

50376  
1989  
313-1

50376  
1989  
313-1

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 I: ETUDE GEOLOGIQUE )



---

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

Président:

J. Paquet

Rapporteurs:

J. Fabries

J.L. Bouchez

Examineurs:

P. Choukroune

C. Lefèvre



050 024055



## Résumé

Le massif de l'Agly, terminaison orientale des massifs nord-pyrénéens, témoigne d'une histoire complexe. Elle débute avant le Wesphalien par la montée, en régime distensif, de corps basiques et du flux thermique associé, à l'origine du métamorphisme hercynien de basse pression. Les nombreuses mesures thermobarométriques traitées par informatique, montrent, pour des pressions inférieures à 4 - 4,5 kbars, la présence d'une zone primitivement épaisse de plus de 6 km, thermiquement tamponnée par l'anatexie à 650 - 700 °C, surmontée d'une série micaschisteuse, non anatectique, où le gradient thermique atteint 80 °C/km. La déformation en compression à l'origine de la foliation majeure, est datée du Wesphalien par l'injection synchrone de granites charnockitiques d'origine anatectique. Cette déformation suivant une direction de transport NNE-SSW à déplacement des compartiments supérieurs vers le Sud, s'accompagne d'une rétomorphose hydrique isotherme du domaine anatectique, provoquée par la cristallisation des charnockites et des néosomes. Les compressions N-S se poursuivent jusqu'au Stéphano-Permien et provoquent l'extrusion des matériaux profonds d'où la structuration en dôme mais aussi un amincissement du domaine anatectique par des cisaillements mylonitiques de haute température. Dans le même temps, les séries supérieures, non amincies, sont injectées par une masse granitique en bulle désolidarisée de ses racines. Au Crétacé inférieur, le massif hercynien enregistre les premières manifestations de l'orogénèse alpine. Un important étirement N 030 développe des cisaillements mylonitiques de basse température qui amincissent pour la seconde fois les séries gneissiques. Le décrochement N 030 senestre de 2,5 km entre l'Est et l'Ouest du massif correspondrait aux manifestations tardives de cet étirement méridien. Le système décrochant senestre N 110 de l'Albo-Cénomaniens et les premières phases compressives du Sénonien n'affectent guère le bâti gneissique qui serait soumis à un métamorphisme alpin épizonal ne modifiant pratiquement pas les paragenèses hercyniennes. La forme définitive du massif, n'est acquise qu'après le jeu vertical post-Vitrollien des cisaillement mylonitiques N 110 du Crétacé inférieur.

### Abstract

The Agly massif, eastern ending of the north-pyrenean massifs, gives evidence of a complex evolution. It starts before the Westphalian with the uplift, in distensive context, of basic intrusions and associated heat flow which involves the Hercynian low-pressure metamorphism. Numerous computed thermobarometric data show, for pressures under 4 - 4,5 kbars, the existence of an over 6 km thickened primary zone, thermally shifted by the anatexis to the temperature of 650 - 700 °C, overlapped by a non-anatectic micaschist zone where the thermal gradient rises up to 80 °C/km. The compressive deformation giving major foliation, is dated by the synchronized injections of anatectic charnockites. This deformation along a NNE-SSW transport lineation, with southward displacements of top compartments, is connected with an isothermal hydric retro-morphic stage in the anatectic zone, caused by the crystallization of charnockitic magmas and melted neosomes. N-S compressions extend during the Stephanian-Permian and induce the extrusion of deep-seated materials, the domed shape of the massif and the thinning of the anatectic domain by mylonitic shear-zones of high-grade temperature. At the same time, the upper series are injected by a bubble shaped granitic mass disconnected of its magmatic necks. At lower Cretaceous, the Hercynian massif records the first events of alpine orogeny. An important N 030 oriented stretching develops mylonitic shear-zones of low-grade temperature which make thinner the gneissic series for the second time. The sinistral strike-slip fault between eastern and western parts of the massif would correspond to the late manifestations of meridian stretching. The sinistral N 110 oriented strike-slip system of Albo-Cenomanian times and the first compressive stages of the Senonian don't affect much the gneissic frame which would undergo an alpine epizonal metamorphism with only small effects on the Hercynian metamorphic paragenesis. The final structural shape of the massif occurs only after the post-Vitrollian vertical slip of the N 110 oriented mylonitic zones from the lower Cretaceous.

**CHAPITRE I**

**INTRODUCTION, PRESENTATION  
DU MASSIF HERCYNIEN DE L'AGLY**



## I- Position du massif de l'Agly dans la chaîne des Pyrénées.

Le massif de l'Agly, qui doit son nom à la rivière qui le traverse d'Ouest en Est, se situe dans la zone nord-pyrénéenne, environ 30 km à l'Ouest de Perpignan (Pyrénées Orientales). Il apparaît comme un noyau de terrains métamorphiques hercyniens au cœur des formations mésozoïques de la zone nord-pyrénéenne (fig. 1):

- le bord nord du massif repose, par un contact anormal redressé à pendage sud, sur les formations urgoniennes et albo-cénomaniennes du synclinorium de St Paul de Fenouillet. Ces dernières sont à peine affectées par le métamorphisme alpin;

- à l'Est, la terminaison du massif est assurée grâce au recouvrement par les formations tertiaires post-orogénèse alpine de la plaine du Roussillon. On observe cependant la présence de quelques formations triasiques et jura-crétacées intercalées entre le bâti hercynien et le recouvrement tertiaire, en particulier à l'Est d'Estagel sur la route de Perpignan (secteur d'Estagel - Calce - Baixas);

- au Sud, le massif est limité par la faille de Trilla - Belesta, ramification septentrionale de la faille nord-pyrénéenne, qui juxtapose par un contact à fort plongement vers le Sud les formations mésozoïques métamorphiques du synclinorium de Boucheville et les formations gneissiques originellement les plus profondes du massif hercynien;

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

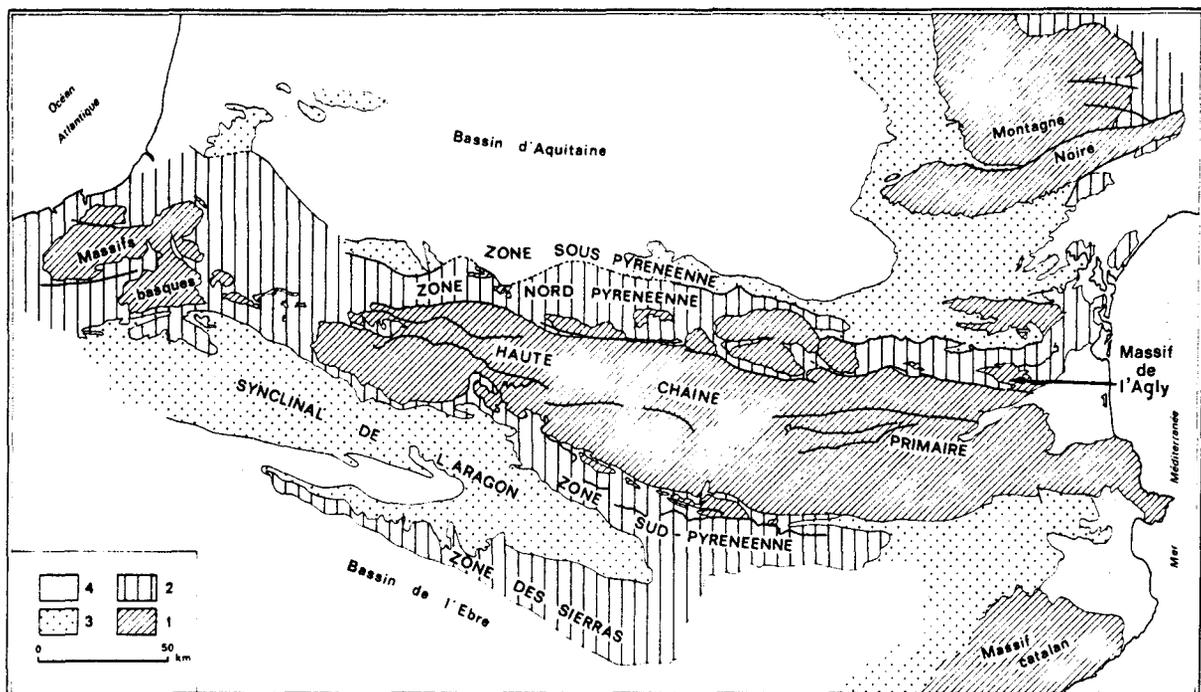


Fig. 1: Localisation du massif de l'Agly au sein des Pyrénées (d'après Dégardin, 1988).

- 1- Haute chaîne primaire et massifs nord-pyrénéens.
- 2- Zone nord-pyrénéenne et zone sud-pyrénéenne.
- 3- Zone sous-pyrénéenne et synclinal de l'Aragon.
- 4- Bassin d'Aquitaine et bassin de l'Ebre.

Dans cette région des Pyrénées Orientales, le massif de l'Agly ne constitue pas le seul pointement de la chaîne primaire hercynienne. Au Nord, en zone sous-pyrénéenne, on retrouve l'édifice en nappes paléozoïques du massif du Mouthoumet; au Sud, la zone axiale pyrénéenne s'organise autour du massif granitique de Millas - Mont-Louis et du dôme gneissique du Canigou et de la Caranca. L'Agly et le pointement de Treilles dans la nappe des Corbières (fig. 1), constituent la terminaison orientale d'une succession de massifs hercyniens situés au Nord de la zone axiale, et dont l'une des particularités est de présenter une remontée de faciès granulitiques au cœur de formations jura-crétacées. L'âge de ces granulites a été controversé: certains les considéraient comme anté-hercyniennes (Vitrac-Michard et Allègre, 1975, Roux, 1977), alors que la synthèse plus récente de Vielzeuf (1984) les date de l'hercynien. Selon ce dernier auteur, la remontée des granulites nord-pyrénéennes est le fruit d'un amincissement crustal d'âge crétacé par un mouvement transcurent, lui-même responsable de la remontée des lherzolites (fig. 2). Notons que la présence de tels mouvements décrochants senestres, sensiblement orientés E-W, avait déjà été proposée par Choukroune et Mattauer (1978), qui voyaient dans l'ouverture des bassins albo-cénomaniens de la zone nord-pyrénéenne le fonctionnement d'un système transformant, lui-même témoin de l'ouverture du golfe de Gascogne.

Ainsi, le massif de l'Agly serait l'une des manifestations de cette remontée de matériaux profonds avant les phases compressives alpines qui sont particulièrement précoces dans les Pyrénées Orientales puisqu'elles débutent dès le Sénonien (Choukroune, 1976, Choukroune et Mattauer, 1978). Notons que l'amincissement crustal d'âge crétacé engendre un important flux thermique à l'origine du métamorphisme alpin, daté de l'Albien (Albarède et Vitrac-Michard, 1978 a - b, Goldberg et Maluski, 1988). Cependant, en particulier dans les Pyrénées Orientales, cette anomalie thermique s'étendrait durablement, au point d'être à l'origine d'un métamorphisme syn-cinématique daté du Crétacé supérieur dans le synclinorium de Boucheville (Choukroune, 1974, 1976).

## II- Les travaux de Fonteilles sur le massif de l'Agly.

Il n'est pas dans notre intention de faire l'exégèse des importants travaux réalisés par cet auteur sur le massif, nous n'en rappellerons que les principaux traits. Ces études se décomposent en trois volets qui sont:

- la caractérisation du protolithe avant métamorphisme hercynien et l'évolution géochimique des matériaux au cours de l'anatexie,
- la zonéographie métamorphique et les conditions de développement des gradients thermiques,
- la tectonique.

La première partie représente l'essentiel du travail et a fait l'objet en 1976 d'une Thèse d'Etat.

### 1- la caractérisation du protolithe et de l'anatexie hercynienne.

Fonteilles (1970, 1976) distingue quatre ensemble lithologiques au sein du massif (A, fig. 3):

- 1- les brèches intercalées tectoniquement dans le massif et qu'il considère comme antérieures au métamorphisme alpin;

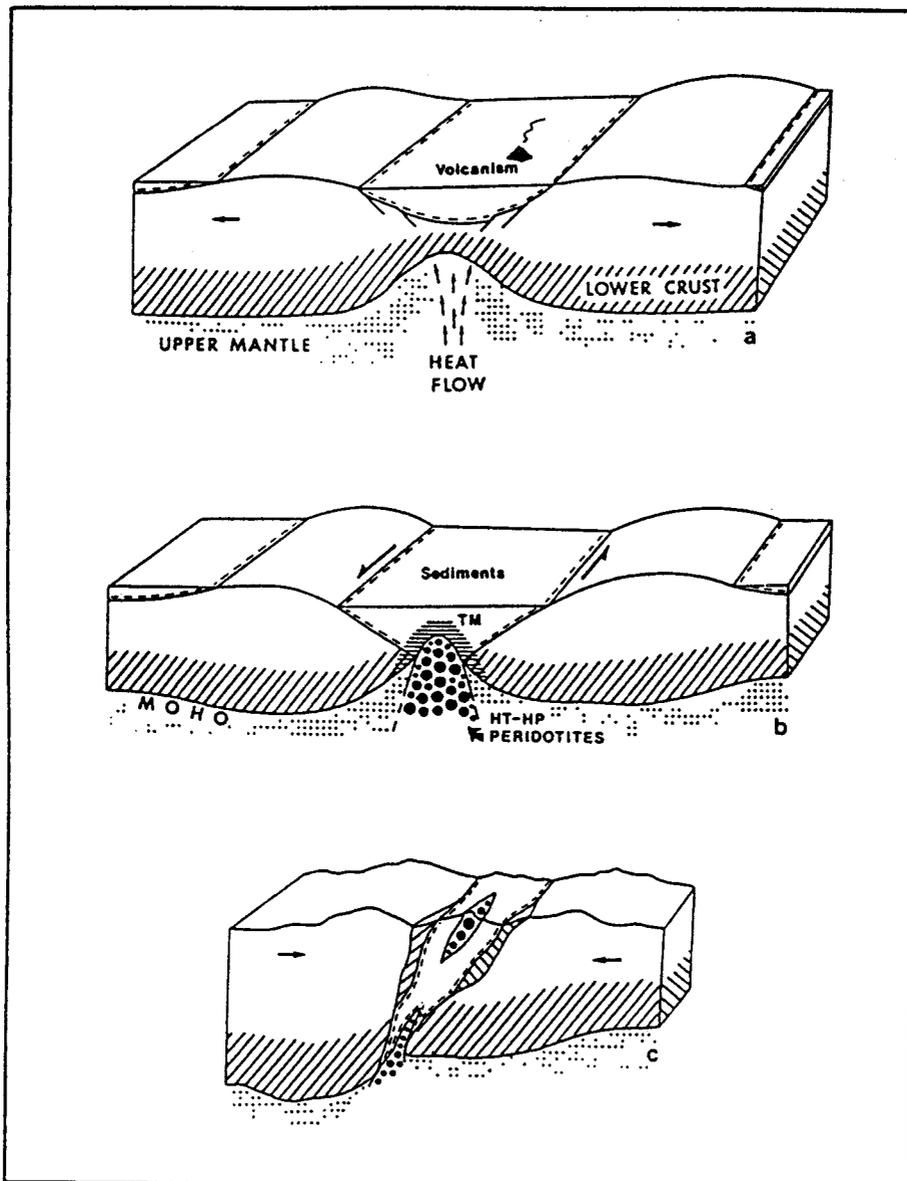


Fig. 2: Modèle de mise en place des lherzolites et des granulites de la zone Nord-pyrénéenne (d'après Vielzeuf, 1984).  
a: Crétacé inférieur, b: Albien - Sénonien, c: Crétacé supérieur - Eocène, TM: métamorphisme thermique.

2- l'enveloppe paléozoïque constituée de formations siluro-dévonniennes au sommet, et de faciès schisteux puis micaschisteux en descendant dans la série. Ces dernières formations seraient issues d'une sédimentation périto-gréseuse de type flysch;

3- le socle gneissique, composite mais essentiellement d'origine grauwackeuse (grés lithiques) et d'âge précambrien. L'enveloppe paléozoïque et le socle précambrien formeraient une série continue ayant subi un métamorphisme d'âge hercynien dont la zonéographie est conforme, normale par rapport à l'empilement stratigraphique (B, fig. 3);

4- les intrusions hercyniennes.

#### a- Les formations post-Paléozoïque.

Constituées pour l'essentiel par la brèche d'Ansignan, elles affleurent en deux bandes discontinues limitées par des accidents verticaux de direction N 110 (A, fig. 3). Selon Fonteilles (1970), il s'agit d'éléments de la couverture secondaire, affectés par le métamorphisme alpin, effondrés en grabens et qui auraient ensuite subi les phases alpines compressives N-S. La position stratigraphique de ces brèches est contestée par Mattauer et Proust (1962), puis par Choukroune et Mattauer (1978) qui affirment que ces formations sont postérieures au métamorphisme alpin. En fait, il existe deux types de brèches sur ces affleurements. L'une, très peu représentée, constitue un remaniement intra-formationnel de calcaires métamorphiques à dipyre. L'autre, de loin la plus importante, est une brèche tardive qui remanie effectivement des niveaux métamorphiques, mais ne présente jamais dans sa matrice, de néogénèse pouvant la dater comme anté-métamorphisme alpin. Cette dernière brèche, par sa convergence de faciès et de position structurale avec celle affleurant à Estagel, pourrait être d'âge vitrollien (Meurisse, 1975).

#### b- L'enveloppe paléozoïque.

Les formations supérieures de l'enveloppe paléozoïque, datées par la faune du Siluro-Dévonien (Cavet, 1967), se rapportent à une sédimentation calcaro-détritique avec un fort enrichissement en carbonates au cours du Dévonien inférieur. Ces niveaux sont métamorphisés à l'Hercynien sous le faciès des schistes verts, et affleurent aujourd'hui sous forme de calcschistes et de marbres bleutés. En dessous, la sédimentation originelle est constituée d'anciens dépôts argileux alternant avec de rares bancs gréseux. Le caractère rythmique, le granoclassement des éléments les plus grossiers ainsi que la fréquence subordonnée des matériaux gréseux, font penser à d'anciens dépôts turbiditiques. A leur sommet, un niveau repère conglomératique remaniant des formations volcaniques, fixerait l'âge de ces séries comme anté-Caradoc. A la base de l'enveloppe paléozoïque, au contact avec le socle granitique, la sédimentation périto-gréseuse cède place à un dépôt carbonaté qui témoignerait de la transgression marine de la base du Paléozoïque (Cambrien ?). Ce dépôt est corrélé aux séries carbonatées de Canaveilles dans le massif du Canigou (Cavet, 1959, Guitard, 1970). Notons que la distinction faite par ces auteurs, d'un paléozoïque carbonaté puis périto-gréseux, le tout sur un socle précambrien composite, est reconnue dans toute les Pyrénées (Zwart, 1979). L'ensemble de la série paléozoïque est métamorphisé depuis le faciès des schistes verts au sommet, jusqu'à l'isograde de la sillimanite à la base (B, fig. 3).

#### c- Le socle gneissique.

Les formations infra-cambriennes sont essentiellement d'origine grauwakeuse (grés lithiques). On y observe des intercalations de type shales, quelques niveaux carbonatés plus ou moins riches en éléments détritiques et quelques tufs volcaniques d'affinité tholéitique. Dans ces séries, Fonteilles (1976, 1981 b) insiste sur la distinction entre les gneiss de Belesta et ceux de Caramany (fig. 3); selon lui:

- les séries de Caramany constituent l'entrée dans le domaine granulitique où, pour de tels matériaux, l'orthopyroxène représente la phase typomorphe;

- les séries de Caramany sont notablement enrichies en intercalations carbonatées, et les formations d'origine typiquement grauwakeuse ont une tendance plus alumineuse et plus ferro-magnésienne que celles de Belesta.

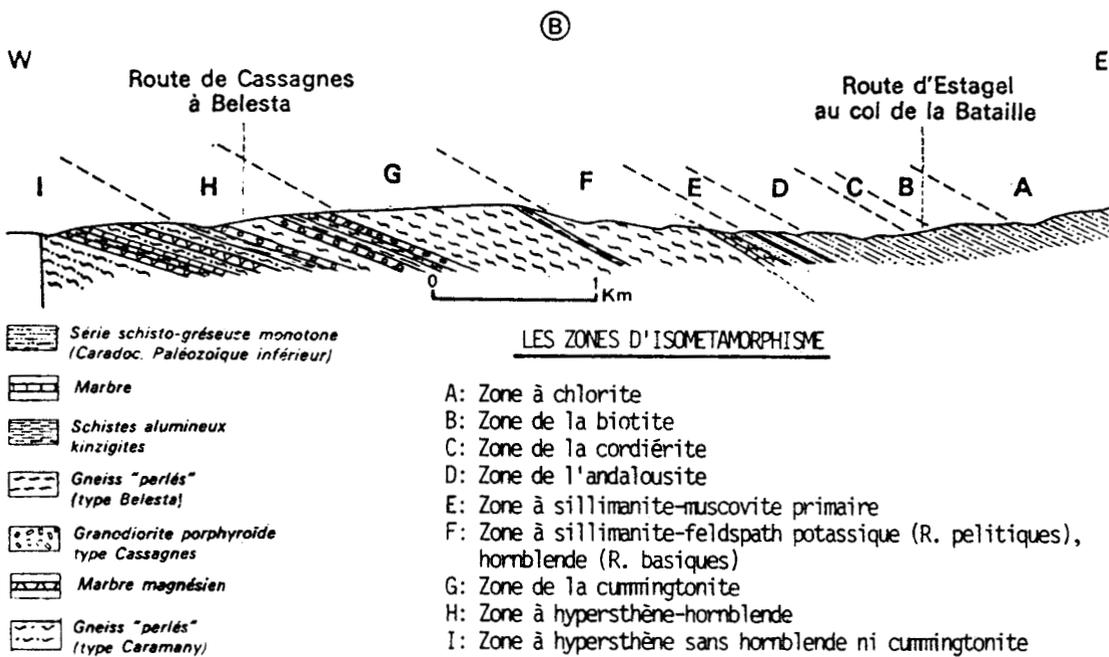
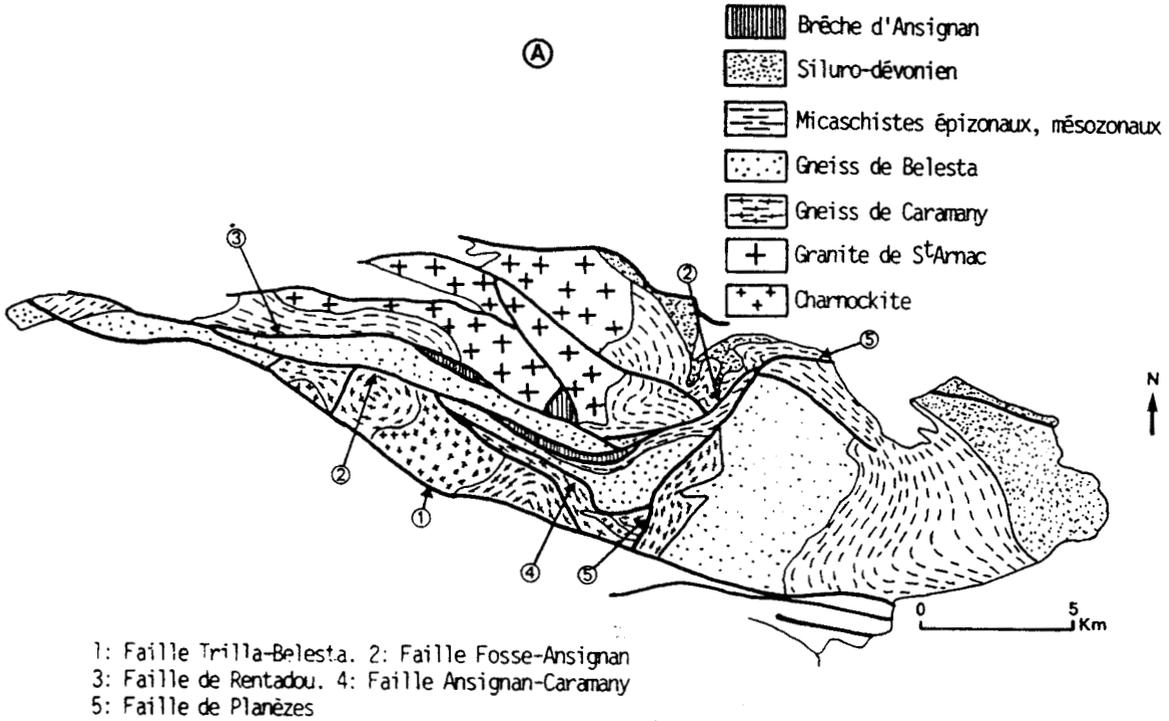


Fig. 3: A: Carte géologique simplifiée du massif de l'Agly (d'après Fonteilles, 1970, modifiée).  
 B: Coupe lithologique et zonéographie métamorphique au sein du massif de l'Agly (d'après Fonteilles, 1970, modifiée).

Nous avons constaté cette tendance sur le terrain, où les mélanosomes sont plus nombreux et plus fortement chargés en associations Ga - Cd - Bi dans les séries de Caramany par rapport à celles de Belesta. Effectivement, en positionnant les analyses globales de mélanosomes des deux unités sur les diagrammes  $[Na_2O + K_2O + CaO - SiO_2 - FeO + MgO + MnO]$  et  $[Al_2O_3 + FeO + MgO - SiO_2]$ , on constate le caractère plus alumineux et plus ferro-magnésien des gneiss de Caramany comparativement aux migmatites ou aux gneiss perlés des séries de Belesta (fig. 4). Une exception serait constituée par les gneiss du Pont de Trilla (gneiss blancs de Cassagnes dans la nomenclature de Fonteilles, 1970) qui, bien qu'appartenant aux séries de Caramany, sont caractérisés par de fortes teneurs en silice et en alcalins. D'après Fonteilles (1976), ils pourraient représenter un ancien niveau arkosique ou une concentration et une ségrégation du magma anatectique qui percole lors du métamorphisme hercynien.

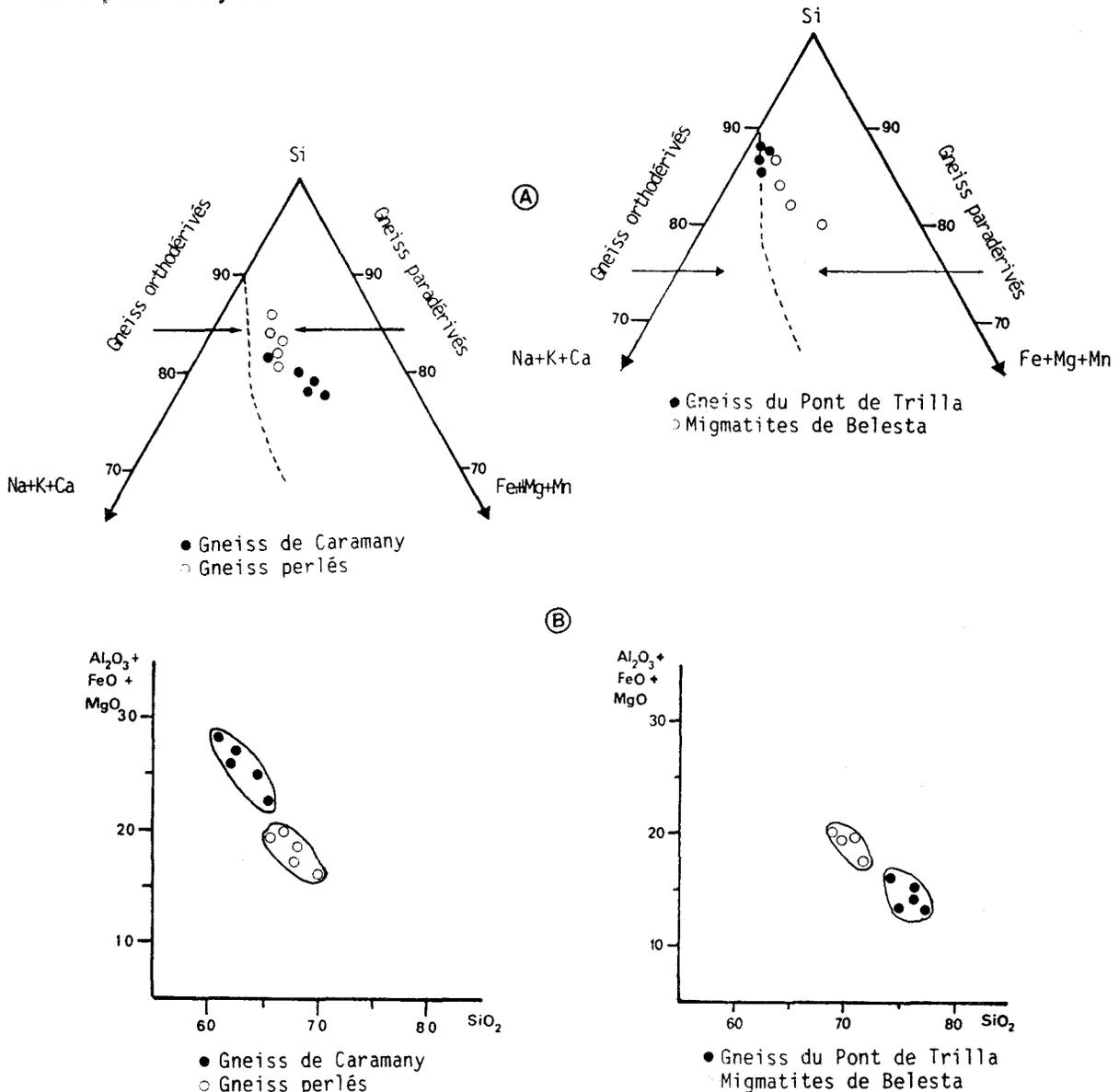


Fig. 4: Distinction par la géochimie des majeurs entre les séries gneissiques de Caramany et celles de Belesta (d'après les analyses de Fonteilles, 1976). Toutes les proportions sont exprimées en masse d'oxydes; les gneiss de Caramany et du Pont de Trilla appartiennent aux séries de Caramany, les migmatites de Belesta et les gneiss perlés appartiennent aux séries de Belesta. Les faciès des séries de Caramany, exceptés les gneiss du Pont de Trilla ont une tendance plus alumineuse, plus ferro-magnésienne et moins alcaline que les faciès des séries de Belesta. A l'affleurement, ceci se manifeste par une charge accrue en Ga-Cd-Bi dans les séries de Caramany.

Cette anatexie affecte l'ensemble des séries gneissiques du massif. Les formations de Caramany étant situées sous celles de Belesta (B, fig. 3), on pourrait admettre que l'augmentation des teneurs en FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans les séries de Caramany puisse provenir de l'extraction plus importante d'un liquide granitophile. Sans écarter complètement cette hypothèse, Fonteilles (1981 b) constate que l'absence d'évolution du rapport MgO / MgO + FeO avec la profondeur, interdit de donner une interprétation uniquement restitutive quant à la composition des mélanosomes. Il propose donc leur développement comme l'action conjointe d'une fusion partielle et d'un apport sous forme d'un fluide granitique issu de l'anatexie à plus grande profondeur. Dans ce processus, il y aurait pour Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO un respect des différences relatives, voire le maintien complet des caractères géochimiques initiaux. Ceci conforte évidemment la distinction faite entre les séries de Caramany et celles de Belesta puisque les différences observées, en particulier sur FeO - MgO, proviendraient des caractéristiques primaires du protholite.

#### d- Les intrusions hercyniennes.

Elles sont répertoriées dans le massif en fonction des travaux d'Autran *et al.* (1970). Ces auteurs distinguent des granitoïdes en filons ou en petits corps mis en place dans les terrains immédiatement sus-jacents au domaine anatectique, d'où leur nom de granites péri-anatectiques. Ils sont représentés dans le massif par des corps à texture pegmatitique s'injectant dans les micaschistes à sillimanite et les micaschistes à andalousite. Les granitoïdes en massifs sont distingués suivant la position qu'occupe leur sommet dans la pile métamorphique:

- le granite de St Arnac - Lansac, en massif supérieur parce que le toit atteint l'épizone, possède la particularité d'avoir pour base un plancher accordant situé à la limite supérieure du domaine anatectique sur son extrémité orientale, et situé dans les micaschistes à sillimanite sur son extrémité occidentale. Une base accordante du même type serait retrouvée dans le massif granitique de Mont-Louis (feuille 1/80000 de Prades);

- les granites d'Ansignan (charnockite à orthopyroxène dans les séries de Caramany) et de Cassagnes (granodiorite sans orthopyroxène en sills dans les séries inférieures de Belesta) sont définis comme des massifs inférieurs dont le toit ne dépasse pas le front de la catazone. Notons que le massif de l'Agly ne présente pas de granites intermédiaires dont le sommet, selon Autran *et al.* (1970), est limité à la mésozone.

## 2- Les conditions de développement du métamorphisme hercynien.

Fonteilles (1970, 1976) considère la pile métamorphique comme une série continue et peu amincie s'étendant des schistes verts jusqu'au contexte granulitique (B, fig. 3). L'estimation des gradients thermiques développés lors du métamorphisme hercynien dépasse parfois 150°C/km. Ces gradients élevés associés à une zonéographie métamorphique à la fois parallèle à la lithologie et au contact socle gneissique - couverture micaschisteuse (B, fig. 3), ont conduit Fonteilles et Guitard (1968) à définir la notion d'effet de socle dans le métamorphisme hercynien. Sans entrer dans le détail, nous rappellerons les fondements de cette théorie. Le socle doit être, soit un réfractaire ne subissant pratiquement pas de transformations métamorphiques, soit un domaine anatectique. Dans les deux cas, il conduit et diffuse, sans forte absorption, le flux de chaleur d'un vecteur thermique principal situé en profondeur (fig. 5). L'absence de consommation d'énergie et la bonne conductivité

thermique du socle permettent la diffusion d'un flux thermique homogène au travers toute l'interface socle - couverture. Dans la couverture, la croissance du gradient thermique dépend:

- de l'absorption de chaleur par le matériau lui-même, dépendante de sa conductivité et à l'origine de l'élévation thermique  $\Delta T$  du matériau,
- de l'absorption de chaleur par consommation d'énergie dans la plupart des réactions progrades du métamorphisme.

La conductivité thermique étant considérée comme identique dans tous les micaschistes, le gradient thermique dépendra essentiellement des réactions métamorphiques:

- à basse température, les réactions de déshydratation sont importantes et consomment beaucoup d'énergie, l'élévation thermique par accumulation de chaleur est faible, d'où un espacement des isothermes (fig. 5);
- à haute température, les réactions de déshydratation sont peu développées, la consommation d'énergie dans les transformations métamorphiques est faible, d'où une forte accumulation de chaleur par conductivité thermique et le resserrement des isothermes (fig. 5).

Dans le cas du massif de l'Agly, où l'anatexie est atteinte dans le socle, les réactions très endothermiques de déshydratation de phyllites dans les séries pélitiques de la couverture, limitent considérablement la montée des isothermes. C'est donc l'importante chute thermique caractérisant le passage dans la couverture qui limiterait le développement de l'anatexie au socle lui-même. Si l'on ajoute le fait que les formations gneissiques, d'origine grauwackeuse, sont plus facilement fusibles que les pélites alumineuses, on conforte l'argumentation de la limitation du front de l'anatexie au sommet du socle gneissique.

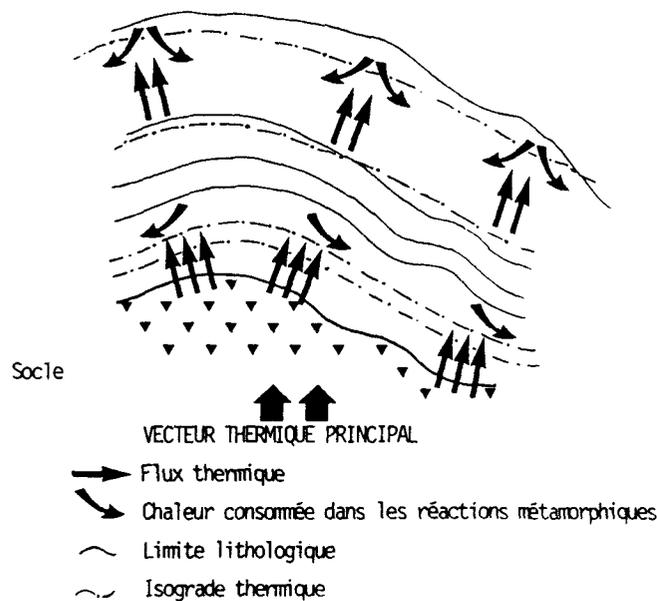


Fig. 5: Principe théorique de l'effet de socle.

Le nombre de flèches étant proportionnel aux quantités de chaleurs mises en jeu

- dans le socle homogénéisation du flux thermique passant au travers l'interface socle/couverture;
- dans la couverture près du socle: forte accumulation de chaleur par conductivité et resserrement des isothermes;
- dans la couverture loin du socle: peu d'accumulation par conductivité et espacement des isothermes.

### 3- Evolution tectonique.

Les données relatives à la tectonique sont peu développées dans les travaux de Fonteilles (1970). Le massif serait soumis à une phase de plissement hercynien syn-métamorphe d'axe NE - SW, puis prendrait une allure en brachiantiforme de grand axe E-W, tout à fait comparable à la structure mise en évidence par Guitard (1970) dans le massif du Canigou. L'orogénèse alpine et les réajustements postérieurs seraient à l'origine de la dislocation du bâti hercynien en une série de blocs séparés par des failles subverticales N 110 (A, fig. 3). Ces accidents fonctionneraient essentiellement en décrochements dont le jeu pourrait être de plusieurs kilomètres. La torsion de ces accidents N 110 aux environs de la faille de Planèzes orientée NNE - SSW (fig.3) correspondrait à un rejeu post-alpin et anté-miocène qui serait l'équivalent de la faille de Mantet - Fillols séparant le massif du Canigou de la Caranca dans la zone axiale.

## III- Les travaux complémentaires.

Ils se répartissent en quatre grands groupes:

- les datations absolues;
- les études de géochimie fine (isotopes, inclusions, terres rares);
- les études générales du métamorphisme et la thermobarométrie;
- les études tectoniques.

### 1- Les datations absolues et leurs conséquences.

Les premières datations absolues ont été réalisées par Vitrac et Allègre (1971) sur les gneiss profonds, et par Vitrac (1972) sur les charnockites. Les âges retenus sont de 580 MA par la méthode Sr / Pb dans les gneiss de Caramany et de 300 MA par la méthode U / Pb sur zircons et monazites dans les charnockites. Le rapport initial  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  déterminé sur la charnockite serait de 0,7115, éliminant ainsi pour ce granite, l'hypothèse d'une origine juvénile calco-alcaline pour privilégier un contexte de fusion anatectique .

Une isochrone composite Sr / Rb sur les gneiss de Caramany et ceux de Belestia donne un âge de 553 MA (Vitrac-Michard, 1975) et serait, d'après l'auteur des travaux, la trace d'un métamorphisme cadomien affectant, par conséquent, des séries plus anciennes. Cette isochrone, contestée par Fonteilles (1981 b) car effectuée à partir de roches d'origines diverses, ne constitue pas un argument pour un âge protérozoïque de ces gneiss (Vielzeuf, 1984). Cependant, ni Fonteilles, ni Vielzeuf ne remettent en cause l'âge précambrien du socle gneissique.

Les études plus récentes intéressent le magma charnockitique et le pic de métamorphisme hercynien de son encaissant immédiat. Respaut (1981), Postaire (1982), Respaut et Lancelot (1983) obtiennent des résultats concordants par la méthode U - Pb sur zircons et monazites. Un même âge est obtenu pour le protholite de la

charnockite d'Ansignan et le métamorphisme de l'encaissant; il se situe, suivant les auteurs, entre 305 et 315 MA. La présence de cœurs hérités dans les zircons (Postaire, 1982) corroborerait l'hypothèse évoquée par Fonteilles (1981 a), d'une origine de la charnockite par fusion généralisée des paragneiss encaissants au contact d'intrusions basiques.

## 2- Les études de géochimie fine.

L'étude d'inclusions fluides dans les corps charnockitiques révèle la présence de fortes fractions de CO<sub>2</sub> (Touret, 1974, Forestier *et al.*, 1979). L'origine anatectique du granite et son individualisation contemporaine du métamorphisme de l'encaissant étant admises, cette constatation, au-delà de son importance sur les conditions de stabilité du pyroxène, renvoie à une caractéristique déterminante des conditions de stabilité des paragenèses de l'encaissant gneissique et marmoréen.

La distribution des lanthanides normée aux chondrites et les valeurs élevées du  $\delta O^{18}$  dans la charnockite d'Ansignan démontrent, si besoin était, la très forte contamination crustale ou l'origine anatectique de ce granite profond. Les résultats obtenus ne seraient pas compatibles avec l'évolution d'un complexe gabbro-anorthosite (Fourcade, 1981).

Les récents travaux de Wickham et Oxburgh (1986), Wickham et Taylor (1987) ont montré que dans de nombreux massifs hercyniens, le nivellement des  $\delta O^{18}$  et  $\delta D$  (Deutérium) imposait une participation plus ou moins importante de percolations d'eau de mer au cours du métamorphisme hercynien. Alors que dans le massif des Trois-Seigneurs, les  $\delta O^{18}$  et  $\delta D$  sont fortement nivelés par la percolation d'eau de mer quel que soit le niveau structural, dans le cas du massif de l'Agly, ces phénomènes sont nettement différenciés. Au sein du domaine anatectique, l'hétérogénéité des  $\delta O^{18}$  est préservée et montre clairement, dans les marbres, une évolution qui n'est liée qu'à la diminution de la fraction de calcite - dolomite et à la perte induite en CO<sub>2</sub> lors des évolutions classiques d'un métamorphisme prograde de formations calcaro-détritiques. Dans les séries micaschisteuses, le  $\delta O^{18}$  est beaucoup plus homogène comme l'est d'ailleurs la sédimentation originelle. L'absence, dans ces niveaux, de bancs carbonatés dont le  $\delta O^{18}$  initial élevé constitue un repère en cas de nivellement syn-métamorphe, interdit ici de trancher entre l'hypothèse d'une homogénéisation par percolation ou celle d'une homogénéité issue des conditions initiales de sédimentation.

Quoiqu'il en soit, les études menées sur les massifs nord-pyrénéens, comme le St Barthélémy, le Castillon, les Trois Seigneurs, montrent qu'une phase de percolation d'eau de mer s'affirme au cours du métamorphisme hercynien et caractériserait une tectonique en extension (Wickham et Oxburgh, 1986). Sans aller aussi loin que ces auteurs sur l'hypothèse d'une phase de "rifting", nous pensons qu'un épisode distensif constitue un excellent moyen de faire remonter les roches basiques du massif de l'Agly et de générer le flux de chaleur à l'origine de l'anatexie des séries gneissiques. Cette distension doit cependant se limiter à la partie supérieure de la croûte puisque les roches basiques d'affinité calco-alcaline ne se développent qu'en système compressif. Ajoutons que cet épisode distensif limité dans l'espace, l'est aussi dans le temps puisque nous verrons que la structuration aboutissant au développement de la foliation majeure fonctionne en contexte compressif

### 3- Les études générales du métamorphisme hercynien et la thermobarométrie.

Les résultats sont toujours assez succincts et sont initialement issus des travaux d'Andrieux (1982) et de Vielzeuf (1984). Ces deux auteurs ne se sont intéressés qu'au domaine le plus profond du massif et ont établi que la charnockite acide s'équilibrait dans son encaissant actuellement visible, à des températures de  $750 \pm 100^\circ\text{C}$  pour des pressions de 5 kbars, faisant ainsi des séries de Caramany des granulites de moyenne à basse pression. Malheureusement, en particulier pour les estimations thermiques, les résultats sont fournis sous forme d'une moyenne établie à partir de calculs sur les compositions extrêmes des phases d'un échantillon. Nous verrons que cette méthode ne reflète pas véritablement des conditions réelles d'équilibration entre phases.

Plus récemment, Paquet (1985) a proposé que la périphérie rétrograde des charnockites s'équilibre dans l'encaissant à des températures de l'ordre de  $650^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ . Bien évidemment, cette estimation répond à une équilibration rétrograde qui ne préjuge pas des conditions de blastèse du pyroxène dans la charnockite. Il n'empêche que cette phase rétrograde pourrait se situer dans le même contexte thermique que celles présidant au métamorphisme prograde de l'encaissant actuel du granite, ce dernier étant remonté plus ou moins fortement par rapport au niveau de cristallisation du pyroxène. Les travaux proposés par Paquet (1985) ne sont pas suffisamment étendus pour préjuger des conditions d'équilibration de l'encaissant et du domaine anatectique en général, mais ils ouvrent des perspectives intéressantes qui remettraient en cause, lors du métamorphisme de l'encaissant actuel des charnockites, la présence de conditions stabilisant l'orthopyroxène.

### 4- Les études tectoniques.

Les seules études thématiques entreprises sur le massif de l'Agly ont été réalisées sur les faciès épizonaux et les formations post-orogénèse hercynienne des environs du massif.

Pascal *et al.* (1976) se sont intéressés au domaine des schistes verts dans la partie orientale du massif, à l'Est du méridien de Montner. Ils proposent l'existence de deux phases précoces anté-foliation majeure hercynienne que nous n'avons malheureusement pas moyen de retrouver dès que l'on atteint les niveaux à andalousite, et à fortiori dans le domaine anatectique. Nous retiendrons que dans ce secteur, non compte tenu des rotations de structures du massif, la foliation majeure se développerait par le biais de plis isoclinaux d'axes N-S à NE - SW. Postérieurement, une phase de plis serrés accompagnée de "kink-bands" s'organise autour d'axes E-W à WNW - ESE et montrerait un déversement vers le Nord.

Les autres travaux s'intéressent aux déformations alpines dans les formations mésozoïques environnantes à l'Est et au Nord du massif hercynien. Ces déformations alpines affecteraient très peu les terrains hercyniens. Leblanc et Vaudin (1984) ont montré l'existence des traces de grands coulissements senestres E-W justifiant, selon Choukroune et Mattauer (1978), l'ouverture en "pull-apart" des bassins sédimentaires albo-cénomaniens.

Légier *et al.* (1987), en s'attachant à l'étude du secteur de Calce au Sud d'Estagel, montreraient que la

phase alpine syn-métamorphe caractérise un système compressif, ce qu'avait déjà remarqué Choukroune (1974, 1976). Cette phase à l'origine de grands plis couchés déversés vers le Nord, s'opposerait aux idées de Vielzeuf (1984), de Saint Blanquat *et al.* (1986), Goldberg et Leyreloup (1987) sur l'origine d'un métamorphisme alpin par amincissement crustal. En fait, rejoignant ainsi les idées de Vielzeuf (1984), nous pensons que le flux thermique généré en système extensif ou transcurrent (fig. 2) peut avoir maintenu suffisamment longtemps les températures propices au développement d'un métamorphisme lors des premières phases compressives alpines qui, rappelons-le, sont précoces dans les Pyrénées Orientales. Corroborant ceci, nous verrons que les matériaux hercyniens du massif de l'Agly sont assujettis à un amincissement polyphasé dont l'une des étapes, vraisemblablement d'âge crétaé, s'accomode parfaitement d'une montée du flux thermique alpin accompagnant un amincissement crustal.

#### IV- Les raisons du travail entrepris.

Lors d'une première visite du massif, nous avons constaté que la présence d'associations à orthopyroxène dans les formations gneissiques de Caramany, hormis la charnockite acide, restait cantonnée à des faciès noritiques et dioritiques qui montraient des critères d'injection dans les gneiss d'origine grauwakeuse. Ainsi, la présence du pyroxène dans ces faciès, jusqu'alors considérés comme interstratifiés (Fontelles, 1976), était remise en cause quant à sa validité dans la définition de la zonéographie métamorphique du massif. Les travaux de Paquet (1985) sur les conditions d'équilibration de la périphérie rétrograde des charnockites à des températures de 600 - 650°C semblaient un point de départ intéressant qui incitait à émettre l'hypothèse du développement d'une zone anatectique, du moins pour la partie actuellement visible, à des températures inférieures à celles proposées par Andrieux (1982) et Vielzeuf (1984). Il fallait donc reprendre une étude complète du métamorphisme hercynien dans le domaine anatectique, en s'appuyant sur l'étude pétrographique approfondie des associations minéralogiques et leur intégration justifiée dans une paragenèse, l'exploitation thermobarométrique devant alors prendre en compte les critères d'équilibrations locales des phases impliquées. L'étude du métamorphisme aurait été incomplète sans envisager ses imbrications avec les déformations hercyniennes, chose qui n'avait jamais été faite dans le massif.

En abordant l'étude de la déformation hercynienne, nous nous laissions la possibilité de soumettre l'évolution tectono-métamorphique du massif aux idées nouvelles expliquant la structuration des dômes gneissiques des Pyrénées (Soula, 1982, Brun, 1983, Soula *et al.*, 1986 a) ou encore la déformation hercynienne des massifs profonds par transport vers le Sud ou le SW (Gleizes et Bouchez, 1989). On ajoutera qu'aux vues de la faible épaisseur de la pile métamorphique hercynienne, il semblait intéressant de chercher les traces d'un important amincissement post-métamorphe, plutôt que d'y voir une manifestation de l'effet de socle. Nous constaterons que cet amincissement est bien présent et qu'il se partage à la fois entre l'orogénèse hercynienne et les manifestations d'un étirement supposé crétaé.

Bien évidemment, la reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique d'un massif aussi disloqué, ne peut se faire sans le document de base que constitue une cartographie de détail au 1/10000 ème. Profitons en pour

souligner l'inexistence de carte géologique française au 1/50000 ème dans les Pyrénées Orientales. Cet état de fait est d'autant plus regrettable qu'il reste, à notre avis, très subjectif d'entreprendre une interprétation à l'échelle d'un massif, de résultats acquis ponctuellement, sans situer ces derniers dans leur contexte géologique, c'est-à-dire sur une cartographie de détail. C'est pourquoi les 8 mois de levés sur le terrain demandés par cette nouvelle étude, se doivent d'être concrétisés par le dessin d'une carte au 1/25000 ème utilisable car surimposée aux fonds topographiques de l'I.G.N. Ce document fait partie intégrante de ce mémoire. Il devrait permettre une utilisation critique plus aisée du travail réalisé en vue d'études ultérieures.

