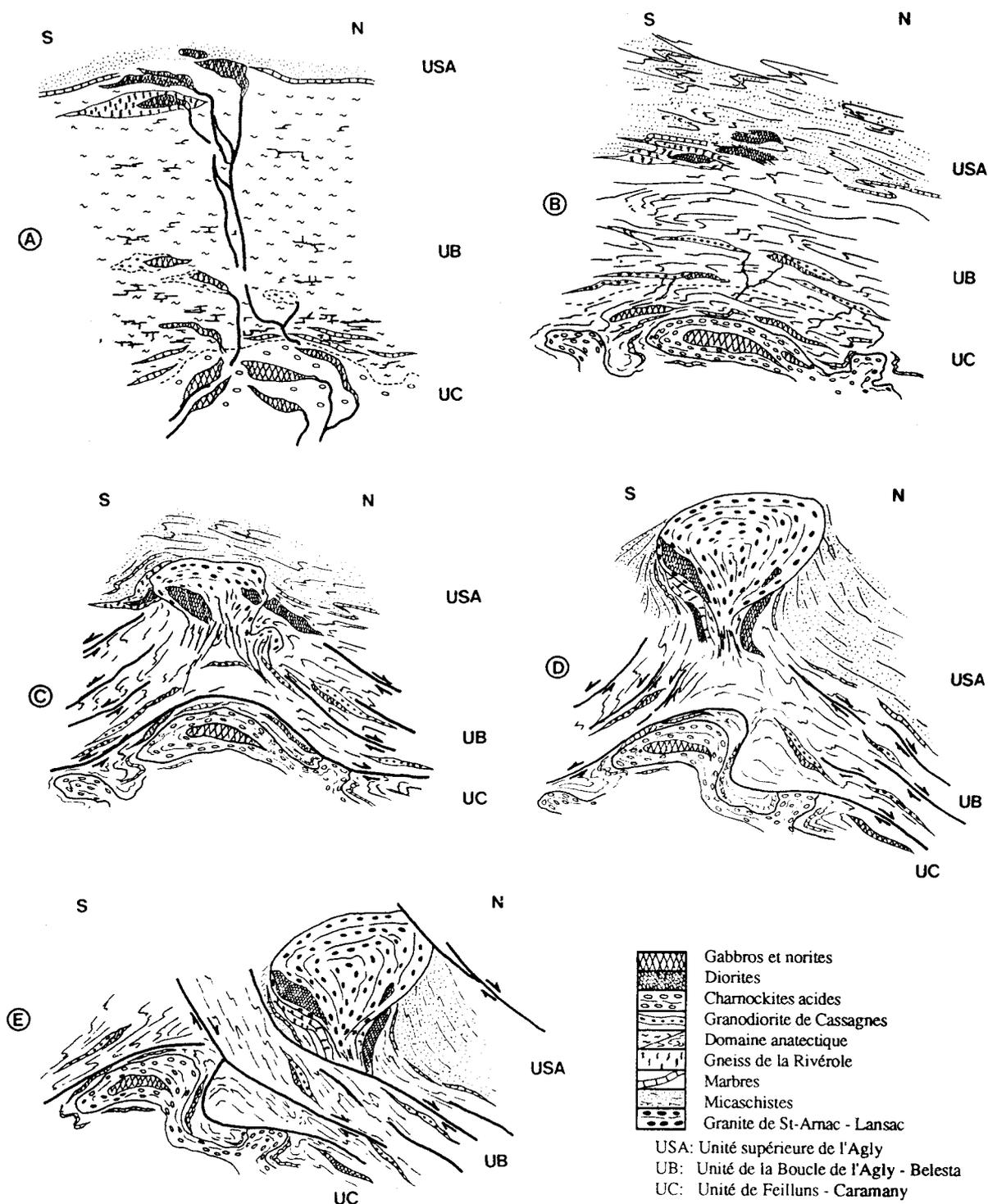


Fig. 8: Synthèse des principaux événements tectono-métamorphiques du massif de l'Agly.