Toujours dans le but de faciliter l'accès à des points de repère pour des travaux ultérieurs, un certain nombre de colonnes lithologiques ont été réalisées. Elles constituent un complément au travail cartographique, donnant les successions lithologiques visibles dans les différents secteurs du massif. Il n'est pas dans notre intention de reprendre la description de ces faciès. Elle est clairement détaillée dans les travaux de Fonteilles (1970). C'est pourquoi nous nous contenterons de présenter les empilements lithologiques sous forme de planches annotées. Dans un but simplificateur, la nomenclature des lithotypes proposée par Fonteilles (1970) a été globalement conservée. Les modifications argumentées que nous avons apportées sont les suivantes:

- la formation des gneiss de Caramany (Fonteilles, 1970) sera appelée l'unité de Feilluns - Caramany (abréviation U.C., fig. 6). Cette modification se justifie à la fois par la différence lithologique observable par rapport aux séries de Belesta (section II - 1 de ce chapitre), mais aussi par le caractère discontinu du passage des séries de type Caramany à celles de Belesta. En effet, même à l'Est où Fonteilles considérait ce passage comme continu, nous avons constaté que les deux ensembles gneissiques sont séparés par un contact ultra-mylonitique similaire à celui dénommé faille d'Ansignan - Caramany dans la partie orientée N 110 du massif (fig. 6). Ainsi, les séries de Caramany prennent véritablement une définition d'unité litho-tectonique, d'où le nom d'unité de Feilluns - Caramany. Corrélativement, la série des gneiss de Belesta, séparée des formations sous-jacentes par un contact tectonique, devient l'unité litho-tectonique de la Boucle de l'Agly - Belesta (abréviation U.B.);

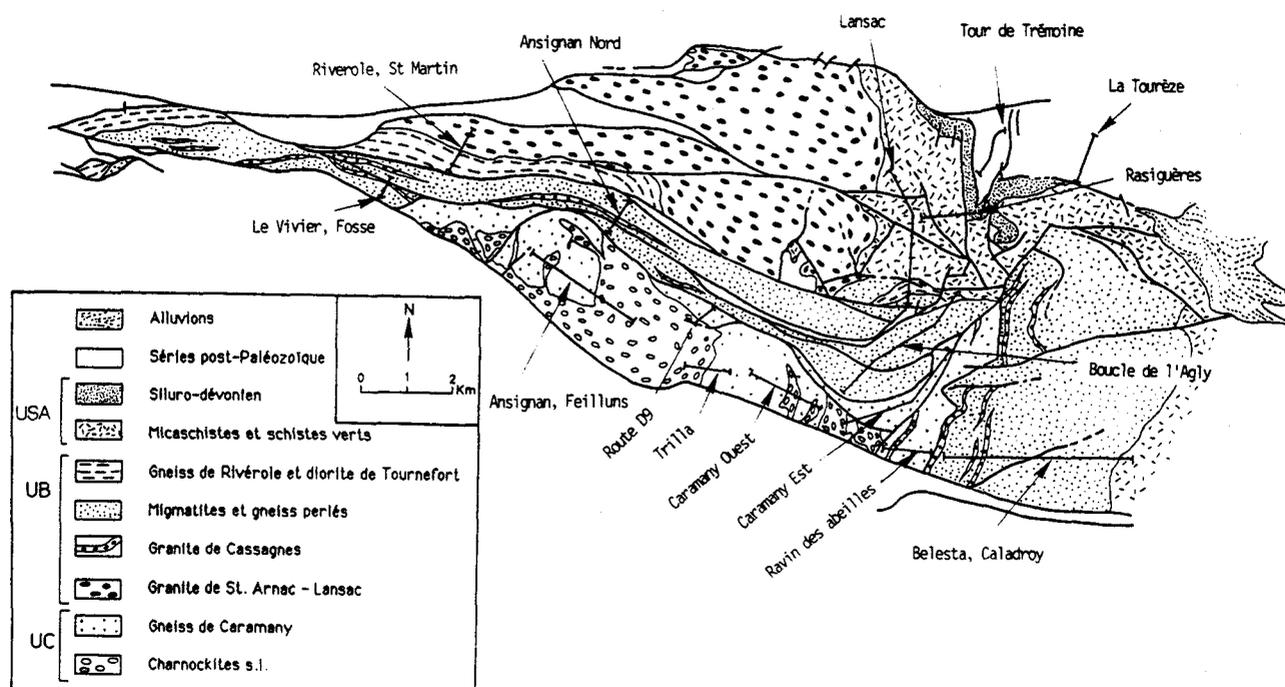


Fig. 6: Localisation des coupes permettant le levé des colonnes lithologiques de figures 7,8,9,10, 11.

- la limite supérieure de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta se situe au toit des séries gneissiques. Le marbre de base, les séries micaschisteuses, les schistes verts et les formations siluro-dévonienne sont regroupées sous le nom d'unité supérieure de l'Agly (abréviation U.S.A, fig. 6). Cette distinction se justifie à la fois par le caractère transgressif du marbre de base pouvant reposer, au sommet de l'U.B., sur les gneiss perlés ou leur équivalent latéral, les gneiss de la Rivérole, mais aussi et surtout parce que le contact gneiss - micaschistes correspond:

- à la limite supérieure de l'anatexie, et conjointement à une distinction vis-à-vis de l'évolution observée du métamorphisme hercynien;

- au lieu de nombreuses disharmonies tectoniques, qui sont une des manifestations d'un comportement mécanique différent entre les deux séries au cours de toutes les phases tectoniques supportées par le massif;

- dans toutes les unités, nous avons dissocié, lorsque cela était possible, les marbres des gneiss à silicates calciques, l'enrichissement en fractions détritiques de ces derniers étant à l'origine de compositions modales assez différentes de celles des marbres;

- dans l'unité de Feilluns - Caramany, les gneiss blancs de Cassagnes (Fontailles, 1970) prennent maintenant le nom de gneiss ou granito-gneiss du Pont de Trilla, car c'est à cet endroit, au pont sur la Desix, 1 km au SE d'Ansignan, à l'embranchement entre la D9 et la D9b vers Trilla, que ces faciès sont les plus caractéristiques (cf. carte 1/25000);

- dans les formations de la Boucle de l'Agly - Belesta ont été dissociées:

- les séries inférieures, typiquement nébulitiques et très riches en passées métriques à décimétriques de faciès leucocrates. Leur dénomination sera: les gneiss migmatitiques ou encore migmatites de l'U.B.,

- les séries intermédiaires, anatectiques banc par banc, et constituant un ensemble lité formé par des alternances décimétriques à métriques de faciès leucocrates et de faciès mélanocrates. Leur dénomination sera: les gneiss anatectiques de l'U.B.,

- les séries supérieures composées de deux formations: au Nord et à l'Est, ce sont des gneiss à perles millimétriques ou centimétriques de feldspath potassique: les gneiss perlés; à l'Ouest, des gneiss massifs très leucocrates, saccharoïdes à grains fins et présentant des plissements soulignés par de fins lits de biotite: les gneiss de la Rivérole. On notera à propos de ces derniers que nous avons séparé la masse des gneiss s.s. et les bandes décimétriques d'un granitoïde leucocrate très finement grenu et à peine déformé, souvent riche en muscovite hystérogène qui, nous le verrons, correspondraient à une ségrégation magmatique par anatexie complète de certains niveaux fusibles dans les formations à l'origine des séries de la Rivérole.

Les successions lithologiques visibles vont être présentées dans les pages suivantes, depuis les formations les plus élevées jusqu'aux plus profondes. La localisation des coupes permettant d'établir les successions lithologiques des différents secteurs du massif est représentée sur la figure 6. Rappelons que la

description détaillée des faciès pourra être consultée dans les travaux de Fonteilles (1970) et n'est pas consignée ici. Dans le cas des formations jurassiques du chaînon de la Tourèze (fig. 7) qui ne sont pas décrites par l'auteur invoqué, les colonnes lithologiques sont accompagnées d'une définition succincte des lithotypes. La nomenclature des abréviations utilisées pour la désignation des lithotypes est rappelée sur les colonnes (fig. 7, 8, 9, 10, 11). Elle correspond aussi à celle utilisée sur la carte au 1/25000 ème et sur les coupes qui seront présentées dans l'étude structurale. Les colonnes lithologiques rendent compte des superpositions actuellement visibles dans chacune des unités, en essayant de prendre en compte, en particulier dans l'U.C., la position relative des divers pointements charnockitiques et les renversements de séries que leur mise en place peut engendrer. Notons enfin que la colonne de Caramany-Est (fig. 10) ne rend pas compte du renversement des séries issu du fonctionnement particulier de la faille d'Ansignan - Caramany dans ce secteur.

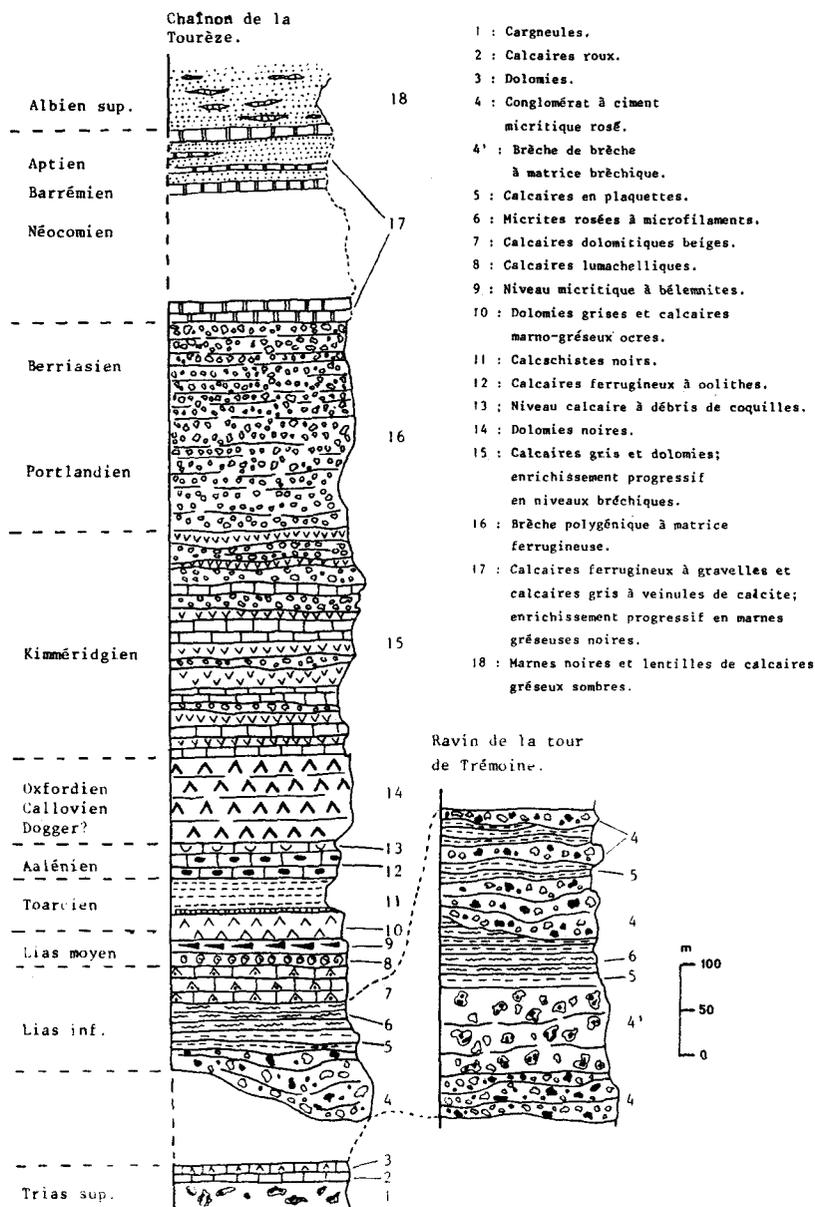


Fig. 7: Colonnes lithologiques des formations mésozoïques au NE du massif hercynien (localisations: fig. 6).

Fig. 9: Colonnes lithologiques des formations de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belestia (U.B., localisations: fig. 6).

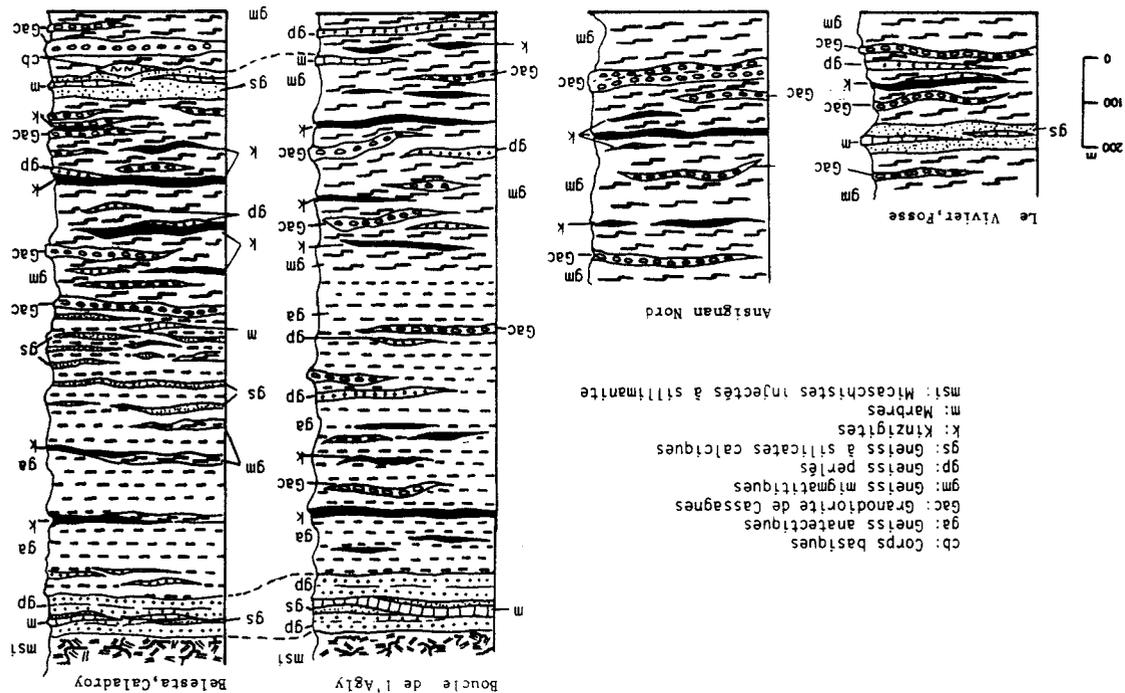
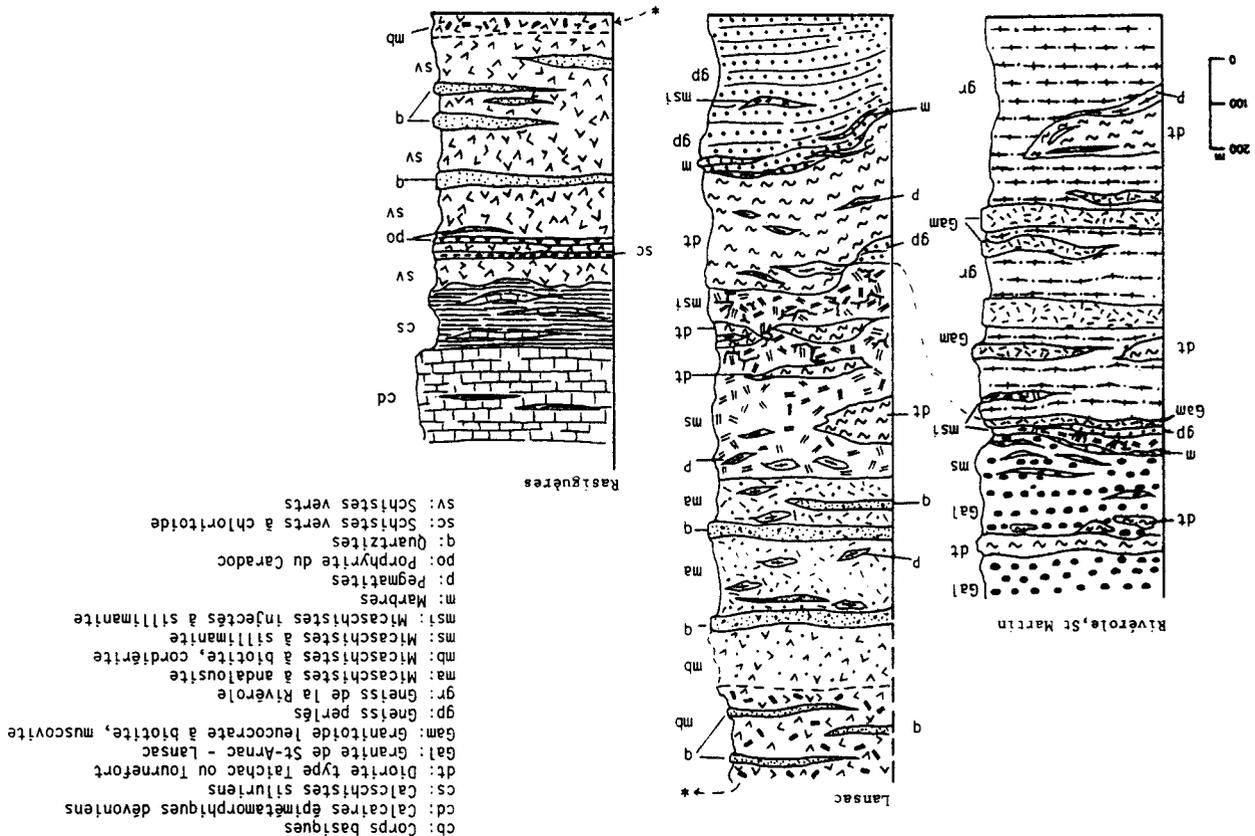


Fig. 8: Colonnes lithologiques des formations de l'unité supérieure de l'Agly (U.S.A.) et du sommet de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belestia (U.B., localisations fig. 6).



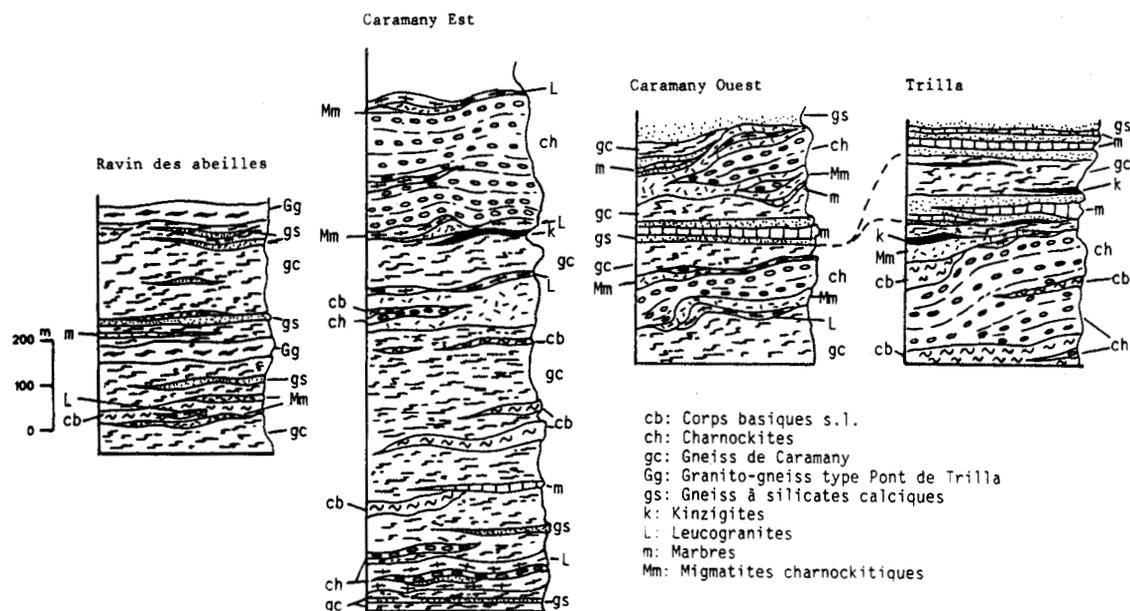


Fig. 10: Colonnes lithologiques des formations de l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.) partie orientale et centrale (localisations: fig. 6).

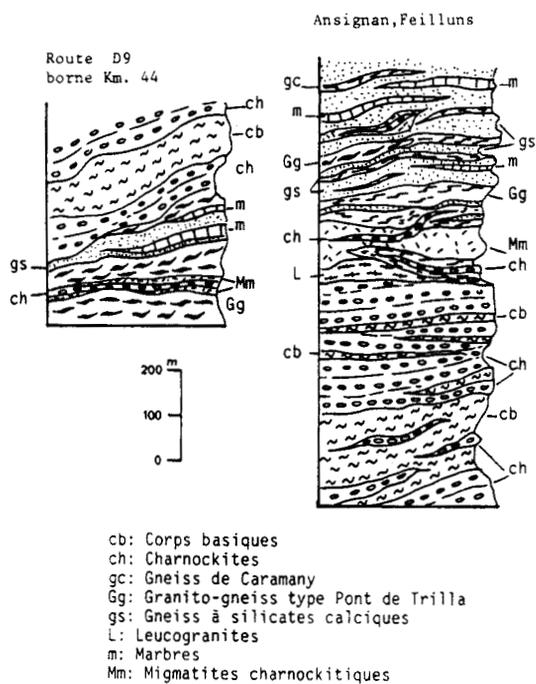


Fig. 11: Colonnes lithologiques des formations de l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.) partie septentrionale et occidentale (localisations: fig. 6).



**CHAPITRE II**  
**ETUDE PETROGRAPHIQUE DES**  
**FACIES SITUES SOUS LA LIMITE DE**  
**L'ANATEXIE**



## I- Remarques préliminaires

La typologie des différents faciès métamorphiques du massif a été établie par Fonteilles (1976, 1981) à partir d'analyses de roches globales. A la suite de cette approche, nous avons effectué l'étude minéralogique et microchimique des faciès lithologiques susceptibles de fournir des indications sur les conditions physiques (P, T°C) du métamorphisme affectant le massif de l'Agly. Bien évidemment, tous les faciès présents à l'affleurement n'ont pas été retenus. En particulier, les faciès micaschisteux à sillimanite, à andalousite et à biotite-cordiérite et enfin les schistes verts s.l. ne présentaient pas d'associations ayant fait l'objet de calibrations thermobarométriques. Leur succession lithologique, quoique fortement perturbée par la tectonique, reflète néanmoins correctement une zonéographie métamorphique prograde. Seuls les minéraux marqueurs peuvent aider à apprécier semi-quantitativement les facteurs P et T, ainsi que les relations métamorphisme-déformation. Nous le verrons plus loin.

Notre attention se portera donc sur les faciès suivants (UC = unité de Feilluns - Caramany; UB = unité de la Boucle de l'Agly - Belesta) :

- les marbres et gneiss à silicates calciques (U.C.- U.B.),
- les corps basiques à Opx-Cpx (U.C. - U.B.),
- les cortèges charnockitiques (U.C.),
- les faciès kinzigitiques avec ou sans spinelle (U.C. - U.B.),
- les formations gneissiques de Caramany et les granitogneiss de type "Pont de Trilla" (U.C.),
- les gneiss anatectiques des séries de l'U.B.

Les roches carbonatées, siège de nombreuses réactions chimiques, ont l'avantage de proposer à chaque étape du métamorphisme des évolutions se marquant clairement par de nouvelles blastèses.

Les corps basiques à Opx-Cpx ont été trouvés dans les deux unités lithologiques définies précédemment. On en comparera la minéralogie et les estimations des températures d'équilibration de l'association Opx-Cpx.

Les corps charnockitiques, cantonnés à la série de Feilluns-Caramany (U.C.), développent, au contact des gneiss de Caramany, un cortège migmatitique où l'orthopyroxène est déstabilisé. Les corps leucocrates à Opx-Ga-Pl-Bi se prêteront aux interprétations barométriques de l'équilibre Opx-Ga-Pl-Qz. L'équilibration diffusionnelle Ga-Bi devrait, quant à elle, fournir les données thermiques de la déstabilisation de l'Opx en présence des feldspaths.

Les faciès à associations alumineuses Ga-Bi, Ga-Cd, Cd-Sp, fournissent de bonnes appréciations thermométriques à condition de les utiliser de manière critique. Les estimations barométriques sur l'équilibre Ga-Cd sont beaucoup plus sujettes à caution et varient fortement en fonction des calibrations choisies (cf. chap.III). Lorsque l'association Ga-Pl-silicate d'alumine est présente dans les échantillons étudiés, il sera possible d'estimer les pressions d'équilibration de cet assemblage.

## II- Etude pétrographique des marbres et gneiss à silicates calciques.

( Pour la localisation des échantillons: se référer à la figure 12 )

### 1- Les associations de phases.

Marbres et gneiss à silicates calciques sont toujours étroitement liés sur le terrain; il seront donc étudiés conjointement. Parmi les marbres, on ne peut distinguer les faciès fortement magnésiens de ceux qui le sont moins que par les lames minces. Sur le terrain, il est en effet quasiment impossible de faire la différence entre les deux types. De plus, l'état de déformation très poussé des bancs carbonatés, essentiellement lié au fluage aisé des carbonates à haute température, est tel qu'il est difficile de cerner correctement un niveau repère d'échantillonnage. Un échantillon à association magnésienne peut être prélevé à deux mètres d'un échantillon peu magnésien, dans ce que l'on croit être le même niveau :

- soit il s'agit de deux rubans carbonatés initialement distincts transposés en un seul par le jeu du fluage de matière,

- soit il s'agit bien du même banc dont la composition géochimique initiale montrait de fortes variations latérales dues à une dolomitisation hétérogène des carbonates initiaux.

Les associations minérales de ces faciès ont été représentées en ACF (fig. 13) et sont, par proportions décroissantes :

<u>marbre magnésien</u>	<u>Marbre peu magnésien</u>	<u>gneiss à silicates calciques</u>
calcite magnésienne	calcite	fractions détritiques
dolomite	clinopyroxène	quartz, microcline
forstérite	(salite, ferrosalite)	plagioclase (An <sub>40</sub> )
spinelle (MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> )	scapolites	scapolites
diopside	plagioclases(An <sub>30-70</sub> )	plagioclases(An <sub>40-90</sub> )
grenat grossulaire	clinozoisites, épidotes	anorthite
fractions détritiques ( quartz, microcline)	hornblende, pargasite trémolite, grunérite ( uniquement ech: 82GR25 et 82GR26)	grenat grossulaire hydrogrossulaire hornblende, pargasite clinopyroxène
( l'échantillon FD84-39 présente le développement de phlogopite	sphène clinozoisites fractions détritiques quartz, microcline.	(salite,ferrosalite) calcite

Fig. 13: Représentation ACF des minéraux des marbres et gneiss à silicates calciques (Les chiffres associés à chacune des aires du diagramme correspondent au nombre d'analyses reportées).

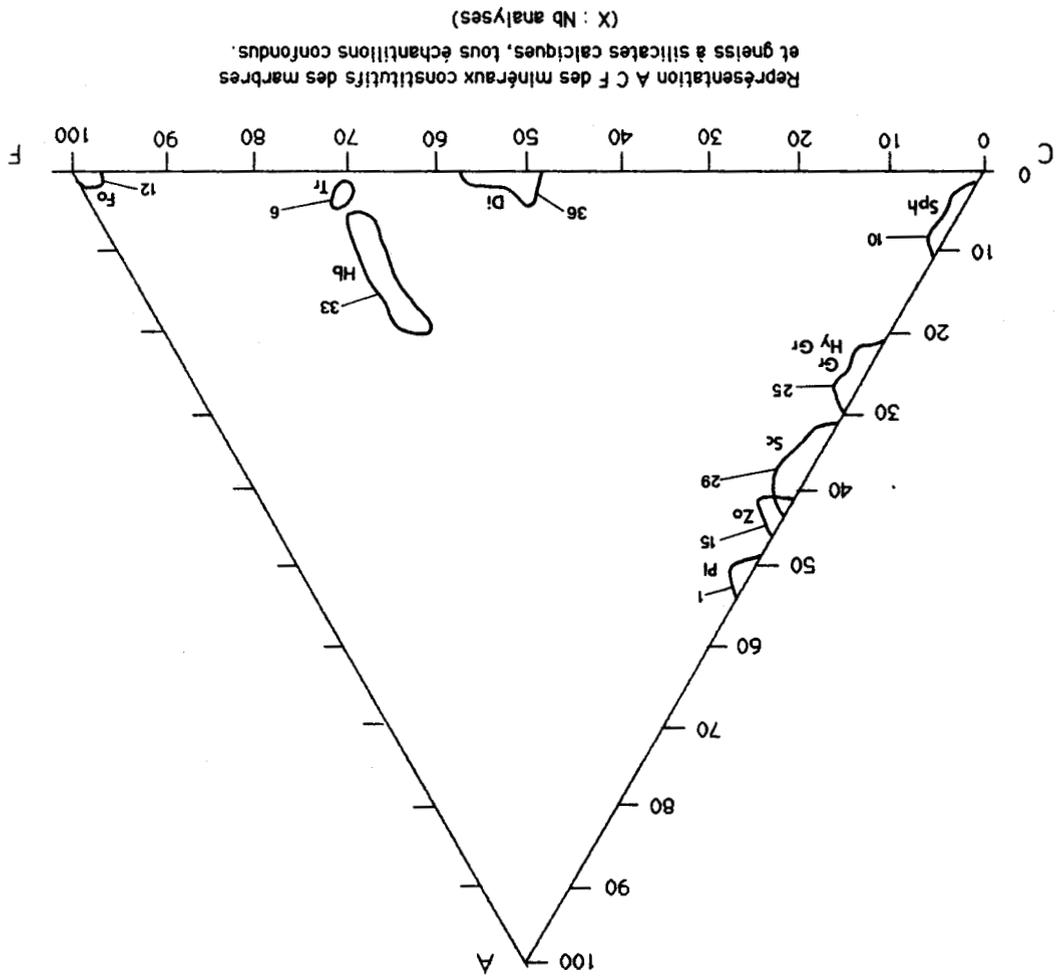
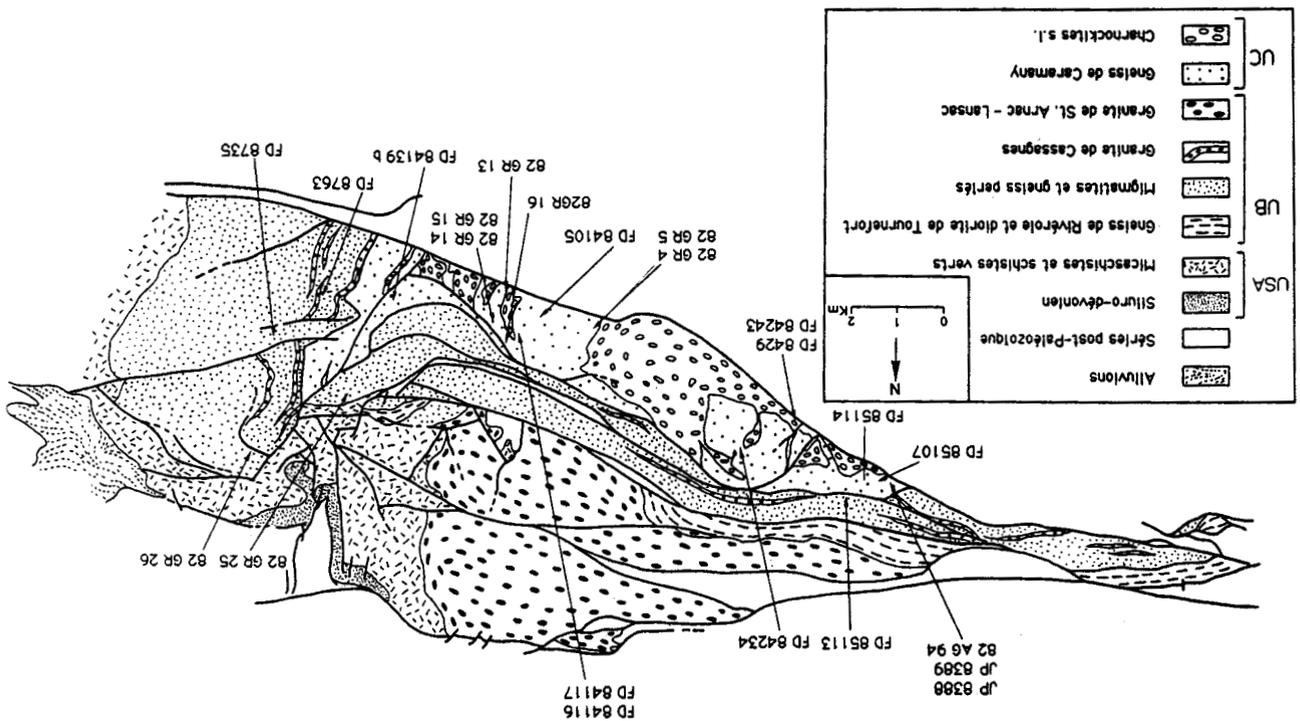


Fig. 12: Localisation des échantillons de marbres et de gneiss à silicates calciques.



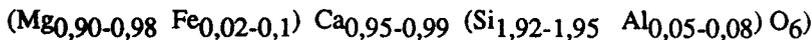
Les associations minérales des marbres peu magnésiens sont identiques à celles des gneiss à silicates calciques. Seules les proportions relatives des différents minéraux changent avec la teneur en fraction détritique. Bien évidemment l'ensemble des minéraux énumérés ne reflète pas une paragenèse unique, mais plutôt une série d'associations marquant les évolutions des conditions du métamorphisme. Les relations texturales permettront d'en proposer l'évolution.

**2- Minéralogie des marbres et gneiss à silicates calciques.**

L'homogénéité de chacune des phases présentes dans un échantillon a été testée. En effet si une phase apparaît hétérogène, il y a peu de chances pour qu'elle constitue un composant à l'équilibre permettant de caractériser une paragenèse (Winkler 1979). Le test d'homogénéité est donc nécessaire en s'assurant de l'absence de dérive analytique de la microsonde électronique elle-même (conditions analytiques: voir annexes). Enfin, un certain nombre de comparaisons peuvent être faites entre échantillons de diverses provenances, afin de corréliser les séries carbonatées rencontrées dans le massif.

**a- Les clinopyroxènes.**

Ils sont représentés sur le diagramme standard Di-Hd-En-Fs (fig. 14). Dans les carbonates magnésiens des séries de Feilluns Caramany, ces pyroxènes sont de type diopside pur, leur formule structurale moyenne est du type:



Leur composition est très homogène dans les échantillons. Le caractère magnésien du marbre, souligné par l'abondance de dolomite, se retrouve dans le caractère purement magnésien du clinopyroxène. Dans tous les autres faciès carbonatés, les clinopyroxènes sont de type salite-ferrosalite avec  $X_{Fe} = 0,30 - 0,50$ . Les tableaux d'analyses (tab. I, II) témoignent de l'homogénéité des clinopyroxènes et lorsque plusieurs analyses sont citées dans un échantillon, elles représentent les valeurs extrêmes observées pour le minéral concerné.

Echantillon Minéral Analyse	82 GR 25						FD 85113									
	Cpx 83-907	Cpx 83-878	Hb 83-905	Gr 83-889	Tr 83-893	Tr-Act 83-898	Cpx 85-K50	Gr 85-K27	Gr 85-K29	Sc 85-K30	Sc 85-K35	Pl 85-K42	Pl 85-K51	Zo 85-K56	Zo 85-K38	Zo 85-K39
SiO2	51,77	52,70	47,99	40,02	53,69	52,93	52,10	40,35	39,57	47,34	51,02	62,80	60,73	39,23	39,23	39,81
Al2O3	0,90	0,73	5,80	21,36	2,39	2,26	0,49	21,30	21,12	27,62	26,36	24,36	25,12	29,87	28,07	29,33
TiO2	0,01	0,04	0,08	0,00	0,08	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,05
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,10	0,06	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,03
Fe2O3																
FeO	12,23	13,20	16,53	0,54	10,28	14,09	12,80	2,73	3,12	0,04	0,08	0,08	0,00	4,24	6,08	4,74
MnO	0,33	0,39	0,32	0,08	0,15	0,20	0,12	0,16	0,14	0,06	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00
MgO	10,65	9,36	12,49	0,02	17,22	14,36	9,88	0,06	0,07	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04
ZnO	0,00	0,00	0,19	0,12	0,24	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,12	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00
CaO	23,51	25,11	11,55	38,29	12,32	12,33	24,11	35,42	35,61	17,18	14,37	5,07	6,62	23,10	22,93	23,11
Na2O	0,48	0,29	1,07	0,03	0,35	0,19	0,17	0,00	0,00	3,53	4,93	6,06	7,21	0,04	0,00	0,03
K2O	0,02	0,00	0,48	0,01	0,20	0,17	0,02	0,02	0,01	0,22	0,74	0,22	0,34	0,02	0,01	0,01
Total	99,90	101,84	96,51	100,53	97,11	96,65	99,84	100,14	99,77	95,99	97,56	100,71	100,17	96,63	96,47	97,16
Si	1,969	1,986	7,117	6,010	7,855	7,732	1,994	6,065	5,998	7,110	7,458	11,027	10,774	3,036	3,055	3,065
Al IV	0,030	0,014	0,882	0,000	0,345	0,267	0,006	0,000	0,005	4,690	4,542	5,043	5,254	0,000	0,000	0,000
Al VI	0,010	0,018	0,131	3,782	0,057	0,122	0,016	3,774	3,734	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,725	2,577
Ti	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,011	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,002	0,002
Fe3	0,039	0,000	0,656	0,067	0,355	0,172	0,000	0,226	0,261	0,000	0,000	0,000	0,000	0,272	0,392	0,302
Fe2	0,350	0,416	1,394	0,000	0,870	1,549	0,410	0,117	0,182	0,005	0,010	0,012	0,000	0,003	0,004	0,003
Mg	0,604	0,526	2,760	0,000	3,659	3,126	0,564	0,013	0,016	0,002	0,004	0,005	0,000	0,000	0,003	0,005
Mn	0,010	0,012	0,040	0,010	0,018	0,025	0,004	0,020	0,021	0,008	0,005	0,000	0,006	0,002	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,021	0,013	0,025	0,000	0,000	0,010	0,000	0,001	0,000	0,010	0,001	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,006	0,014	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,006	0,002	0,000	0,000
Ca	0,958	1,013	1,835	6,162	1,882	1,930	0,989	5,705	5,779	2,765	2,251	0,954	1,258	1,915	1,913	1,906
Na	0,036	0,021	0,308	0,008	0,097	0,054	0,013	0,000	0,003	1,028	1,397	2,744	2,480	0,006	0,000	0,004
K	0,001	0,000	0,091	0,001	0,036	0,032	0,001	0,004	0,004	0,042	0,138	0,049	0,077	0,002	0,001	0,001

Tab. I: Analyses et formules structurales de minéraux dans les marbres et gneiss à silicates calciques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

Echantillon Minéral Analyse	FD 8429						82 AG 5						82 GR 15								
	Cpx 84-B2	Cpx 84-C16	Amp 84-B7	Amp 84-C15	Sc 84-C5	Ep 84-C9	Cpx 84-A37	Cpx 84-A41	Amp 84-A42	Amp 84-A35	Sc 84-A36	Pl 84-A40	Cpx 84-A96	Cpx 84-A98	Hy-Gr 84-A86	Hy-Gr 84-A99	Amp 84-A81	Amp 84-A84	Zo 84-A89	Zo 84-A91	Sc 84-A97
SiO2	52,52	51,38	36,36	36,86	53,74	36,57	51,24	51,57	39,20	44,19	44,00	45,90	53,01	52,20	39,37	39,44	44,71	44,47	38,88	39,50	45,86
Al2O3	0,09	0,67	11,13	11,32	23,35	22,44	0,50	0,68	12,02	10,45	26,89	33,33	0,69	0,66	21,13	20,53	9,34	6,52	30,97	31,72	26,71
TiO2	0,00	0,16	0,35	0,30	0,00	0,00	0,00	0,05	0,78	0,40	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,50	0,49	0,01	0,01	0,05
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00	0,06	0,06	0,00	0,06	0,04	0,06	0,06	0,00	0,03	0,04	0,05	0,10	0,04	0,00	0,00
Fe2O3																					
FeO	15,84	14,84	30,80	30,04	0,20	12,66	17,31	14,90	22,51	20,85	0,18	0,13	9,71	9,87	1,37	2,48	21,81	20,57	0,80	0,86	0,07
MnO	0,72	0,61	0,46	0,52	0,00	0,00	0,28	0,20	0,20	0,00	0,01	0,00	0,21	0,30	0,16	0,36	0,32	0,25	0,00	0,00	0,02
MgO	6,71	6,96	1,99	2,21	0,00	0,01	6,77	9,08	5,15	7,72	0,01	0,00	12,10	11,77	0,02	0,09	7,52	7,61	0,01	0,00	0,00
ZnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,18	0,00	1,59	0,02	0,17	1,00	0,17	0,17	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,22	0,00
NiO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,09	0,14	1,08	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,07
CaO	23,35	24,03	10,84	11,66	10,70	23,98	21,56	23,40	11,30	11,55	16,21	17,48	24,04	23,85	35,30	34,84	11,62	11,46	23,82	23,76	17,24
Na2O	0,07	0,25	0,90	0,87	7,29	0,01	0,18	0,18	1,20	1,06	2,84	1,35	0,21	0,21	0,02	0,03	1,25	1,27	0,00	0,01	3,49
K2O	0,00	0,04	3,20	3,44	1,08	0,00	0,01	0,00	2,91	0,07	0,15	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	1,26	1,09	0,00	0,00	0,27
Total	101,33	101,00	96,10	97,24	96,41	97,74	100,18	100,26	97,95	96,38	93,13	99,30	100,31	99,06	97,40	97,82	96,50	95,94	94,53	96,18	93,84
Si	2,005	1,964	6,002	6,054	7,935	3,046	1,987	1,984	6,189	6,710	7,014	8,553	1,990	1,988	6,064	6,067	6,781	6,916	3,060	3,062	7,115
Al IV	0,000	0,030	1,998	1,945	4,060	0,000	0,013	0,015	1,811	1,289	4,985	7,322	0,010	0,011	0,000	0,000	1,219	1,084	0,000	0,000	4,885
Al VI	0,004	0,000	0,167	0,247	2,089	0,010	0,015	0,426	0,580	0,000	0,000	0,020	0,018	3,837	3,723	0,045	0,478	2,874	2,892	0,000	0,000
Ti	0,000	0,002	0,022	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000	0,092	0,045	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,056	0,057	0,000	0,000	0,006
Cr	0,000	0,001	0,000	0,004	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,007	0,005	0,008	0,002	0,000	0,004	0,005	0,006	0,012	0,003	0,000	0,000
Fe3	0,000	0,038	0,977	0,536	0,802	0,000	0,000	0,505	0,556	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,160	0,274	0,304	0,107	0,000	0,000	0,000
Fe2	0,506	0,436	3,274	3,590	0,025	0,033	0,561	0,479	2,467	2,092	0,024	0,020	0,305	0,314	0,016	0,045	2,462	2,568	0,053	0,056	0,009
Mg	0,495	0,510	0,489	0,541	0,000	0,001	0,507	0,520	1,212	1,747	0,002	0,000	0,677	0,668	0,004	0,021	1,700	1,764	0,000	0,000	0,000
Mn	0,023	0,020	0,064	0,072	0,000	0,000	0,009	0,006	0,027	0,000	0,001	0,000	0,007	0,009	0,021	0,047	0,041	0,033	0,001	0,000	0,003
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,005	0,000	0,185	0,002	0,000	0,137	0,005	0,004	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,012	0,014
Ni	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,137	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,955	0,984	1,917	2,052	1,893	2,029	0,896	0,964	1,911	1,879	3,068	3,490	0,967	0,973	5,826	5,743	1,888	1,910	2,009	1,969	2,866
Na	0,005	0,018	0,288	0,277	2,087	0,001	0,014	0,013	0,367	0,312	0,866	0,468	0,015	0,015	0,006	0,009	0,368	0,383	0,000	0,001	1,049
K	0,000	0,002	0,673	0,721	0,203	0,000	0,000	0,000	0,586	0,013	0,030	0,009	0,000	0,000	0,000	0,002	0,244	0,216	0,000	0,000	0,000

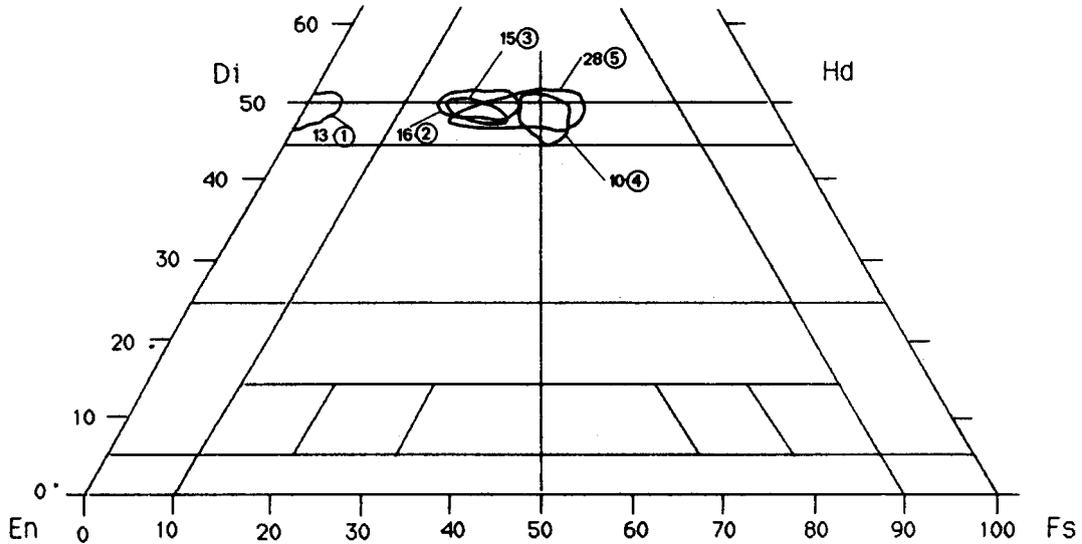
Tab. II: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss à silicates calciques de l'unité de Feilluns - Caramany.

Sur la figure 14 (diagramme Di-Hd-En-Fs) plusieurs constatations s'imposent :

- tout d'abord, dans les marbres peu magnésiens et les gneiss à silicates calciques où la dolomite est quasiment absente, les clinopyroxènes sont nettement dissociés du pôle diopside. En tenant compte de la remarque (cf. section II-1) relative à la proximité des échantillons magnésiens et non magnésiens, on peut considérer qu'au delà du degré de métamorphisme, le  $X_{Mg}$  des pyroxènes reflète, à un coefficient de proportionnalité près, la valeur du  $X_{Mg}$  de la roche initiale. Ceci se justifie d'autant que dans les faciès non magnésiens, clinopyroxènes et amphiboles constituent les seules phases ferromagnésiennes des associations minéralogiques (les zoisites étant très pauvres en  $Fe^{3+}$  et peu abondantes) ;

- on constate une identité des clinopyroxènes des marbres de la série des environs de Caramany (U.C.) et ceux du marbre de base du paléozoïque (Fontailles, 1970) dans la série de la boucle de l'Agly-Belesta (U.B.). Une telle similitude apparaît aussi au niveau de l'affleurement lui-même. Ces deux formations carbonatées appartiennent pourtant à des entités lithostratigraphiques totalement distinctes puisque le marbre de base serait cambrien (série de Canaveilles du massif du Canigou) alors que le marbre de Caramany serait précambrien. Les marbres de Trilla et du plateau de Feilluns, appartenant, eux, aux séries de Caramany présumées précambriennes, présentent par contre des clinopyroxènes à  $X_{Mg}$  plus faible (voisin de 0,50), ce qui tendrait à en faire des séries géochimiques différentes des deux précédentes ;

- les clinopyroxènes analysés dans les gneiss à silicates calciques sont du même type que ceux des marbres peu magnésiens. Les valeurs des  $X_{Mg}$  des clinopyroxènes ne sont donc pas sensibles à l'augmentation importante de la fraction détritique.



X (Y) <--->  
Nb analyses (N° échantillon)

- ① Marbres magnésiens de la série de Caramany  
FD 84105 - FD 84139b - FD 85114
- ② Marbres des séries de Caramany  
82 GR 13 - 82 GR 14 - 82 GR 16
- ③ Marbres de limite migmatites - séries micaschisteuses  
de l'unité boucle de l'Agly - Belesta  
82 GR 25 - 82 GR 26 - FD 8735 - FD 8763
- ④ Marbres du plateau de Feilluns, marbres de Trilla  
82 GR 4 - 82 GR 5 - FD 8429 - FD 84243
- ⑤ Gneiss à silicates calciques (sans distinction de provenance)  
JP 8388 - JP 8389 - FD 84116 - FD 84117 - FD 84234

Fig. 14: Représentation en composants polaires des clinopyroxènes de l'ensemble des marbres et des gneiss à silicates calciques.

#### b- Les olivines, le spinelle.

Ces minéraux sont cantonnés aux formations fortement magnésiennes, riches en dolomite et en diopside s.s. Leur présence, même à l'état de reliques, n'a jamais été observée dans les autres formations. L'olivine est de type  $Fo_{90-92}$  (cf. tab. III), le spinelle est fortement magnésien, en moyenne: spinelle s.s.: 95 - hercynite: 5 (seul l'échantillon FD85139 fournit: spinelle s.s.: 75 - hercynite: 25).

Le hyatus compositionnel entre marbres magnésiens et peu magnésiens qui se manifestait dans les clinopyroxènes par l'absence de compositions intermédiaires entre  $Di_{90}$  et  $Di_{70}$ , est confirmé par le fait que l'olivine et le spinelle sont toujours proches des pôles magnésiens sans évolution apparente vers les termes ferrifères.

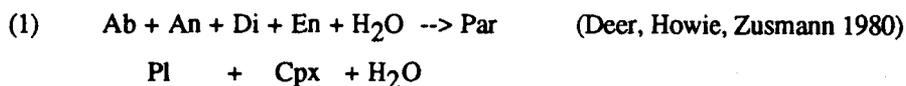
#### c- Les amphiboles.

Elles apparaissent de façon systématique dans tous les types de marbres et dans les gneiss à silicates calciques mais en proportions variables. Sur les figures 15, 16, 17 les amphiboles ont été représentées sur les pôles de la classification de Leake (1978) et apparaissent assez hétérogènes au sein de chaque échantillon. Elles se

placent autour du pôle hornblende (verte), mais que l'on s'intéresse aux gneiss à silicates calciques (fig. 17), aux marbres des environs de Caramany, au marbre de base (fig. 15), ou enfin aux formations du secteur Feilluns - Le Vivier (fig. 16), un certain nombre d'amphiboles s'éloignent de l'aire représentative des hornblendes. On remarque par exemple le développement de pargasites  $s_l$ , dont l'apparition ne peut être mise en relation avec le caractère magnésien ou le taux de fraction détritique, puisque ces amphiboles sont retrouvées dans tous les types de niveaux carbonatés. Par contre, ces échantillons très diversifiés en composition sont systématiquement associés à de nombreux filonnets pegmatitiques, syn à post-déformation majeure, qui pourraient être les témoins d'un apport sodi-potassique et alumineux important permettant le développement de telles pargasites. Deux types de pargasites  $s_l$  sont à distinguer :

- Les échantillons JP8388 et FD8429 présentent des hastingsites ( $X_{Mg} = 0,15$ , fig. 18 )
- L'échantillon FD 84105 présente des pargasites  $s_s$ .

Dans les deux premiers échantillons (JP8388 et FD8429), le développement des amphiboles est associé à la présence de grossulaires très riches en andradite, dans un faciès "skarn" pour l'échantillon FD8429. L'apport externe en Fe est ici évident. Pour l'échantillon FD84105, les pargasites  $s_s$  sont associées aux forstérites et aux diopsides. Elles seraient l'un des produits d'altération du pyroxène, associé au plagioclase lors d'une réaction de type :



Sans pour autant préjuger des relations texturales des amphiboles au sein des échantillons, les observations précédentes incitent à exclure toute ou partie des amphiboles d'une paragenèse primaire à l'équilibre. Il faut noter (fig. 15) que l'apparition de trémolite n'est observé que dans l'échantillon 82GR25, c'est à dire dans le marbre au sommet de l'U.B. limitant les migmatites des séries micaschisteuses. La trémolite dans le système  $\text{CaO}, \text{MgO}, \text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$ , représente une phase stable à des températures plus basses que le diopside (Kase et Metz, 1979) et résulte d'une rétro-morphose partielle du diopside auquel elle est intimement associée (voir section II - 3 de ce chapitre).

Le  $X_{Mg}$  des clinopyroxènes a été comparé à celui des amphiboles. Pour tous les échantillons étudiés, le  $X_{Mg}$  des hornblendes évolue parallèlement à celui des clinopyroxènes (fig. 18) avec un décalage de l'ordre de 0,2. Malgré l'hétérogénéité apparente dans la représentation sur les pôles de classification de Leake (1978), le  $X_{Mg}$  des hornblendes est aussi homogène que celui des pyroxènes. De toute évidence, la croissance des amphiboles dans le matériau carbonaté est gouvernée d'une part, par un paramètre compositionnel lié au matériau originel (Fe - Mg), et d'autre part par un autre paramètre compositionnel sur Al, Na, K  $\pm$  Si associable aux fluides à l'origine des fines injections quartzo-feldspathiques observées dans tous les faciès carbonatés et gneiss à silicates calciques.

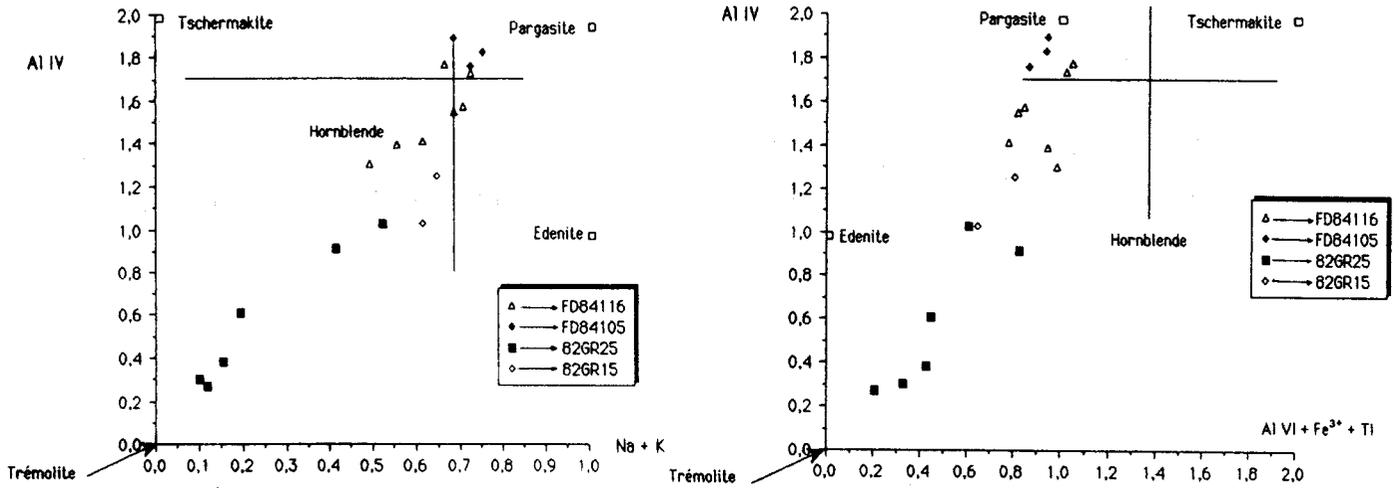


Fig. 15: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les marbres de Caramany et le "marbre de base". Les axes correspondent à des nombres d'atomes dans une formule structurale à 23 atomes d'oxygène.

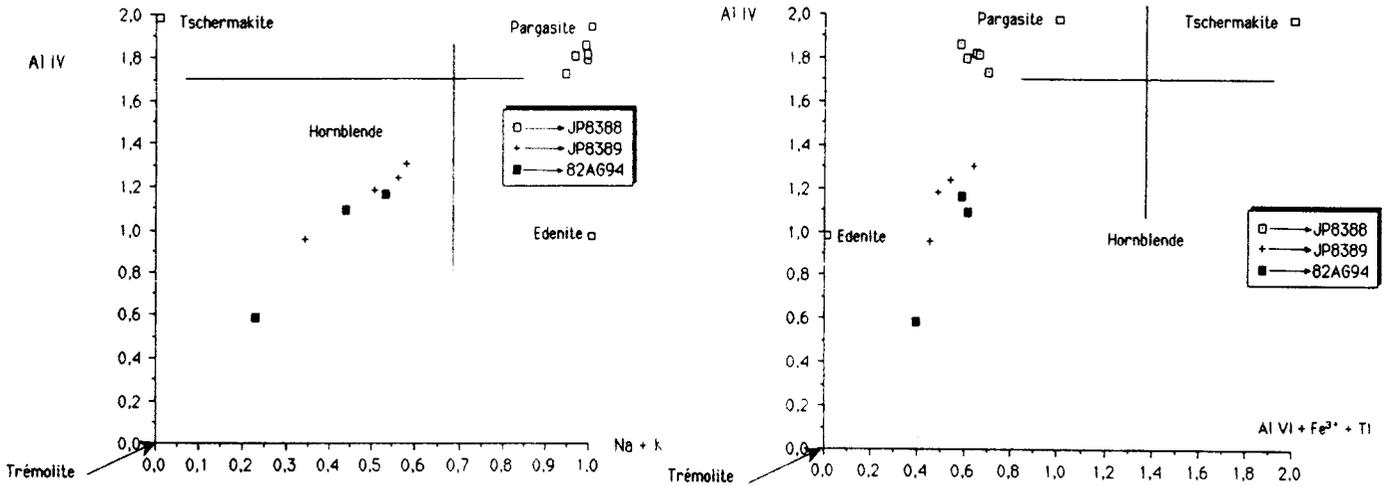


Fig. 16: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les marbres de Feilluns - Le Vivier.

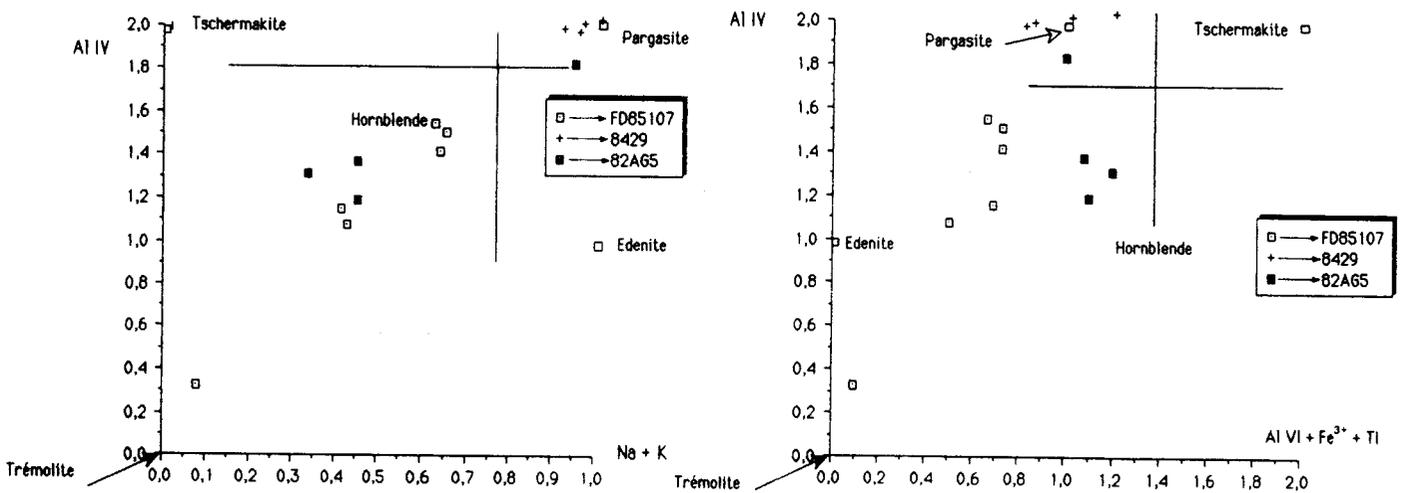
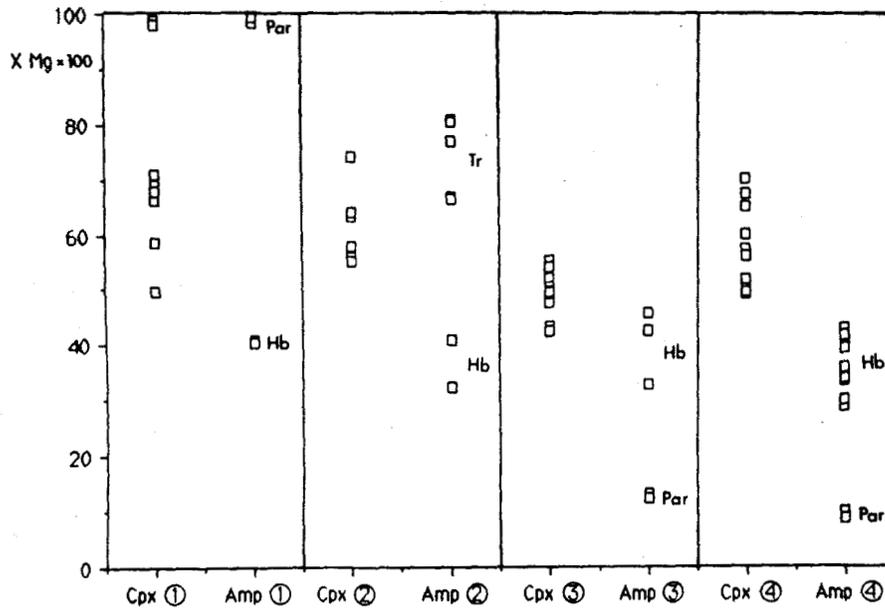


Fig. 17: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les gneiss à silicates calciques.



- ① Marbres des séries de Caramany  
Fd 84105 - 82 GR 15
- ② Marbres de limite migmatites - séries micachisteuses  
de l'unité boucle de l'Agly - Belesta  
82 GR 25 - FD 85113
- ③ Marbres du plateau de Feilluns  
82 GR 5 - FD 8429
- ④ Gneiss à silicates calciques  
JP 8388 - JP 8389 - FD 84116

Fig. 18: Représentation comparée du XMg = MgO/MgO+FeO (oxydes en moles) des clinopyroxènes et des amphiboles dans les marbres et les gneiss à silicates calciques.

**d- Les grenats.**

Quelque soient les faciès invoqués, les grenats sont de type grossulaire - hydrogrossulaire. (tab. II). Sur 60 analyses, les proportions molaires moyennes en pôles purs, sont :

almandin	0,4 - 1 %
spessartine	0,3 - 0,6 %
pyrope	0,4 - 1 %
andradite	3,5 - 8 %
grossulaire	92 - 97 %

Une mention particulière est à apporter aux grenats de l'échantillon FD8429. Il s'agit de gros cristaux centimétriques, automorphes, associés aux scapolites fibreuses d'un "skarn". Probablement fortement hydratés (leurs analyses ne ferment jamais au-dessus de 96 %), ils sont riches en andradite (65 %). C'est dans ce type de faciès qu'ont été notées les hastingsites. La magnétite et l'hématite sont fréquemment observées, ce qui implique un apport en fer et une fugacité d'oxygène élevée. Ces faciès de type "skarn" sont recoupés par de fines injections quartzo-feldspathiques liées à la mise en place de charnockites acides toutes proches. La présence de charnockite pourrait être à l'origine des processus d'échange conduisant au faciès de type "skarn" à partir d'un marbre métamorphique de composition initiale classique.

### e- Les scapolites.

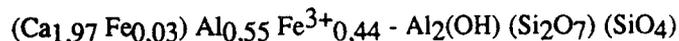
Les scapolites sont, dans les formations étudiées, de type  $Me_{75-85}$  (tab. I, II, III). Leur degré d'homogénéité dans chaque échantillon est médiocre et peut être associé aux fluctuations de l'ordre de 10 à 30% en anorthite dans les plagioclases. Les scapolites en longues fibres de l'échantillon FD8429 de type "skarn" se distinguent à la fois par leur habitus et leur plus faible teneur en méionite:  $Me_{45-50}$

Echantillon Minéral Analyse	FD 84234					FD 84105					FD 85114					FD 84139					
	Cpx 85-H15	Cpx 85-H16	Zo 85-H20	Zo 85-H10	Sc 85-H30	Fo 84-C21	Fo 84-C22	Di 84-C23	Amp 84-C30	Amp 84-C32	Fo 86-D12	Fo 86-D16	Ser 86-D14	Di 86-D2	Sp 86-D11	Di 84-A3	Di 84-A9	Sp 84-A2	Pl 84-A13	Pl 84-A16	An 84-A5
SiO2	51,64	50,27	37,94	37,49	44,06	41,30	40,66	52,81	43,49	42,51	43,14	42,90	44,10	55,53	0,05	53,77	52,67	0,11	39,40	38,13	43,08
Al2O3	0,18	0,88	27,25	28,74	28,75	0,00	0,00	1,38	13,93	14,30	0,01	0,01	0,10	0,55	69,69	1,74	2,92	65,85	16,65	16,91	35,17
TiO2	0,04	0,15	0,21	0,17	0,00	0,00	0,02	0,20	0,61	0,78	0,07	0,01	0,00	0,06	0,00	0,41	0,72	0,00	0,90	1,74	0,00
Cr2O3	0,19	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,12	0,00	0,00	0,04	0,09	0,09	0,10	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05	0,04
FeO	16,68	15,63	6,58	5,99	0,06	7,33	7,82	1,09	1,67	1,95	1,93	1,70	1,02	0,23	1,94	2,00	1,85	11,36	3,40	4,01	0,00
MnO	0,72	0,18	0,08	0,00	0,00	0,00	0,49	0,18	0,04	0,27	0,01	0,03	0,00	0,07	0,04	0,73	0,15	0,04	0,00	0,00	0,06
MgO	7,77	8,41	0,00	0,00	0,00	50,96	51,21	18,11	18,93	18,71	55,84	56,25	44,02	18,47	27,16	17,25	16,90	20,34	24,21	23,10	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,30	0,15	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,06	0,55	0,00	0,02	1,60	0,00
NiO	0,04	0,06	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,33	0,07	0,05	0,01	0,00	0,05	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,01	0,09
CaO	22,92	24,05	23,60	23,35	19,24	0,05	0,00	24,72	13,35	13,09	0,03	0,02	0,05	25,86	0,01	24,46	24,56	0,00	0,15	0,01	19,85
Na2O	0,09	0,08	0,01	0,00	2,46	0,00	0,00	0,05	1,64	1,66	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,14	0,04	0,00	0,20	0,06	0,07
K2O	0,02	0,01	0,05	0,02	0,18	0,00	0,02	0,01	1,38	1,43	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,14	10,61	0,00
Total	100,29	99,93	95,75	96,07	94,92	99,64	100,45	98,57	95,50	94,77	101,11	101,00	89,44	100,97	99,58	100,58	99,93	99,44	95,12	94,62	98,39
Si	2,003	1,951	3,004	2,955	6,782	1,002	0,990	1,940	6,276	6,186	1,007	1,002	1,986		1,950	1,923		5,600	5,513	8,115	
Al IV	0,000	0,040	0,000	0,045	5,217	0,000	0,000	0,059	1,723	1,814	0,000	0,000	0,014		0,049	0,077		2,399	2,467	7,810	
Al VI	0,008	0,000	2,543	2,627	0,000	0,000	0,000	0,000	0,847	0,839	0,000	0,000	0,009		0,025	0,048		0,390	0,395		
Ti	0,001	0,004	0,012	0,010	0,000	0,000	0,000	0,005	0,066	0,084	0,001	0,000	0,002		0,010	0,020		0,096	0,190	0,000	
Cr	0,006	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,001	0,003		0,000	0,000		0,001	0,006	0,005	
Fe3	0,000	0,041	0,431	0,371	0,000	0,000	0,000	0,033	0,135	0,235	0,000	0,000	0,000		0,002	0,000		0,000	0,000		
Fe2	0,541	0,473	0,004	0,020	0,008	0,149	0,158	0,000	0,066	0,002	0,038	0,033	0,007		0,058	0,056		0,404	0,485	0,000	
Mg	0,449	0,486	0,000	0,000	0,000	1,842	1,849	0,992	4,071	4,057	1,943	1,959	0,984		0,933	0,919		5,135	4,977	0,003	
Mn	0,023	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,010	0,005	0,005	0,033	0,000	0,001	0,002		0,022	0,005		0,000	0,000	0,009	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,017	0,017	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002		0,000	0,000		0,006	0,000	0,000	
Ni	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	0,008	0,001	0,000	0,001		0,002	0,002		0,000	0,001	0,013	
Ca	0,953	1,000	2,002	1,972	3,173	0,001	0,000	0,973	2,064	2,041	0,001	0,001	0,991		0,951	0,960		0,023	0,002	4,006	
K	0,006	0,006	0,001	0,000	0,734	0,000	0,000	0,003	0,459	0,468	0,000	0,000	0,000		0,009	0,003		0,055	0,017	0,025	
Na	0,001	0,000	0,005	0,002	0,035	0,000	0,000	0,000	0,254	0,265	0,001	0,000	0,000		0,000	0,000		1,839	1,957	0,000	

Tab. III: Analyses et formules structurales de minéraux dans les marbres de l'unité de Feilluns - Caramany.

### f- Les clinozoïsites.

Bien que présentes dans quelques faciès carbonatés, elles sont surtout observées dans les gneiss à silicates calciques. Un phénomène de glissement des compositions par enrichissement en  $Fe^{3+}$  (fig. 19) rend les populations assez hétérogènes au sein de chaque échantillon. Les minéraux deviennent des intermédiaires zoïsite - épidote de formule structurale moyenne:



Dans quelques rares niveaux de marbres très purs, on trouve des clinozoïsites s.s. homogènes, à  $Fe^{3+}$  très proche de 0 (fig. 19, ech. 82GR25).

### g- Conclusion à l'étude minéralogique.

L'étude minéralogique des marbres et des gneiss à silicates calciques souligne l'hétérogénéité de certaines phases minérales, par exemple, les amphiboles alors que d'autres, tels les pyroxènes et les olivines sont beaucoup plus homogènes. La genèse des amphiboles suppose en particulier un apport en Al, Na, K, non lié aux fractions détritiques, puisqu'elles cristallisent avec les mêmes compositions, aussi bien dans les marbres purs que dans les gneiss à silicates calciques. Les pyroxènes, quant à eux, constitueraient, par la constance de leur  $X_{Mg}$ , une fossilisation du caractère géochimique primaire du matériel carbonaté. Rappelons enfin que les marbres

magnésiens sont clairement dissociés des autres par leur minéralogie à Di - Fo - Sp et la composition purement magnésienne de ces phases.

L'étude texturale a permis d'associer ces phases en paragenèses caractéristiques et de cerner plusieurs étapes d'évolution.

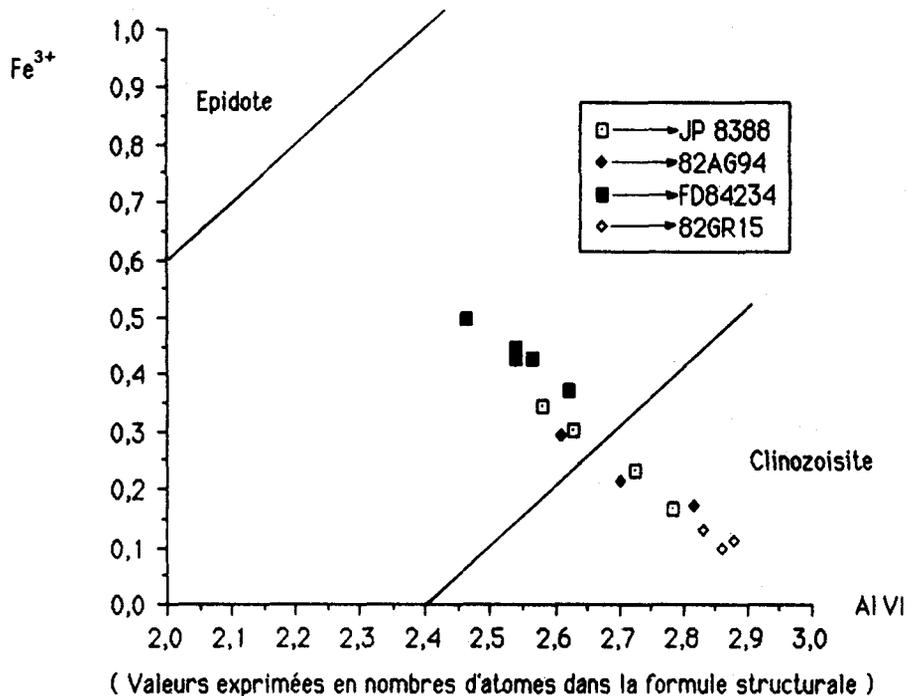
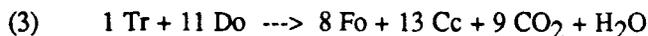


Fig. 19: Diagramme des teneurs en  $Fe^{3+}$  -  $Al_{VI}$  des zoïsites analysées dans les marbres et les gneiss à silicates calciques.

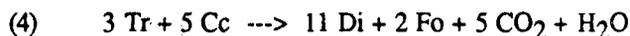
### 3- Etablissement des paragenèses, conditions du métamorphisme.

#### a- Les marbres magnésiens.

Dans le système  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ , les associations costables à forstérite - diopside sont liées aux températures et  $PCO_2$  élevées (fig. 20). Elles sont très certainement liées au jeu prograde des réactions suivantes :



On peut aussi envisager la cocrystallisation Fo - Di par la réaction :



Les températures minimales nécessaires sont de l'ordre de  $650^\circ$  à  $Pt = 5$  kbars,  $600^\circ$  à  $Pt = 4$  kbars (d'après Winkler, 1979). Notons que les réactions précédentes ne sont pas clairement observées, car aucune trace relique de trémolite n'est retrouvée dans les associations Di-Fo.

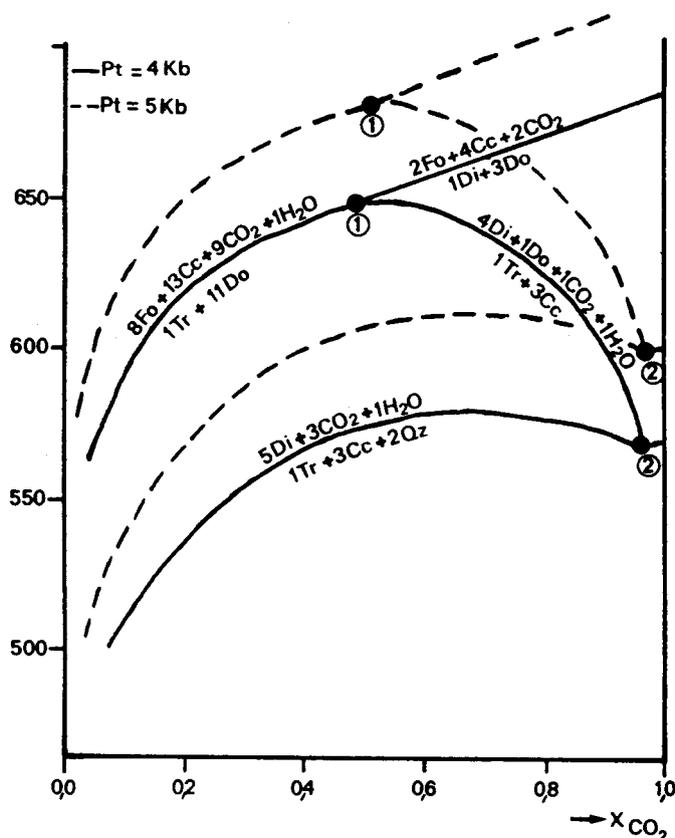
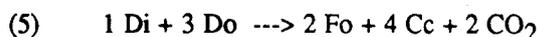


Fig. 20: Relations de phases dans le système CaO - MgO - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> d'après les schémas et données de Winkler (1979, p. 121 et 124).  
 1: invariant Fo-Cc-Tr-Di-Do; 2: invariant Tr-Cc-Di-Do-Qz. Le champ en gris correspond au domaine de stabilité du diopside sans trémolite, le champ barré au domaine de stabilité de Fo ± Di ± Sp.

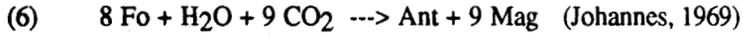
Certains échantillons montrent, par contre, les traces de la réaction prograde suivante :



La figure 21 exprime clairement le fonctionnement de la réaction (5) par le blindage de reliques de Cpx + calcite / calcite magnésienne dans les cristaux de forstérite. Dans ces mêmes échantillons, clinopyroxènes et olivines apparaissent aussi en costabilité, ce qui tendrait à invoquer un passage par les réactions (2) et (3) lors de l'évolution métamorphique. Ceci est tout à fait possible dans la mesure où PCO<sub>2</sub> (fig. 20) qui régit la mise en place de ces réactions, peut fluctuer rapidement dans l'échantillon, suivant les teneurs en eau du matériau de départ. Le système peut aussi passer par le point invariant I de la figure 20, où forstérite et diopside cocrystallisent à partir de Tr - Do - Cc; une augmentation locale en XCO<sub>2</sub> ou de T engendrerait alors le déplacement du système vers la cristallisation de forstérite à partir du diopside.

Les associations Fo - Di - Sp témoignent d'un métamorphisme prograde des carbonates, avec T proche de 650°C et XCO<sub>2</sub> supérieur à 0,5 (pour Pt = 4 - 5 Kbars). Dans les carbonates magnésiens, la déstabilisation des forstérites est fréquente. La figure 22 montre le développement de serpentines aux dépens de la forstérite, ainsi que la croissance d'auréoles ou de prismes de cummingtonite. En reprenant les travaux évoqués par Winkler (1979, p.155-161), l'apparition des serpentines est cantonnée aux faibles valeurs de XCO<sub>2</sub> et aux valeurs élevées de X<sub>Mg</sub>. Il reste cependant difficile d'estimer les températures lorsque l'on ne se trouve pas en présence de formes exprimées comme l'antigorite ou le chrysotile.

La cummingtonite serait à l'origine une antophyllite maintenant partiellement inversée (Rice *et al.*, 1974), antophyllite dont la cristallisation peut être issue d'une réaction du type :



Cette réaction a lieu à des  $X_{\text{CO}_2}$  élevés (0,8) pour des températures de l'ordre de 550 à 600°C à  $P_t = 2 - 4$  kbars.

Les diopsides dans ces faciès magnésiens sont peu rétro-morphosés. Rappelons que l'échantillon FD84105 a livré quelques pargasites s.s. par la réaction supposée :

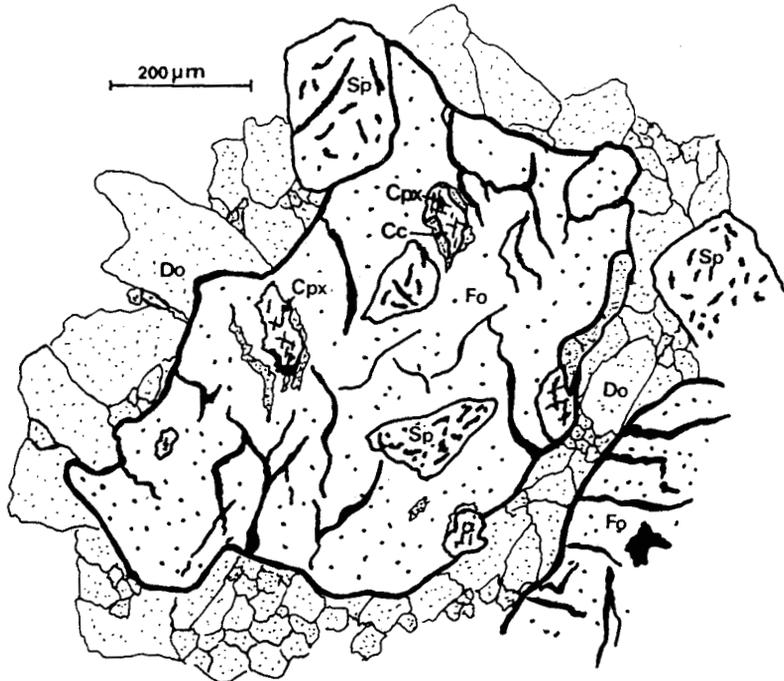
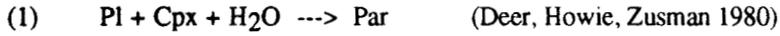


Fig. 21: Texture réactionnelle caractérisant le développement prograde de la réaction  $5 \text{ Di} + 3 \text{ Do} \rightleftharpoons 2 \text{ Fo} + 4 \text{ Cc} + 2 \text{ CO}_2$

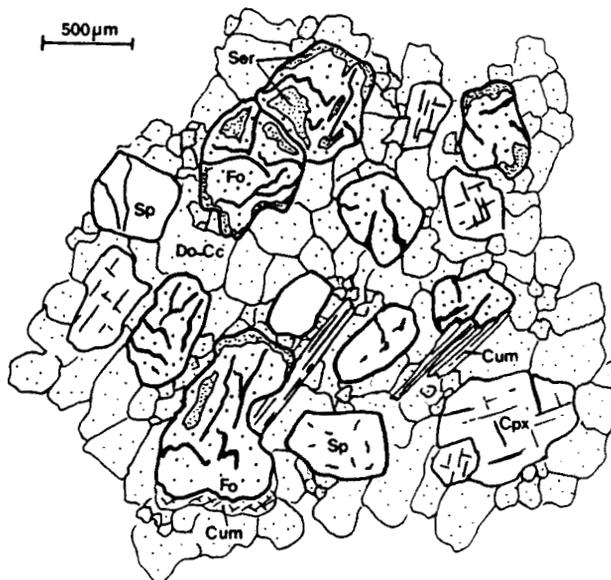


Fig. 22: Développement de serpentines et de cummingtonite aux dépens de la forstérite dans un marbre magnésien.

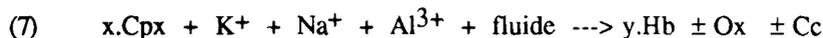
b - Les marbres peu magnésiens et les gneiss à silicates calciques.

Ces roches appartiennent au système chimique étendu  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Aucune grille pétrogénétique simple ne peut entièrement caractériser un tel système. Par contre, il est possible en reprenant les grilles proposées par Winkler (1979) sur le système  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , et le système  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , de rendre compte des principales associations minéralogiques observées. Dans tous les échantillons étudiés, aucune texture évoquant une évolution prograde du métamorphisme n'a pu être mise en évidence. L'association primaire stable aux plus hautes températures compatibles avec les phases observées est: Cpx - Pl - Qz - Sc  $\pm$  Amp.

Plagioclases et quartz, dans les associations primaires, représentent la fraction détritique. On peut les considérer comme appartenant à la paragenèse dans la mesure où, dans les échantillons non rétro-morphosés, ils sont costables avec les clinopyroxènes et les scapolites. Certaines amphiboles (hornblendes vertes) associées à la fraction détritique peuvent, de la même façon, être considérées comme primaires et stables dans les conditions Pt,  $\text{XCO}_2$ , T du pic de métamorphisme. A partir des champs du système  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  (fig. 20), on peut estimer grossièrement que la stabilité du diopside sans trémolite ni forstérite se situe à Pt = 4 Kbars aux températures de 600 - 625 °C,  $\text{XCO}_2$  moyen = 0,8.

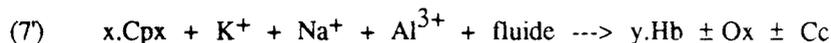
- Rétromorphose partielle du Cpx

Dans les marbres et gneiss à silicates calciques, hormis celles qui sont clairement associées à la fraction détritique, les amphiboles sont des phases rétro-morphes du clinopyroxène. Des hornblendes vertes frangent le clinopyroxène le long de ses clivages. Si une telle croissance se produit en ne mettant en jeu que le pyroxène, des apports en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont nécessaires et ne peuvent provenir, dans ce cas, que d'une phase fluide exprimée par des filonnets quartzo-feldspathiques cristallisés dans la foliation majeure. Une réaction du type ouralitisation des clinopyroxènes calciques apparaît donc :



Les oxydes invoqués dans cette réaction s'observent au niveau des précipités associés à toutes les hornblendes. La calcite est représentée par de nombreux vermicules de 20 à 50  $\mu\text{m}$  co-cristallisant avec les amphiboles. L'intervention d'une phase fluide expliquerait la dispersion compositionnelle des amphiboles observées (fig. 15, 16, 17).

Sur d'autres échantillons, scapolites et/ou plagioclases calciques participent à l'ouralitisation des pyroxènes. Le contact Cpx-Pl est marqué par la cristallisation de hornblende (fig. 23). Dans le cas présent, le plagioclase est vraisemblablement issu de la déstabilisation des scapolites car il contient des restes vermiculés de scapolites et de calcite. Sur un échantillon comme FD8429, les scapolites contribuent directement au développement d'amphiboles, les textures observées sont comparables à celles de la figure 23 en remplaçant dans le dessin, le plagioclase par des scapolites. Scapolites et/ou plagioclases calciques constituent en partie la source de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  nécessaire à l'ouralitisation du pyroxène :



Pl et/ou Sc

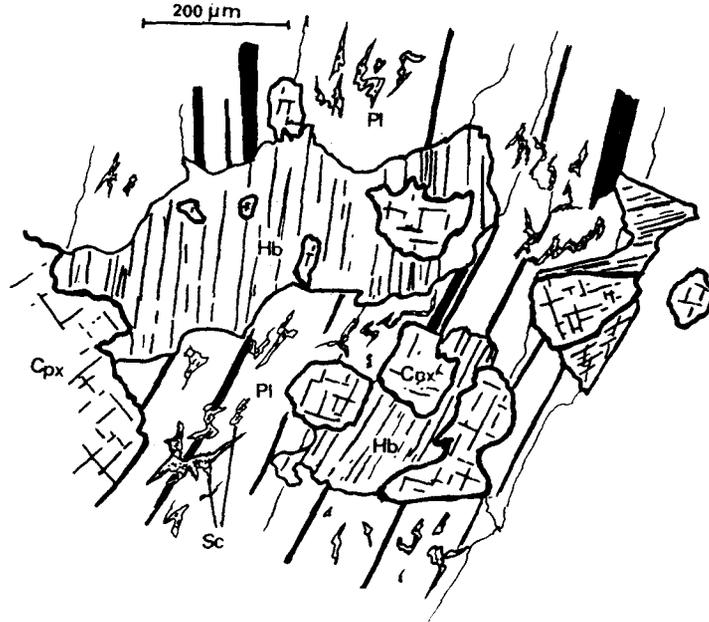
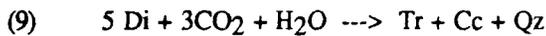
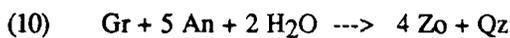


Fig. 23: Ouralitisation du clinopyroxène au contact du plagioclase dans un gneiss à silicates calciques:  
 réaction:  $x \text{ Cpx} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Al}^{3+} + \text{fluide} \rightleftharpoons y \text{ Hb} \pm \text{Ox} \pm \text{Cc}$   
 Pl

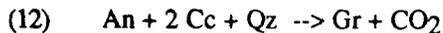
Enfin, les échantillons 82GR25 et 82GR26 situés entre les séries anatectiques de l'U.B. et les micaschistes, montrent le développement de trémolite aux dépens du pyroxène (fig. 24). La réaction invoquée est du type :



D'après la figure 24, la réaction (8) est à privilégier dans la mesure où l'association Tr + Qz n'est pas rencontrée. Le quartz est par contre présent en cocrystallisations avec des zoïsites, ce qui correspond vraisemblablement à la réaction :



Cette réaction, complète dans le sens de la cristallisation Zo + Qz, rendrait à la fois compte de l'absence totale de grossulaire et de plagioclase, ainsi que du contact fréquent de l'association Zo + Qz avec les scapolites qui, par réactions en chaîne, seraient à l'origine du grossulaire et de l'anorthite, actuellement disparus :



Nous verrons d'autres exemples de ces réactions dans le paragraphe consacré aux rétro-morphoses des scapolites.

Si l'on admet que la réaction (8) est à l'origine des trémolites, on constate que leur cristallisation aux dépens du diopside est générée soit par une chute thermique, soit par diminution de  $\text{XCO}_2$  (apport de fluide hydraté par exemple) ou par les deux à la fois (fig. 20). L'étude de la rétro-morphose des scapolites va confirmer ces constatations.

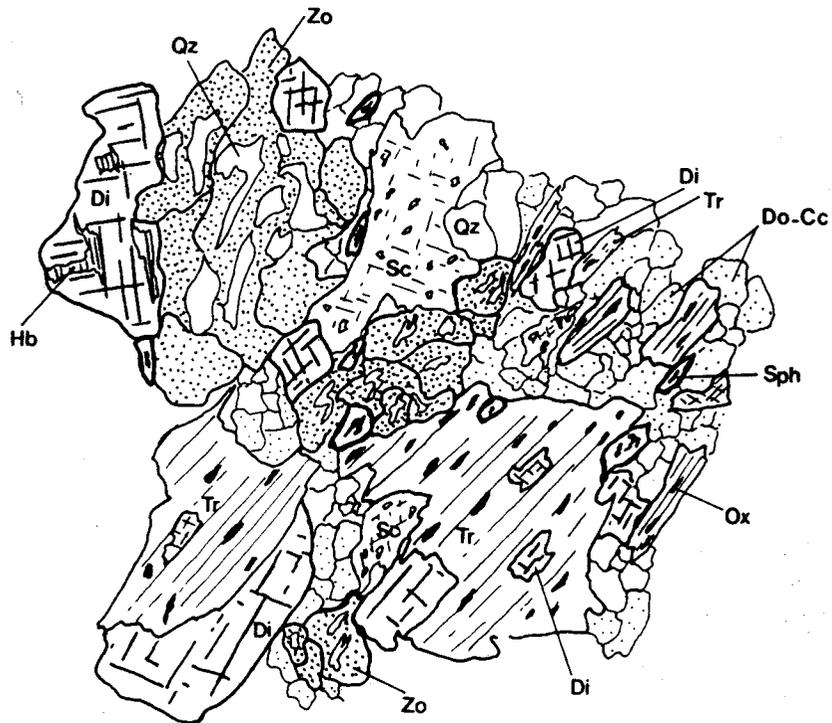


Fig. 24: Ouralitisation du clinopyroxène et développement de trémolite par les réactions:  
 $5 \text{ Di} + 3 \text{ CO}_2 + 2 \text{ H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tr} + \text{Cc} \pm \text{Qz}$   
 $4 \text{ Di} + \text{Do} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Tr} + 3 \text{ Cc}$



Fig. 25: Rétromorphose partielle des scapolites dans un marbre par la réaction:  
 $\text{Sc} \rightleftharpoons 3 \text{ An} + \text{Cc} \pm \text{CO}_2$

-Rétromorphose partielle des scapolites.

Les scapolites calciques sont des minéraux stables à haute température (Newton et Goldsmith, 1976, Orville, 1975). Dans les formations étudiées, les scapolites sont toujours associées à du plagioclase et des vermicules de calcite (fig. 25), qui en dérivent selon la réaction :



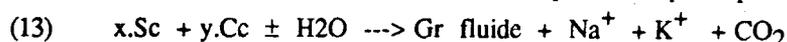
(3 Pl)

Cette réaction se produirait par une chute thermique en quittant le métamorphisme de haut grade (Winkler, 1979) ou par diminution de  $\text{PCO}_2$  (Deer, Howie, Zussmann, 1980), la cristallisation primaire des scapolites plutôt que du plagioclase étant liée à des  $\text{PCO}_2$  élevées.

D'autres réactions affectent les scapolites calciques. Sur la figure 26 A, on constate :

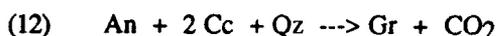
- le développement de plagioclase calcique aux dépens des scapolites par la réaction (11);

- la présence de couronnes réactionnelles de grossulaires autour des scapolites et des plagioclases. La couronne de grossulaires isolant les scapolites de la calcite peut s'interpréter par la réaction suivante :



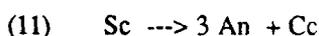
(Hy-Gr)

En reportant les compositions des minéraux invoqués de l'échantillon FD84116 dans le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{SiO}_2$  (B, fig. 26), la réaction (12) produirait du grossulaire en faisant intervenir scapolites et calcite dans un rapport  $\text{Sc}/\text{Cc} = 5$ . Le fait que les plagioclases soient aussi séparés de la calcite par des couronnes de grossulaires permet d'évoquer la réaction:



(Pl)

Sachant que tout ou partie des plagioclases proviennent de la déstabilisation des scapolites, la réaction (13) évoquée précédemment peut alors se résoudre au fonctionnement en chaîne des réactions :



On notera que la réaction (12) conduit souvent à d'autres figures texturales que celle de couronnes de grossulaires. Les plagioclases sont alors fortement corrodés et donnent naissance à des grenats aux formes découpées. (fig. 27)

L'apparition des grossulaires aux dépens du plagioclase impose des valeurs faibles de  $\text{XCO}_2$  (fig. 28). En adaptant les grilles pétrogénétiques du système  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  pour  $\text{Pt} = 4$  Kbars, on constate que le grossulaire ne peut apparaître que pour  $\text{XCO}_2 \leq 0,2$ . La tendance à l'hydratation du système, déjà évoquée lors de l'étude de l'évolution des clinopyroxènes, est ici largement confirmée ; on remarquera que la température peut parfaitement rester autour de sa valeur initiale, à savoir 600-650 °C, lors de l'augmentation de  $\text{PH}_2\text{O}$ . Les grossulaires des marbres et des gneiss à silicates calciques sont le produit d'une hydratation du système. En fait, la poursuite de la chute de  $\text{XCO}_2$  est confirmée par l'apparition des zoïsites.

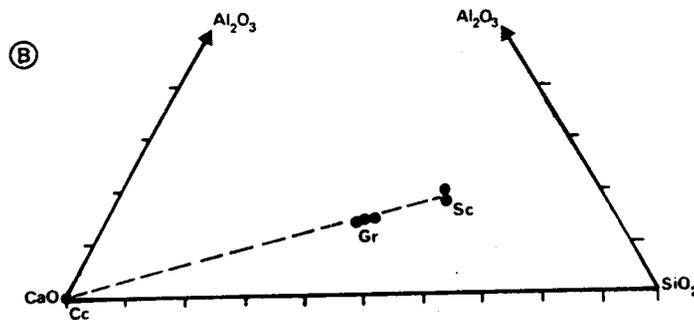
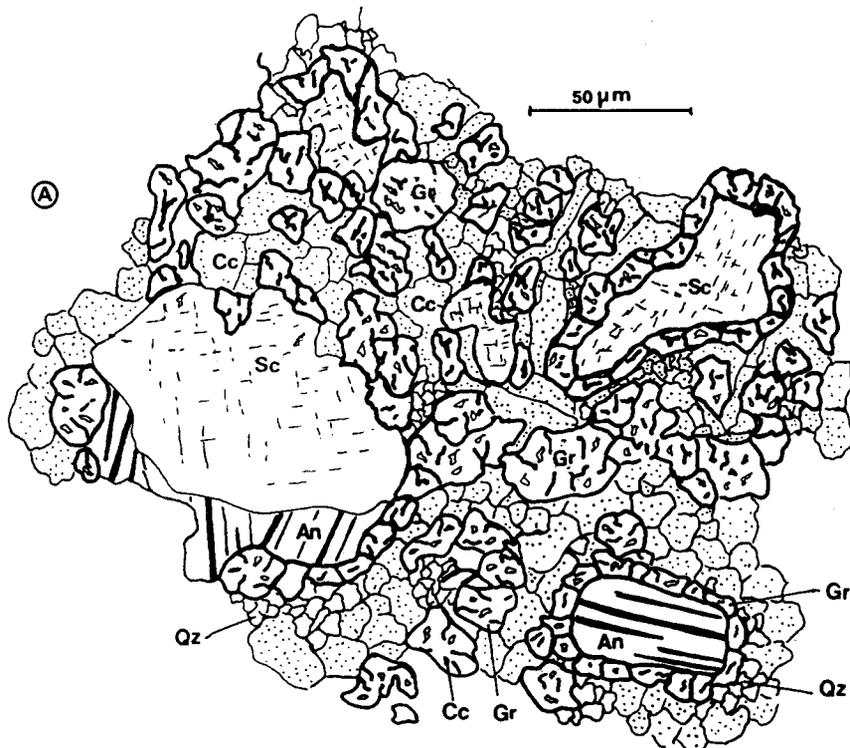


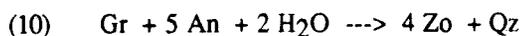
Fig. 26 A: Développement rétromorphique de couronnes de grossulaire autour des scapolites et de l'anorthite (ou plagioclase calcique):



B: Etablissement, dans le diagramme  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$  (proportions molaires) de la ligne de conjugaison de la réaction précédemment évoquée. La réaction produisant le grossulaire fait intervenir les scapolites et la calcite dans un rapport  $\text{Sc/Cc} = 5$ .

#### - Apparition rétromorphique des zoïsites.

Elles cristallisent beaucoup plus sporadiquement que les grenats. Alors que la présence de ces derniers est quasi-constante à côté des assemblages primaires, les clinozoïsites sont nettement moins fréquentes et apparaissent surtout dans les gneiss à silicates calciques. Sur la figure 27, le contact anorthite - grossulaire n'est pas observé. Il est systématiquement remplacé par une bande d'aspect très découpé de  $\text{Zo} - \text{Qz} \pm \text{Cc}$ . Cette texture doit correspondre au fonctionnement de la réaction :



Cette réaction (fig. 28) est située hors du champ de stabilité de l'association anorthite - calcite. Ceci est souligné par une croissance épitaxiale (fig. 27) de zoïsites sur les scapolites ayant, elles-mêmes, été à l'origine du développement du plagioclase. Dans certains gneiss à silicates calciques (fig. 29), le fonctionnement de la réaction (10) est suffisamment avancé pour que le grossulaire disparaisse presque complètement et ne soit plus présent, que sous forme de petits cristaux résiduels dans des bandes Zo + Qz cocrystallisés.

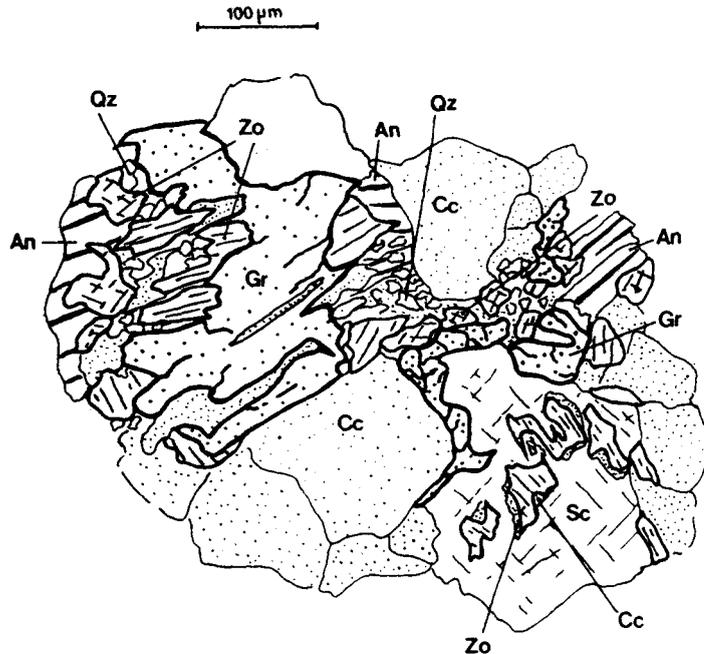


Fig. 27: Texture rétrograde dans les marbres et les gneiss à silicates calciques issue du fonctionnement en chaîne des réactions:

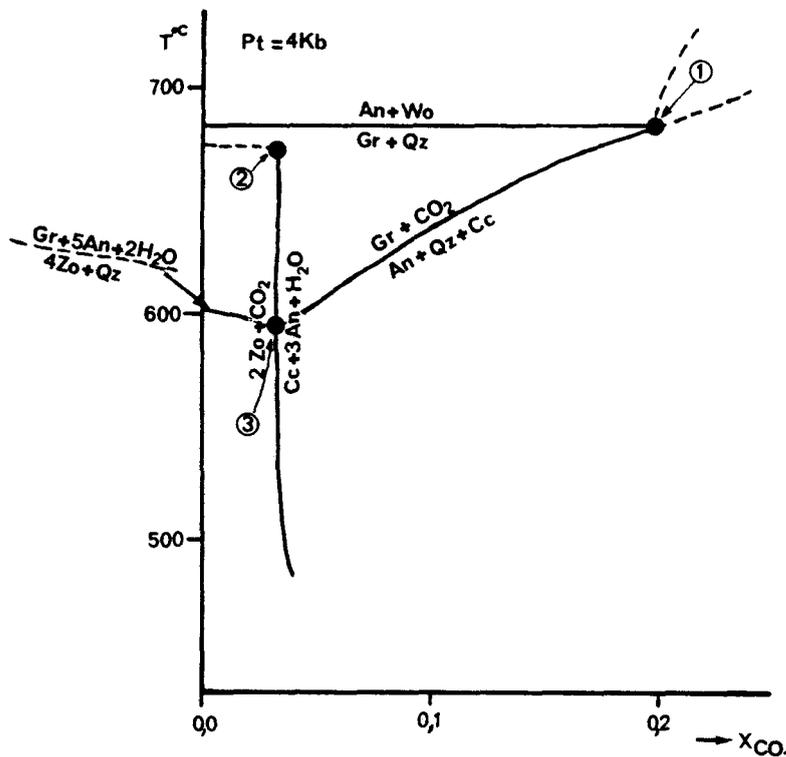
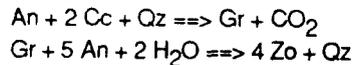


Fig. 28: Relations de phases dans le système CaO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> d'après les schémas et données de Winkler (1979, p. 143-144).

1: invariant Gr-Qz-Wo-An-Cc; 2: invariant Zo-Gr-Qz-An-Cc; 3: invariant Zo-Gr-Cor-An-Cc. La flèche discontinue représente un chemin d'évolution possible autorisant l'apparition de l'assemblage Gr + Zo et Zo + Qz.

L'instabilité de l'association An - Cc est clairement démontrée sur la figure 30 où les zoïsites cristallisent largement au contact Pl - Cc, corrodant largement les plagioclases. La réaction invoquée est la suivante:



Replacées dans le système  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ , les réactions (10) et (14) (fig. 28) ne se développent que dans des conditions d'hydratation maximales du système ( $X_{\text{CO}_2} < 0,05$ ), la chute thermique peut rester faible puisque l'association Zo - Qz devient stable dès que la température descend en dessous de  $600^\circ\text{C}$  à  $P_t = 4 \text{ kbars}$ .