USA: unité supérieure de l'Agly; **UB:** unité de la Boucle de l'Agly - Belesta; **UC:** unité de Feilluns - Caramany.

A: Montée de corps basiques et développement de l'anatexie: Carbonifère inférieur.

B: Structuration majeure et mise en place des granites profonds: Wesphalien inférieur.

C: Début de structuration en dôme et montée des granites supérieurs; début de l'amincissement post-métamorphe du domaine anatectique: Wesphalien supérieur - Stéphalien.

D: Fin de structuration en dôme et déracinement des granites supérieurs; amincissement du domaine anatectique: Stéphano-Permien.

E: Délamination géométriquement conforme à la structure hercynienne: Crétacé inférieur.

Bibliographie

- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970): Relations entre intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: Cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Geol. France*, Vol XII, n° 4, p. 673 - 731.
- AUTRAN A. (1980): Présentation des granites des Pyrénées in *Evolution géologique de la France. Colloque C7, Bull. B.R.G.M. n° 107*, p. 71 - 76.
- CASTERAS M., CAVET P., GUITARD G., OVTRACHT A., RAGUIN E. (1967): Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/80 000, feuille de Quillan (3^{ème} édition) *Serv. Carte Géol. France*, 16 p.
- CAVET P. (1959): Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 55, n° 254, 216p.
- CAVET P. (1967): Sur la stratigraphie du Paléozoïque du massif de l'Agly aux environs d'Estagel (Pyrénées Orientales). *Mem. B.R.G.M.*, 33, p. 99 - 104.
- CHOUKROUNE P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. *Mem. Soc. Géol. France*, 127, 116 p.
- FONTEILLES M. (1970): Géologie des terrains métamorphiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Bull. B.R.G.M.*, 4, p. 21 - 72.
- FONTEILLES M. (1976): Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse d'état, Paris VI*, 684 p.
- FONTEILLES M. (1981 a): The role of metasomatism in the origine of diorites (with examples from Agly massif, Eastern Pyrenees, France). *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo.*, sec. II, Vol. 20, n° 3, p. 117 - 179.
- FONTEILLES M. (1981 b): Anatexis of a metagraywacke series in the Agly massif, Eastern Pyrenees, France. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, Vol. 20, n° 3, p. 181 - 240.
- FOURCADE S. (1981): Géochimie des granitoïdes. *Thèse d'état, Paris VII*, 189 p.
- GUITARD G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mem. B.R.G.M.*, n°63, 317 p.
- MARUEJOL P. (1989): Métasomatose alcaline et minéralisations uranifères: les albitites du gisement de Lagoa Real (Brésil). *Thèse I.N.P.L. Publication au Centre de Recherche sur la Géologie de l'Uranium*, 428 p.
- MERCIER A., DAHMANI A., DEBAT P., DRIOUCH Y., POUGET P., ROUX L., SOULA J.C. (1988): Définition et signification des différents types de gradients dans le métamorphisme hercynien des Pyrénées Centrales et Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, p. 1179 - 1185.
- MEURISSE M. (1975): Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. Datation et conséquences. *Arch. Sc. Genève*, Vol. 28, Fasc. 1, p. 67 - 79.
- PAQUET J. ET DELAY F. (1989): Analyse en microscopie électronique des textures et des phases des mylonites nord-pyrénéennes des massifs de St Barthélémy et de l'Agly: discussion des âges. *Bull. Soc. Géol. France*, t. V, n° 8, p. 1111 - 1122.

RESPAUT J.P. ET LANCELOT J.R. (1983): Datation de la mise en place de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U - Pb sur zircons et monazites. *N. Jhr. Miner. Abh.* , 147, 1, p. 21 - 34.

VITRAC-MICHARD A. (1975): Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées Orientales. *Thèse d'état, Paris VII* , 142 p.

WICKHAM S.M. ET OXBURGH R.E. (1986): A rifted tectonic setting for hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics* , 129, p. 53 - 69.