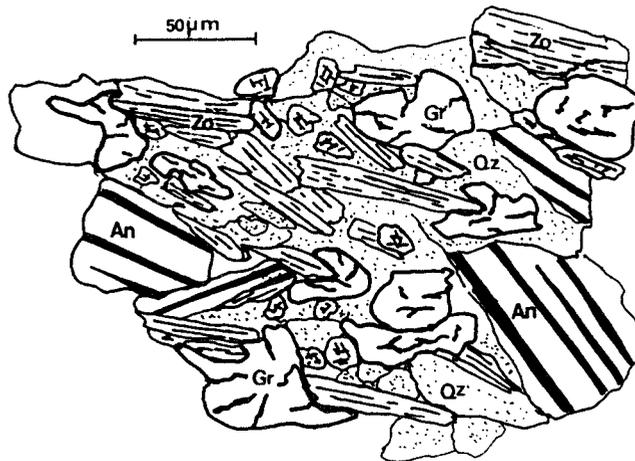


Fig. 29: Apparition de zoïsites aux dépens du grossulaire et du plagioclase dans un gneiss à silicates calciques par la réaction:

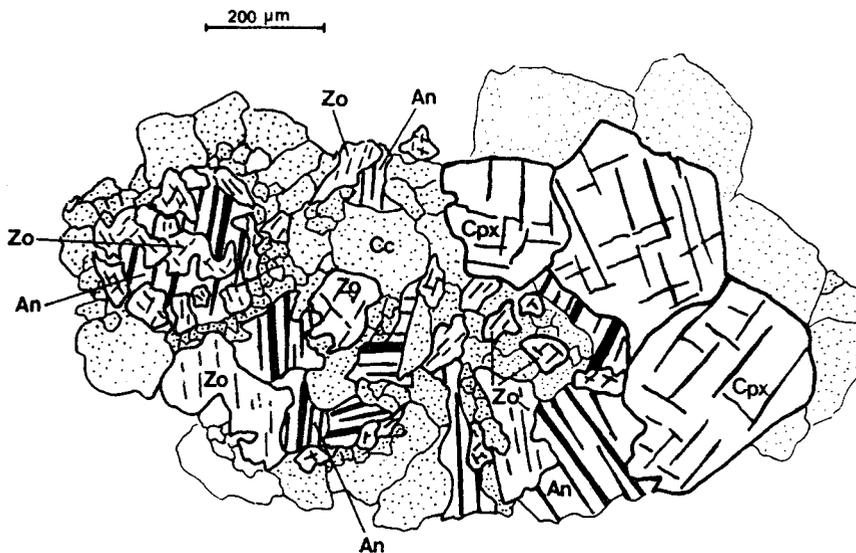
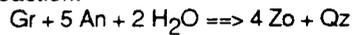
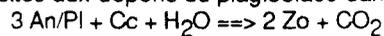


Fig. 30: Apparition de zoïsites aux dépens du plagioclase dans un marbre par la réaction:



### c - Conclusion de l'étude texturale.

Les marbres et gneiss à silicates calciques fournissent, par la variété des assemblages minéralogiques, de bonnes indications sur l'évolution du métamorphisme hercynien. Certes, les réactions mises en jeu ne permettent pas de calibrer des thermobaromètres, mais elles offrent l'avantage de cerner l'état d'hydratation du système. Les paragenèses primaires sont :

-dans les marbres magnésiens: Di - Fo - Sp  $\pm$  Do;

-dans les marbres peu magnésiens et les gneiss à silicates calciques: Di - Sc - Cc  $\pm$  Pl.

La première paragenèse correspond aux températures au delà du point invariant I de la figure 20 ce qui, pour Pt = 4-5 kbars à  $X_{CO_2} \geq 0,5$  donne  $T \geq 630-670$  °C. La deuxième paragenèse primaire correspond au champ de stabilité du diopside sans trémolite, c'est-à-dire  $X_{CO_2} \geq 0,6$ , T moyen 620-700°C entre 4 et 5 kbars. Notons que la valeur Pt = 4 - 5 kbars a été retenue car elle correspond aussi bien aux pressions que nous déterminerons sur d'autres assemblages qu'aux pressions estimées par Vielzeuf (1984).

Postérieurement au pic de métamorphisme, une série de réactions en chaîne déstabilise les paragenèses primaires. On retiendra pour l'essentiel que la rétro-morphose est liée à une hydratation du système pouvant localement faire chuter  $X_{CO_2}$  à 0. La relation entre hydratation et injections quartzo-feldspathiques, syn à post-foliation majeure, est soulignée par l'ouraltisation du clinopyroxène. Cette dernière intervient sans la participation systématique du plagioclase ou des scapolites. Dans ces conditions, le fluide est chargé en  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Al^{3+}$  ce qui le rend compatible avec la géochimie des filons quartzo-feldspathiques. On se souviendra néanmoins du caractère ponctuel des phénomènes de réhydratation, puisque coexistent souvent sur la même lame mince, la paragenèse primaire non altérée et les associations rétro-morphiques. Ce caractère correspondrait à un phénomène de percolation localisée de fluide hydraté pouvant donner naissance aux filonnets observés.

Enfin, seuls les échantillons provenant de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (U.B.) ont montré de la trémolite rétrograde, alors que les marbres magnésiens de l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.), subissant aussi une diminution de  $X_{CO_2}$ , n'en contiennent pas. L'explication la plus plausible serait la suivante: l'ensemble de l'U.C. est riche en  $Al_2O_3$ , l'abondance des grenats - biotites est là pour le prouver. Les fluides qui percolent lors de la réhydratation ont un potentiel alumineux trop fort pour que la trémolite cristallise. Même si les conditions physiques permettent le passage sur la courbe des réactions (8) ou (9), la trémolite est remplacée par des hornblendes. Par contre, dans l'U.B., une géochimie locale magnésienne associée à une faible charge en  $Al^{3+}$  (peu de phases hyperalumineuses dans toute la série) serait favorable à la cristallisation de trémolite.

## III- Etude pétrographique des corps basiques à Opx - Cpx.

(pour la localisation des échantillons, se référer à la figure 31)

Les corps basiques à Opx - Cpx sont essentiellement cantonnés dans l'U.C. Néanmoins, les migmatites de l'U.B. en révèlent quelques-uns dans la région de Belesta (échantillons F925b, FBe1, FD84207). Ils sont alors associés aux filons du granite de Cassagnes et au marbre affleurant 1 km à l'Ouest de Belesta.

Dans l'U.C., on séparera les corps basiques à Opx - Cpx enveloppés dans les charnockites acides des faciès isolés dans les gneiss de Caramany.

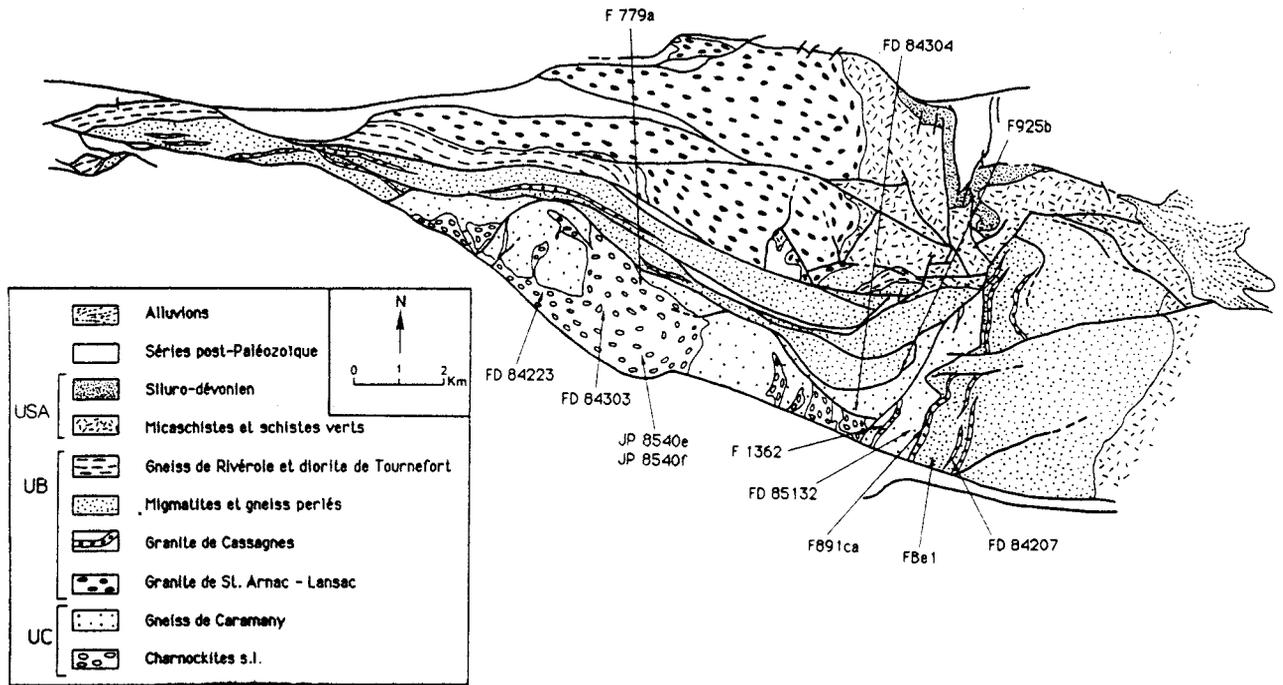


Fig. 31: Localisation des échantillons de roches basiques à Opx - Cpx.

### 1- Les associations minéralogiques.

Quelle que soit leur provenance, les faciès basiques à Opx - Cpx présentent la même minéralogie: Pl, Opx, Cpx, Bi,  $\pm$  Act - Tr,  $\pm$  Fk  $\pm$  Qz  $\pm$  Ox, les proportions volumique des phases exprimées étant en moyenne les suivantes :

Pl: 50%	Bi: 15 - 20%	Opx: 15 - 20%	Cpx: 5 - 15%
Qz: 0 - 5%	Act: 0 - 5%	Fk: 0 - 2%	Ox: 0 - 5%

La composition modale de ces roches indique qu'il s'agit de diorites ou de norites dans la classification de Streckeisen (1967). Du point de vue textural, ces roches fortement foliées présentent une texture finement granoblastique (taille de grains inférieure au mm). La présence fréquente de joints triples entre grains de plagioclase et une orientation préférentielle unidirectionnelle des grains eux-mêmes indiqueraient un remodelage textural métamorphique de ces roches dont le caractère igné initial se retrouve par places au niveau de textures de type mésocumulat (description in Bard, 1980). Nous avons comparé les phases ferro-magnésiennes d'échantillons provenant des deux unités principales (U.B., U.C.).

La projection A'FM des phases Opx - Cpx - Bi de deux échantillons de l'U.C. (fig. 32) montre qu'il n'existe pas de différence majeure dans le  $X_{Mg}$  des minéraux entre les faciès pris au sein des charnockites acides et ceux intercalés dans les gneiss de Caramany. La légère dérive du  $X_{Mg}$  des clinopyroxènes observée sur la figure 32 appartient à l'étalement de la population de tous les clinopyroxènes analysés dans l'U.C. Par contre, la même projection A'FM de la figure 33 des phases Opx - Bi - Cpx en question, montre un déplacement net vers des  $X_{Mg}$  plus bas pour un échantillon de l'U.B. (à Belesta même) comparé à un échantillon pris dans les charnockites de l'U.C. Cette différence compositionnelle est caractéristique de tous les échantillons appartenant à l'U.B.

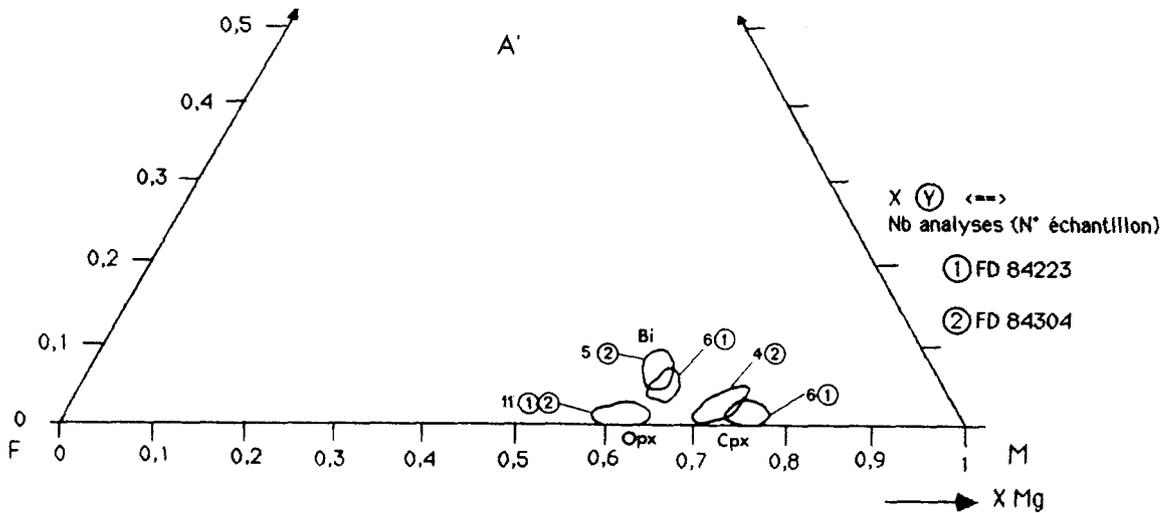


Fig. 32: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes d'échantillons de roches basiques à Opx - Cpx comparaison entre un échantillon emballé dans les charnockites acides (FD 84223) et un échantillon en banc intercalé dans les gneiss de Caramany (FD 84304)

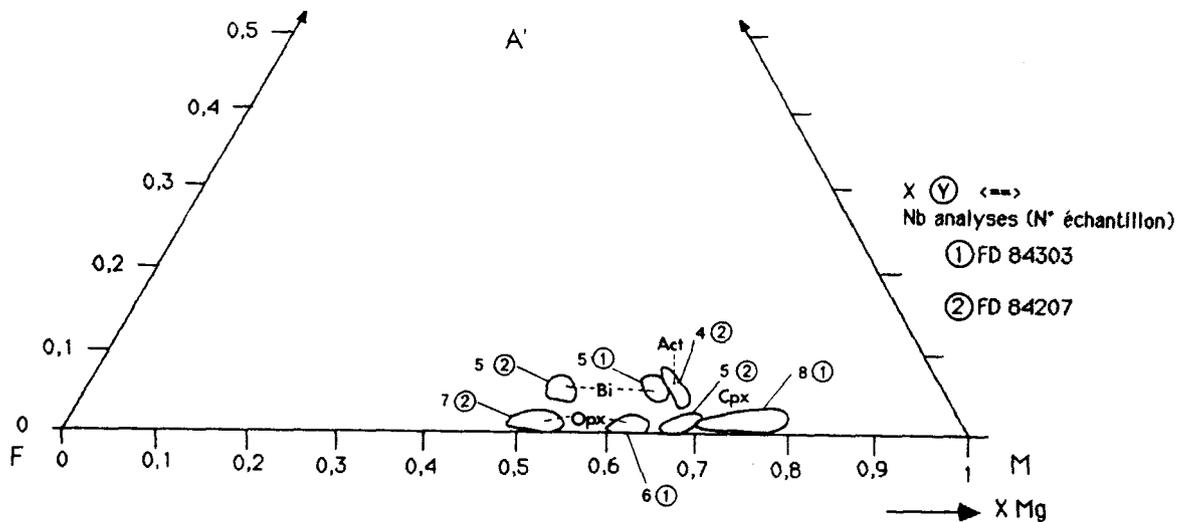


Fig. 33: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes d'échantillons de roches basiques à Opx - Cpx comparaison entre un échantillon emballé dans les charnockites acides (FD 84303) et un échantillon associé à la granodiorite de Cassagnes (FD 84207).

Ainsi, malgré la similitude des associations minéralogiques dans toutes les roches basiques, les diagrammes A'FM des figures 32 et 33 montrent :

- qu'il est impossible dans l'U.C. de distinguer par leurs  $X_{Mg}$  les phases ferro-magnésiennes des corps basiques inclus dans la charnockite de celles des corps dissociés de la charnockite ;

- le  $X_{Mg}$  des associations Opx - Cpx - Bi de l'U.C. est supérieur de 6 à 10% à celui des mêmes associations dans l'U.B. Cette différence est vraisemblablement liée à un état de différenciation magmatique plus avancé dans les roches de l'U.B. par rapport à celles de l'U.C. Une seconde hypothèse, évoquant un degré de métamorphisme plus fort pour les roches de Caramany, a été éliminée, le contexte thermique du métamorphisme entre les séries de l'U.C. et celles de l'U.B. n'étant pas fondamentalement différent (voir chapitre III).

L'étalement du X<sub>Mg</sub> des ferro-magnésiens des diverses roches basiques est le suivant:

corps basiques de l'unité

corps basiques de l'unité

de Feilluns - Caramany

Boucle de l'Agly - Belesta

X<sub>Mg</sub> (Opx): 0,59 - 0,65

X<sub>Mg</sub> (Opx): 0,48 - 0,53

X<sub>Mg</sub> (Cpx): 0,70 - 0,80

X<sub>Mg</sub> (Cpx): 0,65 - 0,68

X<sub>Mg</sub> (Bi) : 0,64 - 0,67

X<sub>Mg</sub> (Bi) : 0,53 - 0,56

Echantillon	F Be1										FD 84207													
	Cpx		Act	Pi		Bi	Cpx		Opx	Pi	Bi	Cum	Act	Opx	Cpx	Pi	Bi	Bi	Opx	Cpx	Pi	Bi	Act	Act
Minéral	86A120	86A122	86A124	86A118	86A117	86A129	86A126	86A134	86A131	86A136	86A137	85-M32	85-M39	85-M42	85-M34	85-M35	85-M41	85-M55	85-M51	85-M48	85-M52	85-M36	85-M30	
Analyse																								
SiO2	52,46	51,31	53,18	57,57	57,29	52,03	51,59	57,73	57,05	53,74	52,62	52,32	54,00	59,08	57,73	56,66	53,23	53,78	58,59	58,44	55,16	53,61		
Al2O3	0,99	0,51	4,33	25,89	13,53	0,98	0,51	25,88	13,97	0,42	4,19	0,80	0,89	26,30	13,62	13,66	0,56	0,95	25,94	14,76	1,53	3,10		
TiO2	0,17	0,01	0,31	0,00	5,84	0,17	0,07	0,02	4,70	0,06	0,15	0,09	0,02	0,08	4,48	5,06	0,01	0,08	0,03	4,63	0,07	0,18		
Cr2O3	0,01	0,01	0,09	0,01	0,25	0,06	0,01	0,04	0,20	0,01	0,02	0,10	0,16	0,02	0,21	0,14	0,01	0,15	0,00	0,22	0,09	0,09		
Fe2O3																								
FeO	11,21	30,61	14,06	0,15	18,26	11,97	30,03	0,16	19,92	25,28	14,15	27,12	11,16	0,24	18,43	19,09	26,97	10,40	0,20	18,06	12,14	12,91		
MnO	0,25	0,68	0,20	0,03	0,07	0,29	0,57	0,01	0,04	0,38	0,13	0,71	0,12	0,02	0,00	0,08	0,61	0,29	0,00	0,04	0,31	0,07		
MgO	12,39	16,64	16,28	0,00	11,15	12,06	16,39	0,00	11,16	16,33	14,81	17,44	13,62	0,01	12,03	11,63	18,65	13,13	0,00	12,62	17,24	16,46		
ZnO	0,07	0,00	0,07	0,00	0,11	0,15	0,07	0,01	0,07	0,08	0,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,21	0,00	0,17	0,00	0,00	0,07	0,00		
NiO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,08	0,06	0,00	0,04	0,03	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00		
CaO	20,13	0,82	9,13	8,24	0,04	20,97	0,80	8,28	0,04	0,75	10,68	0,71	20,91	8,57	0,10	0,09	0,61	21,27	8,56	0,01	11,87	11,42		
Na2O	0,28	0,02	0,34	6,47	0,06	0,30	0,02	6,54	0,02	0,05	0,41	0,00	0,07	6,63	0,08	0,05	0,11	0,22	6,51	0,08	0,00	0,17		
K2O	0,01	0,00	0,16	0,15	9,87	0,00	0,00	0,08	9,37	0,00	0,18	0,03	0,01	0,11	10,34	9,87	0,00	0,01	0,16	10,14	0,10	0,13		
Total	98,02	100,67	98,20	98,51	95,50	99,04	99,91	98,74	96,60	97,15	97,47	99,70	101,00	101,07	97,03	96,56	100,93	100,32	99,99	98,98	98,72	98,15		
Si	2,005	1,981	7,399	10,449	5,818	1,985	1,997	10,454	5,600	7,971	7,564	2,006	1,999	10,462	5,659	5,554	2,005	2,004	10,483	5,811	7,797	7,620		
Al IV	0,000	0,019	0,601	5,540	2,382	0,015	0,003	5,525	2,400	0,029	0,436	0,000	0,001	5,491	2,341	2,440	0,000	0,000	5,472	2,389	0,203	0,380		
Al VI	0,045	0,004	0,109	0,000	0,021	0,029	0,020	0,000	0,089	0,045	0,274	0,036	0,038	0,068	0,000	0,025	0,042	0,000	0,000	0,151	0,052	0,139		
Ti	0,005	0,002	0,032	0,004	0,662	0,005	0,002	0,003	0,534	0,007	0,016	0,003	0,004	0,003	0,505	0,577	0,002	0,004	0,004	0,508	0,007	0,019		
Cr	0,002	0,003	0,010	0,001	0,030	0,002	0,000	0,006	0,024	0,001	0,002	0,003	0,001	0,011	0,025	0,017	0,001	0,005	0,000	0,025	0,010	0,010		
Fe3	0,000	0,000	1,178	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,204	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,115	0,246			
Fe2	0,358	0,987	0,458	0,023	2,301	0,382	0,972	0,024	2,518	3,136	1,497	0,870	0,346	0,036	2,312	2,419	0,850	0,324	0,030	2,205	1,320	1,289		
Mg	0,706	0,956	3,375	0,000	2,503	0,886	0,946	0,000	2,514	3,810	3,173	0,997	0,751	0,003	2,689	2,626	1,047	0,729	0,000	2,746	3,632	3,487		
Mn	0,008	0,022	0,024	0,000	0,009	0,019	0,002	0,005	0,048	0,018	0,023	0,004	0,003	0,000	0,100	0,019	0,009	0,000	0,005	0,000	0,007	0,008		
Zn	0,002	0,000	0,007	0,000	0,012	0,004	0,002	0,001	0,008	0,009	0,004	0,001	0,001	0,000	0,000	0,023	0,000	0,005	0,000	0,000	0,070	0,000		
Ni	0,000	0,002	0,006	0,000	0,004	0,002	0,002	0,000	0,005	0,004	0,012	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000		
Ca	0,824	0,026	1,361	1,603	0,006	0,857	0,025	1,607	0,006	0,119	1,691	0,029	0,829	1,626	0,016	0,015	0,025	0,846	1,641	0,002	1,798	1,739		
Na	0,021	0,001	0,092	2,277	0,018	0,022	0,002	2,296	0,006	0,014	0,114	0,000	0,005	2,276	0,023	0,015	0,008	0,016	2,258	0,023	0,000	0,047		
K	0,000	0,000	0,028	0,035	1,897	0,000	0,000	0,018	1,807	0,000	0,033	0,001	0,000	0,025	1,979	1,908	0,000	0,000	0,037	1,888	0,018	0,024		

Tab. IV: Analyses et formules structurales de minéraux dans les roches basiques à Opx - Cpx de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

Echantillon	FD 85132										JP 8540 E															
	Opx		Cpx	Bi	Act	Opx	Cpx	Act	Bi	Pi	Opx	Cpx	Bi	Bi	Pi	Amp	Opx	Cpx	Bi	Pi	Amp	Opx	Cpx	Bi	Pi	Amp
Minéral	86-H34	86-H39	86-H37	86-H32	86-H38	86-H48	86-H44	86-H46	86-H49	86-H20	86-H85	86-H79	86-H76	86-H77	86-H70	86-H71	86-H66	86-H66	86-H62	86-H69	86-H59					
Analyse																										
SiO2	52,74	53,84	58,33	46,71	54,60	52,20	54,27	51,67	58,23	46,39	52,77	52,95	57,47	58,18	57,02	51,10	52,33	53,95	57,03	56,10	54,71					
Al2O3	0,74	0,51	13,78	33,22	0,67	0,76	0,51	5,56	14,08	33,61	0,61	1,05	13,98	13,91	26,03	2,10	0,60	1,03	13,42	25,81	2,24					
TiO2	0,10	0,07	4,17	0,00	0,12	0,12	0,09	0,21	4,08	0,00	0,16	0,27	5,83	4,59	0,03	0,15	0,10	0,17	5,08	0,04	0,14					
Cr2O3	0,16	0,12	0,53	0,02	0,15	0,15	0,08	0,15	0,42	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08	0,01	0,10	0,09	0,02	0,07					
Fe2O3																										
FeO	22,50	6,59	12,41	0,09	12,45	22,51	6,52	9,19	12,46	0,05	23,11	8,54	14,59	14,49	0,05	11,14	24,63	7,83	15,39	0,02	11,53					
MnO	0,60	0,21	0,03	0,03	0,14	0,57	0,34	0,15	0,10	0,00	0,55	0,28	0,07	0,03	0,00	0,29	0,62	0,25	0,03	0,00	0,15					
MgO	22,32	14,93	16,47	0,01	16,34	22,35	15,13	17,58	16,25	0,01	21,38	14,38	13,73	15,13	0,02	16,47	21,09	14,30	14,06	0,00	17,17					
ZnO	0,10	0,08	0,10	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,06	0,11	0,10	0,00	0,00	0,00	0,05					
NiO	0,00	0,04	0,22	0,01	0,01	0,05	0,02	0,07	0,23	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00					
CaO	0,61	23,63	0,01	17,15	12,48	0,46	23,23	12,01	0,01	17,71	1,03	22,77	0,05	0,00	9,23	14,19	0,67	22,87	0,17	8,83	12,35					
Na2O	0,00	0,10	0,07	1,52	0,05	0,00	0,11	0,67	0,08	1,31	0,02	0,22	0,07	0,04	6,12	0,20	0,00	0,22	0,10	6,46	0,14					
K2O	0,01	0,00	9,49	0,02	0,03	0,00	0,00	0,21	9,70	0,02	0,00	0,00	9,92	9,93	0,21	0,10	0,00	0,00	10,01	0,22	0,12					
Total	99,88	100,12	95,81	98,84	97,20	99,25	100,28	97,48	95,66	99,36	99,73	100,50	95,81	96,47	99,68	95,93	100,15	100,73	95,43	99,51	98,68					
Si	1,972	1,991	5,650	8,679	7,896	1,966	1,998	7,364	5,637	8,583	1,982	1,966	5,580	5,634	10,413	7,539	1,972	1,987	5,576	10,456	7,743					
Al IV	0,028	0,009	2,350	7,277	0,104	0,003	0,002	0,636	2,363	7,375	0,018	0,034	2,420	2,366	5,517	0,365	0,027	0,013	2,382	5,476	0,257					
Al VI	0,005	0,013	0,044	0,000	0,010	0,000	0,020	0,298	0,084	0,009	0,012	0,034	0,054	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,000	0,117	0,000					
Ti	0,003	0,002	0,462	0,000	0,013	0,003	0,002	0,023	0,452	0,000	0,005	0,008	0,653	0,509	0,004	0,017	0,003	0,005	0,575	0,005	0,015					
Cr	0,005	0,004	0,062	0,003	0,017	0,004	0,002	0,017	0,049	0,0																

## 2- Minéralogie des phases exprimées dans les roches basiques à Opx - Cpx.

### a- L'association Opx - Cpx.

A priori, l'association à Opx - Cpx avec le plagioclase, représente, à l'équilibration diffusionnelle métamorphique près, la composition minérale primaire de faciès noritiques ou dioritiques. Etant donné la déformation et le recuit subis par les matériaux, il importe de tester l'homogénéité de chaque phase car cette association à Opx - Cpx sera la base d'une évaluation thermométrique.

Les trois diagrammes triangulaires de la figure 34 présentent ces associations Opx - Cpx, en composants polaires. Dans un échantillon donné, ortho et clinopyroxènes sont particulièrement homogènes. Les analyses chimiques (tab. IV, V) le montrent. La ligne de conjugaison entre points représentatifs du clino et de l'orthopyroxène se déplace parallèlement à elle-même d'un échantillon à l'autre, ce qui traduit un équilibre homogène des couples Opx - Cpx. Sur les diagrammes A et B de la figure 34, les phases des roches de l'U.C. ont été comparées à celles du secteur de Belesta. Sur chaque triangle, on peut caractériser l'appartenance des phases aux roches de l'U.C. ou de l'U.B. par leur  $X_{Mg}$ . On constate la similitude des ortho et des clinopyroxènes d'une part, des corps basiques de la charnockite et d'autre part, de ceux qui en sont dissociés (échantillons F1362, F891Ca, F779-a). On notera aussi que la teneur normative en wollastonite des clinopyroxènes est plus faible dans les échantillons de l'U.B., ce qui pourrait éventuellement traduire des pressions de stabilité plus faibles. Le diagramme C de la figure 34 regroupe, quant à lui, trois échantillons de l'U.C. qui fournissent l'étalement compositionnel maximal des pyroxènes. Malgré une bonne homogénéité des phases au sein de chaque échantillon, l'orthopyroxène varie de En70 à En55, le  $X_{Mg}$  du clinopyroxène varie de 0,86 à 0,70 avec des teneurs normatives en wollastonite étalées de 40 à 48%. De telles différences, pour des roches aussi semblables du point de vue associations minérales et des textures, sont difficilement imputables à des caractères géochimiques initiaux. Il semblerait que le phénomène rééquilibration métamorphique partiellement dépendant de la géochimie locale puisse être une cause plus probable de cet étalement.

A partir de la figure 35 rassemblant toutes les analyses de couples Opx - Cpx, et des tableaux IV et V, nous retiendrons :

- l'orthopyroxène est du type hypersthène En70 - En55 dans l'U.C., En57 - En48 dans l'U.B.;
- les teneurs en CaO de l'orthopyroxène sont toujours très faibles: 0,5 à 1% en masse et aucune trace visible d'exsolutions (Opx - Cpx) suivant les plans {100} n'a été remarquée;
- les teneurs en  $Al_2O_3$  de l'orthopyroxène sont de l'ordre de 0,5 à 1%, valeurs inférieures à celles trouvées dans l'orthopyroxène des faciès charnockitiques (voir section IV de ce chapitre);
- le clinopyroxène est de type salite - augite très calcique, les teneurs en  $Al_2O_3$  restent faibles (de 0,7 à 1,3%); il ne présente pas d'exsolutions apparentes.

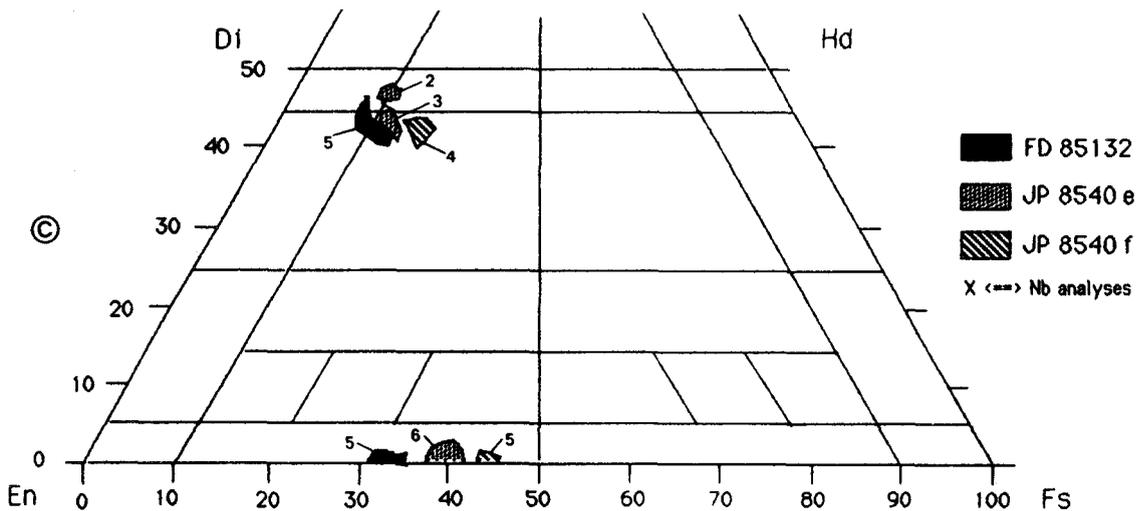
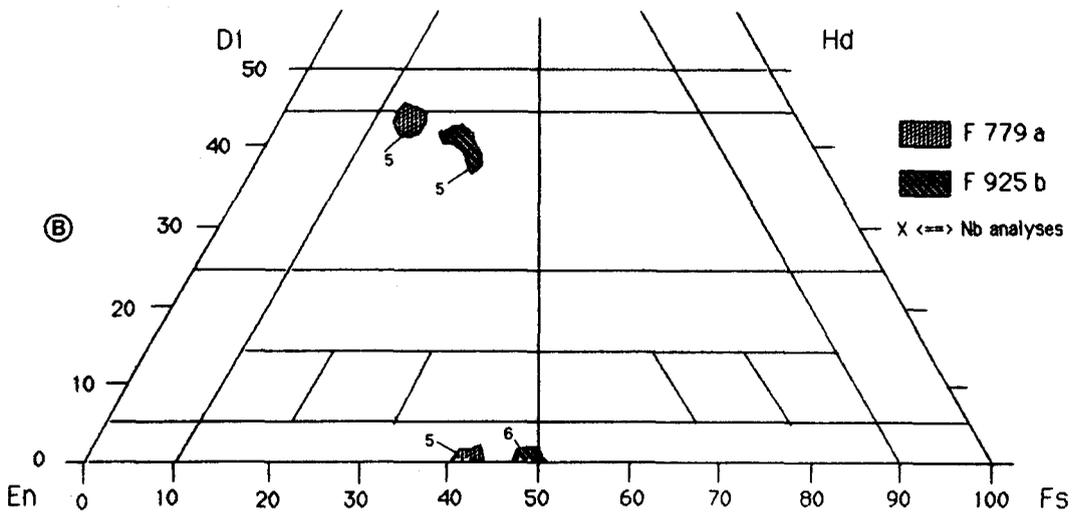
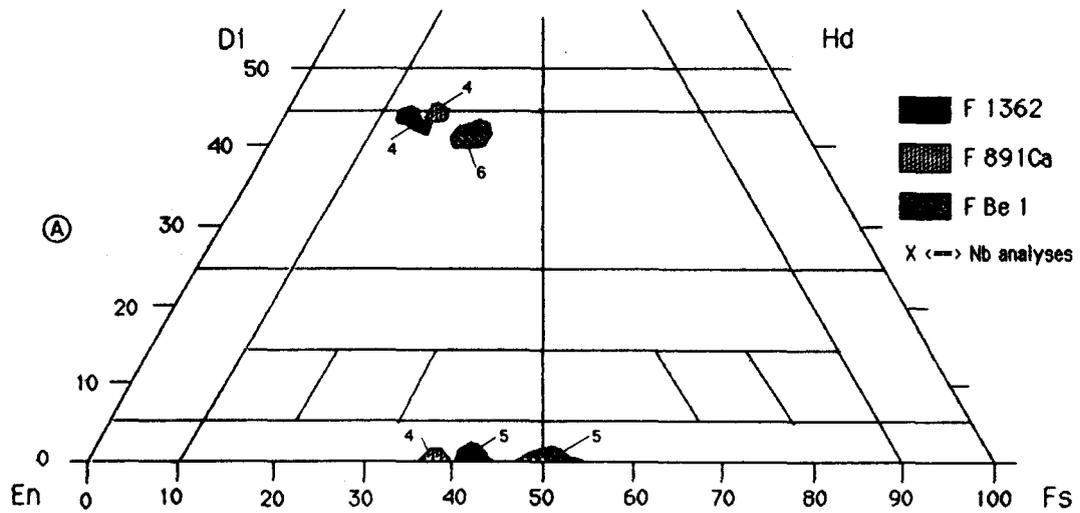


Fig. 34 A: Représentation en pôles normatifs d'associations Opx - Cpx : comparaison entre les échantillons intercalés dans les gneiss de Caramany (F 1362, F 891 Ca) et un échantillon associé à la granodiorite de Cassagnes (F Be1).

B: Représentation en pôles normatifs d'associations Opx - Cpx : comparaison entre un échantillon emballé dans les charnockites acides (F 779a) et un échantillon dans les migmatites de Belesta (F 925b).

C: Représentation en pôles normatifs d'associations Opx - Cpx : tous les échantillons proviennent de l'unité de Feilluns - Caramany et fournissent l'étalement compositionnel maximal des associations Opx - Cpx de cette unité. Malgré cet étalement, on remarquera (comparer avec A, B) que les compositions des populations d'Opx - Cpx provenant de l'unité de Feilluns - Caramany, ne viennent pas chevaucher l'aire de composition des mêmes minéraux dans les rares échantillons provenant de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

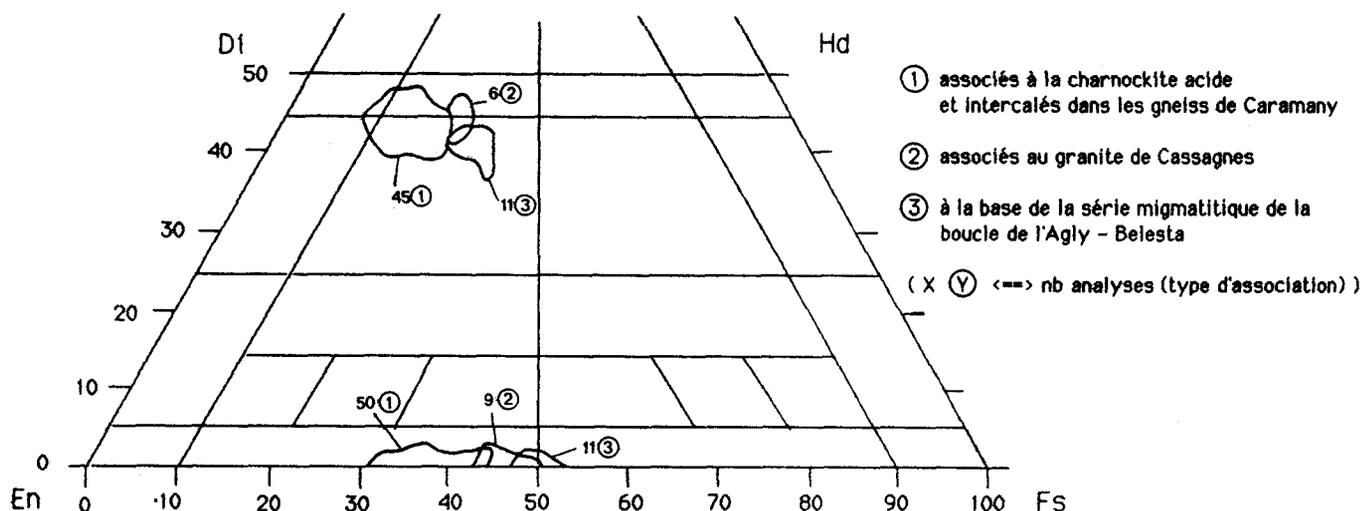


Fig. 35: Représentation en pôles normatifs de toutes les associations à Opx - Cpx analysées sur les roches basiques du massif de l'Agly. Noter l'évolution compositionnelle parallèle entre l'Opx et le Cpx dans le sens d'une diminution des teneurs en MgO en passant des roches de l'unité de Feilluns - Caramany aux roches de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

**b- les amphiboles.**

Ces minéraux sont texturalement associables à des phénomènes d'ouralitisation du clinopyroxène. Représentées sur les diagrammes de classification de Leake (1978), les amphiboles sont toutes groupées vers le pôle trémolite (fig. 36). Leur composition chimique (tab. IV, V) en fait des intermédiaires [trémolite - actinote]. L'étalement de la valeur de Al<sub>IV</sub> reste assez fort et s'accorde parfaitement avec les phénomènes d'ouralitisation par hydratation déjà décelables dans les marbres.

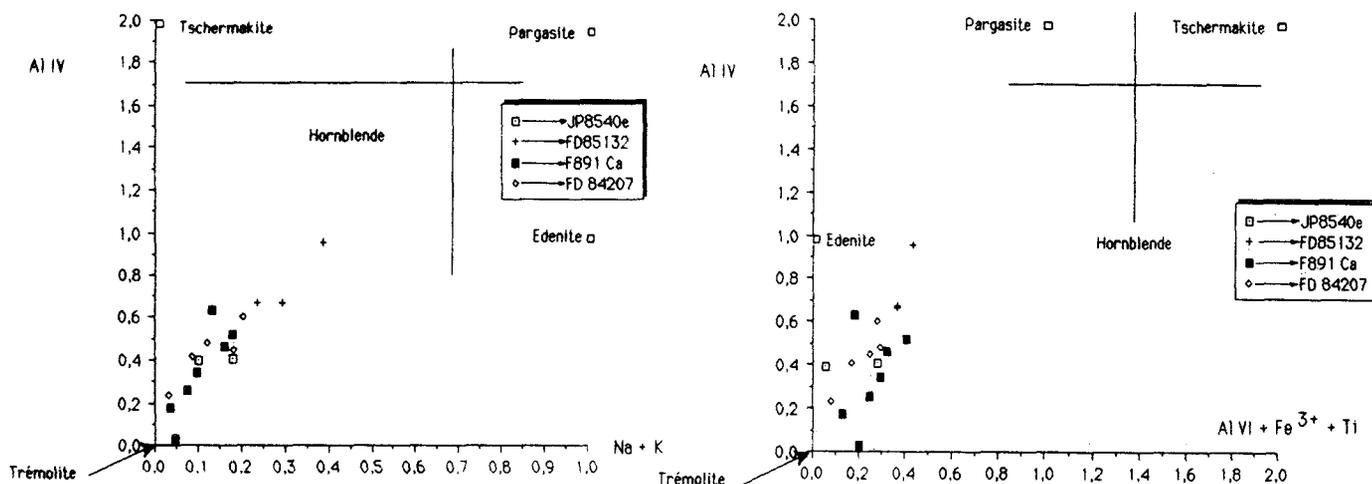


Fig. 36: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les corps basiques à Opx - Cpx. Les axes correspondent à des nombres d'atomes dans une formule structurale à 23 atomes d'oxygène.

Contrairement à ce qui était proposé dans les marbres, l'étalement du  $X_{Mg}$  de ces amphiboles (fig. 37) est très variable d'un échantillon à l'autre, sans corrélation évidente avec le  $X_{Mg}$  des clinopyroxènes, quant à lui, toujours homogène. Les amphiboles n'échappent cependant pas à une diminution de  $X_{Mg}$  en passant de l'U.C. à l'U.B. On a remarqué dans certains échantillons (tab. IV, ech. FBe1), la présence de cummingtonite - grunérite accompagnant l'association Opx + Qz; la réaction rétomorphe suivante fonctionnerait :



L'anthophyllite n'apparaît pas puisqu'elle est cantonnée aux compositions magnésiennes (Deer, Howie, Zussmann 1980); elle est remplacée par la solution solide monoclinique [cummingtonite - grunérite].

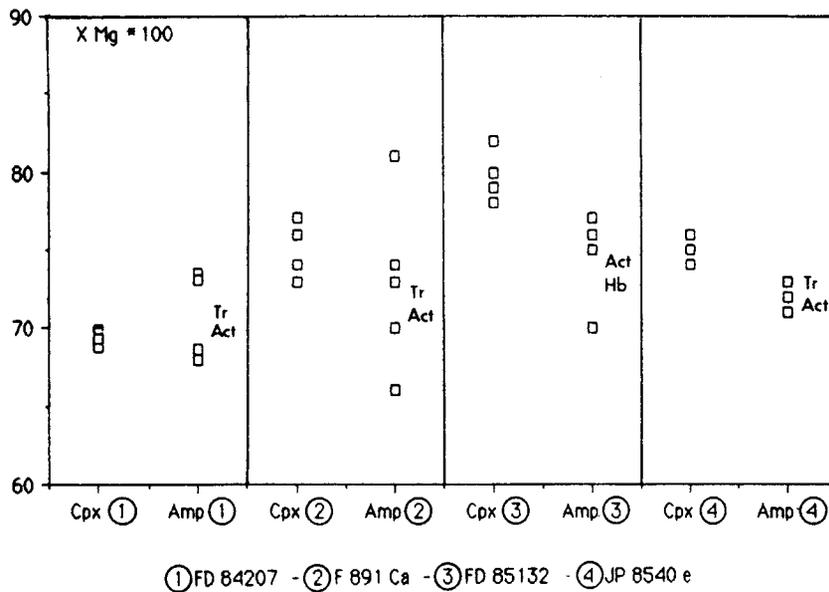


Fig. 37: Représentation comparée du  $X_{Mg} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$  (en moles) des clinopyroxènes et des amphiboles dans les corps basiques à Opx - Cpx.

c- Le plagioclase.

Dans toutes les roches étudiées, le plagioclase se présente en petits cristaux (100 - 200  $\mu\text{m}$ ) très sains sans zonation visible. Il n'est que très rarement antiperthitique et dans ce cas, ce sont des perthites en flammèches suggérant un remplacement plutôt qu'une exsolution. L'étude de leur composition suivant les groupes de roches à Opx - Cpx est consignée ci-dessous:

Roches de l'U.C. dissociées des charnockites acides	Roches de l'U.C. dans les charnockites acides	Roches de l'U.B.
F1362: An72 --> An78,5	F779a: An47 --> An49	F925b: An40 --> An43
FD85132: An85 --> An90	JP8540c: An43 --> An49	FBe1: An41 --> An44
F891Ca: An73 --> An85	FD84303: An46 --> An48	FD84207: An42
FD84304: An45 --> An46	FD84223: An49 --> An70	

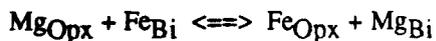
Dans la plupart des cas, l'homogénéité par échantillon du plagioclase est bonne, comme en témoigne la fluctuation sur la fraction d'anorthite de l'ordre de 1 à 10%. Les échantillons de l'U.C., hors charnockite acide,

sont de type noritique ( $An > 50$ ) ; seul l'échantillon FD84304 est de type dioritique. Les échantillons de l'U.C. inclus dans la charnockite, ainsi que ceux de la région de Belesta, sont de type dioritique ( $An < 50$ ). Dans les charnockites acides ou dans le granite de Cassagnes de l'U.B., le plagioclase fait des roches basiques des corps dioritiques. Par contre, les gros bancs intercalés dans les gneiss de Caramany sont, eux, de type noritique. Si l'on admet, à la différence de ce que proposait Fonteilles (1970, 1976), que ces bancs sont injectés (et non pas interstratifiés) comme le sont les granites charnockitiques, mais de façon plus précoce, alors, l'évolution progressive norites, diorites, granodiorites est une succession classique d'un processus de mise en place d'une série magmatique.

#### d- Les biotites.

Comme nous le verrons au plan textural, les biotites ne résultent pas de la cristallisation primaire des roches à Opx - Cpx. Elles sont issues d'une rétro-morphose de l'orthopyroxène. Cependant, quelque soit l'échantillon étudié (fig. 32, 33), elles montrent une remarquable homogénéité. Le  $\Delta-X_{Mg}$  n'excède jamais 0,03 alors que dans les autres faciès à biotites, nous rencontrerons fréquemment pour une génération de biotites, des  $\Delta-X_{Mg}$  voisins de 0,08 - 0,1. Ce phénomène pourrait trouver une explication dans la nature même des phases associées.

Les biotites qui croissent aux dépens de l'orthopyroxène ont un  $X_{Mg}$  à peine supérieur à celui de ce dernier (fig. 32, 33). Ainsi, au contact Opx - Bi, les gradients de potentiel entre Fe et Mg sont faibles. La réaction d'équilibration diffusionnelle :



est donc peu développée. Elle a peu de chances de modifier fortement les compositions après blastèse. Nous verrons qu'il pourrait en être autrement dans des faciès où la biotite est associée, par exemple, à un grenat nettement moins magnésien qu'elle. A cela, on pourrait ajouter que les teneurs en  $H_2O$  du milieu sont trop faibles pour qu'après cristallisation, des gradients de concentrations ioniques puissent se créer au sein des biotites et activer les phénomènes de diffusion.

Enfin, ces biotites (tab. IV, V) présentent des teneurs très stables et relativement faibles en  $Al_2O_3$ , elles oscillent entre 13 et 15,5% en masse suivant les échantillons. Les teneurs en  $TiO_2$  sont, elles, beaucoup moins homogènes et représentent 4 à 6% en masse de l'analyse.

### 3- Etude texturale et relations de phases dans les corps à Opx-Cpx.

L'association Opx - Cpx - Pl apparaît texturalement à l'équilibre. La figure 38 présente une association caractéristique des faciès basiques. De toute évidence, les associations Opx - Cpx - Pl sont stables, aucun élément réactionnel n'est observé aux joints de grains. Malgré la faible déformation enregistrée par l'exemple présenté, l'homogénéité des tailles de grains et l'absence de zonation dans le plagioclase rendent impossible la détermination de l'ordre de cristallisation conduisant à cette texture associant Opx - Cpx - Pl.

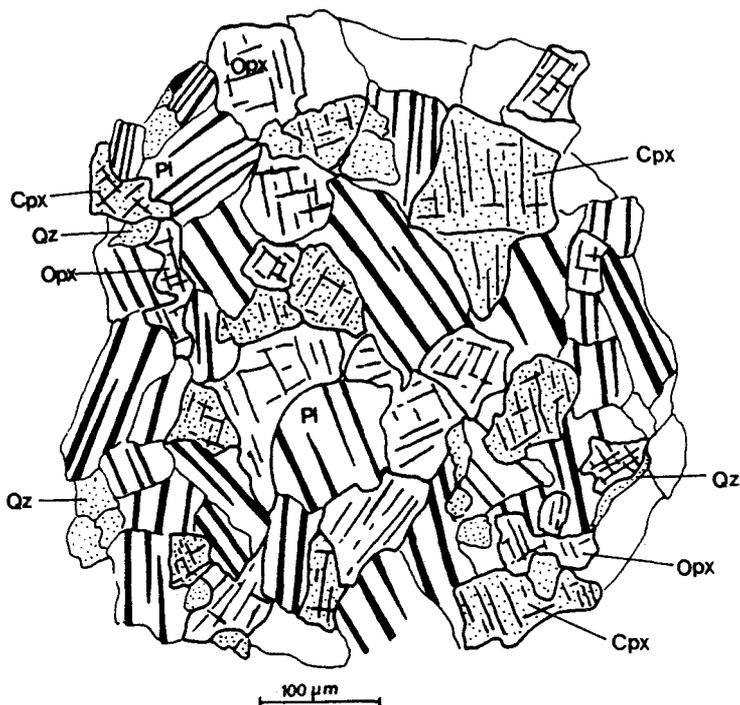
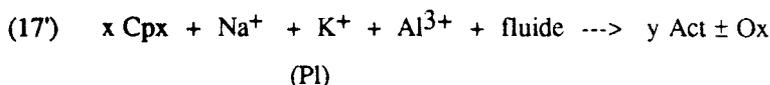
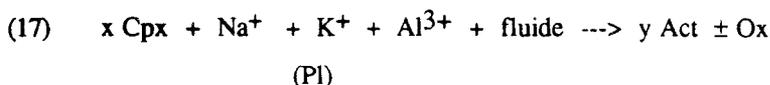


Fig. 38: Association costable Opx - Cpx - Pl caractéristique de corps basiques à Opx - Cpx. On notera l'absence de zonations dans les plagioclases et l'homogénéité de la texture, en particulier de la taille des grains : la texture originelle de ces roches, vraisemblablement de type cumulat, serait voilée par une forte restauration métamorphique.

La figure 39 présente, elle, l'étape rétomorphique subie par ces associations à Opx - Cpx - Pl. Le clinopyroxène développe fréquemment, au contact avec le plagioclase, une frange d'actinote. Cette dernière peut aussi se développer en l'absence de plagioclase par croissance épitaxiale le long des clivages et en golfes de corrosion dans le clinopyroxène. Cette observation est à mettre en parallèle avec ce qui fut observé dans les marbres. Les réactions proposées sont :



Ces réactions, similaires aux réactions (7) et (7') (section II-3 de ce chapitre) donnant de la hornblende, produisent ici les actinotes. La différence pourrait provenir d'une charge très faible à nulle en  $\text{Al}^{3+}$  privilégiant la formation d'actinotes. On peut aussi envisager le développement de l'ouralitisation à des températures plus basses ce qui privilégie la naissance d'actinotes stables à plus basse température que les hornblendes. L'hypothèse d'une naissance de hornblendes se transformant ensuite en actinotes paraît peu plausible, dans la mesure où les reliques de hornblendes sont inexistantes.

La déstabilisation partielle de l'orthopyroxène peut se produire de trois manières :

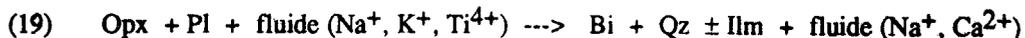
- la réaction (16) déjà évoquée:  $(7 \text{En} + 2 \text{Qz} + 2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{Ant})$  a fourni dans l'échantillon FBeI des cristaux de cummingtonite - grunérite;

- Lorsque du feldspath potassique est présent à proximité de l'orthopyroxène (cas rare), leur association montre toujours la déstabilisation suivante:



nous verrons que cette réaction se développe largement dans les faciès acides de la charnockite;

- enfin, la texture réactionnelle la plus fréquemment observée dans les corps basiques se place au contact Opx - Pl (fig. 39). Ce dernier est remplacé localement par des textures symplectitiques de Bi - Qz - ilménite. Les biotites en symplectites passent en continuité à de grandes lattes du même minéral toujours criblés de fins précipités d'ilménite. Cette observation, ainsi que l'homogénéité compositionnelle des biotites en symplectites et des biotites en lattes, conduisent à ne définir qu'une seule génération de biotites rétrogrades de l'association primaire Opx - Pl. La réaction invoquée est la suivante:



Dans cette réaction, le plagioclase est à même de fournir l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  nécessaire à la formation de biotites. Par contre,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$  ne peuvent être apportés que par un fluide. Notons que la précipitation importante d'ilménite s'accorde avec des fugacités d'oxygène élevées.

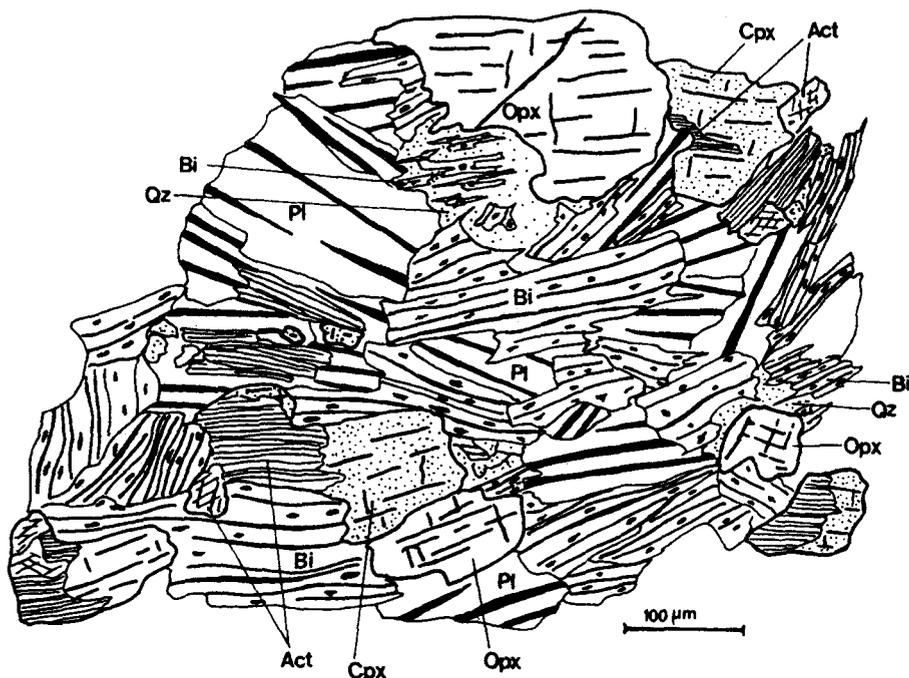
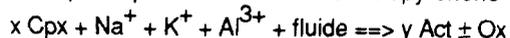
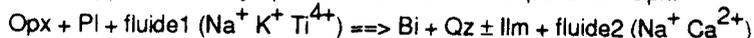


Fig. 39: Rétromorphose de l'association primaire des corps basiques à Opx - Cpx:

- croissance épitaxiale d'actinote sur le clinopyroxène



- développement de symplectites Bi - Qz aux dépens de l'Opx:



Cette réaction composite (19) ne peut être calée thermodynamiquement ; par contre, la réaction (18):  $\text{Opx} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bi} + \text{Qz}$  a fait l'objet de nombreux travaux (Mueller, 1972, Wood, 1976, Helgeson *et al.*, 1978). A partir des travaux de Wood (1976), d'Helgeson *et al.* (1978) et de Burnahm *et al.* (1969), il est possible d'estimer les conditions P et T de la réaction :

En + Fk ---> Phl + Qz : Pt = 5 kbars, XH<sub>2</sub>O = 1==> T proche de 770°C;

Pt = 5 kbars, XH<sub>2</sub>O = 0 ==> T proche de 650°C.

En tenant compte des faibles teneurs de XH<sub>2</sub>O dont témoignent les paragenèses primaires des marbres, de l'importance des inclusions fluides riches en CO<sub>2</sub> de la charnockite acide (Touret, 1974, Forestier *et al.*, 1979), on peut estimer que PH<sub>2</sub>O en début de rétrogenèse de l'orthopyroxène est faible, ce qui situerait les températures en dessous de la barre des 700°C. Les conditions de stabilité des assemblages primaires à Opx - Cpx seront précisées dans le chapitre consacré aux applications thermobarométriques.

#### **IV- Etude pétrographique des faciès charnockitiques de l'unité de Feilluns - Caramany.**

(pour la localisation des échantillons: se référer à la figure 40)

Sous ce terme générique ont été regroupés trois types principaux de roches:

- 1- les charnockites intermédiaires (Fontelles, 1970, Andrieux, 1982) constituant des corps homogénéisés à Opx - Bi - Pl - Fk - Qz ;
- 2- les granodiorites charnockitiques. Il s'agit du faciès acide à mégacrists d'orthose connu sous le nom de charnockite d'Ansignan. Les échantillons présentant la cristallisation de grenats ont été particulièrement étudiés;
- 3- les migmatites charnockitiques, c'est à dire les granitoïdes leucocrates riches en grenats amiboïdes et en biotites fines. L'orthopyroxène est peu fréquent et se présente sous forme de reliques cernées par les grenats. Ces faciès sont particulièrement bien développés sur l'épente Ouest de la masse granodioritique d'Ansignan.

##### **1- Les charnockites intermédiaires.**

Avec des compositions modales en quartz inférieures à 20% et la forte prédominance du plagioclase sur le feldspath potassique, ces roches sont de type monzo-diorite dans la classification de Streckeisen (1967) (la présence d'Opx en fait des jotunites dans la classification des charnockites s.l.). Elles ne contiennent jamais de clinopyroxène. Le feldspath potassique en petits cristaux xénomorphes, ne dépassant pas 10% du volume de la roche, est une orthose pratiquement pure (Or > 85) finement perthitique. Le quartz se présente dans les mêmes proportions que l'orthose sous forme de petits cristaux xénomorphes disséminés dans toute la roche, disposition qui fait penser à une phase interstitielle tardi-magmatique.

Les 3 échantillons FD85116, FD85101, JP8388f ordonnés dans le tableau VI, montrent que selon le type d'associations plus ou moins acides observées, la composition du plagioclase est variable. Les plagioclases en cristaux très sains sans zonations, ni exsolutions recouvrent une large plage compositionnelle :

- |            |                                 |                     |
|------------|---------------------------------|---------------------|
| - FD85116: | (faciès à Opx - Amph - Bi - Pl) | An <sub>51-54</sub> |
| - FD85101: | (faciès à Opx - Bi - Pl)        | An <sub>41-42</sub> |
| - JP8388f: | (faciès à Opx - Bi - Pl)        | An <sub>32-33</sub> |

L'homogénéité compositionnelle des phases au sein de chaque type d'échantillon ainsi que l'absence totale de traces réactionnelles interdisent d'attribuer ces variations compositionnelles à un processus métamorphique. Ces 3 types de roches à Opx - Pl représenteraient plutôt plusieurs stades d'évolution magmatiques entre les diorites - norites et les granodiorites acides.

Une telle évolution se manifeste aussi dans la composition des ferromagnésiens. L'orthopyroxène, de type hypersthène, est :

- FD85116: En<sub>61</sub>
- FD85101: En<sub>57-59</sub>
- JP8388f: En<sub>55-56</sub>

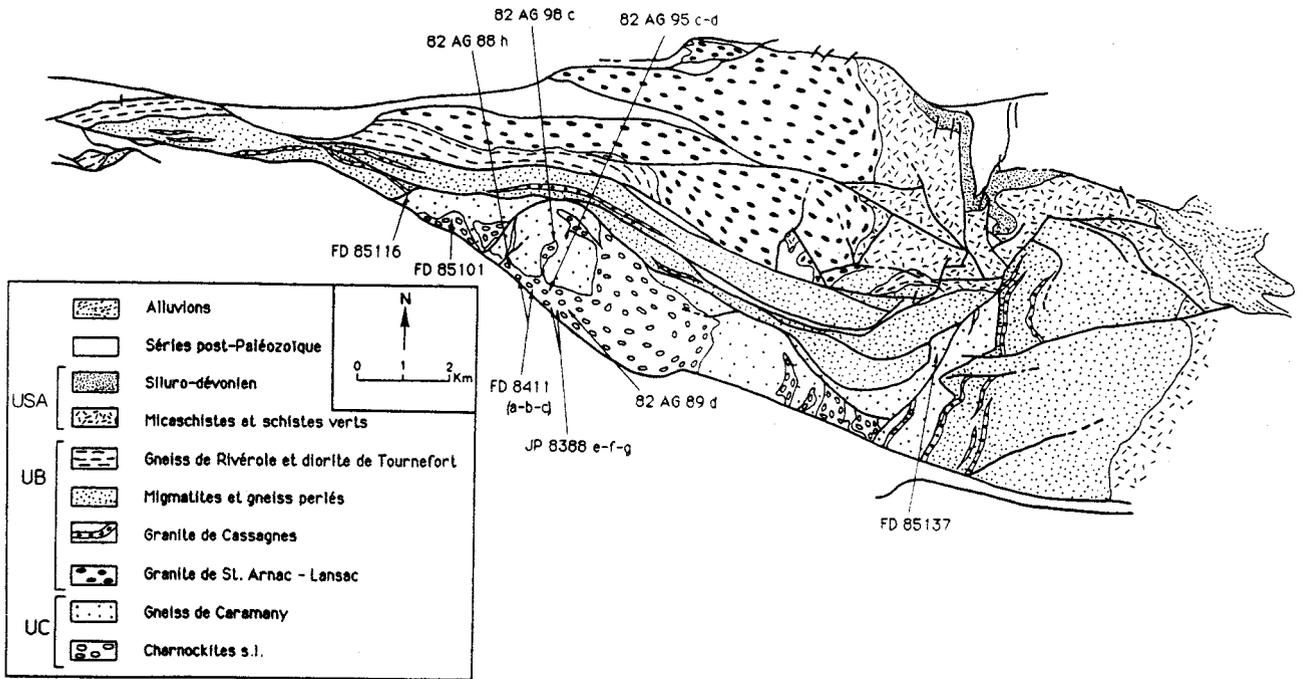


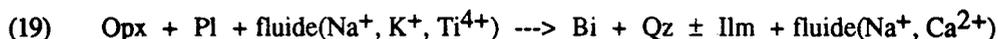
Fig. 40: Localisation des échantillons de charnockites et des faciès connexes.

Echantillon Minéral Analyse	FD 85116								FD 85101								JP 8388f							
	Opx 86-147	Opx 86-150	Bi 86-149	Bi 86-148	Pl 86-151	Pl 86-151	Amp 86-151	Amp 86-151	Opx 86-130	Opx 86-138	Bi 86-139	Bi 86-133	Pl 86-135	Pl 86-142	Opx 86-088	Bi 86-090	Pl 86-089	Opx 86-099	Bi 86-095	Bi 86-098	Pl 86-092	Pl 86-093	Opx 86-087	Bi 86-091
SiO <sub>2</sub>	52,35	52,20	38,57	38,34	55,13	54,86	49,70	51,21	51,57	36,88	37,93	58,86	58,82	50,42	36,57	59,64	51,00	36,34	36,46	59,13	58,80	50,83	36,34	15,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	0,67	13,80	12,38	27,03	28,11	3,21	2,30	2,17	14,15	15,24	25,68	25,10	3,26	15,22	24,39	3,49	15,49	15,74	24,71	24,62	3,53	15,80	15,80
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	4,02	4,33	0,04	0,01	0,10	0,03	0,10	4,58	4,44	0,01	0,02	0,12	4,34	0,04	0,03	3,59	3,87	0,00	0,02	0,12	4,98	4,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,04	0,14	0,17	0,00	0,00	0,04	0,03	0,08	0,20	0,17	0,02	0,00	0,05	0,09	0,00	0,03	0,09	0,07	0,00	0,00	0,01	0,06	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,16	24,09	12,41	12,38	0,27	0,06	15,49	24,48	25,30	13,76	12,99	0,03	0,04	26,08	14,98	0,03	26,29	15,10	15,06	0,01	0,04	26,64	15,54	15,54
MnO	0,70	0,68	0,04	0,01	0,00	0,03	0,32	0,80	0,72	0,04	0,02	0,00	0,00	0,45	0,01	0,01	0,54	0,03	0,03	0,00	0,00	0,38	0,05	0,05
MgO	21,63	21,16	16,80	16,68	0,06	0,00	15,21	19,91	19,22	14,45	14,81	0,00	0,00	18,67	13,31	0,01	18,34	13,69	13,67	0,00	0,01	18,68	12,02	12,02
ZnO	0,01	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,09	0,21	0,00	0,12	0,00	0,24	0,04	0,01	0,10	0,03	0,02	0,00	0,00	0,10	0,04	0,04
NiO	0,00	0,06	0,06	0,12	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03
CaO	0,61	0,53	0,02	0,06	10,97	10,84	10,32	0,21	0,21	0,00	0,00	8,47	8,45	0,15	0,05	6,83	0,14	0,02	0,01	6,98	6,95	0,13	0,04	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,12	0,23	5,14	5,52	0,21	0,01	0,03	0,01	0,08	6,30	6,32	0,01	0,11	7,99	0,01	0,05	0,08	8,00	7,88	0,00	0,04	0,04
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	10,19	10,23	0,14	0,09	0,20	0,00	0,00	10,17	10,32	0,20	0,16	0,00	9,97	0,29	0,00	9,99	10,23	0,33	0,38	0,03	10,18	10,18
Total	100,38	99,57	96,36	96,56	98,83	99,57	94,69	99,52	99,48	94,49	96,09	99,77	99,31	99,46	94,75	99,24	99,96	94,61	95,35	99,16	98,71	100,45	95,13	95,13
Si	1,965	1,973	5,665	5,615	10,063	10,024	7,359	1,953	1,959	5,570	5,587	10,615	10,570	1,924	5,524	10,735	1,933	5,562	5,483	10,773	10,650	1,921	5,485	5,485
Al IV	0,030	0,027	2,345	2,383	5,817	5,930	0,559	0,047	0,041	2,430	2,413	5,374	5,402	0,076	2,476	5,176	0,067	2,438	2,517	5,093	5,257	0,079	2,515	2,515
Al VI	0,000	0,003	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,056	0,056	0,069	0,233	0,071	0,234	0,071	0,234	0,089	0,089	0,308	0,272	0,000	0,000	0,078	0,296	0,296
Ti	0,004	0,004	0,443	0,477	0,005	0,004	0,011	0,001	0,003	0,520	0,492	0,001	0,003	0,003	0,493	0,005	0,001	0,338	0,437	0,000	0,003	0,003	0,565	0,565
Cr	0,000	0,001	0,016	0,020	0,000	0,000	0,005	0,001	0,002	0,024	0,020	0,000	0,000	0,002	0,011	0,000	0,001	0,015	0,008	0,000	0,000	0,000	0,007	0,007
Fe <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sub>2</sub>	0,759	0,762	1,522	1,516	0,041	0,002	0,977	0,775	0,804	1,738	1,600	0,000	0,006	0,832	1,892	0,005	0,834	1,838	1,893	0,002	0,006	0,842	1,962	1,962
Mg	1,210	1,192	3,671	3,684	0,022	0,000	3,306	1,123	1,088	3,252	3,251	0,000	0,000	1,062	2,996	0,003	1,036	3,141	3,062	0,000	0,003	1,052	2,704	2,704
Mn	0,022	0,022	0,005	0,010	0,000	0,000	0,040	0,026	0,023	0,005	0,002	0,000	0,000	0,015	0,001	0,002	0,017	0,009	0,004	0,000	0,000	0,012	0,006	0,006
Zn	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,008	0,000	0,004	0,003	0,023	0,000	0,009	0,000	0,007	0,004	0,001	0,003	0,015	0,002	0,000	0,000	0,003	0,004	0,004
Ni	0,000	0,002	0,007	0,014	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,000	0,006	0,008	0,000	0,007	0,000	0,004	0,004
Ca	0,025	0,021	0,003	0,009	2,146	2,042	1,634	0,009	0,009	0,000	0,000	1,563	1,627	0,006	0,008	1,317	0,006	0,019	0,002	1,363	1,349	0,005	0,006	0,006
Na	0,001	0,000	0,034	0,065	1,819	1,975	0,060	0,001	0,002	0,015	0,023	2,212	2,202	0,001	0,032	2,788	0,001	0,014	0,023	2,826	2,802	0,000	0,012	0,012
K	0,000	0,001	1,906	1,911	0,033	0,023	0,038	0,000	0,000	1,959	1,939	0,053	0,037	0,000	1,921	0,030	0,000	1,844	1,962	0,077	0,088	0,001	1,960	1,960

Tab. VI: Analyses et formules structurales de minéraux dans les faciès charnockitiques à Opx - Pl

La décroissance du  $X_{Mg}$  est donc faible. Par contre, l'évolution des teneurs en masse en  $Al_2O_3$  est beaucoup plus significative. Elles vont de 0,7% dans FD85116 à 3,5% dans JP8388f. On relève des variations similaires dans les biotites. Le  $X_{Mg}$  varie de 0,7 dans FD85116 à 0,63 dans JP8388f. Les teneurs en masse d' $Al_2O_3$  se déplacent de 12,5% à 15,8%. Par contre, le rapport  $X_{Mg_{Opx}} / X_{Mg_{Bi}}$  reste voisin de 1, comme dans les roches à Opx - Cpx. L'augmentation des teneurs en  $Al_2O_3$  dans l'association Opx - Bi peut être corrélée à la diminution de la fraction anorthite dans le plagioclase. D'après les travaux de Fonteilles (1976,1981), ces faciès appartiendraient à deux lignées calco-alcalines évoluant dans le cadre d'une cristallisation fractionnée. Dans les deux cas, la cristallisation du plagioclase est précoce, elle conditionne en particulier les teneurs en  $Al_2O_3$  disponibles pour les autres minéraux: plus le plagioclase est calcique, moins les autres minéraux tels l'orthopyroxène se chargeront en  $Al_2O_3$ . Ce caractère primaire d'évolution magmatique est retrouvé dans les roches basiques intermédiaires et ne serait pas effacé par le métamorphisme hercynien. La contamination alumineuse observée au contact granodiorite d'Ansignan / gneiss de Caramany (Fonteilles, 1976, Andrieux, 1982, Paquet, 1985) est absente dans ces faciès intermédiaires.

Malgré ces remarques, les charnockites intermédiaires présentent de nombreuses traces de rétro-morphose partielle du pyroxène. La figure 41 permet de proposer la réaction :



Cette réaction, déjà évoquée dans les roches basiques à Opx - Cpx, pose problème. En effet, les biotites en symplectites avec le quartz sont-elles de la même génération que les grandes lattes criblées d'ilménite, mais dont les contacts avec l'orthopyroxène suggèrent une costabilité ?

Selon Andrieux (1982), ces grandes lattes représentent des minéraux primaires costables avec le pyroxène, les biotites en symplectites, plus claires, des minéraux secondaires. Ces remarques correspondent à la texture évoquée sur la figure 41, mais en regardant les analyses proposées notamment sur l'échantillon JP8388f (tab. VI), il est très difficile de distinguer les biotites texturalement rétro-morphes (86-D95, 86-D98), des biotites "costables" (86-D90, 86-D91). Les teneurs en  $Al_2O_3$  sont identiques, les écarts de  $X_{Mg}$  ne dépassent pas 0,05 ( $X_{Mg}$  moyen = 0,58 - 0,63); seules les teneurs en  $TiO_2$  sont légèrement différentes: de 3,6 à 3,9% en masse dans les biotites symplectitiques, de 4,4 à 5% dans les autres.

En reprenant le diagramme  $Fe^{2+} + Ti / Mg + Al_{VI}$  proposé par Paquet (1985) et testant l'homogénéité de structure d'une population de biotites, on constate (fig. 42) que l'ensemble des formules de biotites sont très bien corrélées alors qu'elles sont, pour moitié, l'expression de minéraux symplectitiques, l'autre moitié représentant les grands cristaux. On peut émettre deux hypothèses rendant compte de ces observations :

1- toutes les biotites sont issues de l'orthopyroxène, mais leur abondance suppose une rétro-morphose importante qui s'oppose à la conservation des caractères primaires d'évolution magmatique précédemment observée sur les échantillons ;

2- il existe bien deux générations de biotites, leur composition est similaire parce qu'elles sont nées dans des conditions physico-chimiques comparables. L'hydratation serait aléatoire, limitée et constituerait le paramètre essentiel de la rétro-morphose. Cette deuxième hypothèse préserve les caractères primaires des échantillons mais

rend aussi compte, d'une déstabilisation sporadique du pyroxène n'affectant guère plus de 10% des minéraux.

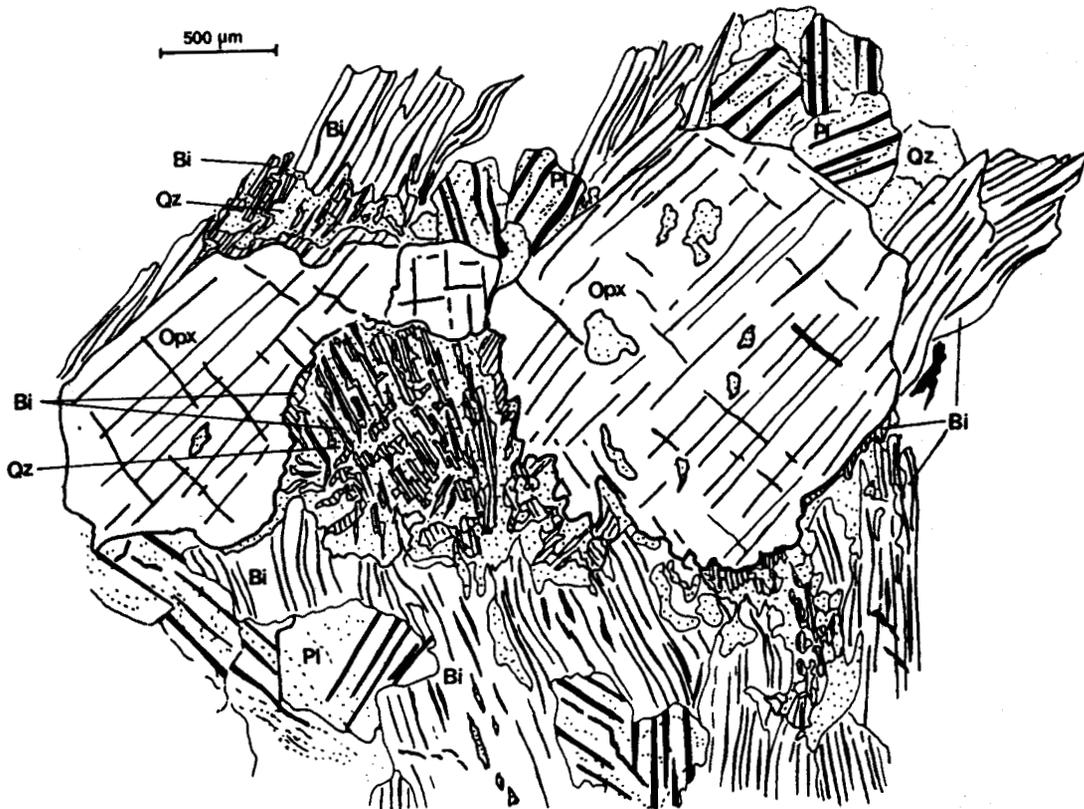
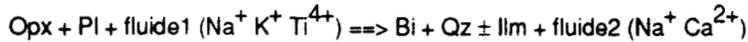


Fig. 41: Rétromorphose partielle de l'orthopyroxène dans les faciès dioritiques à Opx - Pl des charnockites S.L.:



On remarquera la présence à la fois de biotites en symplectites avec le quartz et de biotites bien cristallisées, sans pour autant qu'il soit possible d'en faire géochimiquement deux générations différentes.

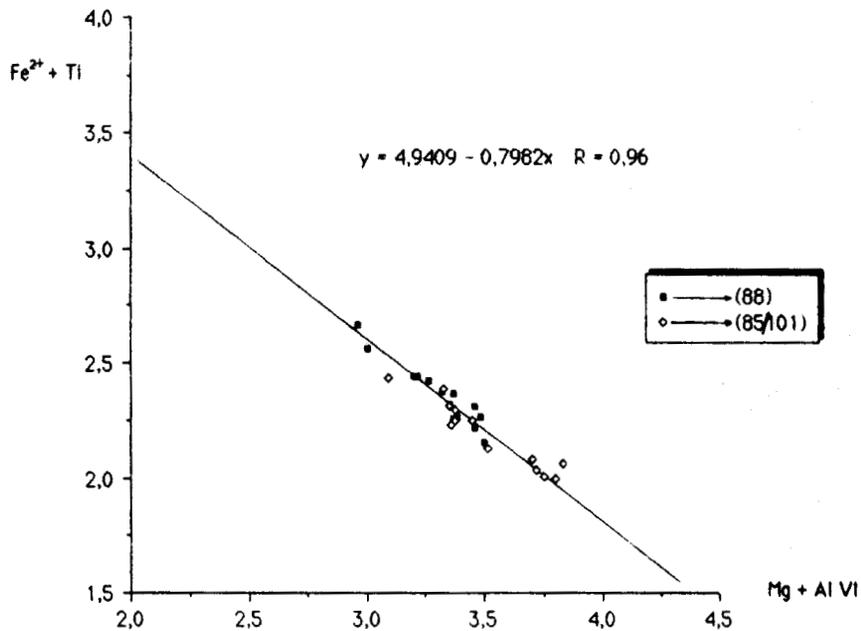


Fig. 42: Relation  $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+} / \text{Mg}^{2+} + \text{Al}_{\text{VI}}$  dans les biotites des diorites charnockitiques à Opx - Pl.

On notera la bonne corrélation traduisant l'homogénéité de structure de l'ensemble des biotites (Les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations dans une formule structurale à 22 atomes d'oxygène).

## 2- Les granodiorites charnockitiques.

### a- Les assemblages minéralogiques.

Ce faciès granitique, marqué sur le terrain par une orientation préférentielle des mégacristsaux d'orthose, est le plus abondant dans les séries de Feilluns - Caramany. Trois assemblages minéraux, déjà cités par Andrieux (1982), ont été distingués :

- quartz, orthose perthitique, plagioclase antiperthitique, biotite, grenat;
- quartz, orthose perthitique, plagioclase antiperthitique, biotite, orthopyroxène;
- quartz, orthose perthitique, plagioclase antiperthitique, biotite, grenat, orthopyroxène.

La quantité de grenats est toujours inversement proportionnelle à la quantité d'orthopyroxène. Ce grenat présente souvent des formes amiboïdes autour de l'association Opx - Pl, cette observation essentielle ayant guidé l'étude pétrographique des faciès présentant l'association Ga - Bi - Opx. En reportant l'assemblage en AFM, on note (fig. 43) :

- la bonne homogénéité compositionnelle de chaque phase au sein d'un échantillon, la biotite étant le minéral qui présente la plus large variation de  $X_{Mg}$  ( $\Delta X_{Mg}$  proche de 0,1);

- la distribution Fe-Mg obéit au classement habituel dans ces faciès (Hensen, 1971, Grant, 1973, Vielzeuf, 1980, 1984, Andrieux 1982):  $X_{MgGa} < X_{MgOpx} < X_{MgBi}$ ;

- comme dans toutes les associations Opx-Bi étudiées jusqu'à présent, le rapport  $X_{MgOpx} / X_{MgBi}$  reste proche de 1;

- le caractère plus ou moins alumineux ou plus ou moins magnésien d'un échantillon se manifeste de manière homogène sur les assemblages Opx - Ga - Bi eux-mêmes. Il suffit (fig.43) de comparer la teneur en alumine des biotites et des grenats: si la biotite est plus alumineuse, le grenat l'est aussi. De la même façon, les variations d'un échantillon à l'autre sur le  $X_{Mg}$  des phases Ga - Bi vont toujours dans le même sens, un grenat plus magnésien s'associe à une biotite plus magnésienne.

Sans préjuger des conditions d'équilibre entre les phases, il apparaît déjà que l'évolution chimique de chacune des phases de l'assemblage Opx - Ga - Bi des granodiorites s'effectue dans le même sens.

### b- Minéralogie des phases exprimées.

#### - Les feldspaths.

Les mégacristsaux d'orthose représentant environ 15% de la composition modale d'un échantillon, ce sont des cristaux subautomorphes avec de fines lattes de biotites incluses disposées de façon concentrique. Cette texture suggère fortement un "accolement épitaxique" des cristaux de biotite au cours de la croissance de l'orthose (Bard, 1980 p. 56-57). Elle s'interprète classiquement comme la manifestation du caractère magmatique (par opposition à métamorphique) des feldspaths alcalins (Fontelles, 1970, Vielzeuf, 1984). Ces orthoses montrent des perthites d'exsolutions en veines régulières: Or<sub>35</sub> ; exsolutions: Ab<sub>70</sub>.

Le plagioclase, largement représenté (jusqu'à 30-35% de la composition modale) se présente sous forme de cristaux millimétriques subautomorphes. Dans les faciès à Opx - Ga - Bi, sa composition est du type: An<sub>30-35</sub> (tab. VII), dans les faciès à orthopyroxène seul: An<sub>40</sub>. De type antiperthitique, il contient quelques inclusions de biotites (plus rares que dans le cas du Fk). Au contact Fk - Pl, se développent souvent de fines franges réactionnelles, le plagioclase s'infiltrant dans l'orthose (fig. 44). Aucune trace de zonation n'est observée.

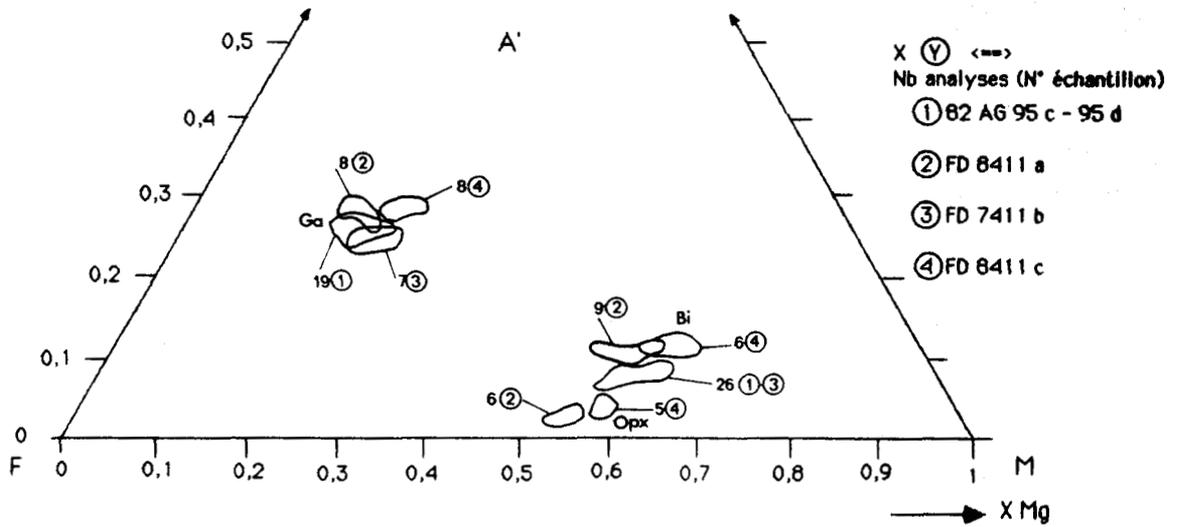


Fig. 43: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les granodiorites charnockitiques.

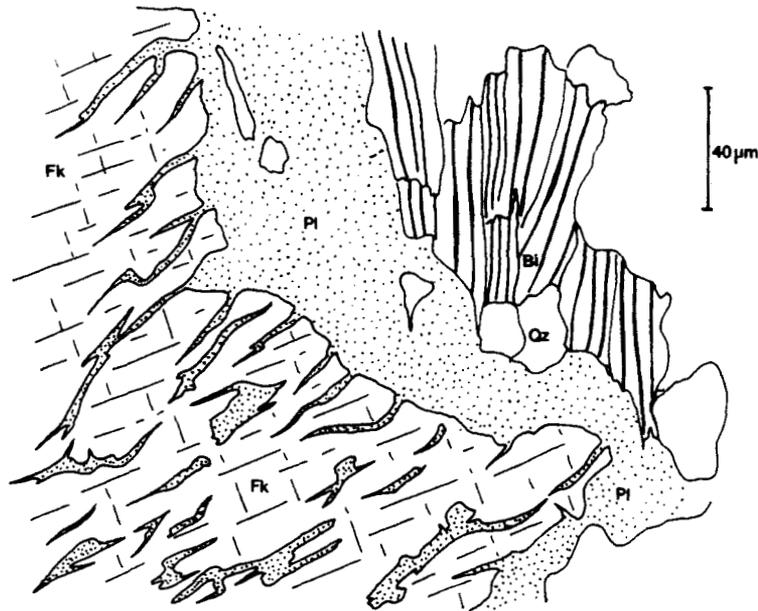


Fig. 44: Contact orthose / plagioclase dans un échantillon de granodiorite charnockitique : développement de perthites de remplacement dans le feldspath potassique par "infiltration du plagioclase".

- Le quartz.

Il représente 20% de la composition modale. On le rencontre, soit en petits cristaux xénomorphes constituant la phase interstitielle de l'assemblage Opx - Fk - Pl, soit en bandes centimétriques à extinction onduleuse.

- L'orthopyroxène.

De couleur brune à vert-bronze, ce minéral est présent en quantités variables dans les granodiorites. De 20% dans les granodiorites sans grenat, ses proportions peuvent descendre à moins de 5% lorsque le grenat abonde. Sa taille varie dans le même sens. Les faciès sans grenat, montrent fréquemment des cristaux subautomorphes très sains atteignant le centimètre alors que les granodiorites riches en grenat ne révèlent que de petits cristaux de pyroxène (1 mm et moins) souvent disposés en amas.

Dans tous les échantillons analysés, l'orthopyroxène est très homogène, de type hypersthène (En53 --> En60 suivant les échantillons). Ses teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont assez élevées, pouvant atteindre 4,8% en masse (tab. VII). Elles représentent les valeurs les plus fortes obtenues sur les orthopyroxènes analysés dans le massif. A titre de comparaison, le pourcentage en masse d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans l'orthopyroxène ne dépasse pas 0,6% dans les corps basiques à Opx - Cpx, et 3,5% dans les roches à Opx - Pl. Cette teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de l'orthopyroxène pourrait être corrélée avec les teneurs en anorthite du plagioclase. Dans les granodiorites, la relation se confirme: le plagioclase peu calcique induit des teneurs élevées en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans l'orthopyroxène. On ajoutera, que l'origine des charnockites acides, en grande partie liée à l'anatexie crustale, peut aussi contribuer à l'augmentation de la fraction en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> du magma.

Echantillon Minéral Analyse	82 AG 95c						FD 8411a						FD 8411c											
	Ge P 87-E1	Ge C 87-E3	Ge P 87-E5	Ge C 87-E7	Bi 87-E8	Bi 87-E11	Opx 85L133	Opx 85L132	Bi 85L135	Ge P 85L138	Ge C 85L139	Bi 85L141	Pl 85L156	Pl 85L158	Opx 85L169	Opx 85L168	Bi 85L170	Ge 85L171	Ge C 85L173	Ge P 85L172	Bi 85L174	Bi 85L180	Pl 85-1124	Pl 85-1125
SiO2	38,68	38,14	38,48	38,75	36,22	37,64	50,92	51,05	36,97	37,80	38,94	36,74	59,23	59,96	50,23	50,30	36,96	38,08	38,46	38,05	36,43	36,49	61,27	61,77
Al2O3	21,43	21,24	21,18	21,96	16,08	16,95	3,25	2,82	16,82	23,79	23,81	16,98	26,39	25,88	4,79	4,76	17,28	24,01	24,13	23,76	17,00	17,03	23,81	23,44
TiO2	0,04	0,01	0,00	0,00	3,97	4,04	0,14	0,06	4,70	0,04	0,00	5,02	0,00	0,01	0,13	0,22	4,16	0,02	0,02	0,02	4,77	5,15	0,07	0,02
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,08	0,00	0,09	0,10	0,03	0,00	0,06	0,05	0,03	0,05	0,11	0,00	0,05	0,13	0,04	0,05	0,04	0,00
Fe2O3																								
FeO	31,63	31,33	31,36	30,97	13,15	12,88	26,13	26,74	14,24	30,00	26,57	14,79	0,03	0,13	23,05	23,47	12,56	28,04	28,09	29,33	12,92	11,06	0,07	0,00
MnO	1,12	1,24	1,08	1,18	0,00	0,00	0,42	0,46	0,09	1,51	1,34	0,00	0,00	0,06	0,34	0,31	0,04	1,19	0,93	0,85	0,00	0,00	0,04	0,00
MgO	6,30	6,22	6,47	6,55	15,07	15,74	18,29	17,91	13,21	5,83	6,15	12,66	0,01	0,02	19,76	19,87	14,50	7,06	7,73	7,38	14,53	15,28	0,00	0,01
ZnO	0,09	0,00	0,04	0,08	0,07	0,13	0,36	0,29	0,13	0,29	0,00	0,23	0,11	0,17	0,00	0,08	0,00	0,04	0,06	0,00	0,19	0,13	0,00	0,00
NiO	0,00	0,08	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,17	0,11	0,02	0,12	0,00	0,10	0,07	0,15	0,00	0,00	0,07	0,03	0,11	0,07	0,00
CaO	1,40	1,40	1,53	1,49	0,06	0,00	0,14	0,11	0,06	1,58	1,46	0,07	6,22	6,49	0,07	0,10	0,38	1,15	1,18	1,08	0,07	0,01	6,47	5,91
Na2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,12	0,09	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,13	7,78	7,40	0,01	0,05	0,13	0,00	0,02	0,00	0,11	0,09	7,19	7,15
K2O	0,00	0,00	0,00	0,03	10,16	10,41	0,01	0,02	9,96	0,02	0,00	9,88	0,22	0,28	0,01	0,00	9,44	0,00	0,01	0,00	10,22	10,21	0,00	0,50
Total	100,69	99,66	100,21	101,03	94,95	97,89	99,74	99,34	96,17	101,14	100,45	96,52	100,16	100,45	96,42	99,33	95,64	99,75	100,69	100,67	96,32	95,60	99,23	98,92
Si	6,030	6,013	6,024	6,011	5,418	5,434	1,937	1,955	5,466	5,910	5,979	5,425	10,554	10,637	1,904	1,896	5,434	5,896	5,995	5,972	5,362	5,362	10,955	11,059
Al IV	0,000	0,000	0,000	0,000	2,582	2,566	0,063	0,045	2,534	0,090	0,021	2,575	5,538	5,413	0,096	0,104	2,566	0,104	0,005	0,028	2,638	2,638	5,019	4,947
Al VI	3,939	3,948	3,909	4,016	0,254	0,318	0,083	0,073	0,363	4,182	4,289	0,361	0,118	0,107	0,430	4,278	4,316	4,256	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312	0,312
Ti	0,005	0,001	0,000	0,003	0,447	0,439	0,002	0,002	0,523	0,005	0,000	0,557	0,000	0,001	0,004	0,006	0,460	0,002	0,002	0,002	0,528	0,569	0,009	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,011	0,012	0,004	0,000	0,008	0,007	0,001	0,001	0,013	0,000	0,006	0,016	0,005	0,006	0,006	0,000
Fe3	0,082	0,083	0,123	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2	4,041	4,048	3,983	4,018	1,645	1,555	8,831	8,856	1,761	3,912	3,733	1,827	0,004	0,019	0,731	0,740	1,544	3,631	3,442	3,624	1,590	1,359	0,010	0,006
Mg	1,464	1,462	1,509	1,514	3,360	3,386	1,037	1,022	2,911	1,323	1,407	2,786	0,003	0,005	1,116	1,116	3,177	1,629	1,750	1,682	3,187	3,346	0,000	0,013
Mn	0,148	0,166	0,143	0,155	0,000	0,000	0,014	0,015	0,011	0,195	0,174	0,000	0,000	0,009	0,011	0,010	0,005	0,156	0,120	0,110	0,000	0,000	0,006	0,000
Zn	0,010	0,000	0,005	0,009	0,008	0,014	0,010	0,008	0,014	0,033	0,000	0,025	0,014	0,022	0,000	0,002	0,000	0,050	0,007	0,000	0,021	0,014	0,000	0,005
Ni	0,000	0,010	0,008	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,021	0,014	0,002	0,017	0,000	0,000	0,003	0,008	0,019	0,000	0,009	0,004	0,013	0,010	0,000
Ca	0,234	0,237	0,257	0,248	0,010	0,000	0,006	0,005	0,010	0,258	0,243	0,011	1,186	1,234	0,003	0,004	0,060	0,191	0,192	0,177	0,011	0,002	1,240	1,134
Na	0,003	0,006	0,000	0,000	0,035	0,025	0,000	0,000	0,029	0,003	0,000	0,037	2,685	2,545	0,001	0,004	0,037	0,000	0,006	0,000	0,031	0,026	2,493	2,482
K	0,000	0,000	0,000	0,006	1,943	1,917	0,000	0,001	1,879	0,004	0,000	1,861	0,050	0,063	0,000	0,000	1,771	0,000	0,002	0,000	1,919	1,914	0,046	0,114

Tab. VII: Analyses et formules structurales de minéraux des granodiorites charnockitiques.

### - Les biotites.

Le caractère alumineux évoqué précédemment se marque dans les granodiorites par l'abondance de biotites. Comme dans les faciès à Opx - Pl, elles se présentent sous deux habitus principaux :

- de grandes lattes brun-rouge criblées de précipitations d'ilménite ;
- des associations symplectitiques Bi - Qz ± Ilm.

Certaines symplectites Bi - Qz passent en continuité à de grandes lattes bien développées. On retrouve dans cette observation le problème évoqué dans les faciès à Opx - Pl, où il est quasiment impossible de différencier ces deux types de biotites sur leurs compositions chimiques.

Le report de ces deux types de minéraux sur le diagramme  $Fe^{2+} + Ti / Mg + Al_{VI}$  (fig. 45) montre une bonne homogénéité de population (coefficient de corrélation 0,9 de l'interpolation linéaire). Les symplectites Bi - Qz étant le résultat d'une rétro-morphose localisée de l'orthopyroxène, l'hypothèse envisagée

pour les corps à Opx - Pl resterait valable. Nous aurions en présence deux générations de biotites, l'une rétrograde de l'orthopyroxène donc secondaire, l'autre primaire co-stable avec ce même minéral, les deux populations ayant cristallisées dans des conditions physico-chimiques comparables.

L'hydratation partielle du système constituerait donc le paramètre principal de croissance des biotites symplectitiques. On notera que dans certains cas, cette hydratation affecte aussi les grenats pour donner des biotites très claires, dont la composition est très différente des deux espèces précédemment citées. Elles sont riches en H<sub>2</sub>O (les analyses ferment à 92%), TiO<sub>2</sub> ≤ 2%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 20 - 21%, leur X<sub>Mg</sub> est supérieur à celui des autres biotites ce qui, dans le cadre d'une équilibration diffusionnelle Ga - Bi va dans le sens d'une rétrograde généralisée avec chute thermique (voir chap. III) et d'une chloritisation (rencontrée particulièrement dans les kinzigites: chap. II section V-3).

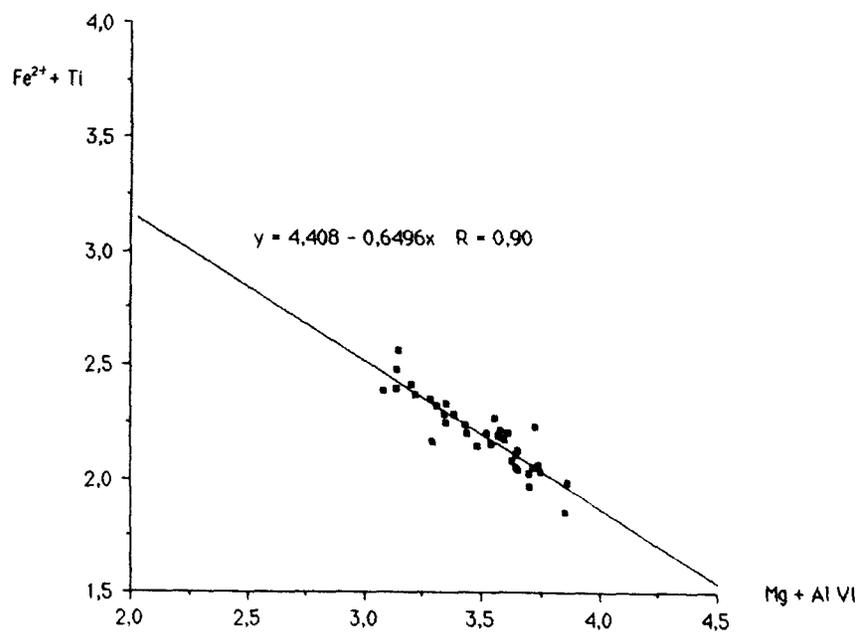


Fig. 45: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des granodiorites charnockitiques.

On notera la bonne corrélation traduisant l'homogénéité de structure de l'ensemble des biotites (Les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations sur une formule structurale à 22 atomes d'oxygène)

#### - Le grenat.

Il se présente sous la forme de gros monocristaux rouge-brique centimétriques, ou plus fréquemment d'agrégats polycristallins d'aspect amiboïde. Sa présence et sa composition témoignent du caractère alumineux des granodiorites à orthopyroxène. Andrieux (1982) considère le grenat comme un minéral de la paragenèse primaire des granodiorites. Deux observations s'opposent à cette hypothèse :

- les quantités de grenats et pyroxènes évoluent de manière inversement proportionnelle dans la granodiorite, le pyroxène disparaissant parfois complètement (notamment aux épontes des masses injectées) ;
- les quantités de grenats augmentent en se déplaçant du coeur de la granodiorite vers l'encaissant, respectivement de 5% à 25% de la composition modale. Ceci suggère une contamination alumineuse du magma granodioritique près de l'encaissant. Les analyses de roches globales fournies par Fontelles (1976)

témoignent de teneurs en  $Al_2O_3$  similaires entre gneiss de Caramany et granodiorite, cependant l'abondance des septa kinzigitiques dans les gneiss augmente incontestablement les teneurs globales en  $Al_2O_3$  dans l'encaissant. Si l'apparition de grenats est en partie liée à une assimilation de l'encaissant, il devient difficile d'en faire un minéral primaire des charnockites acides.

Les grenats analysés ont été reportés sur la figure 46 donnant leurs compositions en pôles purs :

- les teneurs en Mn sont faibles et engendrent des compositions en spessartine n'excédant pas 3,6% (fluctuations inférieures à 1% au sein d'un même échantillon);
- la fraction de grossulaire reste très stable dans chaque échantillon et n'excède pas 4,8%;
- tous échantillons confondus, la composition (Alm + Spes) - Pyr montre un étalement de 21 à 33% en pyrope. Les teneurs en spessartine étant faibles, cet étalement est donc lié aux variations de  $X_{Mg}$  du grenat. Les échantillons ont été prélevés du coeur de la granodiorite (ech. FD8411c) vers les épontes (ech. FD8411a puis 82AG95c-d). L'augmentation de la proportion en almandin est croissante du coeur de la granodiorite vers l'éponte. Nous verrons que cette évolution compositionnelle ne se manifeste pas par une diminution importante des températures estimées sur le couple Ga - Bi (chap. III).

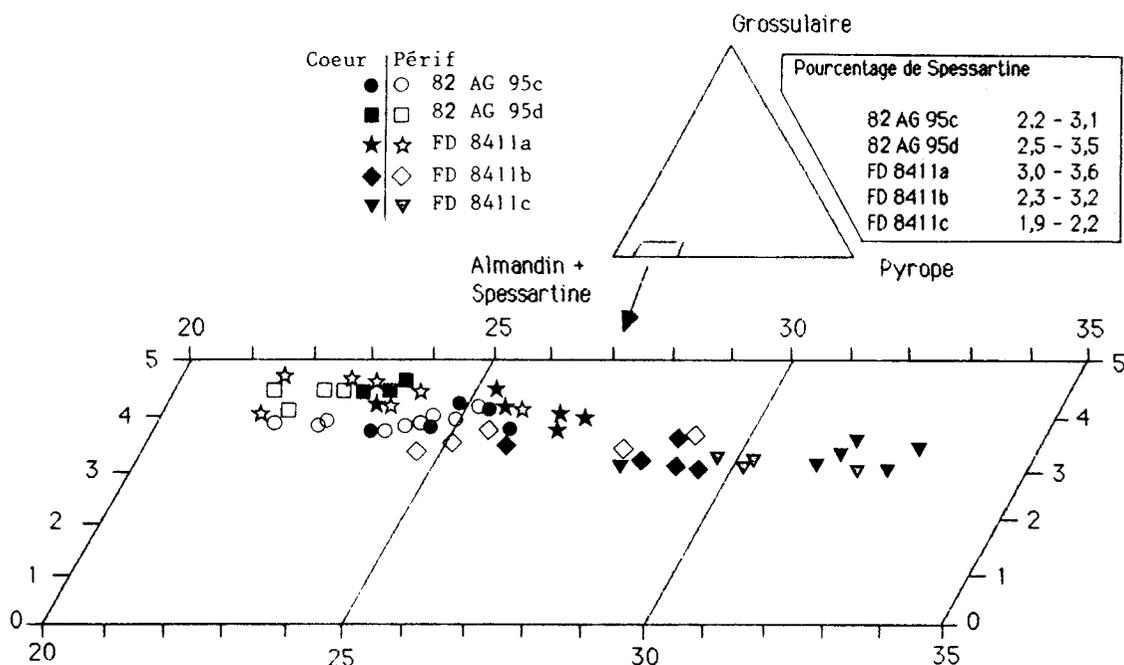


Fig. 46: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les granodiorites charnockitiques.

Au sein de chaque échantillon, le grenat présente une légère zonation avec augmentation de la teneur en almandin en périphérie. La zonation est purement compositionnelle, elle ne correspond pas à une zonation texturale. Elle n'intéresse que les valeurs FeO et MgO, les pourcentages en CaO, MnO pouvant aussi bien croître que décroître vers la périphérie. Sa faible amplitude ( $\Delta Alm < 4\%$ , fig. 46) ne devrait pas engendrer d'erreurs importantes sur les estimations thermométriques Ga - Bi. La variation du  $X_{Mg}$  peut trouver une explication dans les deux hypothèses suivantes :

- lors d'une légère diminution de température, l'interface Ga - Bi restera stable si la proportion de FeO augmente dans le grenat et corrélativement, la proportion de MgO augmente dans la biotite. Cette nouvelle

condition d'équilibration entraîne une migration par diffusion intracristalline de  $Fe^{2+}$ , du coeur vers la périphérie du grenat, et inversement, une migration de  $Mg^{2+}$  du coeur vers la périphérie dans la biotite. De telles constatations ont été remarquées sur des assemblages Ga - Cd par Tracy et Dietsch (1982), Le Breton (1983). Dans le cas de l'assemblage Ga - Bi, la zonation par diffusion ne se manifesterait que sur le grenat, la structure en feuillets des biotites facilitant l'homogénéisation des biotites (Dallmeyer, 1974, Thompson, 1976) ;

- la zonation du grenat pourrait correspondre, non pas à un profil diffusionnel, mais à un profil compositionnel lié à des étapes successives de croissance et de réaction du grenat avec de faibles évolutions générales du contexte de cristallisation. Ainsi, la zonation ne serait que faiblement marquée car les conditions thermiques de cristallisation entre le coeur du grenat et sa périphérie, se font toujours à l'équilibre avec une phase ferromagnésienne comme la biotite et dans des conditions thermiques peu différentes. Ce type de processus a déjà été constaté sur des grenats de kinzigites du massif de l'Agly (voir annexes). Mais, à la différence de ce qui se passe dans les charnockites, les grenats de kinzigites sont des minéraux primaires (au moins pour le coeur) dont on peut clairement voir la périphérie réagir localement lors d'une étape de réhydratation. Dans le cas des grenats des charnockites, aucune texture réactionnelle sur la bordure de ces minéraux n'est visible; il n'est donc pas possible de discriminer le processus, soit réactionnel, soit diffusionnel à l'origine de la faible zonation des grenats.

#### c- Etude texturale - la rétro-morphose partielle de l'orthopyroxène.

L'instabilité locale de l'association Fk - Opx est caractéristique des granodiorites charnockitiques (fig. 47). L'Opx est partiellement rétro-morphosé suivant la réaction :



La précipitation d'ilménite dans les symplectites Bi - Qz suppose des fugacités élevées de  $O_2$  mais aussi la présence de  $TiO_2$ . Ce dernier, si l'on admet l'existence de biotites primaires, pourrait en partie provenir d'une remobilisation du titane des biotites primaires dans la phase fluide. Dans cette hypothèse, les larges fluctuations de  $TiO_2$  dans les analyses de biotites sont compréhensibles.

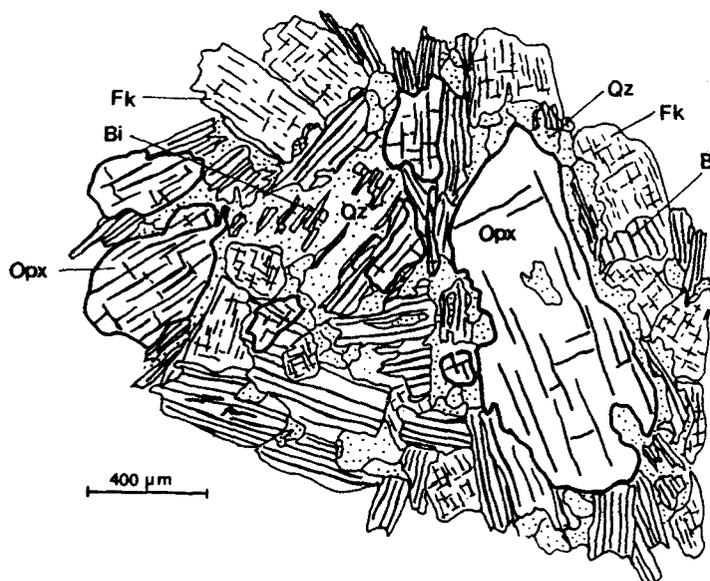
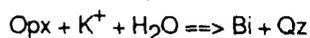
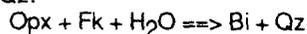
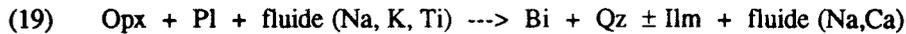


Fig. 47: Instabilité de l'orthopyroxène dans les granodiorites charnockitiques avec développement de symplectites Bi - Qz:



La production des symplectites Bi - Qz se fait parfois en l'absence de feldspath potassique dans l'entourage immédiat du pyroxène. Andrieux (1982) a évoqué la mobilité du potassium en présence d'eau et le caractère fortement antiperthitique du plagioclase pour expliquer le phénomène. A la réaction (18) s'ajoute la réaction (19) déjà observée dans les faciès intermédiaires à Opx - Pl :

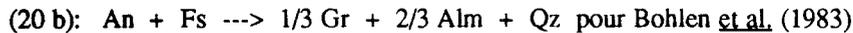
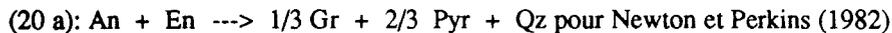


La réaction (18) a été étudiée sur ses pôles magnésiens par Wood (1976), Helgeson *et al.* (1978); on constate (fig. 48) qu'elle est déplacée vers les basses températures lorsque XH<sub>2</sub>O diminue. Par simple réhydratation, sans évolution importante de la température, le pyroxène se déstabilise. Dans le cas des granodiorites à Opx de l'Agly, les valeurs de XH<sub>2</sub>O et T stabilisant l'association primaire Opx - Fk sont mal définies. Les données de Touret (1974), Forestier *et al.* (1979) indiquent des inclusions fluides à fortes teneurs en CO<sub>2</sub> dans la charnockite acide d'Ansignan. Pour une pression totale maximale de 5 à 6 kbars, la température de stabilité de l'assemblage primaire ne devrait donc pas dépasser 650°C - 750°C, ce qui est proche des estimations faites sur paragenèses primaires des marbres de l'unité de Feilluns - Caramany.

La déstabilisation partielle de l'assemblage Opx - Fk est présente dans toute la masse des granodiorites observée. Cette réaction s'accompagne, aux épontes du granite, du développement de grenats aux dépens de l'association Opx - Pl.



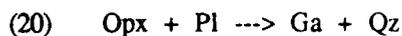
Cette réaction sert à équilibrer un géobaromètre sous la forme:



Nous pourrions estimer les pressions de déstabilisation de l'orthopyroxène dans les faciès de bordure de la charnockite (chap. III). En fait, la réaction (20) s'effectuant conjointement à la production de symplectites Bi - Qz, Paquet (1985) a proposé la réaction:



Elle correspondrait à l'intersection de champs multivariants des réactions :



Les relations texturales Opx - Ga - Bi - Pl - Qz suggérées par la figure 49 plaident largement en faveur de la réaction (21):

- pas de contact Opx - Pl;
- croissance de grenats amiboïdes associés à du quartz sur les joints Opx - Pl;
- développement de symplectites Bi - Qz associées de façon stable avec le grenat.

En prenant soin de choisir des couples Ga - Bi côte à côte et sans joints réactionnels, il est possible d'estimer les températures de rétro-morphose de l'orthopyroxène par la réaction (21). Les résultats seront présentés au chapitre III

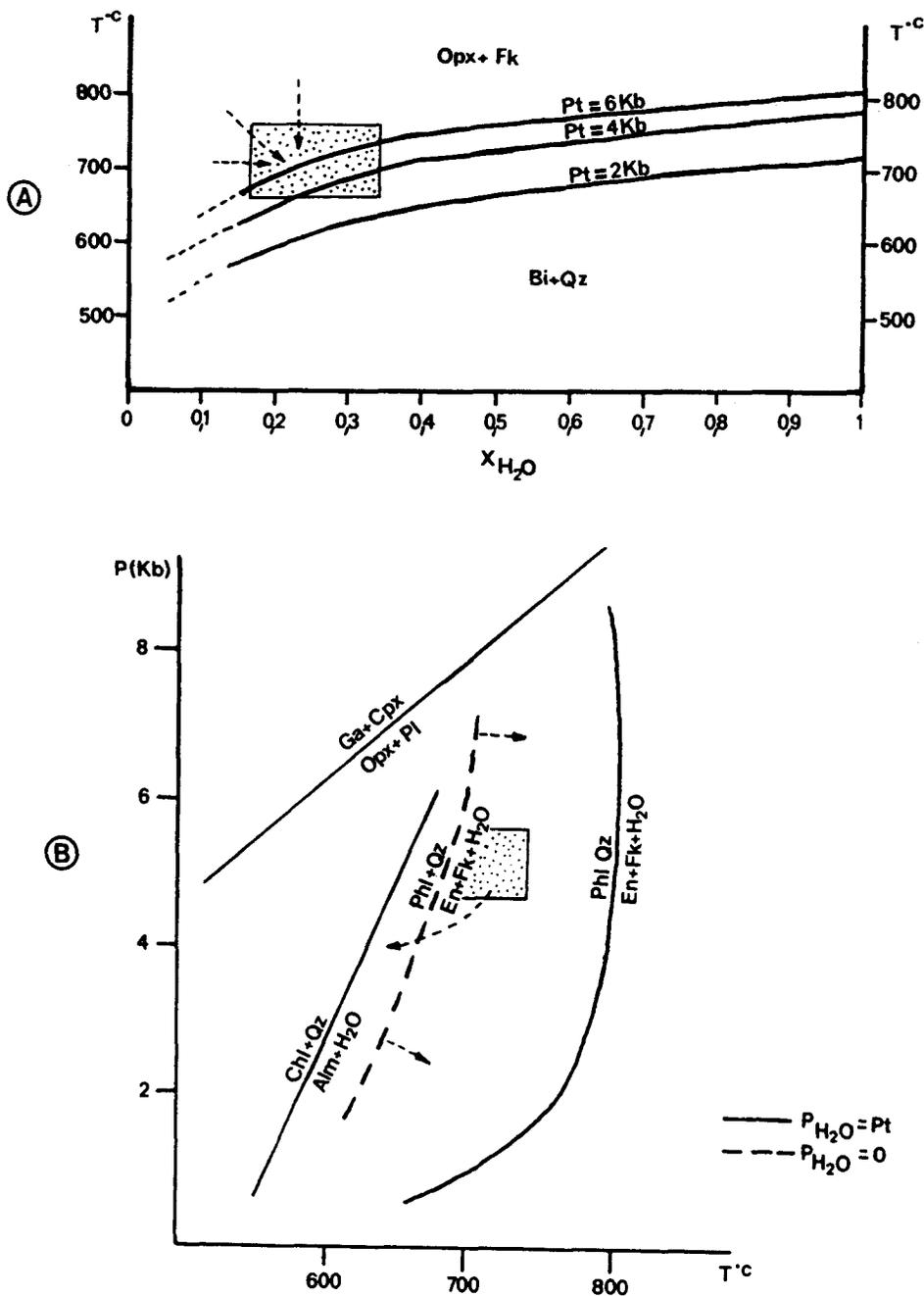


Fig. 48: A: Courbes réactionnelles  $En + Fk \rightleftharpoons Pl + Qz$  en fonction de  $P$ ,  $T$ ,  $X_{H_2O}$  d'après Wood (1976)  
 Le cadre en pointillé représente la position estimée des assemblages Opx - Fk - Bi - Qz lors de la rétomorphose affectant les granodiorites charnockitiques.  
 Les flèches indiquent trois processus possibles pour cette rétomorphose:  
 1: diminution de  $P$ ,  $T$ , lors de la montée intrusive des granodiorites;  
 2: réhydratation à  $P$ ,  $T$  sensiblement constants;  
 3: association des deux phénomènes précédents.  
 B: Conditions de stabilité des assemblages Opx - Fk dans un diagramme  $P$ ,  $T$ .  
 Réaction  $En + Fk + H_2O \rightleftharpoons Pl + Qz$  d'après Hegelson et al. (1978)  
 (valeurs en système hydraté déduites des études sur  $H_2O$  de Burnham, 1969)  
 Réaction  $Alm + H_2O \rightleftharpoons Chl + Qz$  d'après Hsu (1968)  
 Réaction  $Opx + Pl \rightleftharpoons Ga + Cpx$ , d'après Green et Ringwood (1967)  
 (signification de l'aire et des flèches identique à celle de la figure 48 A)

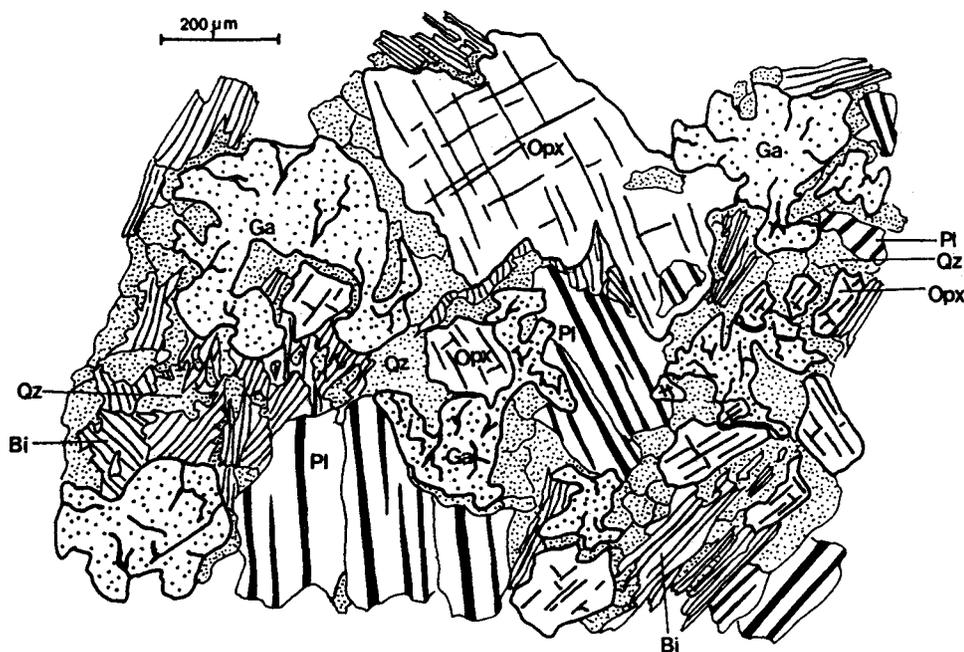


Fig. 49: Rétromorphose partielle de l'orthopyroxène dans les granodiorites charnockitiques. La texture présentée montre le développement de Ga - Bi - Qz aux dépens de Opx - Pl. Ceci correspond à l'intersection des champs multivariants de :

$$\text{Opx} + \text{Pl} \Rightarrow \text{Ga} + \text{Qz}$$

$$\text{Opx} + \text{Pl} + \text{fluide1} \Rightarrow \text{Bi} + \text{Qz} + \text{fluide2}$$

### 3- Les migmatites de la charnockite.

#### a- Les assemblages minéralogiques.

Ces faciès granitoïdiques leucocrates sont essentiellement développés au toit de la granodiorite d'Ansignan. Ils affleurent tout particulièrement au lieu dit Les Albas (cf. carte 1/25000) et montrent l'alternance de passées sombres type granodiorite acide à grandes orthoses, et de bandes claires d'épaisseur métrique caractérisées par l'abondance de gros grenats roses. A l'échelle de l'affleurement, le caractère très alumineux de ces faciès est marqué par une composition modale où le grenat atteint 25%, les biotites 10-15%, le reste étant formé de Qz, Fk, Pl (Fk non exprimé sous forme de porphyrocristaux). L'orthopyroxène est rare (moins de 5%), à l'état de reliques et très souvent emballé par la biotite et/ou le grenat. L'origine à la fois para et orthodérivée de ces faciès est justifiée par la présence de restites de fusion hyperalumineuses à Ga - Cd ± Sp.

Les ferromagnésiens ont été reportés en A'FM (fig. 50): les minéraux sont d'une bonne homogénéité au sein d'un échantillon et révèlent les caractéristiques déjà signalées dans les granodiorites à orthopyroxène :

- faible étalement en  $X_{Mg}$  du pyroxène;
- $X_{MgGa} < X_{MgOpx} < X_{MgBi}$  avec  $X_{MgOpx} / X_{MgBi}$  proche de 1;
- le déplacement vers le pôle A', lorsqu'il se produit, affecte de façon identique grenats, pyroxènes et biotites et témoigne d'une teneur plus élevée en  $Al_2O_3$  (ex: comparer les échantillons 82AG98c et 82AG89d);
- en comparant la figure 50 à la figure 43, on constate que les projections A'FM des associations Ga - Opx - Bi sont identiques entre migmatites et granodiorite charnockitique.

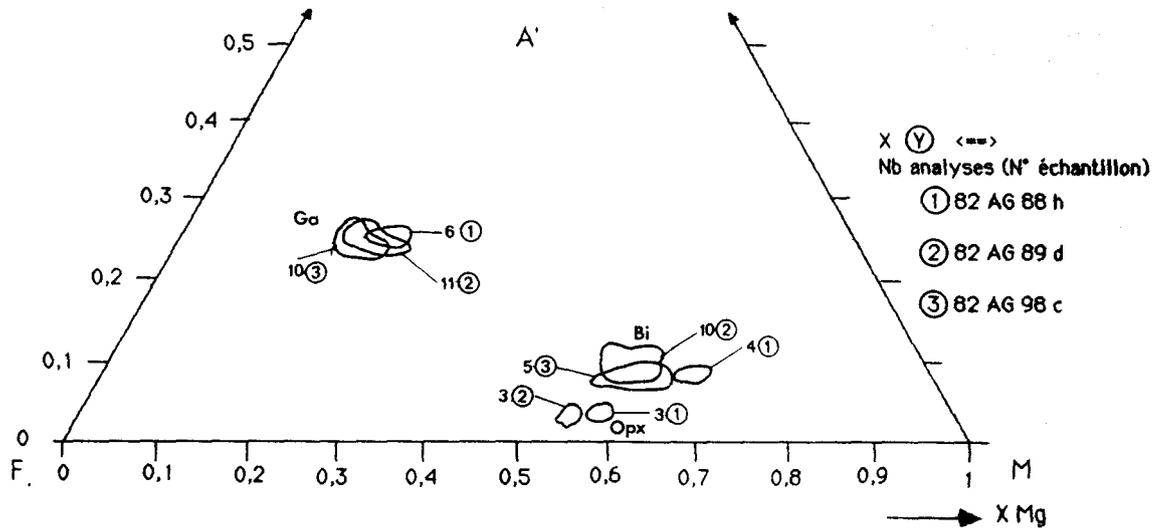


Fig. 50: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes dans les migmatites de la charnockite.

**b - Minéralogie des phases exprimées.**

**- L'association Opx - Fk - Pl - Qz.**

Les compositions sont tout à fait comparables à celles de la granodiorite d'Ansignan. L'Opx de type hypersthène En<sub>56-60</sub> est riche en alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> proche de 4% en masse), le feldspath potassique est de type orthose Or<sub>85</sub>, le plagioclase de type An<sub>25-35</sub>. La texture et la représentation modale de cette association diffèrent cependant assez fortement de celle de la granodiorite.

Tout d'abord, l'orthopyroxène n'est présent qu'à l'état de reliques fortement corrodées par des associations Bi - Qz - Ga en chapelets. Il ne représente que 0 à 5% de la composition modale. Orthose et plagioclase se présentent tous deux sous forme de petits cristaux subautomorphes où l'orthose prédomine largement: Fk / Pl > 4 (dans les granodiorites Fk / Pl proche de 0,5 - 1). Ni l'orthose, ni le plagioclase ne présentent de traces d'exsolutions. Les seules perthites rencontrées sont des perthites de remplacement, en taches sur le feldspath potassique. Elles sont accompagnées de myrmékites Ab - Qz au contact Pl - Qz. Enfin, le quartz est abondant (30%) sous forme de cristaux xénomorphes constituant de fines lentilles (1 à 10 mm) ou des cocrystallisations avec Ga - Bi.

**- Les biotites.**

Contrairement à ce qui existait dans les charnockites acides, les biotites ne se présentent ici que sous la forme de lattes millimétriques bien cristallisées. Nettement moins rouges que dans les granodiorites, elles ne sont pas associées à de larges précipitations d'ilménite, malgré des teneurs en TiO<sub>2</sub> élevées : 4 à 5,3% (teneurs comparables aux biotites des granodiorites). Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (tab. VIII), de l'ordre de 15,7 à 17% restent comparables à celles des granodiorites.

Représentées sur le diagramme Fe<sup>2+</sup> + Ti / Mg + Al<sub>V</sub>I (fig. 51), elles témoignent d'une bonne corrélation matérialisant l'homogénéité de leur structure. Dans de rares échantillons, les grandes lattes de biotites

sont affectées d'une très légère "zonation". Au contact du grenat, la biotite a tendance à s'enrichir en MgO, alors qu'elle est plus riche en FeO au coeur (tab. VIII: Analyse 87C-26 : périphérie Analyse 87C-27: coeur). Cette zonation est loin d'être systématique, mais elle est associée à une très légère augmentation en MgO des biotites proches du Ga par rapport à celles qui en sont éloignées. Ces observations s'interprètent comme le témoin de phénomènes diffusionnels entre les phases Ga-Bi en contacts non réactionnels.

Echantillon Minéral Analyse	82 AG 85h										82 AG 98c										82 AG 89h									
	Ge P	Ge C	Opx	Pl	Ge P	Ge C	Bi	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Bi			
	87-C40	87-C41	87-C43	87-C44	87-C1	87-C2	87-C3	87-C5	87-C19	87-C17	87-C16	87-C24	87-C23	87-C26	87-C27	87-D13	87-D10	87-D11	87-D12	87-D17	87-D14	87-D16	87-D15							
SiO2	37,62	38,33	50,09	60,33	37,47	38,08	37,27	37,05	38,62	38,68	36,73	38,90	38,15	36,60	36,38	38,35	38,88	36,76	36,76	38,60	38,44	35,75	36,65							
Al2O3	21,32	21,92	3,82	24,21	21,22	21,92	15,54	15,66	22,37	21,77	16,71	21,79	21,24	16,20	16,47	21,39	21,70	16,93	16,82	21,62	21,26	16,99	17,03							
TiO2	0,02	0,01	0,09	0,04	0,03	0,00	5,29	4,39	0,00	0,06	5,06	0,10	0,03	4,11	5,30	0,04	0,00	4,51	4,92	0,00	0,03	4,37	4,87							
Cr2O3	0,03	0,00	0,04	0,05	0,04	0,11	0,11	0,06	0,05	0,08	0,12	0,00	0,08	0,06	0,06	0,12	0,00	0,09	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00							
Fe2O3																														
FeO	29,26	29,79	24,23	0,01	30,14	27,68	11,94	11,91	29,16	30,68	12,97	30,77	31,28	13,95	14,10	31,49	32,20	14,62	13,53	31,85	31,83	14,33	14,27							
MnO	1,27	1,30	0,39	0,00	1,14	1,15	0,00	0,04	0,76	0,82	0,04	1,07	0,95	0,03	0,00	0,82	1,03	0,00	0,84	0,93	0,02	0,04								
MgO	7,01	6,84	20,07	0,00	6,45	8,18	15,95	16,28	7,39	6,74	14,09	6,83	21,24	14,57	13,62	7,52	6,54	13,77	15,05	7,03	6,34	14,41	13,74							
ZnO	0,00	0,21	0,19	0,03	0,16	0,12	0,00	0,05	0,02	0,06	0,00	0,17	0,00	0,02	0,33	0,00	0,15	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08	0,00							
NiO	0,02	0,00	0,09	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00	0,15	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,14	0,00	0,05	0,07	0,00	0,01								
CaO	1,46	1,49	0,16	6,78	1,60	1,57	0,10	0,01	1,01	1,19	0,00	1,00	1,03	0,04	0,01	1,28	1,26	0,02	0,04	1,15	1,21	0,00	0,01							
Na2O	0,00	0,00	0,03	7,58	0,01	0,04	0,10	0,17	0,03	0,00	0,13	0,03	0,02	0,07	0,09	0,01	0,11	0,12	0,00	0,02	0,15	0,16								
K2O	0,03	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	9,93	9,83	0,01	0,03	10,32	0,00	0,02	10,19	10,67	0,03	0,04	10,28	10,12	0,00	0,00	9,95	10,36							
Total	98,03	99,91	99,21	99,24	100,38	99,04	98,27	95,44	99,59	100,10	98,24	100,65	99,34	95,83	97,12	101,05	101,95	97,10	97,44	101,19	100,15	98,06	97,18							
Si	5,995	5,999	1,902	10,823	5,834	5,960	5,451	5,463	6,012	6,037	5,409	6,042	6,025	5,436	5,363	5,942	5,998	5,399	5,351	5,983	6,029	5,308	5,375							
Al IV	0,005	0,001	0,098	5,120	0,166	0,040	2,549	2,537	0,000	0,000	2,591	0,000	0,000	2,564	2,637	0,058	0,002	2,601	2,649	0,017	0,000	2,692	2,625							
Al VI	4,001	4,044	0,073	3,729	4,004	0,130	0,185	4,105	4,006	0,31	3,990	3,955	0,272	0,587	3,849	3,945	0,331	0,238	3,934	3,931	0,282	0,320								
Ti	0,002	0,001	0,003	0,005	0,004	0,000	0,582	0,487	0,000	0,007	0,58	0,012	0,004	0,459	0,587	0,005	0,000	0,498	0,539	0,000	0,004	0,488	0,537							
Cr	0,004	0,000	0,001	0,007	0,005	0,014	0,013	0,007	0,006	0,010	0,014	0,000	0,010	0,007	0,007	0,015	0,000	0,010	0,006	0,002	0,002	0,001	0,000							
Fe3	0,000	0,000	0,000	0,275	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041	0,000	0,163	0,083	0,000	0,000	0,083	0,084	0,000	0,000								
Fe2	3,900	3,890	0,769	0,011	3,650	3,649	1,460	1,469	3,799	4,004	1,597	3,997	4,090	1,733	1,736	3,917	4,072	1,796	1,647	4,043	4,091	1,779	1,750							
Mg	1,665	1,595	1,136	0,000	1,961	1,908	3,476	3,577	1,714	1,568	3,092	1,581	1,537	3,225	2,992	1,737	1,504	3,014	3,265	1,624	1,482	3,189	3,003							
Mn	0,171	0,172	0,013	0,000	0,150	0,152	0,000	0,005	0,100	0,108	0,005	0,141	0,127	0,004	0,000	0,108	0,135	0,000	0,000	0,110	0,124	0,003	0,005							
Zn	0,000	0,024	0,005	0,004	0,018	0,014	0,004	0,005	0,002	0,007	0	0,019	0,000	0,002	0,039	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,007	0,009	0,000							
Ni	0,003	0,000	0,003	0,000	0,150	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,006	0,000	0,000	0,012	0,000	0,017	0,000	0,006	0,009	0,000	0,000	0,001								
Ca	0,249	0,250	0,007	1,303	0,267	0,263	0,016	0,002	0,168	0,199	0	0,166	0,174	0,006	0,002	0,213	0,208	0,003	0,006	0,191	0,203	0,002	0,006							
Na	0,000	0,000	0,002	2,637	0,003	0,012	0,028	0,049	0,009	0,000	0,037	0,009	0,006	0,020	0,026	0,003	0,003	0,031	0,034	0,000	0,006	0,043	0,046							
K	0,006	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000	1,853	1,849	0,002	0,006	1,939	0,000	0,004	1,931	2,006	0,006	0,008	1,926	1,880	0,000	0,000	1,885	1,939							

Tab. VIII: Analyses et formules structurales de minéraux des migmatites de la charnockite.

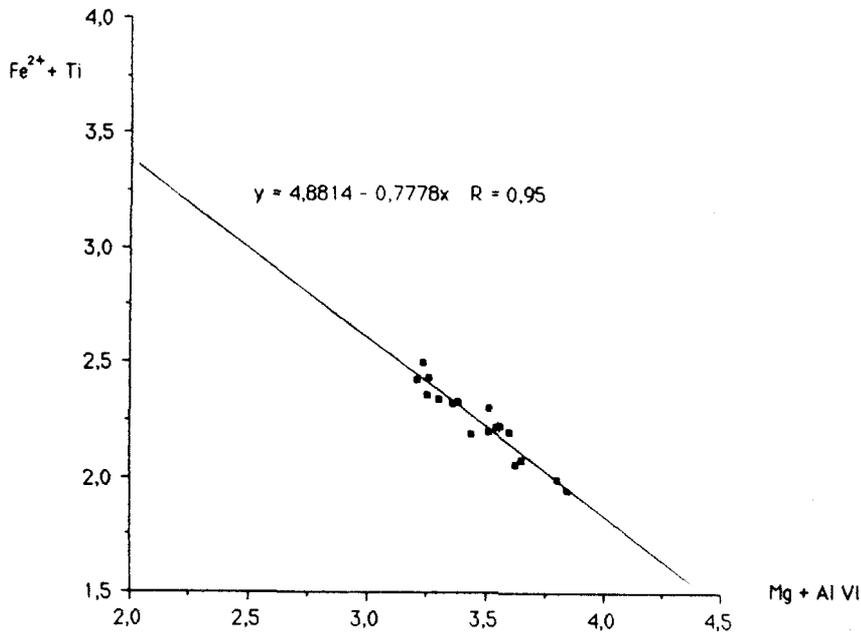


Fig. 51: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + AlVI$  dans les biotites des migmatites de la charnockite. La bonne corrélation traduit l'homogénéité de structure de l'ensemble des biotites (Les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations sur une formule structurale à 22 atomes d'oxygène).

**- Le grenat.**

Il s'agit essentiellement d'une solution solide Alm - Pyr (fig. 52). La fraction de spessartine ne dépasse pas 3%, les fractions de grossulaire sont homogènes et se situent entre 3 et 4,5% suivant les échantillons. La composition en pyrope s'étale entre 24 et 32%. Dans tous les échantillons, les grenats présentent un léger enrichissement en Fe à la périphérie; l'écart moyen sur le pourcentage de pyrope n'excède jamais 5%. En comparant les analyses périphérie - coeur (tab.VIII), en particulier sur l'échantillon 82AG98c, on constate que l'augmentation légère de FeO en périphérie s'accompagne d'une très légère augmentation de CaO et MnO. De telles constatations ont été interprétées comme l'évolution de la composition modale initiale d'un assemblage Ga - Bi par la réaction :



Si cette réaction se produit à des températures un peu plus basses que celle stabilisant  $\text{Ga}_{\text{coeur}}\text{-Bi}_1$ , le coefficient de partage lié à l'équilibre  $\text{Fe}_{\text{Ga}} + \text{Mg}_{\text{Bi}} \rightleftharpoons \text{Mg}_{\text{Ga}} + \text{Fe}_{\text{Bi}}$  fait augmenter le Fe du grenat et le Mg de la biotite (Thompson, 1976, Holdaway et Lee, 1977). L'augmentation de Ca et Mn en périphérie du grenat tient au fait qu'ils ne sont pas incorporés dans les biotites et se concentreraient en périphérie du grenat.

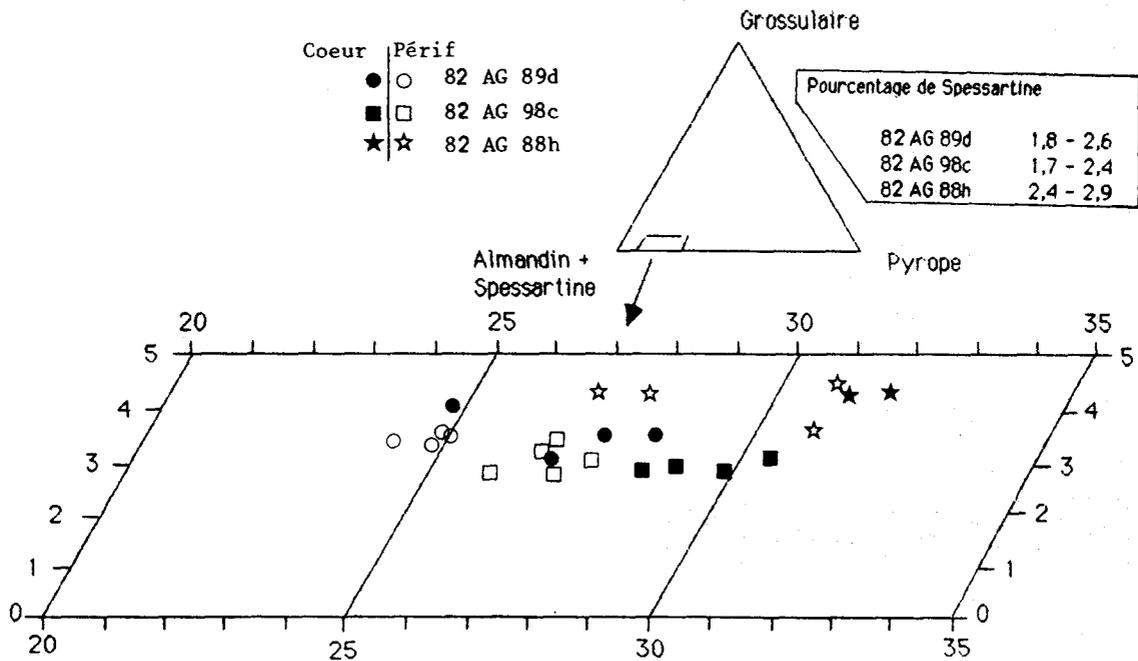


Fig. 52: Représentation de la composition en pôles purs des grenats analysés dans les migmatites de la charnockite.

Noter la très forte ressemblance de composition de ces grenats avec ceux des charnockites acides (fig. 46), en particulier, les faibles teneurs en spessartine et en grossulaire ainsi que la faible zonation affectant les grenats de chaque échantillon dans le sens d'une augmentation de l'almandin en périphérie.

**c- Etude texturale.**

Dans les migmatites des charnockites, la réaction (22) peut expliquer les faibles zonations systématiques du grenat, et sporadiques dans la biotite. Les phases Ga - Bi - Qz montrent des critères de stabilité dans une association sur deux, les autres associations quant à elles, présentent effectivement une légère déstabilisation en

périphérie des grenats pour donner l'association Bi - Qz (réaction (22), fig. 53 en haut de la page). Aucune différence à l'analyse entre ces 2 types de biotite ne peut être mise en évidence. De fait, la réaction (22) pourrait être limitée par une cinétique lente ou plus simplement se développer à une température à peine inférieure à celle stabilisant l'association primaire. Dans ces conditions, la rééquilibration n'engendre pas ou peu de modifications sur le  $X_{Mg}$  des grenats et biotites. Il est alors normal de n'avoir qu'une faible zonation du grenat, et aucune variation notable de la composition des biotites.

L'origine des assemblages Ga - Bi - Qz primaires est difficile à définir texturalement. La figure 53 coté droit, montre clairement la présence d'orthopyroxène à l'état de reliques ceinturées d'associations Bi - Qz et/ou Ga. Ceci témoignerait du fonctionnement de la réaction (21) :



Rien n'empêche pour autant l'association Ga - Bi - Qz de provenir d'une réaction primaire lors de la cristallisation du liquide granitique enrichi en alumine par assimilation partielle de l'encaissant (rappelons la présence de restites alumineuses à spinelle).

Quels que soient les chemins réactionnels conduisant à l'association Ga - Bi, celle-ci reste suffisamment homogène et stable pour être utilisée dans une étude thermométrique qui précisera les conditions de cristallisation des migmatites de la charnockite (chap. III).

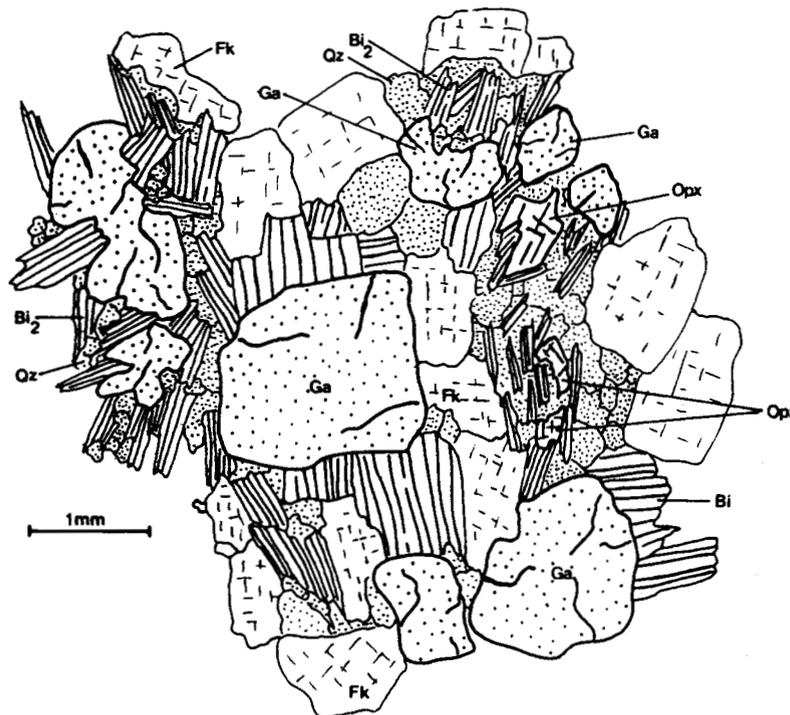


Fig. 53: Relations texturales entre les phases minérales dans les migmatites de la charnockite.

- Au centre et en bas: stabilité de l'association primaire Ga - Bi
- A droite: orthopyroxène en reliques cernées par l'association Bi - Qz
- En haut et à gauche: déstabilisation périphérique du grenat:



( Il n'y a pas de différence géochimique perceptible sur les majeurs entre les biotites costables avec le grenat et celles qui sont rétrogrades)

## V- Etude pétrographique des faciès kinzigitiques

(pour la localisation des échantillons, se référer à la figure 54)

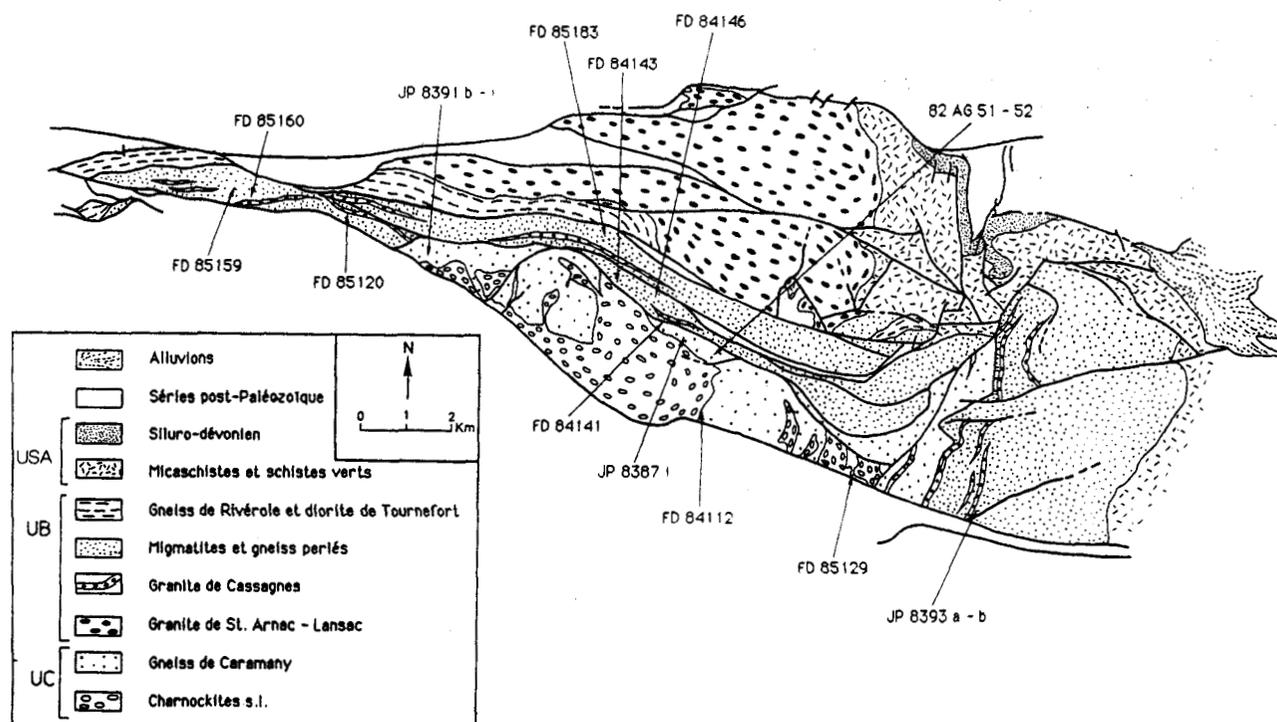


Fig. 54: Localisation des échantillons de kinzigites et des faciès alumineux à spinelle.

### 1- Remarques préliminaires

Les kinzigites, quoique peu importantes en volume, sont largement réparties dans les formations gneissiques et migmatitiques du massif de l'Agly. Elles sont présentes aussi bien dans les gneiss anatectiques et migmatitiques qu'à proximité du marbre de base dans l'U.B. Dans l'U.C., elles affleurent en lentilles discontinues interstratifiées dans les gneiss de Caramany. Leur condition d'affleurement en domaine anatectique et leur composition moyenne d'anciens shales riches en phyllites font de ces kinzigites de l'Agly des faciès comparables à ceux décrits dans les Pyrénées par Vielzeuf (1984) ou encore à ceux étudiés par Chenevoix et Ravier (1989) dans les séries d'Aubusson (Massif Central). Indépendamment de leur localisation, elles ont, à l'affleurement, un aspect nébulitique où se mélangent des septa sombres à Ga - Bi - Cd et un matériau granitoïdique quartzo-feldspathique. Fonteilles (1976) a proposé que ces kinzigites correspondent à d'anciens shales. Il rejette le caractère purement restitique à cause de l'absence d'évolution significative du rapport  $R = \text{MgO} / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (oxydes exprimés en proportions massiques) avec la profondeur, celui-ci restant de surcroît comparable voire inférieur à celui d'argiles non métamorphiques ou peu métamorphiques (fig. 55).

Sur la base des travaux de Vielzeuf (1984 p.196 et suivantes), les compositions des kinzigites de l'Agly se situent dans le triangle granite - grauwacke - argile (fig. 56) "non loin ou à droite du côté granite - argile

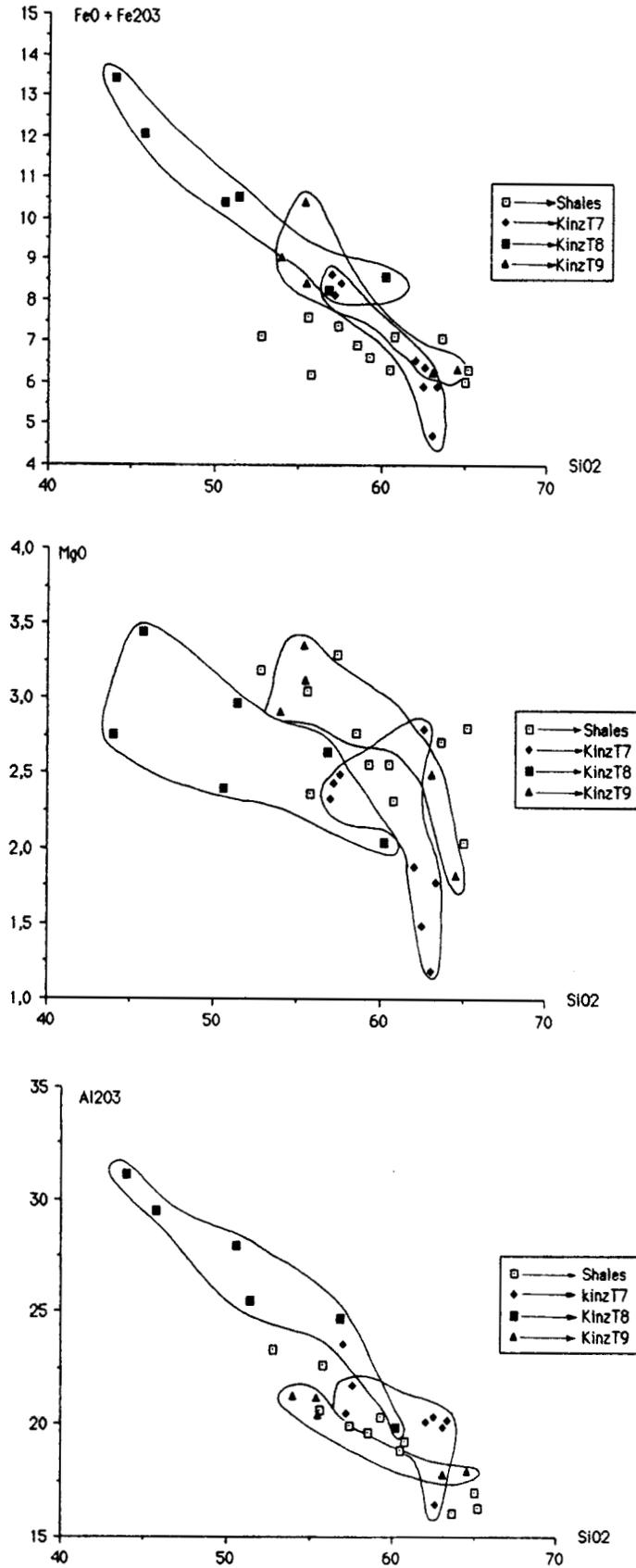


Fig. 55: Géochimie comparée des oxydes majeurs dans les kinzigites et les shales du massif de l'Agly d'après les analyses chimiques de Fonteilles (1976).

Noter l'absence d'évolution significative des teneurs en masse de FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO entre les shales et les kinzigites malgré l'évolution du métamorphisme hercynien.

T7: Kinzigites de Cortal Izard (Caladroï - Latour de France).

T8: Kinzigites de Belesta.

T9: Kinzigites des séries de Caramany.

indiquant ainsi leur affinité avec les shales". Pour certaines compositions particulières de la tranche T8 (faisceau des Moulins de Belesta, Fonteilles, 1976), le déficit important en pôle granitique ne pourrait s'expliquer que par la nature restitutive de la roche (Vielzeuf, 1984).

En fait, l'absence d'évolution du paramètre  $R = \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  proposée par Fonteilles (1976), comme critère de rejet du caractère restitutive, ne peut pas, à lui seul, être retenu. En effet, il n'existe pas de différences importantes sur les conditions thermiques du métamorphisme (chap. III) déterminées dans les kinzigites des séries de Caramany et dans celles des migmatites de Belesta. Ainsi, dans le cas d'une évolution restitutive des niveaux kinzigitiques, pour des conditions identiques de métamorphisme, on peut très bien conserver à R une valeur qui respecte les différences relatives provenant des caractères géochimiques initiaux.

Sur le diagramme granite - grauwacke - argile de Vielzeuf (1984), les composants pôlares fournissent les valeurs de R suivantes:

granite (minimum granitique White et Chappel, 1977):  $R = 0,168$ ;

grauwacke (Pettijohn, 1963):  $R = 0,298$ ;

argile (Shaw, 1956):  $R = 0,295$ .

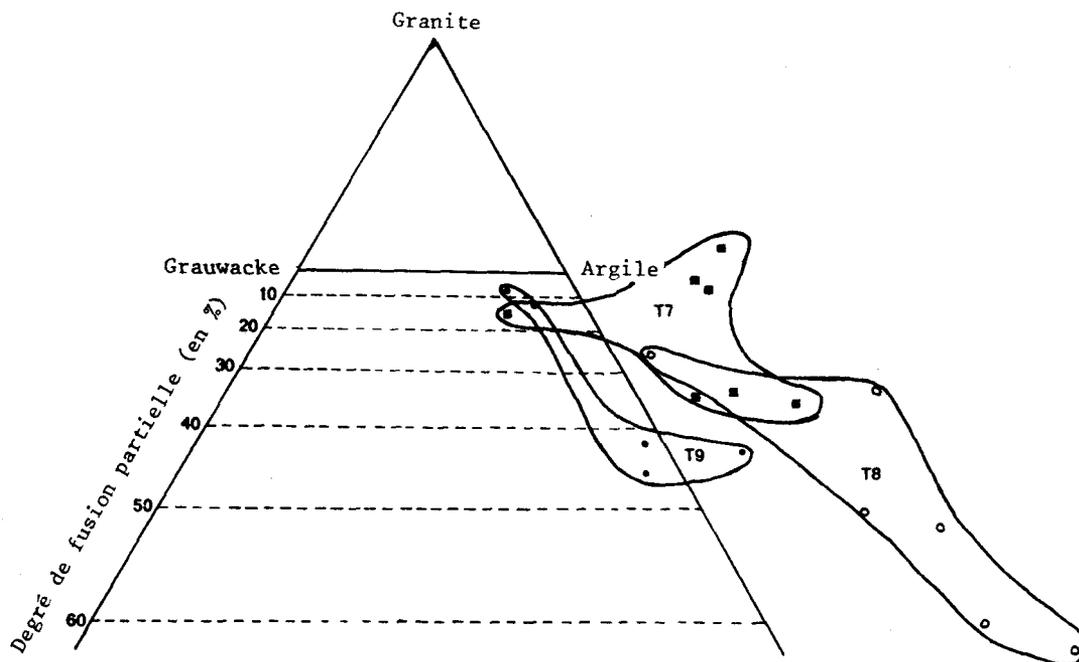


Diagramme Granite - Grauwacke - Argile (d'après Vielzeuf 1984)

T7: Kinzigites de Cortal Izard ( Caladroi-Latour de France )

T8: Kinzigites de Belesta

T9: Kinzigites des séries de Caramany

( Analyses de Fonteilles 1976 )

Fig. 56: Représentation des kinzigites du massif de l'Agly dans un diagramme granite-grauwacke-argile (d'après Vielzeuf, 1984).

Les compositions des pôles sont issues de White et Chappel (1977) pour le granite, de Pettijohn (1963) pour le pôle grauwacke et de Shaw (1956) pour le pôle argile. En admettant que les formations sédimentaires à l'origine des kinzigites aient une composition intermédiaire grauwacke - argile, l'ensemble des faciès kinzigitiques se place sous la ligne de conjugaison grauwacke-argile ce qui indiquerait l'extraction d'une fraction granitique au cours du métamorphisme hercynien et par conséquent, le caractère plus ou moins restitutive des kinzigites.

L'extraction d'une fraction granitique à partir d'une composition grauwacke - argile doit faire augmenter la valeur de R dans le faciès restitue. Dans l'Agly, les métashales à Bi (couverture paléozoïque) analysées par Fonteilles (1976, p.475) ont un R de 0,28 - 0,30. Toutes les kinzigites de socle ont, par contre, un R inférieur: tranche 7 (Cortal Izard): 0,23, tranche 8 (moulins de Belesta): 0,21, tranche 9 (Caramany): 0,26 (analyses de Fonteilles 1976, p. 594). Ceci permet de remettre en cause la nature uniquement restitue des kinzigites de l'Agly, malgré leur position favorable sur le diagramme granite - grauwacke - argile.

Il conviendra donc d'être prudent en sachant que la signification des analyses globales d'échantillons peut être controversée par la forte ségrégation entre leucosome et mélanosome dans les kinzigites. De plus, comme l'a démontré Fonteilles (1981 b) sur des faciès paradérivés gneissiques, la migmatitisation générale des séries dans le massif de l'Agly fait appel à la fois à un processus d'extraction, mais aussi à des apports conjoints issus de fluides typiquement magmatiques. Ces fluides seraient "incompatibles" avec les formations fortement alumineuses et ferro-magnésiennes (Fonteilles, 1981b), ce qui expliquerait une anatexie isochimique, au moins pour  $Al_2O_3$ , FeO, MgO, et la préservation des caractères géochimiques initiaux vis-à-vis de ces oxydes.

De manière générale, les kinzigites de Caramany s'opposent à celles de Belesta par le  $X_{Mg}$  de chacune des phases Ga - Cd - Bi. Cette distinction, basée sur un total de plus de 200 analyses, se révèle un bon moyen de tester l'homogénéité et la représentativité d'un petit nombre d'analyses Ga - Cd - Bi dans un échantillon que l'on désire utiliser à des fins thermométriques. Sans test de représentativité préalable, toute utilisation d'analyse semble, aux vues des résultats précédents, soumise à caution. Les faciès kinzigitiques à Ga - Cd - Bi ont été distingués des faciès alumineux à Cd - Sp. La composition particulière du spinelle de ces faciès pose problème; ils seront étudiés dans une section particulière.

## 2- Les associations minéralogiques.

Les kinzigites alumineuses sont caractérisées par l'assemblage Ga - Cd - Bi auquel la sillimanite est toujours associée. Dans tous les échantillons étudiés, elle est abondante, sous forme de fibres ou de prismes bien développés. A l'échelle de l'affleurement, la forte densité de sillimanite donne à la roche un aspect satiné gris caractéristique. L'association Qz - Fk - (Pl) dans l'assemblage alumineux est peu développé (5 à 10% de la composition modale). Par contre, à l'échelle de l'affleurement, Qz et Fk - (Pl) peuvent représenter jusqu'à 50% de la roche, sous forme d'un cortège artéritique enveloppant les assemblages Ga - Cd - Bi - Sil. Le litage minéralogique coïncidant avec la foliation générale hercynienne vient conforter l'hypothèse d'Autran *et al.* (1970) selon laquelle ces leucosomes résultent d'une fusion granitique partielle lors du pic thermique de métamorphisme, le liquide ayant cristallisé *in situ* ou sans grands déplacements. Le feldspath potassique est de type orthose dans toutes les kinzigites des séries de l'U.C., alors que dans l'U.B., les termes kinzigitiques supérieurs (Caladroi - La Tour de France) montre des feldspaths potassiques de type microcline. Les kinzigites du faisceau des Moulins de Belesta, en position structurale intermédiaire, présentent de l'orthose. Le passage microcline - orthose témoignerait, d'après Fonteilles (1970) d'un caractère prograde du métamorphisme depuis les kinzigites de Caladroi jusqu'aux kinzigites de Belesta. Le plagioclase, peu fréquent, est rencontré préférentiellement sous forme de petits cristaux xénomorphes et de myrmékites Pl - Qz dans les kinzigites de Caramany.

Les associations ferromagnésiennes et alumineuses sont reportées sur les deux diagrammes A'FM distinguant les figures 57 (kinzigites des séries de l'U.C.) et 58 (kinzigites des séries de l'U.B.). Les variations extrêmes du  $X_{Mg}$  des phases, y compris celles liées aux zonations et aux différentes générations de biotites, sont au sein d'un échantillon :

$\Delta X_{Mg}$  des grenats: < 0,11

$\Delta X_{Mg}$  des cordiérites: < 0,12

$\Delta X_{Mg}$  des biotites: < 0,13

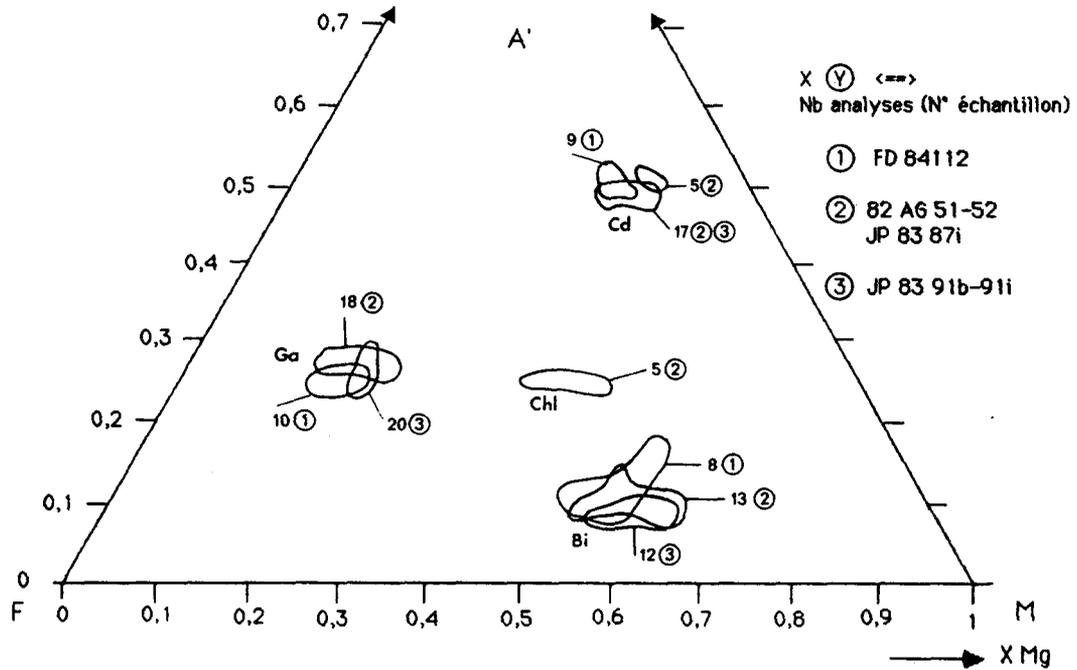


Fig. 57: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les kinzigites de l'unité de Feilluns-Caramany. (FD 84112, 82 AG 51-52, JP 83871: secteur de Caramany - Trilla; JP 8391b, i: secteur du Vivier).

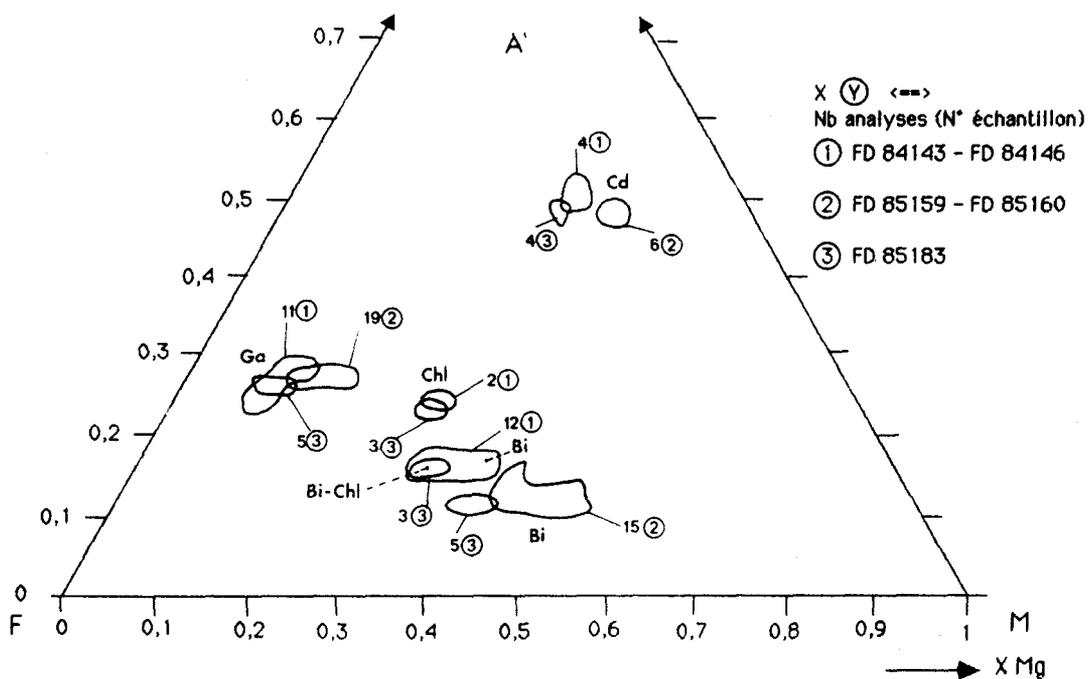


Fig. 58: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

On constate donc une bonne homogénéité compositionnelle des ferromagnésiens dans le contexte de fusion partielle évoqué plus haut. En comparant les analyses des figures 57 et 58, on remarquera que le caractère plus magnésien des kinzigites de l'U.C. par rapport à celles de l'U.B., se manifeste clairement sur le  $X_{Mg}$  des phases

Ga - Bi - Cd:

séries de Caramany

séries de Belesta

$X_{Mg}$  - Ga: 0,18 - 0,31

$X_{Mg}$  - Ga: 0,1 - 0,25

$X_{Mg}$  - Cd: 0,67 - 0,80

$X_{Mg}$  - Cd: 0,58 - 0,75

$X_{Mg}$  - Bi: 0,55 - 0,70

$X_{Mg}$  - Bi: 0,37 - 0,60

$X_{Mg}$  - Chl: 0,5 - 0,63

$X_{Mg}$  - Chl: 0,36 - 0,40

Le caractère plus alumineux des kinzigites du Moulin de Belesta (tranche T8, fig. 55) apparaît en A'FM au niveau des biotites (fig. 57 et 58). Dans les kinzigites des deux unités, la valeur A' est de 0,23 à 0,30 pour les grenats, 0,47 - 0,53 pour les cordiérites. Par contre, pour les biotites, A' est toujours supérieur à 0,12 dans les séries de Belesta, alors que dans celles de Feilluns - Caramany la majorité des valeurs de A' des biotites s'étale de 0,07 à 0,12.

### 3- Minéralogie des phases exprimées.

Les associations alumineuses des kinzigites constituent un matériel de choix pour l'évaluation des conditions P et T du métamorphisme grâce aux nombreuses calibrations Ga - Bi, Ga - Cd de la littérature (chap. III et annexes). Afin de préciser la validité des estimations thermobarométriques il importe :

- de tester l'homogénéité dans un échantillon des phases servant de base à l'estimation ;
- de multiplier le nombre d'équilibres minéralogiques étudiés afin de réduire statistiquement les erreurs analytiques, tout particulièrement dans les minéraux hydratés comme les biotites et les cordiérites.

#### a- Les grenats.

Une partie des grenats analysés a été représentée en composants pôlaires :

- les kinzigites du secteur Caramany - Trilla (U.C.): figure 59 A;
- les kinzigites du Vivier (U.C.): figure 59 B;
- les kinzigites de l'unité Boucle de l'Agly - Belesta: figure 60.

Tous ces grenats sont une solution solide almandin - pyrope. Leur fraction en spessartine n'excède pas 2,7% dans l'U.C. et varie dans l'U.B. de 1,8 à 5,3% suivant les échantillons. La fraction de grossulaire reste faible: de 2 à 3% dans l'U.B., elle est à peine plus forte dans l'U.C.: 2,5 à 4%.

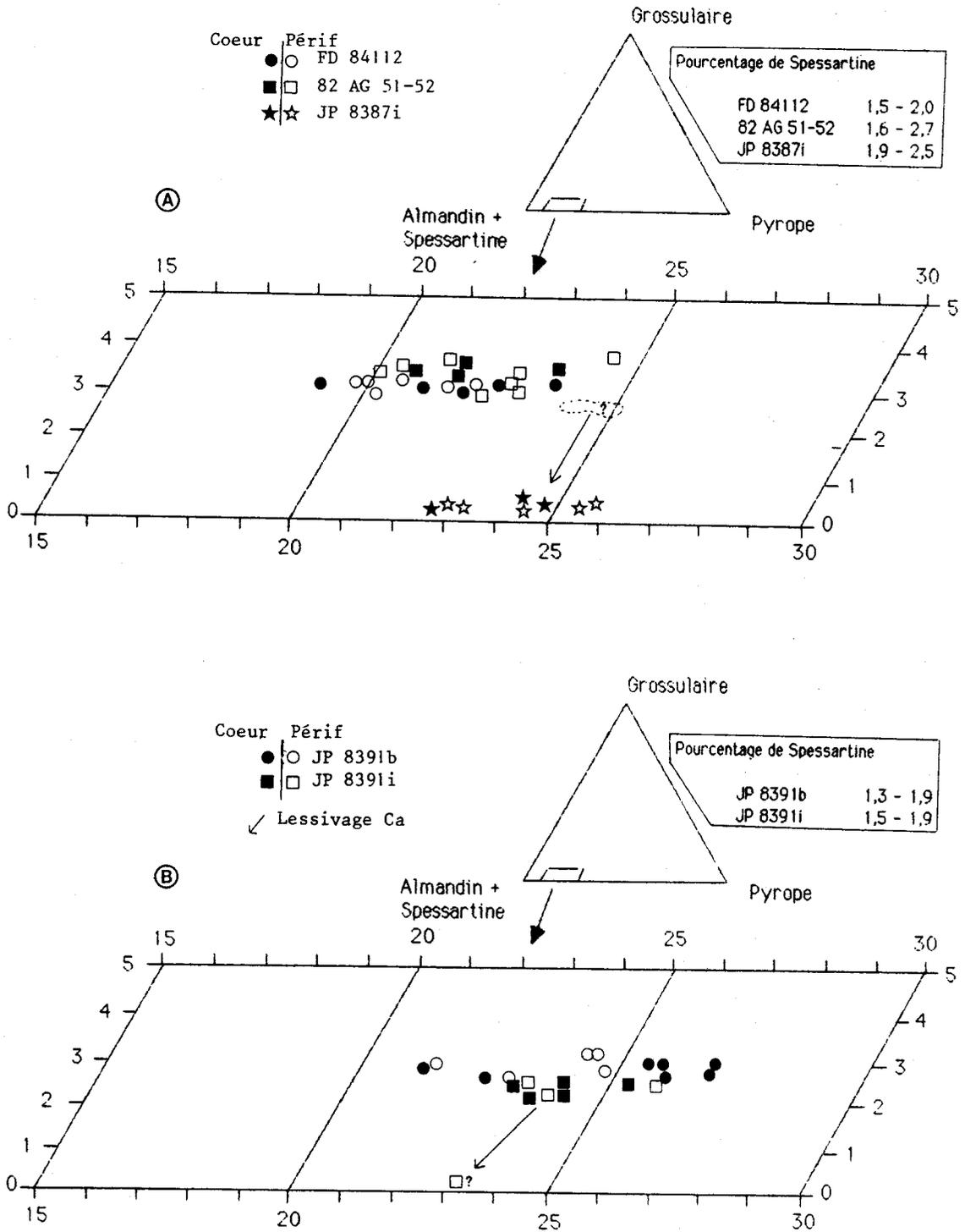


Fig. 59: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les kinzigites de l'unité de Feilluns - Caramany: A: secteur de Caramany - Trilla; B: secteur du Vivier. Noter les faibles teneurs en spessartine et en grossulaire, ainsi que l'absence ou la faiblesse des zonations de grenats. La plupart des variations de composition coeur - périphérie sont englobées dans l'étalement moyen des compositions du coeur des grenats au sein d'un même échantillon.

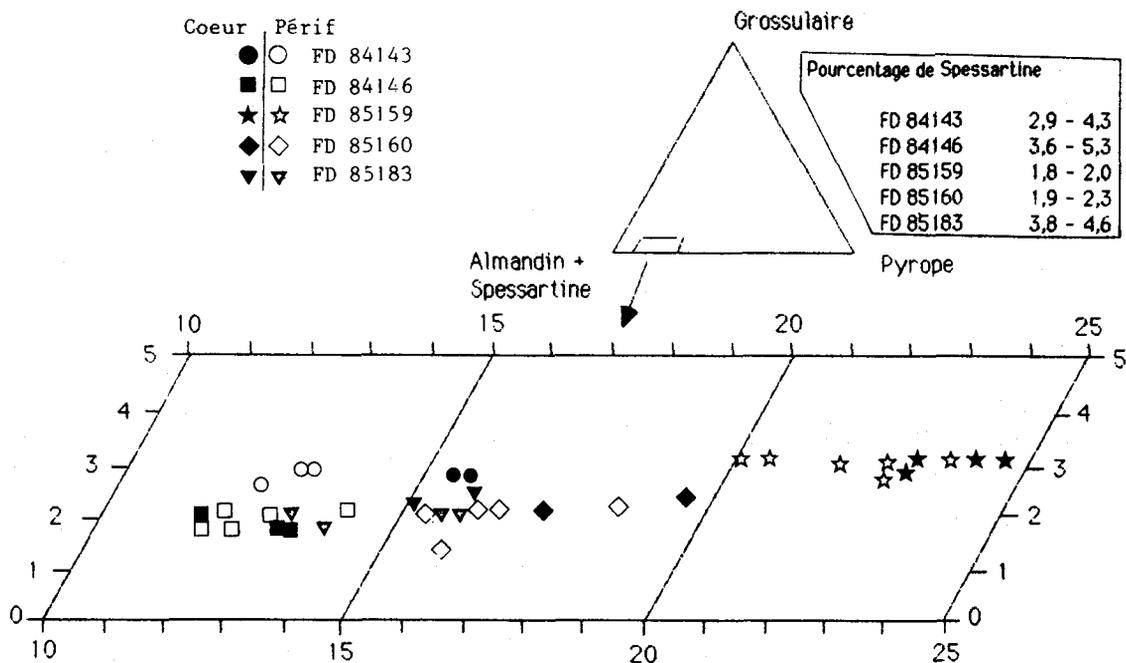


Fig. 60: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Une légère zonation des grenats, plus importante que dans les faciès équivalents de l'unité de Feilluns - Caramany (fig. 59), peut apparaître. Cependant, elle n'affecte pas tous les échantillons (ex.: FD 84146).

L'échantillon JP8387i montre des grenats où la fraction de grossulaire est presque nulle, alors que les compositions en spessartine - almandin - pyrope sont conformes à celles des autres échantillons. Le lessivage du CaO semble peu probable étant donné l'état de fraîcheur des grenats et le fait que la déprime en CaO affecte de manière égale, le coeur et la périphérie du grenat. L'échantillon JP8387i est prélevé dans une bande métrique de kinzigite au contact d'un marbre magnésien. De telles conditions d'affleurement suggèrent que le CaO présent dans le milieu de sédimentation reste strictement limité à la formation carbonatée d'où l'absence quasi-complète de CaO dans les shales à l'origine de la kinzigite. Par contre, dans l'échantillon JP8391i, l'analyse de l'extrême périphérie d'un grenat a montré une réduction importante de la fraction de grossulaire. Cette réduction pourrait être, elle, envisagée comme un lessivage localisé du CaO, d'autant que de nombreuses myrmékites Ab - Qz témoignent de la percolation d'un fluide.

Dans l'U.C., l'homogénéité pour chaque échantillon des compositions en almandin - pyrope est bonne, avec un étalement global de 20 à 27% de pyrope (à noter le caractère plus magnésien des kinzigites du Vivier, B, fig. 59). Les grenats des kinzigites de l'U.B. présentent une bonne homogénéité dans chaque échantillon, mais l'étalement global est plus large, de 10 à 25% de pyrope. Un tel étalement est cohérent avec celui des analyses de roches globales, décelable sur les diagrammes SiO<sub>2</sub> - FeO et SiO<sub>2</sub> - MgO (fig. 55). Les écarts géochimiques constatés sur les roches sont donc parfaitement enregistrés dans les grenats.

La zonation chimique affectant les grenats des kinzigites de l'U.C. est quasiment nulle, l'enrichissement en FeO en périphérie ne dépasse pas 1% en masse, les variations sur MnO et CaO sont très faibles et aléatoires (tab. IX). L'augmentation de la fraction d'almandin en périphérie ne dépasse pas 1,5%, valeur largement inférieure à la fluctuation de composition des grenats d'une même lame (4% d'almandin, fig. 59). Dans le cas des kinzigites

de l'U.B., (fig. 60), une légère zonation chimique du grenat peut apparaître, mais elle constitue une caractéristique spécifique de l'échantillon (variation d'almandin + spessartine: +3,5% en périphérie, surtout liée au Mn dans ech. FD84143, tab. X). Dans tous les cas de figure, les fluctuations de composition des grenats restent faibles. Cette bonne homogénéité permet de penser que les équilibres diffusionnelles et/ou réactionnelles pouvant modifier la composition initiale du grenat se développent dans des conditions physico-chimiques proches de celles ayant produit l'association primaire.

Echantillon Minéral Analyse	82 AG 52										FD 84112										JP 83011									
	Ge P	Ge C	Cd	Cd	Bi	Bi	Ge P	Ge C	Cd	Bi	Bi	Ge P	Ge C	Cd	Pl	Pl	Ge P	Ge C	Bi	Cd	Ge P	Ge C	Cd	Bi						
	85-066	85-067	85-065	85-068	85-071	85-F44	85-06	85-07	85-05	85-08	85-013	85-D10	85-D11	85-D9	85-C54	85-C55	86-822	86-823	86-827	86-824	86-834	86-835	86-836	86-833						
SiO2	38,78	39,02	40,87	50,68	37,22	35,64	37,95	38,23	40,71	37,45	37,05	38,39	39,03	48,92	60,24	60,41	39,50	39,01	35,40	47,70	39,08	39,17	48,72	35,51						
Al2O3	21,78	21,81	33,14	33,46	17,26	16,75	21,55	21,94	32,88	18,70	16,87	22,08	21,96	32,65	24,65	24,72	21,27	20,99	15,93	31,63	21,16	20,82	32,11	16,72						
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	3,79	3,87	0,00	0,07	0,00	1,58	3,38	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	4,20	0,00	0,04	0,00	0,01	4,33						
Cr2O3	0,11	0,07	0,02	0,06	0,17	0,22	0,17	0,00	0,07	0,39	0,07	0,02	0,11	0,02	0,00	0,00	0,06	0,06	0,14	0,00	0,08	0,03	0,00	0,09						
Fe2O3	31,39	31,58	5,14	5,13	13,80	14,04	34,22	32,84	6,93	13,01	14,88	33,03	31,38	6,60	0,04	0,04	32,82	32,69	14,11	5,37	32,00	32,02	5,20	13,97						
MnO	0,80	0,87	0,07	0,02	0,14	0,00	0,49	0,51	0,05	0,00	0,08	0,73	0,48	0,00	0,00	0,06	0,85	0,71	0,05	0,02	0,74	0,84	0,08	0,00						
HgO	6,13	6,73	10,09	10,34	13,92	14,16	4,98	5,64	9,58	14,63	14,07	5,57	6,39	9,07	0,00	0,02	6,35	5,95	13,31	9,86	5,79	5,72	9,91	12,79						
ZnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,29	0,21	0,29	0,04	0,29	0,29	0,52	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,13	0,00	0,00						
NiO	0,00	0,04	0,00	0,08	0,04	0,04	0,00	0,11	0,00	0,02	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01						
CaO	1,28	1,08	0,02	0,05	0,10	0,01	1,01	1,03	0,06	0,23	0,00	1,06	1,07	0,00	0,00	6,79	7,04	0,87	0,88	0,03	0,06	0,78	0,79	0,00	0,04					
Na2O	0,00	0,08	0,03	0,07	0,08	0,14	0,00	0,01	0,00	0,11	0,10	0,00	0,05	0,03	7,92	7,41	0,01	0,00	0,07	0,09	0,00	0,01	0,06	0,10						
K2O	0,02	0,00	0,00	0,01	10,02	10,27	0,00	0,00	0,00	9,21	10,36	0,00	0,03	0,02	0,20	0,24	0,00	0,00	9,94	0,00	0,01	0,01	0,04	9,98						
Total	100,30	101,26	98,21	99,90	96,82	95,54	100,66	100,40	99,55	95,29	97,54	100,94	100,62	97,46	99,84	99,95	100,46	100,26	93,39	94,77	99,69	99,54	96,14	93,55						
Si	6,054	6,052	5,039	5,051	5,561	5,468	5,993	6,003	5,016	5,552	5,533	5,999	6,060	5,038	10,758	10,767	6,133	6,104	5,428	5,021	6,133	6,086	5,051	5,408						
Al IV	0,000	0,000	0,961	0,949	2,439	2,532	0,006	0,000	0,984	2,447	2,466	0,000	0,000	0,962	5,189	5,194	0,000	0,000	2,572	0,979	0,000	0,000	0,914	2,592						
Al VI	4,013	3,969	3,002	2,983	6,601	6,480	4,006	4,061	2,927	6,821	5,504	4,068	4,021	3,002	3,893	3,872	3,300	2,947	3,915	3,914	2,972	2,972	4,406	4,099						
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,425	0,444	0,000	0,004	0,000	0,176	0,399	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,483	0,000	0,005	0,000	0,000	0,496						
Cr	0,013	0,008	0,002	0,005	0,020	0,026	0,021	0,000	0,005	0,008	0,022	0,003	0,013	0,002	0,000	0,000	0,100	0,007	0,017	0,000	0,010	0,004	0,000	0,011						
Fe3	0,000	0,041	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,076	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,123	0,128	0,000	0,057	0,004	0,086	0,031	0,000	0,000						
Fe2	4,102	4,036	4,436	4,410	1,724	1,791	4,519	4,312	1,508	1,613	1,859	4,317	4,077	0,568	0,005	0,005	3,983	4,150	1,805	4,416	4,124	4,198	4,114	1,779						
Mg	1,428	1,548	1,525	1,536	3,099	3,219	1,172	1,320	1,438	3,233	3,132	1,297	1,479	1,392	0,000	0,005	1,469	1,388	3,034	1,547	1,354	1,359	1,486	2,903						
Mn	0,106	0,087	0,008	0,002	0,018	0,000	0,065	0,068	0,004	0,000	0,010	0,007	0,063	0,000	0,000	0,009	0,085	0,004	0,060	0,002	0,098	0,113	0,005	0,000						
Zn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,032	0,023	0,034	0,005	0,022	0,032	0,057	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,002	0,015	0,005	0,000	0,000						
Ni	0,000	0,004	0,000	0,006	0,004	0,005	0,000	0,014	0,000	0,002	0,004	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001						
Ca	0,214	0,178	0,002	0,005	0,016	0,016	0,171	0,173	0,006	0,036	0,000	0,177	0,178	0,000	1,299	1,344	0,145	0,149	0,005	0,007	0,131	0,135	0,008	0,007						
Na	0,000	0,024	0,005	0,013	0,023	0,041	0,000	0,003	0,000	0,032	0,029	0,000	0,015	0,005	2,742	2,560	0,043	0,000	0,021	0,018	0,000	0,014	0,030	0,030						
K	0,004	0,000	0,000	0,001	1,910	1,998	0,000	0,000	0,000	1,742	1,974	0,000	0,005	0,002	0,046	0,055	0,000	0,000	1,939	0,000	0,002	0,002	0,056	1,939						

Tab. IX: Analyses et formules structurales de minéraux dans les kinzigites de l'unité de Feilluns - Caramany.

Echantillon Minéral Analyse	FD 84143												FD 85159												FD 85183											
	Ge C	Ge P	Ge C	Ge P	Cd	Bi	Bi	Ge P	Ge C	Bi	Bi	Cd	Ge P	Ge C	Bi	Cd	Cd	Ge P	Ge C	Ge P	Ge C	Bi	Cd	Cd												
	85-C73	85-C72	85-C69	85-C68	85-C71	85-C67	85-C66	86-D47	86-D49	86-D52	86-D54	86-D45	86-D57	86-D58	86-D50	86-D55	86-D56	86-G6	86-G7	86-G14	86-G13	86-G9	86-G5	86-G18												
SiO2	37,82	37,26	37,37	36,75	47,34	34,73	35,08	38,95	39,10	35,75	36,00	49,58	39,05	38,92	35,86	49,21	48,51	37,97	38,42	38,32	38,39	35,90	49,50	48,93												
Al2O3	20,88	20,89	21,37	21,15	31,65	18,28	19,48	21,66	21,77	17,17	16,96	32,55	21,43	21,19	16,90	32,05	32,04	21,72	21,42	21,66	21,54	18,85	32,33	31,95												
TiO2	0,08	0,00	0,00	0,08	0,00	3,06	3,30	0,09	0,00	5,11	5,29	0,06	0,03	0,00	4,22	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,11	3,56	0,00	0,00												
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,05	0,09	0,07	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,06	0,01	0,00	0,03												
Fe2O3	34,04	34,64	34,60	35,61	7,85	20,18	19,58	32,85	32,66	16,19	16,69	6,57	32,47	31,74	15,60	6,35	6,25	35,52	35,23	34,98	34,70	18,42	8,46	8,91												
MnO	1,23	2,41	1,48	1,92	0,02	0,17	0,05	0,82	0,79	0,19	0,01	0,00	0,83	0,91	0,00	0,07	0,00	1,72	1,68	1,72	1,60	0,08	0,15	0,02												
HgO	3,80	3,00	3,79	3,18	6,04	6,39	6,32	5,42	5,79	11,58	11,26	9,50	5,53	5,58	12,49	9,39	9,23	3,92	4,09	4,13	4,07	9,75	8,26	7,84												
ZnO	0,00	0,00	0,39	0,00	0,04	0,20	0,26	0,00	0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,18	0,00	0,00												
NiO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,02	0,03	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00												
CaO	0,99	0,95	1,00	1,07	0,02	0,00	0,04	1,12	1,05	0,01	0,04	0,05	1,05	1,13	0,00	0,02	0,01	0,75	0,92	0,73	1,31	0,00	0,05	0,01												
Na2O	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,10	0,14	0,10	0,00	0,11	0,11	0,11	0,02	0,01	0,11	0,11	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,18	0,14	0,13												
K2O	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	9,78	10,02	0,00	0,01	10,08	10,12	0,02	0,00	0,01	10,18	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,00	10,32	0,00	0,00												
Total	98,87	99,25	100,05	99,81	95,16	94,93	96,33	101,02	101,34	96,27	96,57	98,62	100,41	99,65	95,46	97,22	96,27	101,84	101,89	101,75	101,86	97,31	98,89	97,81												
Si	6,090	6,030	5,988	5,941	5,027	5,451	5,407	6,068	6,065	5,344	5,375	5,041	6,103	6,123	5,395	5,067	5,047	5,988	6,028	6,020	6,021	5,347	5,059	5,062												
Al IV	0,000	0,000	0,011	0,058	0,973	2,548	2,593	0,000	0,000	2,656	2,625	0,959	0,000	0,000	2,605	0,933	0,953	0,012	0,000	0,000	0,000	2,643	0,941	0,938												
Al VI	3,964	3,988	4,026	3,973	2,989	8,834	9,947	3,978	3,981	3,371	3,360	2,942	3,949	3,930	3,390	2,958	2,978	4,026	3,962	4,012	3,983	0,673	2,954	2,958												
Ti	0,008	0,000	0,000	0,009	0,000	0,360	0,382	0,011	0,000	0,575	0,591	0,005	0,004	0,000	0,477	0,000	0,002	0,000	0,001	0,004	0,013	0,399	0,000	0,000												
Cr	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,006	0,000	0,002	0,006	0,011	0,008	0,001	0,000	0,0																						

### b- Les cordiérites.

Les  $X_{Mg}$  des cordiérites sont, dans tous les échantillons analysés, d'une très bonne homogénéité. Ils reflètent, par ailleurs, l'évolution des teneurs en FeO-MgO des roches globales puisque les cordiérites de l'U.C. sont plus magnésiennes que celles de l'U.B. (fig. 55, 57, 58). Les teneurs en  $Al_2O_3$  (32% en masse) sont quasi-constantes et n'évoluent pas d'une unité à l'autre. (tab. IX et X).

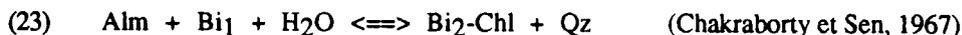
Les teneurs en fluides des cordiérites (calculées par différence) sont variables de 1 à 5,23%, la moyenne étant à environ 2 - 2,25%. Quoiqu'il en soit, les estimations de  $Fe^{3+}$  dans la formule structurale conduisent toujours à des valeurs très faibles qui n'excèdent pas 8% du nombre d'atomes de  $Fe^{2+}$ . On peut donc négliger le calcul correctif qui tiendrait compte de  $Fe^{3+}$  dans la détermination des  $X_{Mg} - X_{Fe}$  des cordiérites (valeurs utilisées par les calibrations thermométriques). La conséquence de ces résultats est qu'à priori, une analyse fermant à 96% d'oxydes est aussi fiable dans les calculs thermométriques qu'une analyse bouclant à 99%.

### c- Les biotites.

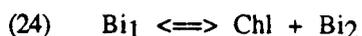
De l'association Ga-Cd-Bi, les biotites sont les minéraux montrant le plus de fluctuations compositionnelles. Deux générations de biotites sont texturalement identifiables, mais elles ne peuvent se dissocier clairement à partir des analyses chimiques. Dans les diagrammes A'FM (fig. 57 et 58), les biotites de l'U.C. se distinguent clairement de celles de l'U.B. par leur  $X_{Mg}$  (0,54 à 0,68 dans l'U.C. et 0,38 à 0,58 dans l'U.B.). De plus, le caractère plus alumineux des kinzigites de l'U.B. se retrouve dans les biotites alors qu'il n'apparaît pas dans les deux autres minéraux grenat et cordiérite (pourcentage en masse d' $Al_2O_3$ , dans l'U.C.: 16-17,5 et dans l'U.B.: 17-19,5).

On peut suivre l'évolution des substitutions entre les couples  $Fe^{2+} + Ti$  et  $Mg + Al_{VI}$ . Les biotites de l'U.B. (B, fig. 61) et celles des kinzigites du Vivier (indice 91: A, fig. 61) sont associables dans une même corrélation. Par contre celles des kinzigites de la D9 à l'Est d'Ansignan (indice 51/87: A, fig. 61) s'en distinguent non pas par la pente de la droite de corrélation mais par des valeurs  $Mg + Al_{VI}$  plus fortes. En examinant les teneurs absolues en  $Fe^{2+}$ , Ti, Mg, Al de ces biotites, on notera des teneurs en Al total plus fortes.

Les biotites des kinzigites sont fréquemment chloritisées. Les analyses montrent de nombreux intermédiaires entre les pôles chlorite et biotite (enrichissement en  $Al_2O_3$  et en  $H_2O$ , décroissance des teneurs en  $K_2O$ ,  $TiO_2$ , décroissance des  $X_{Mg}$ ). Une réaction du type :



rend compte du glissement du  $X_{Mg}$ , qui se situe alors entre celui des biotites s.s. et celui des grenats. La chloritisation observée, du type:



produit, par contre, des biotites secondaires au  $X_{Mg}$  légèrement supérieur à celui des biotites primaires, la chlorite étant plus riche en Fe que la biotite primaire. Ainsi, l'étalement observé du  $X_{Mg}$  des biotites sans hyatus compositionnel et le développement d'intermédiaires Bi-Chl rendent compte d'un processus rétrograde en milieu hydraté.

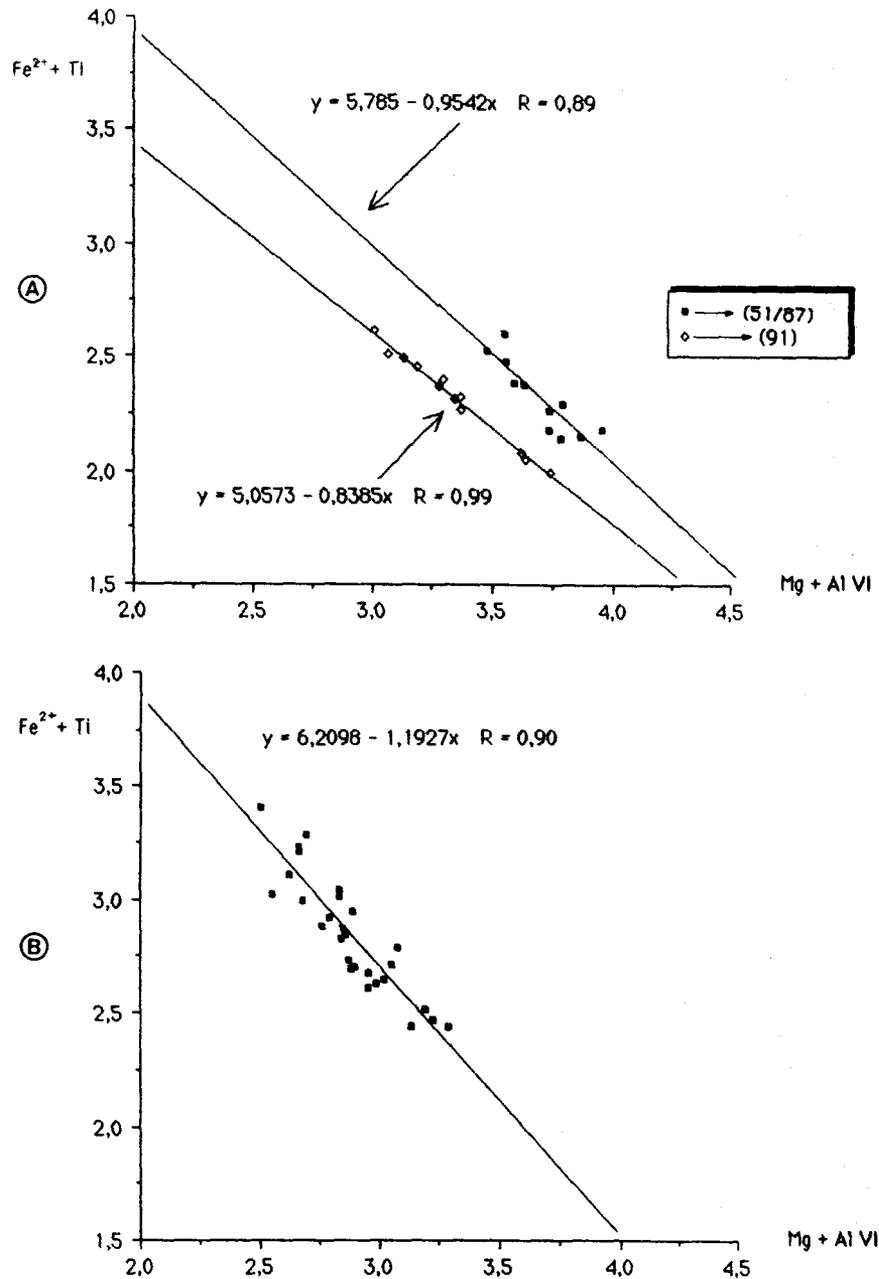
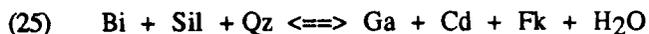


Fig. 61: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + AlVI$  dans les biotites des kinzigites.  
 A: Niveaux de l'unité de Feilluns - Caramany; noter la séparation de populations entre les niveaux du secteur de Caramany (51/87) et ceux du Vivier (91);  
 B: niveaux de la Boucle de l'Agly - Belesta; noter le caractère moins magnésien des biotites de cette unité justifié par une pente négative de la droite  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + AlVI$  à valeur absolue plus forte que celle relative aux biotites des kinzigites de l'unité de Feilluns -Caramany (les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations sur une formule structurale à 22 atomes d'oxygène).

#### 4- Etude texturale.

Dans le système  $Al_2O_3, K_2O, FeO, MgO$  ( $SiO_2$  et  $H_2O$ ), un certain nombre de réactions interdisent la costabilité de l'association complète Bi - Sil - Qz - Ga - Cd - Fk. Holdaway et Lee (1977) ont, en particulier, déterminé dans l'espace P - T -  $PH_2O$  la position de la réaction univariante :



à l'intersection, pour des  $X_{Mg}$  de 0 à 1, des champs divariants des réactions (fig. 62)

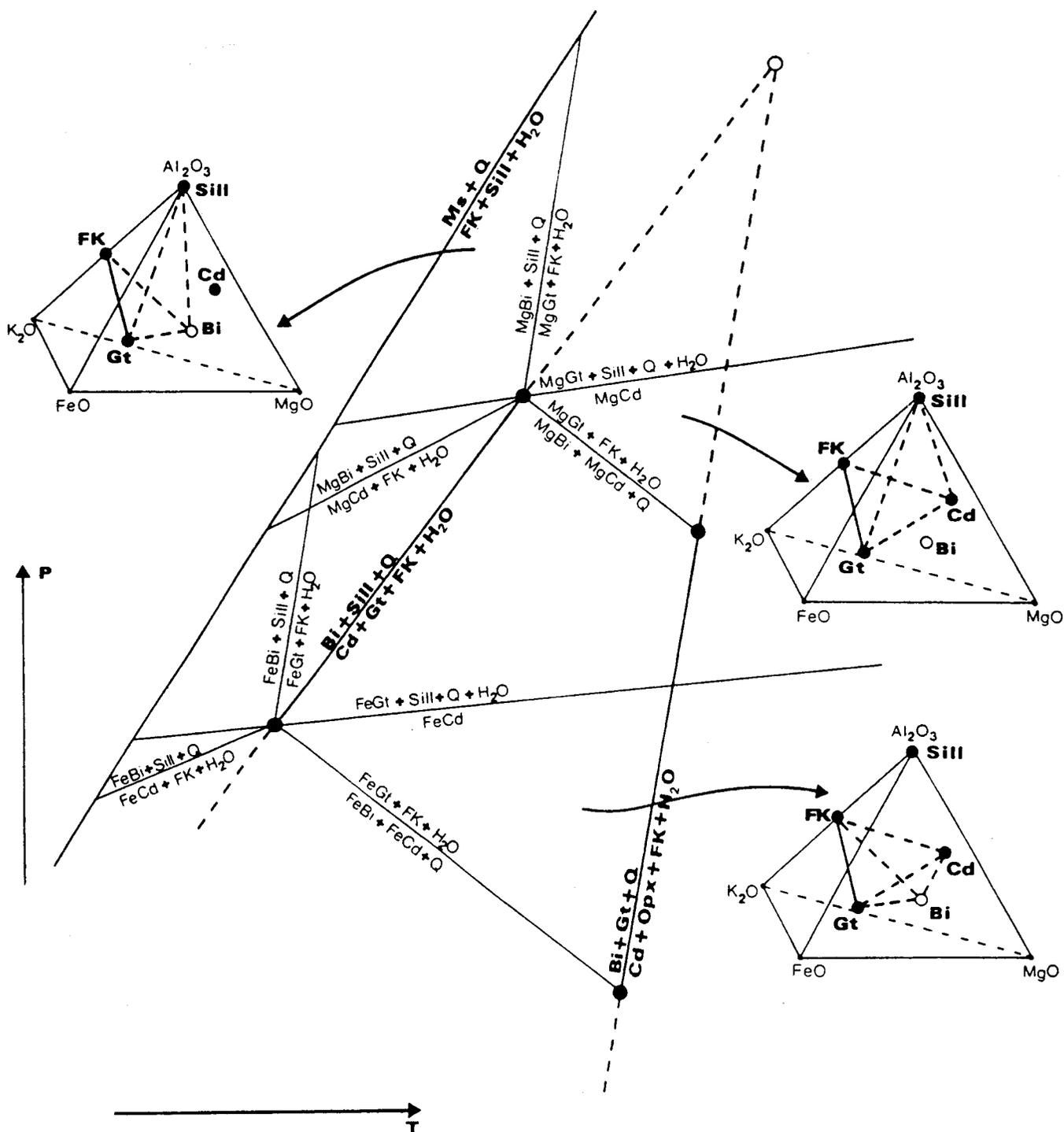
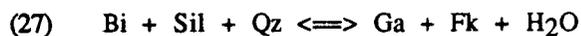


Fig. 62: Grille pétrogénétique partielle dans le système  $Al_2O_3 - K_2O - FeO - MgO - SiO_2 - H_2O$  ( $SiO_2$  et  $H_2O$  en excès) d'après Le Breton (1983).

Les trois tétraèdres représentés dans ce système donnent, pour chaque champ P, T, la paragenèse où l'association  $Gt (Gt \rightleftharpoons Ga = \text{grenat}) - Fk$  est stable. Les kinzigites du massif de l'Agly sont toutes initialement dans le domaine haute température par rapport à la réaction  $Bi + Sil + Qz \rightleftharpoons Cd + Gt + Fk + H_2O$ .

Dans les kinzigites de l'Agly, l'association Ga - Cd - Bi - Sil  $\pm$  Fk est systématique. Andrieux (1982), sans écarter l'existence des cordiérites primaires, a proposé la déstabilisation rétrograde partielle du grenat par la réaction :



Cet auteur écrit (p.27): "cette réaction peut être observée dans la presque totalité des gneiss étudiés. Elle se manifeste par le développement d'amas de biotites souvent pâles et de cordiérite, soit sur le pourtour, soit à l'intérieur du grenat qui tend à disparaître". S'il existe des cordiérites primaires et secondaires, on pourrait s'attendre à trouver deux populations chimiques, ou pour le moins, avoir un étalement compositionnel de ce minéral. Or, toutes les cordiérites sont remarquablement homogènes au plan de la composition au sein d'un échantillon (fig. 57, 58 et tab. IX, X). L'étude de plus de 40 lames minces de kinzigites montre sans aucune ambiguïté que le développement de la réaction (28) invoquée est assez rare, essentiellement limité aux faciès kinzigitiques à spinelle (voir section VI de ce chapitre). Par conséquent, les kinzigites du massif de l'Agly se trouveraient initialement, dans les champs de stabilité de l'association Ga-Fk du domaine haute température par rapport à la courbe réactionnelle (25) (fig. 62).

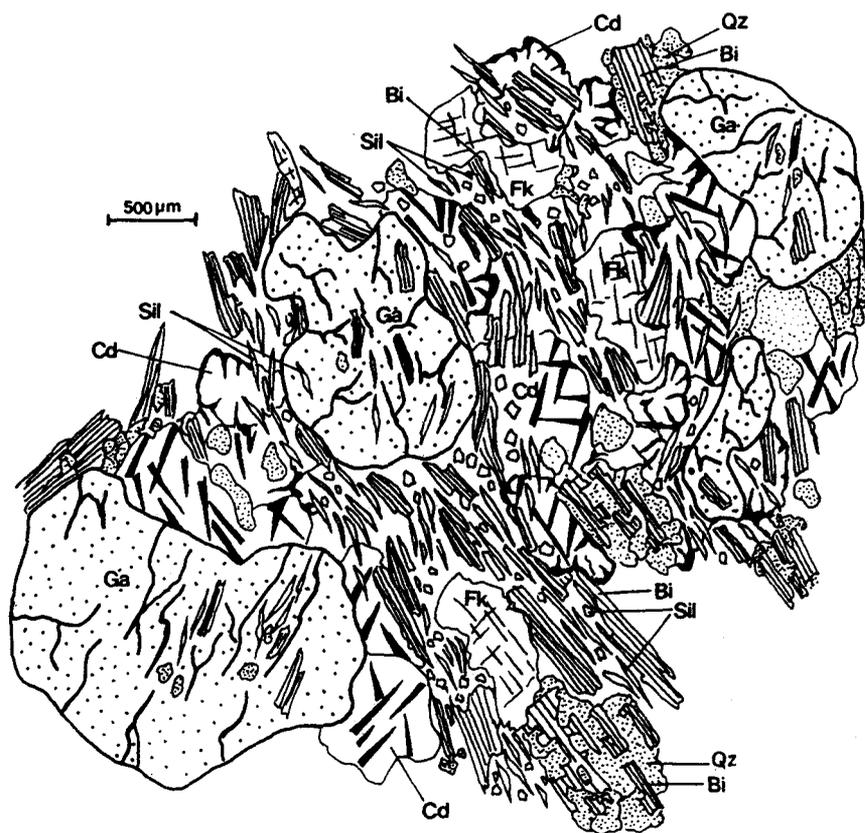


Fig. 63: Texture générale dans les kinzigites de l'assemblage Ga - Cd - Bi - Sil - Fk.

Les joints Ga - Cd propres et sans textures réactionnelles témoignent de la costabilité des deux phases. La présence d'inclusions désorientées de Bi - Sil - Qz justifierait le fonctionnement de la réaction  $\text{Bi} + \text{Sil} + \text{Qz} \Rightarrow \text{Ga} + \text{Cd} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O}$  comme une origine possible de la paragenèse primaire. La foliation majeure de l'échantillon est marquée par l'association Bi - Sil - Qz en partie rétrograde de l'association primaire Cd - Fk (pas de contact direct Cd - Fk sans une association Bi - Sil - Qz s'intercalant entre les minéraux primaires).

La texture de base des kinzigites à Ga - Cd - Bi - Sil - Qz est représentée sur la figure 63. Les grenats millimétriques xénomorphes sont entourés de cordiérites plus petites maclées. Les contacts Ga - Cd sont nombreux, particulièrement intacts et non réactionnels (voir aussi fig. 64 partie supérieure). Les cordiérites ne peuvent donc pas provenir, pour leur majorité, de la déstabilisation du grenat. Par ailleurs, la présence en inclusions dans le grenat de Bi + Sil désorientées par rapport à la foliation externe, permet d'invoquer le fonctionnement prograde de la réaction (25) comme une origine possible de l'association primaire Ga-Cd. Conjointement, la présence fréquente de belles lattes de biotites associées au quartz et en contacts non réactionnels avec le grenat (fig. 63, partie gauche en bas et fig. 64, partie droite en haut), permet de suggérer que les biotites concernées sont primaires et que les réactions (25), (27) ont été limitées par déficience locale en sillimanite ou en quartz.

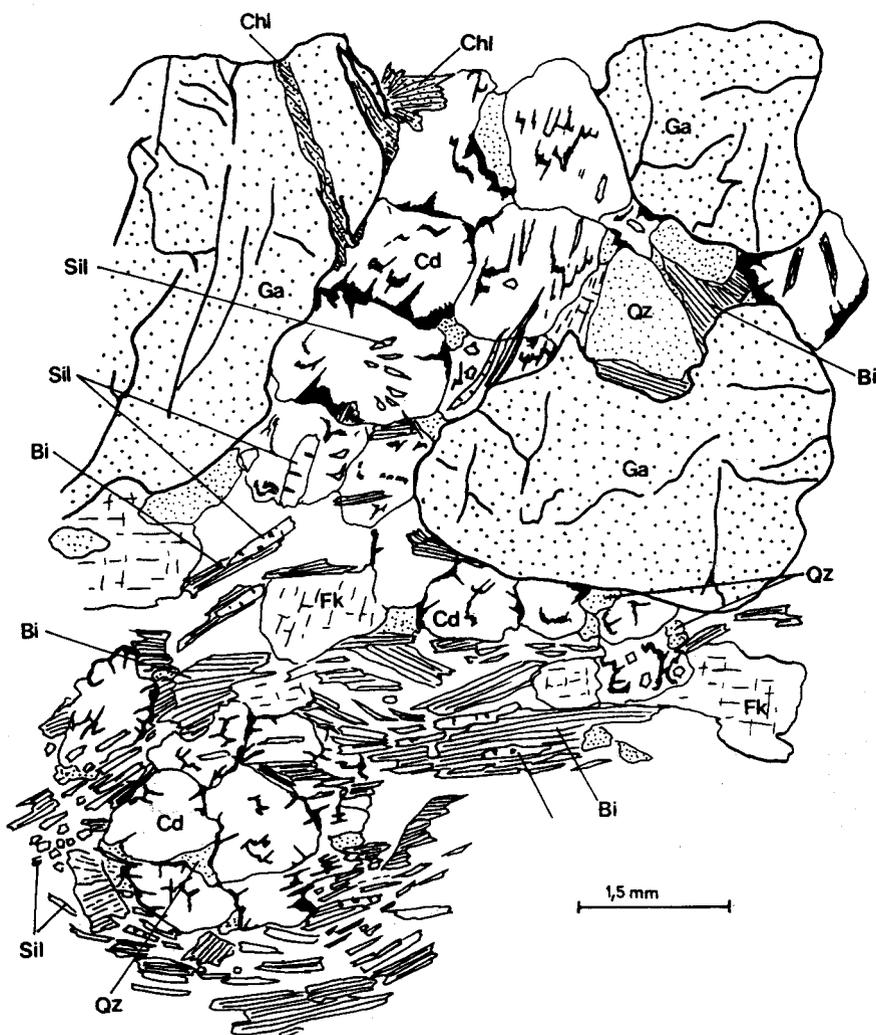
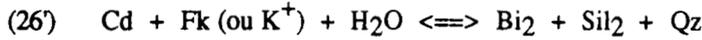


Fig. 64: Exemple significatif de la costabilité de l'assemblage primaire Ga - Cd dans les kinzigites. Le haut de la figure montre clairement l'absence de joints réactionnels entre grenats et cordiérites. Ces dernières subissent un phénomène de rétro-morphose hydrique partielle développant des associations Bi - Sil - Qz qui entourent et corrodent les cordiérites (bas de la figure). On notera au centre de la figure que l'aspect cocristallisé de l'association rétrograde Bi - Sil est souligné par la croissance fréquente de beaux prismes de sillimanite épitaxiques sur les lattes de biotite.

Aux co cristallisations Ga - Cd succèdent des associations Bi - Sil - Qz soulignant la foliation majeure et épousant les contours des grenats. Ces associations (fig. 63 et 64) se développent aux dépens des cordiérites, à leur périphérie ou dans des fissures. Le contact Fk - Cd n'est plus observé, il est remplacé par des symplectites Bi - Qz. La sillimanite est souvent en position épitaxiale sur les biotites. Ces observations permettent de proposer une déstabilisation de la cordiérite par la réaction :

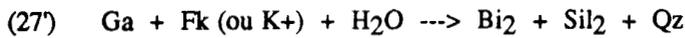


La biotite secondaire a une position structurale claire : elle entoure les grenats, se développe aux dépens de la cordiérite, cristallise en association symplectitique avec le quartz et s'accompagne enfin, de sillimanite. Les analyses chimiques des deux générations de biotites (Bi<sub>1</sub> en inclusions dans Ga et Bi<sub>2</sub> issues de Cd) ne permettent pas de les distinguer. Deux interprétations sont possibles :

- soit une homogénéisation diffusionnelle puissante postérieure est intervenue. Elle est difficile à prouver ;

- soit il y a une quasi-stabilité des conditions P et T, mais une variation importante de PH<sub>2</sub>O déplace la réaction (26) dans le sens d'une cristallisation de Bi<sub>2</sub> + Sil<sub>2</sub> + Qz. On verra plus loin que les Kd Ga<sub>coeur</sub> - Bi<sub>1</sub> et Ga<sub>perif</sub> - Bi<sub>2</sub> diffèrent très peu, ce qui suppose une stabilité de l'environnement thermique.

Dans les exemples précédents (fig. 63 et 64), le grenat, pour sa part, est peu affecté par l'évolution rétro-morphique constatée au niveau des cordiérites. Par contre, la figure 65 montre que l'association Bi<sub>2</sub> + Sil<sub>2</sub> + Qz, en périphérie du grenat, pourrait être interprétée comme le résultat d'une rétro-morphose du type:



L'association Bi<sub>2</sub>-Sil<sub>2</sub> semble littéralement pénétrer la périphérie du grenat; le feldspath potassique n'apparaît pas au voisinage de tels grenats: il aurait été totalement mobilisé dans la réaction (27').

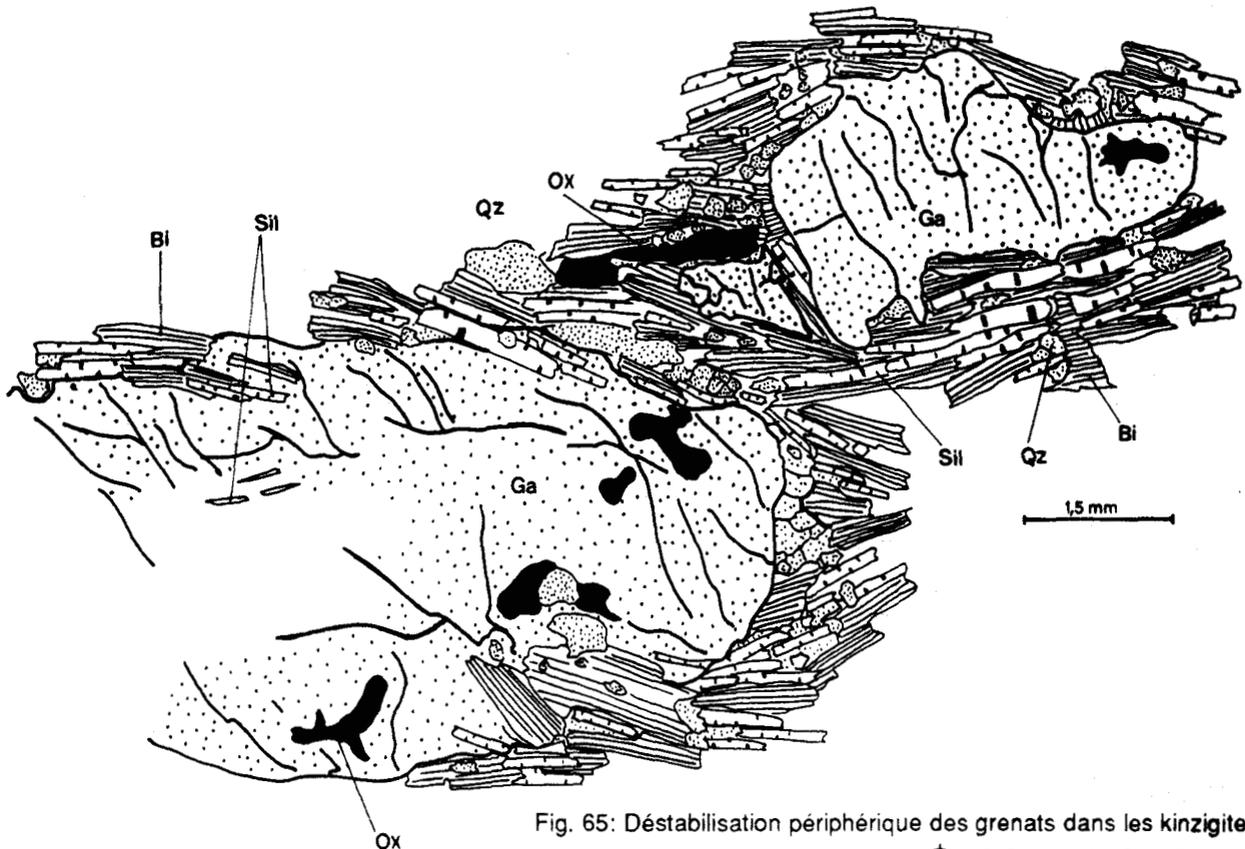
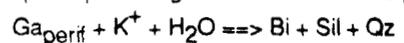


Fig. 65: Déstabilisation périphérique des grenats dans les kinzigites :



La réaction (28) évoquée précédemment et proposant (Andrieux, 1982) la déstabilisation du grenat en cordiérite n'apparaît pas fréquemment dans les textures observées. On comparera une texture typique (fig. 66) de cette réaction, provenant d'un paragneiss granulitique de Lherz (in Vielzeuf, 1984, p. 281), avec les textures des kinzigites de l'Agly. Les associations Bi - Cd - Qz décrites par Vielzeuf (1984) sont observables au sein d'un grenat "éclaté", alors que toutes les textures de l'Agly indiquent une cocrystallisation Ga - Cd. Par ailleurs, les biotites (fig. 63 et 64) ne sont jamais observées en cocrystallisation avec la cordiérite, ce qui devrait être le cas si la réaction (28) avait fonctionné efficacement. La présence des cordiérites autour des grenats tient vraisemblablement au gradient  $\mu\text{Al}$  qu'ils développent, favorable à la croissance des cordiérites, elles-mêmes très alumineuses (Le Breton, 1983). La rétro-morphose hydrique des cordiérites peut néanmoins justifier la réaction (28). En se référant au champ de stabilité d'un assemblage Ga - Cd<sub>1</sub> - Fk:  $X\text{Fe}_{\text{Cd}} * 100 = 20$  à  $\text{PH}_2\text{O} = 0,1\text{P}_t$ , on note que pour une augmentation à  $0,4\text{P}_t$  (cas d'une hydratation), la cordiérite se déstabilise en  $\text{Bi}_2 + \text{Sil}_2 + \text{Qz}$ , mais le grenat, en présence de feldspath potassique, également (réaction (28)) pour donner  $\text{Bi}_2 + \text{Cd}_2 + \text{Qz}$  (fig. 67).

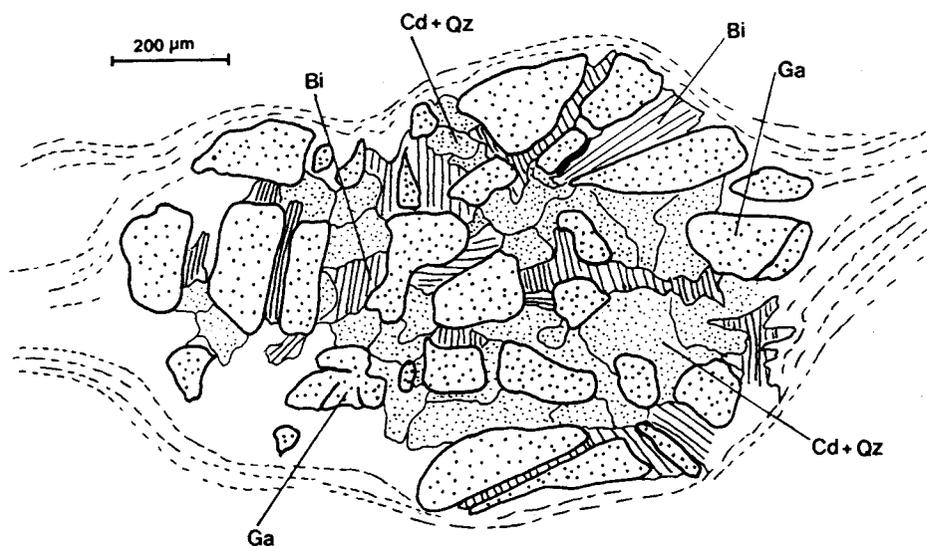
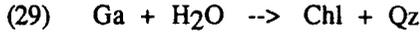


Fig. 66: Déstabilisation du grenat en Bi - Cd - Qz dans un paragneiss granulitique de Lers (d'après photo de Vielzeuf, 1984, p. 181).

Noter l'aspect éclaté du grenat, les associations rétrogrades s'immiscant entre les morceaux de grenats. Ceci pourrait traduire l'association d'une fracturation hydraulique et d'une rétro-morphose hydrique du grenat. Ce type de texture n'est jamais observé dans les faciès kinzigitiques du massif de l'Agly.

La rétro-morphose hydrique de la cordiérite primaire devrait s'accompagner de celle du grenat avec apparition de cordiérite secondaire, ce qui ne paraît pas être le cas. On peut éventuellement suggérer que la déstabilisation du grenat a une cinétique beaucoup plus lente que celle de la cordiérite, ou encore, que l'hydratation du système affecte fortement les cordiérites à cause d'une structure moléculaire en tube, la charpente silicatée du grenat serait, quant à elle, beaucoup plus difficile à traverser, la rétro-morphose hydrique ne se faisant qu'en périphérie ou dans les fissures de ce minéral. Le faible développement de  $\text{Bi}_2 + \text{Sil}_2$  par réaction de la périphérie du grenat (fig. 65) alors que les associations  $\text{Bi}_2 - \text{Sil}_2 - \text{Qz}$  traversent parfois totalement les cristaux de cordiérite primaire (fig.63) étayent largement cette dernière hypothèse.

La rétromorphose hydrique du grenat se manifeste par contre par le développement de produits micacés (réaction(23)). On note, en effet, la présence de franges de biotites chloritisées sur le pourtour corrodé et dans les fissures des grenats. Une croissance épitaxiale directe de chlorite sur le grenat (fig. 68) peut traduire la réaction étudiée par Hsu (1968) pour  $PH_2O = Pt$  (fig. 67):



Cette chloritisation correspondrait au stade ultime d'hydratation rétrograde du système.

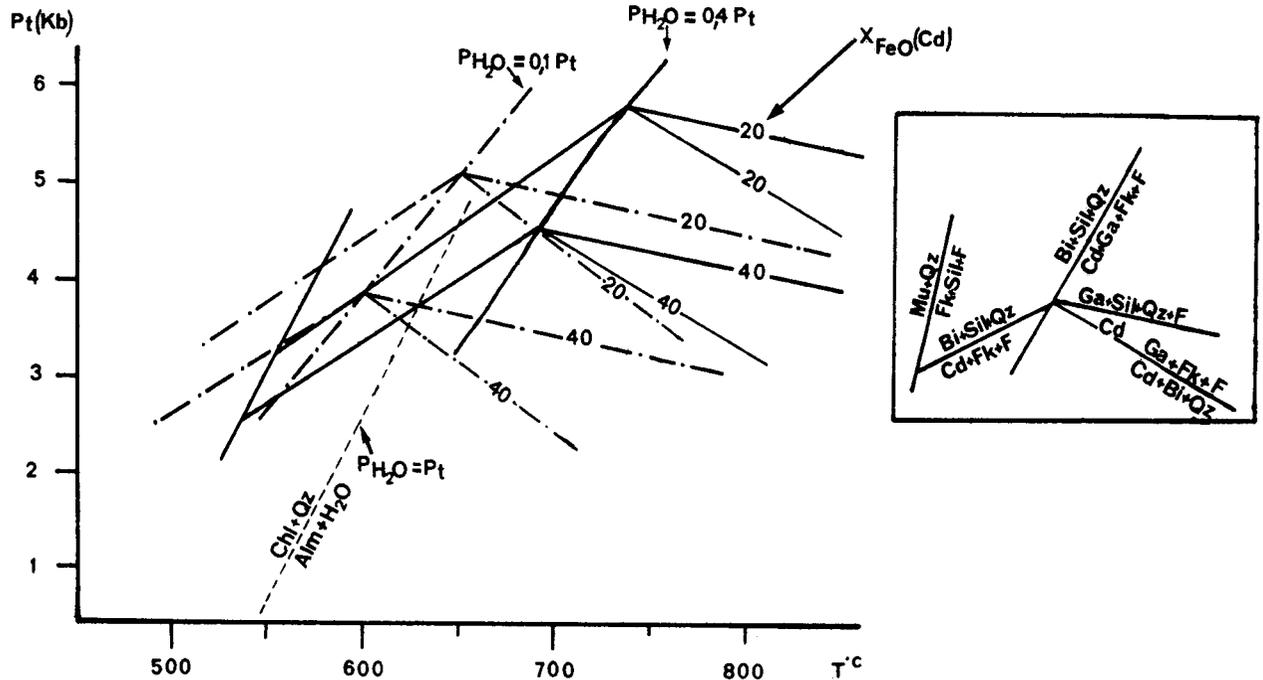


Fig. 67: Diagrammes d'équilibres et courbes réactionnelles des phases dans les kinzigites.

Toutes les courbes réactionnelles proviennent d'Holdaway et Lee (1977), sauf  $Ga + Fk + H_2O \rightleftharpoons Bi + Cd + Qz$  d'après Vielzeuf (1980) et  $Chl + Qz \rightleftharpoons Alm + H_2O$ , d'après Hsu (1968). Les courbes à  $PH_2O = 0,1Pt$  non fournies par Holdaway et Lee (1977) ont été tracées, à partir des données originales de ces auteurs, par régression linéaire pour les points invariants et conservation des valeurs  $dP/dT$ .

Les pointillés entourent le champ de stabilité d'un assemblage primaire à  $Ga - Cd - Fk$  où le  $X_{Mg}^{*100}$  des cordiérites est de 20 (valeur moyenne sur les kinzigites du massif de l'Agly). On notera que le simple déplacement des courbes par réhydratation, sans modification de P, T est à même de déstabiliser l'association primaire par le fonctionnement des réactions:

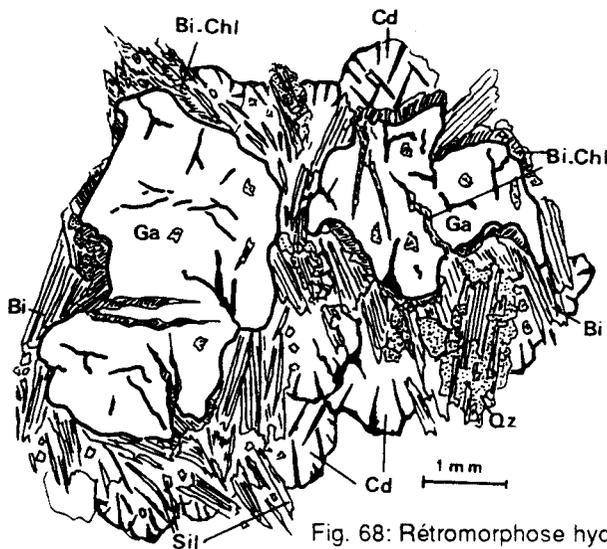
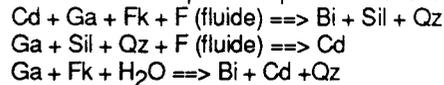
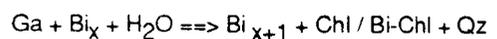


Fig. 68: Rétromorphose hydrique en périphérie des grenats dans les kinzigites:



## VI- Etude pétrographique des faciès alumineux à spinelle

(Pour la localisation des échantillons, se référer à la figure 54)

### 1- Remarques préliminaires

Contrairement aux kinzigites s.s., les faciès alumineux à spinelle sont toujours très pauvres en sillimanite. Leur affleurement est limité à de fines lentilles restitiques dans les migmatites de la charnockite de l'U.C., ou au contact du granite de Cassagnes dans l'U.B. Le caractère hyperalumineux propice à l'apparition du spinelle serait corrélé au phénomène d'extraction d'un liquide anatectique plus pauvre en  $Al_2O_3$  que la roche initiale. Cette interprétation est à mettre en parallèle avec les observations sur la nature restitique des kinzigites (section V-1 de ce chapitre), le degré de fusion partielle étant, cette fois, particulièrement élevé au contact des intrusions hercyniennes. Remarquons que ce spinelle est toujours riche en ZnO (gahnite) alors que l'environnement (gneiss de Caramany, migmatites de la Boucle de l'Agly, kinzigites,...) en est quasiment dépourvu. Il s'agit là d'une observation courante dans de tels faciès où seul le spinelle est susceptible d'accueillir du ZnO.

### 2- Les associations minéralogiques.

L'association minérale typique des faciès à spinelle est: Ga - Cd - Sp - Bi - Fk - Pl - Qz  $\pm$  Sil  $\pm$  Ox. Les grenats et les cordiérites représentent, dans des proportions similaires, à peu près 40% de la composition modale, le spinelle: 3 - 8%, la biotite: 5 - 15%, le feldspath potassique et le plagioclases: 15 - 20% (dans les passées alumineuses à Ga - Cd - Sp de la roche), le quartz: 10% (dans les passées alumineuses à Ga - Cd - Sp), la sillimanite: 5% et enfin les oxydes: 2 - 5%.

En A'FM (Fig 69), l'homogénéité des phases Ga - Cd - Sp apparaît très bonne au sein de chaque échantillon ( $\Delta X_{Mg} < 0,08$ ). Les biotites montrent, quant à elles, un étalement plus important ( $\Delta X_{Mg} = 0,12 - 0,14$ ). Les écarts perçus sur le  $X_{Mg}$  entre échantillons de kinzigites de l'U.C. et de l'U.B. sont moins prononcés dans ces faciès à spinelle. En effet, le  $X_{Mg}$  des associations Ga - Bi - Cd - Sp de faciès appartenant à l'U.C. peut être, soit plus fort (ce qui est attendu), soit comparable au  $X_{Mg}$  de ces mêmes phases dans l'U.B.

Le  $X_{Mg}$  moyen des phases Ga - Cd - Bi des faciès à spinelle de l'U.C. est comparable à celui des mêmes phases dans les kinzigites de la même unité (comparer fig. 69 et fig. 57, 58) :

$X_{Mg} \text{ Ga} : 0,20 - 0,35$

$X_{Mg} \text{ Cd} : 0,70 - 0,83$

$X_{Mg} \text{ Bi} : 0,58 - 0,70$

Par contre, dans les séries de l'U.B., les phases des faciès à spinelle montrent une tendance magnésienne: leurs  $X_{Mg}$  sont comparables aux valeurs les plus fortes reconnues dans les kinzigites:

	faciès à spinelle	kinzigites
$X_{Mg} Ga$	0,17 - 0,26	0,10 - 0,25
$X_{Mg} Cd$	0,65 - 0,72	0,58 - 0,75
$X_{Mg} Bi$	0,50 - 0,66	0,37 - 0,50

La tendance magnésienne se développant simultanément sur toutes les phases, elle ne devrait pas engendrer de fortes fluctuations sur les estimations thermométriques (chap. III).

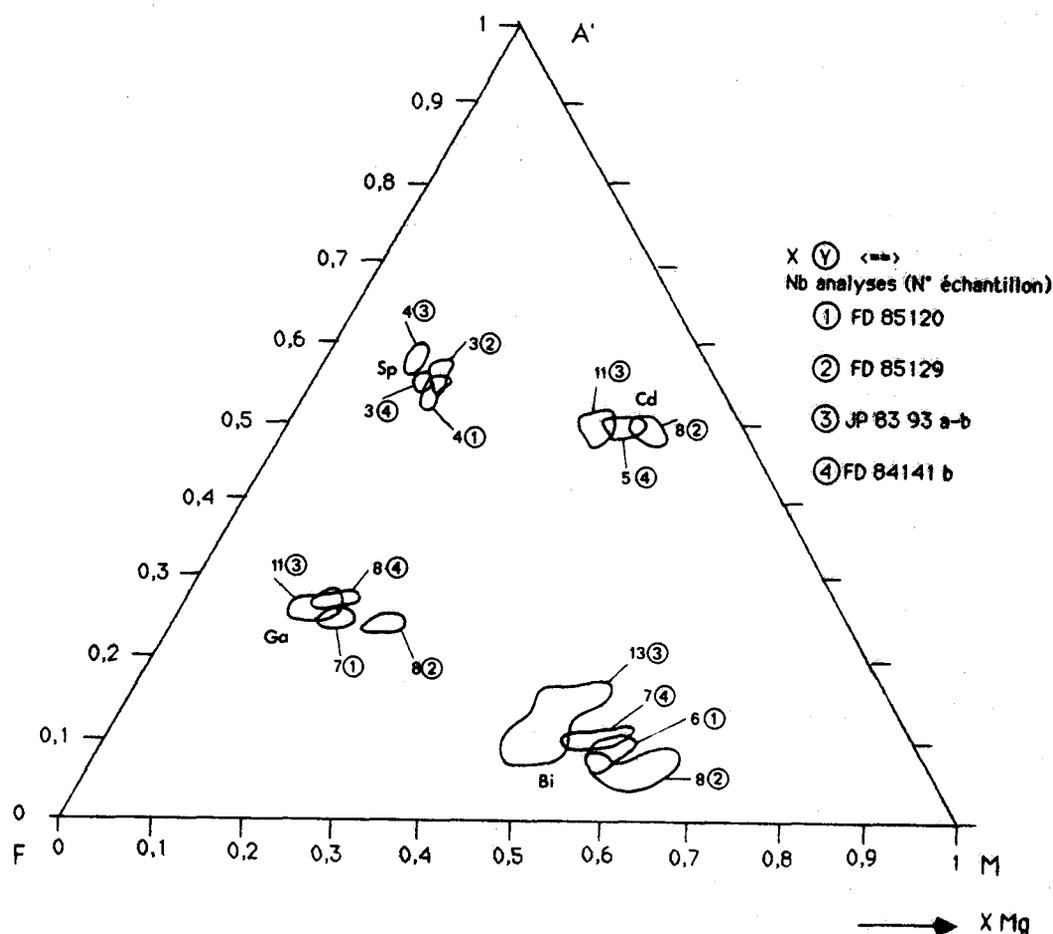


Fig. 69: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les faciès alumineux à spinelle. FD 85129 et FD 84141 b proviennent de l'unité de Feilluns - Caramany; JP 8393 a-b et FD 85120 de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Les teneurs en ZnO du spinelle ne sont pas prises en compte dans le calcul des  $X_{Mg}$ .

### 3- Minéralogie des phases exprimées.

Avant de s'intéresser à l'association Ga - Cd - Sp - Bi, remarquons :

- le feldspath potassique est toujours de type orthose et de composition  $Or_{80}$ , avec de fréquentes perthites de remplacement (en taches ou en flammèches);
- le plagioclase est semblable à celui des kinzigites ( $An_{30}$ , cf. tab. XI);
- l'association Qz - Fk - Pl est présente en faible proportion sous forme de petits cristaux xénomorphes

dans les passées alumineuses de la roche. Cette association leucocrate constitue, à elle seule et avec la même composition minéralogique, l'ensemble des artérites découpant le faciès à spinelle à l'échelle de l'affleurement (la composition globale de ces artérites est très proche du minimum granitique de White et Chappel, 1977).

Echantillon Minéral Analyse	JP 8393														FD 85129													
	Ge P	Ge C	Bi	Bi	Cd	Cd	Ge P	Ge C	Pl	Sp	Sp	Cd	Ge C	Ge P	Cd	Cd	Bi	Ge C	Ge P	Cd	Bi	Pl	Sp	Cd				
	85-030	85-031	85-F45	85-F46	85-036	85-028	85-040	85-041	85-F12	85-F3	85-F4	85-F6	86-F22	86-F21	86-F19	86-F23	86-F20	86-F28	86-F29	86-F34	86-F30	86-F46	86-F42	86-F39				
SiO2	38,49	38,69	36,23	36,05	40,16	49,35	38,50	39,09	60,98	0,02	0,10	49,30	39,58	38,27	49,12	50,33	36,31	36,42	38,69	48,61	36,15	59,96	0,01	50,09				
Al2O3	21,13	21,95	17,73	18,54	33,06	33,18	21,32	21,34	24,79	56,04	57,23	32,76	21,69	20,80	34,17	32,17	14,70	20,85	21,18	32,91	13,94	24,97	56,38	33,12				
TiO2	0,00	0,02	3,03	2,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,01	0,00	4,94	0,03	0,02	0,01	6,85	0,00	0,00	0,01				
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,66	0,51	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,16	0,04	0,04	0,05	0,14	0,00	0,07	0,01				
Fe2O3	33,92	33,17	19,17	18,96	7,66	6,57	33,85	32,00	0,05	25,32	22,56	7,17	30,67	31,50	4,89	4,55	13,06	30,19	30,17	4,95	13,34	0,02	22,02	5,83				
MnO	0,97	1,02	0,03	0,03	0,00	0,04	1,16	1,03	0,09	0,15	0,19	0,14	0,47	0,55	0,05	0,04	0,00	0,57	0,52	0,11	0,00	0,00	0,07	0,05				
MgO	4,10	4,94	10,77	10,77	9,11	9,04	4,48	4,87	0,03	4,38	4,58	8,98	8,10	7,61	11,10	11,05	14,79	8,12	8,79	10,45	13,50	0,00	5,16	10,06				
ZnO	0,00	0,16	0,02	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02	13,69	14,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,06	0,00	0,04	0,23	0,00	15,96	0,03				
NiO	0,02	0,11	0,07	0,00	0,17	0,04	0,00	0,00	0,00	0,15	0,09	0,06	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00				
CaO	0,94	1,13	0,00	0,00	0,03	0,00	1,07	1,17	6,20	0,00	0,07	0,00	1,07	1,06	0,00	0,01	0,00	1,15	1,19	0,03	0,03	6,31	0,02	0,03				
Na2O	0,00	0,04	0,07	0,11	0,02	0,05	0,01	0,02	7,87	0,20	0,26	0,08	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,01	0,00	0,02	0,13	7,84	0,24	0,01				
K2O	0,00	0,00	10,84	10,41	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	10,36	0,03	0,01	0,00	10,56	0,17	0,01	0,00	0,00				
Total	99,57	101,29	97,96	96,94	99,30	98,27	100,61	99,58	100,15	100,62	100,38	98,51	101,60	99,90	99,53	98,25	94,48	99,46	100,60	97,14	94,88	99,32	100,61	99,31				
Si	6,125	6,043	5,487	5,465	4,989	5,034	6,083	6,161	10,820			5,034	6,050	5,992	4,922	5,077	5,474	6,009	5,968	4,984	5,456	10,742		5,039				
Al IV	0,000	0,000	2,512	2,535	1,011	0,966	0,000	0,000	5,185			0,966	0,000	0,008	1,078	0,923	2,526	0,000	0,032	1,016	2,480	5,274		0,961				
Al VI	3,964	4,041	0,653	0,778	2,945	3,024	3,962	3,966				2,977	3,899	3,831	2,959	2,902	0,086	3,845	3,819	2,962	0,000			2,967				
Ti	0,000	0,002	0,345	0,232	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000			0,000	0,003	0,006	0,001	0,000	0,560	0,004	0,002	0,001	0,778	0,000		0,001				
Cr	0,000	0,006	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,004			0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,019	0,005	0,005	0,004	0,017	0,000		0,001				
Fe3	0,045	0,000			0,058	0,000	0,044	0,042				0,024	0,117	0,165	0,041	0,100	0,158	0,195	0,038					0,034				
Fe2	4,469	4,332	2,428	2,404	0,591	0,560	4,418	4,178	0,008			0,588	3,793	3,960	0,369	0,284	1,646	3,791	3,697	0,386	1,684	0,003		0,456				
Mg	0,972	1,149	2,431	2,433	1,378	1,374	1,052	1,144	0,007			1,366	1,841	1,776	1,658	1,661	3,323	1,893	2,021	1,597	3,036	0,000		1,508				
Mn	0,131	0,135	0,004	0,004	0,000	0,003	0,155	0,137	0,013			0,012	0,061	0,073	0,004	0,006	0,000	0,076	0,068	0,010	0,000	0,000		0,004				
Zn	0,000	0,018	0,002	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,003			0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,007	0,000	0,003	0,026	0,000		0,002				
Ni	0,002	0,014	0,009	0,000	0,014	0,003	0,000	0,000	0,000			0,005	0,009	0,000	0,006	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009		0,000				
Ca	0,160	0,189	0,000	0,000	0,003	0,000	0,181	0,197	1,179			0,000	0,175	0,178	0,000	0,001	0,000	0,193	0,197	0,003	0,005	1,211		0,003				
Na	0,000	0,000	0,020	0,032	0,004	0,009	0,003	0,006	2,707			0,015	0,000	0,000	0,004	0,006	0,015	0,003	0,000	0,004	0,038	2,723		0,002				
K	0,000	0,000	2,094	2,013	0,000	0,000	0,000	0,006	0,020			0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	1,992	0,006	0,002		2,033	0,039		0,000				

Tab. XI: Analyses et formules structurales de minéraux dans les faciès alumineux à spinelle.

**a- Le grenat.**

Avec de faibles teneurs en MnO et CaO, le grenat est une solution solide almandin - pyrope. La représentation en compositions pôlaires (fig. 70) indique une teneur en grossulaire constante de 3% quelque soit l'échantillon et des teneurs en spessartine ne dépassant pas 4%. Avec une fraction de pyrope de 29 à 34% pour l'échantillon JP8393 dans l'U.C. et seulement 15 à 24% dans l'U.B., la différence est significative. Par contre certains échantillons (non représentés) de l'U.C. présentent des grenats à 20 - 30% de pyrope, c'est à dire une composition intermédiaire qui perturbe la distinction classique U.C. - U.B. en fonction du caractère magnésien des minéraux.

Les grenats ont tendance à présenter une légère augmentation de 3 à 5% de la fraction d'almandin en périphérie. Cette faible zonation est propre aux teneurs en FeO et ne s'accompagne, ni d'évolution significative sur les teneurs en MnO et CaO des analyses (tab. XI), ni de zonation texturale visible sous le microscope. Qu'elle corresponde à une évolution diffusionnelle ou réactionnelle postérieure à la cristallisation du coeur du grenat, elle ne peut pas, par sa faible amplitude, entraîner des écarts importants de températures déterminées à partir des couples [Ga - Cd] , [Ga - Bi].

**b- Les cordiérites.**

Dans tous les faciès à spinelle étudiés, les analyses de cordiérites ferment au dessus de 98%. En se référant aux remarques faites plus haut à propos des cordiérites dans les kinzigites, ces fermetures élevées

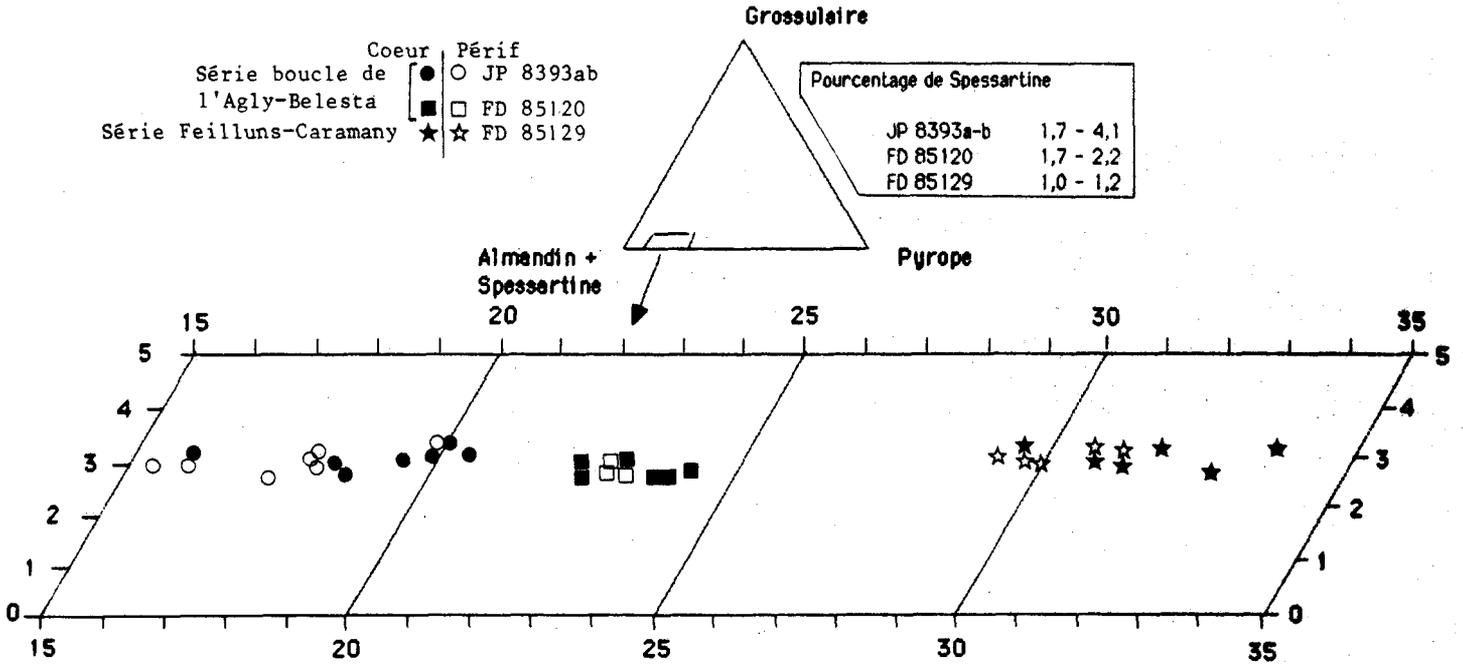


Fig. 70: Représentation des compositions en pôles normatifs des grenats analysés dans les faciès à spinelle. Noter les très faibles valeurs de la composition en spessartine et une légère zonation des grenats avec enrichissement de la composition périphérique en almandin.

témoigneraient d'un faible état d'hydratation. Sauf exception, les quantités de  $Fe^{3+}$  calculées restent limitées à de faibles valeurs et n'engendrent pas de calculs correctifs sur les termes  $X_{Fe} - X_{Mg}$  (calculés directement à partir des analyses chimiques). Dans les faciès à spinelle, deux types de cordiérites apparaissent :

- des cordiérites en petits cristaux xénomorphes fortement pinnitisés et associés à de la biotite et du spinelle ;
- des amas de cordiérites en grands cristaux peu altérés où la biotite et le spinelle sont le plus souvent absents.

Il n'y a pas de différence compositionnelle significative entre ces deux types de cordiérites, sauf dans l'échantillon FD85129. On y rencontre en effet des cordiérites enrichies en  $FeO$ , cocrystallisées en belles associations avec le spinelle. Ainsi, une cordiérite cocrystallisée avec du spinelle donne un  $X_{Fe}$  de 0,23 (An 86F38, tab. XI), alors que les autres cordiérites, associées au grenat et ne présentant que de rares associations avec le spinelle, ont un  $X_{Fe}$  de 0,18. Ces écarts de composition s'expliquent à partir des relations texturales observées dans cet échantillon (voir plus loin).

### c- Les biotites.

Les traits caractéristiques des biotites de faciès kinzigitiques s'appliquent parfaitement à celles des faciès à spinelle :

- malgré un étalement de composition assez élevé, on ne peut distinguer clairement deux populations chimiques alors que texturalement deux générations de biotites apparaissent, l'une costable avec le grenat, l'autre issue de la déstabilisation de ce dernier;

- mis à part les variations de  $X_{Mg}$  entre les biotites des deux unités U.B. et U.C., les teneurs en  $TiO_2$  et  $Al_2O_3$  s'opposent. Dans les faciès à spinelle, les biotites montrent (tab. XI):

$Al_2O_3$  proche de 14 - 15% dans l'U.C. et de 18% dans l'U.B.

$TiO_2$  supérieur à 5% dans l'U.C. et proche de 3% dans l'U.B.

La forte teneur en  $Al_2O_3$  des biotites de l'U.B. se manifeste par la présence d' $Al_{VI}$  dans la formule structurale. Le diagramme de corrélation  $Fe^{2+} + Ti / Mg + Al_{VI}$  permet de distinguer nettement les biotites de chacune des deux unités (fig. 71). Les biotites de l'échantillon FD85129 (près de la charnockite dans l'U.C.) se rapprochent fortement de celles des échantillons JP8391 dans les kinzigites du Vivier. Les biotites analysées dans les faciès à spinelle de l'U.B. sont plus hétérogènes. Elles témoignent d'un enrichissement en  $Al_{VI}$  qui se manifeste par une décroissance plus rapide de  $Fe^{2+} + Ti^{4+}$  en fonction de  $Mg + Al_{VI}$ . Cette évolution, déjà constatée dans les kinzigites (B, fig. 61), est ici amplifiée.

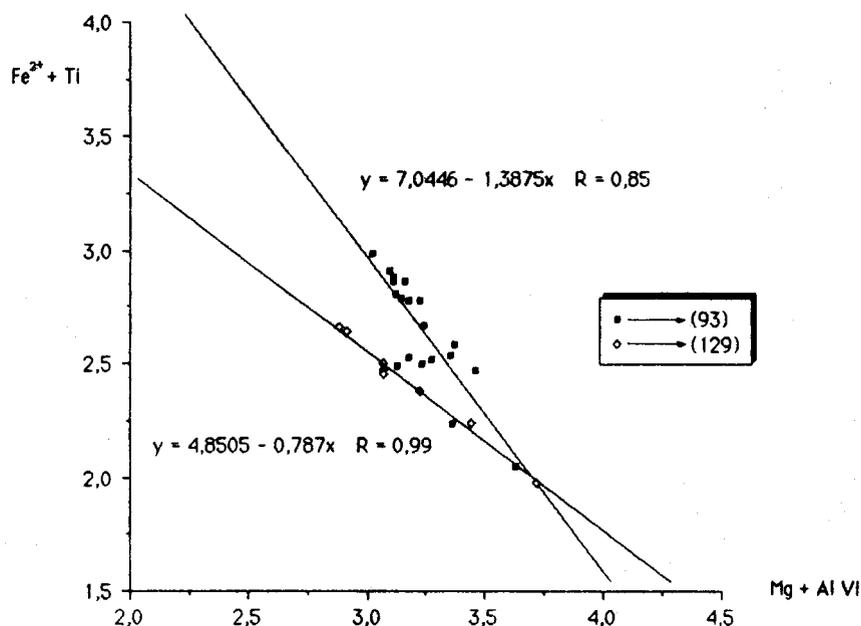


Fig. 71: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des kinzigites.

L'indice 93 est relatif aux échantillons JP 8393 a-b et FD 85120 de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta; l'indice 129 est, quant à lui, relatif à l'échantillon FD 85129 de l'unité de Feilluns - Caramany. Les droites de corrélation montrent, pour chaque unité, une bonne homogénéité de la structure des biotites, celles des faciès à spinelles de l'unité de Feilluns - Caramany confirment leur tendance magnésienne par une pente en valeur absolue de la corrélation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$ , plus faible que dans le cas des échantillons provenant de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. (Les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations sur une formule structurale à 22 atomes d'oxygène).

#### d- Le spinelle.

Sous forme de petits grains xénomorphes vert bouteille, on le rencontre, soit dans les fractures du grenat, soit associé à la cordiérite. Sa composition ne change pas avec l'association texturale. Le spinelle est caractérisé par ses fortes teneurs en ZnO (jusqu'à 16% en masse sur l'analyse cf. tab. XI). Les proportions molaires en gahnite ( $ZnAl_2O_4$ ) varient de 13 à 15% dans l'échantillon FD84141, pour atteindre 23 à 35% dans

l'échantillon FD85129. Avec des teneurs en MgO de l'ordre de 5%, la fraction de spinelle s.s. reste sensiblement constante dans toutes les analyses d'un même échantillon et varie de 15 à 24% suivant les échantillons. Une augmentation du MgO s'accompagne d'une augmentation de FeO et d'une diminution de ZnO: Si bien que le  $X_{Mg} = MgO / (FeO + MgO)$ , calculé dans les spinelles (A'FM: fig. 69) ne varie pas beaucoup entre les différents échantillons. Etablie à partir des formules structurales sur 32 atomes d'oxygène des spinelles, la figure 72 montre qu'il existe une bonne corrélation entre le nombre d'ions  $Fe^{2+}$  et le nombre d'ions  $Zn^{2+}$ , alors qu'il n'y en a pas entre  $Mg^{2+}$  et  $Zn^{2+}$ . Ainsi dans la structure du spinelle,  $Zn^{2+}$  remplacerait  $Fe^{2+}$ .

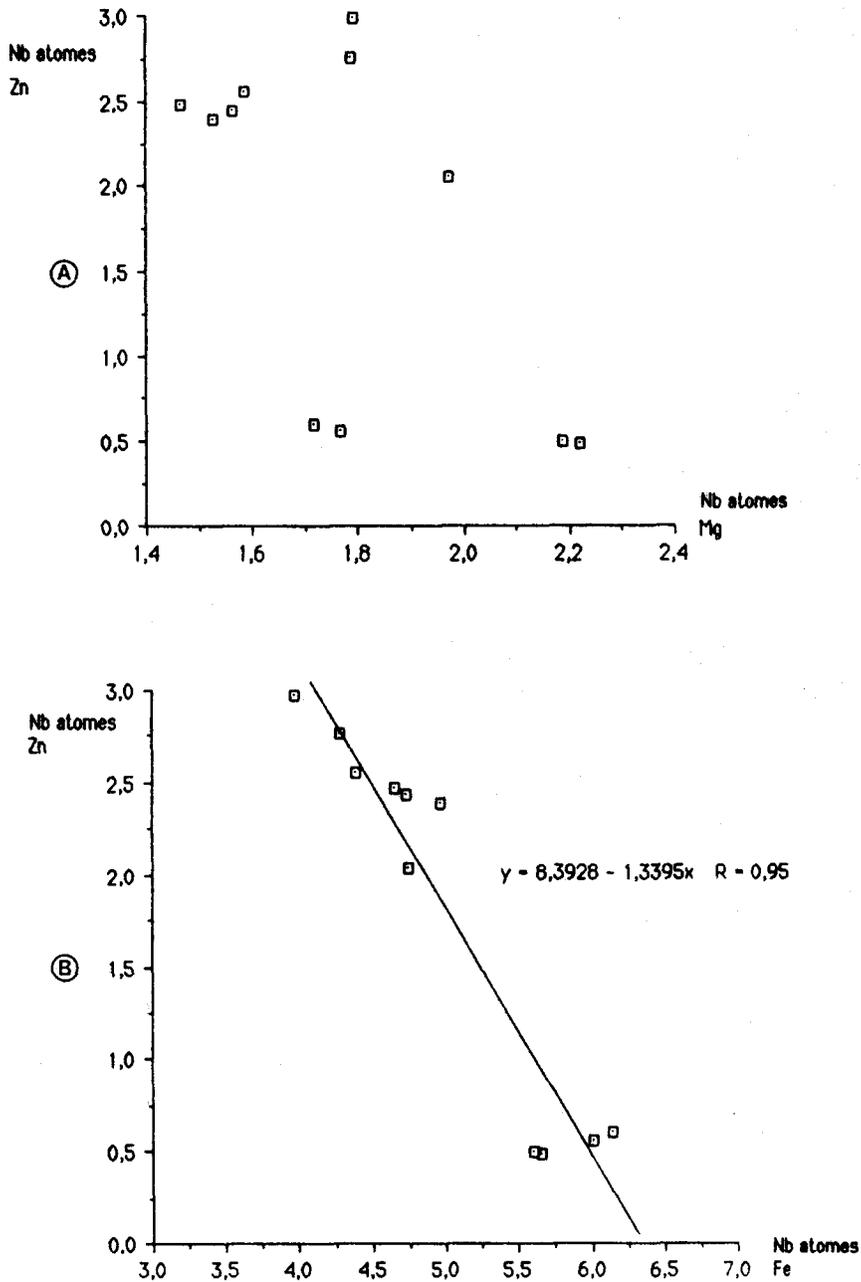


Fig. 72: Relations  $Zn^{2+} / Mg^{2+}$  et  $Zn^{2+} / Fe^{2+}$  dans la formule structurale (32 atomes d'oxygène) des spinelles.

Notez en A l'absence de corrélation entre  $Zn^{2+}$  et  $Mg^{2+}$  et par contre en B, la bonne corrélation à pente négative entre  $Fe^{2+}$  et  $Zn^{2+}$  qui indique une substitution entre ces deux cations dans la formule structurale des spinelles analysés.

Le fait que les faciès à spinelle soient toujours situés au voisinage immédiat de granites hercyniens, semblerait indiquer l'existence d'une mobilité partielle de ZnO grâce aux intrusions. Vielzeuf (1980) et Andrieux (1982) ont suggéré le rôle des fugacités de O<sub>2</sub> dans ce processus en raison des importants précipités d'ilménite rencontrés avec le spinelle.

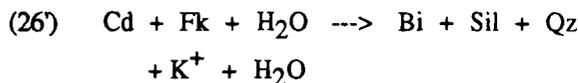
Dans un échantillon (FD85159) de l'unité de Belest, un spinelle pauvre en gahnite, de 3 à 5% en masse de ZnO, X<sub>Mg</sub> moyen de 0,30, a été décelé. Il est associé à beaucoup de sillimanite prismatique, systématiquement au contact ou dans des grenats et jamais au contact de cordiérites. Il pourrait avoir une origine différente des autres spinelles (voir étude texturale).

#### 4- Etude texturale.

##### a- Cas général.

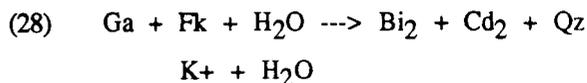
Les relations texturales entre Ga - Sp - Cd ont été explicitées. Dans tous les faciès à spinelles riches en ZnO (% en masse > 6%), on distingue systématiquement 2 types de cordiérites :

- les cordiérites primaires toujours costables avec le grenat et dont l'association représentative correspond parfaitement à celle qui est observée dans les kinzigites s.s. (fig. 64); ces cordiérites primaires ne sont jamais associées au spinelle. Elles subissent également de légères rétro-morphoses liées au fonctionnement limité de la réaction (26')

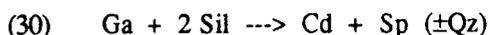


- les cordiérites secondaires apparaissent en petits cristaux associés à la biotite et au spinelle. Elles sont rarement au contact du grenat et semblent remplacer ce dernier dont les contours sont alors fortement diverticulés.

Les compositions des cordiérites primaires et secondaires étant identiques, le grenat n'étant que faiblement zoné, les couples [Ga<sub>coeur</sub> - Cd<sub>1</sub>], [Ga<sub>perif</sub> - Cd<sub>2</sub>] conduiront à des estimations des températures d'équilibration très proches. Une association caractéristique Ga - Cd<sub>2</sub> - Bi<sub>2</sub> - Sp - Ox - Sil est représentée sur la figure 73. Le secteur droit présente des contacts Ga / Fk corrodés, sont remplacés par l'association rétrograde Bi<sub>2</sub> - Cd<sub>2</sub>. Cette observation témoigne du fonctionnement de la réaction :



Elle est fréquemment développée dans les faciès à spinelle alors qu'elle est rare dans les kinzigites (section V-4 de ce chapitre). Le centre et la partie gauche de la figure 73 montrent le développement d'associations Cd - Sp ± Bi. L'aspect cocristallisé des spinelles et des cordiérites, associé à l'absence de contact Ga - Sil rendraient compte du fonctionnement de la réaction (30) étudiée par Harris (1981) :



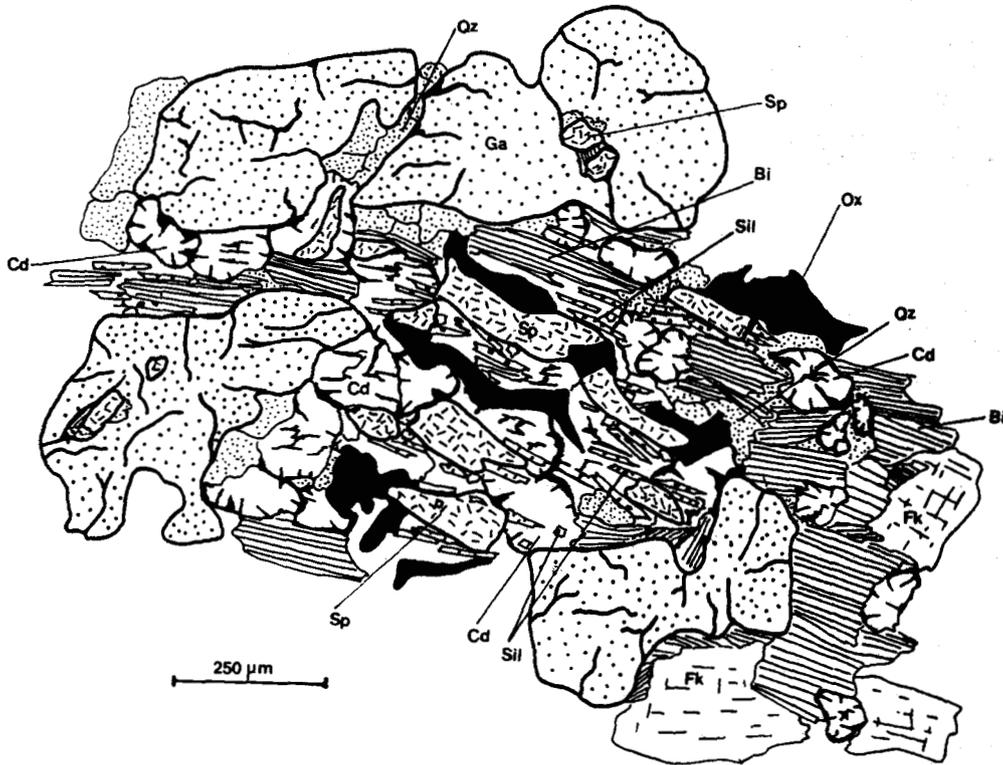
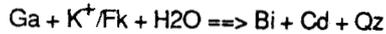
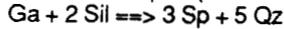
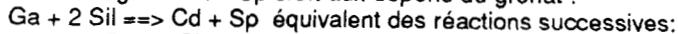


Fig. 73: Relations texturales dans la minéralogie des faciès à spinelle.

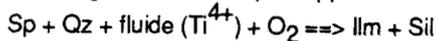
En bas à droite de la figure, on observe le développement rétrograde de Bi - Cd:



Au centre, l'association rétrograde Cd - Sp croît aux dépens du grenat :

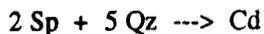


Toujours au centre de la figure, on remarque l'apparition de sillimanite et d'oxydes (ilménite):



Enfin, on notera dans les grenats, que le spinelle "inclus", associé à du quartz, est toujours situé dans des fissures, ce qui laisse entendre qu'il n'est pas une relique antérieure au développement du grenat, mais correspond à une phase postérieure rétrograde, comparable aux spinelles développés à l'extérieur du grenat.

Selon Vielzeuf (1983), cette réaction correspond en fait aux intersections des réactions successives :



Dans les zones où le spinelle est absent, la présence de Cd - Qz dans les golfes au sein du grenat (en bas à gauche de la figure 73) témoignerait de la réaction rétrograde :

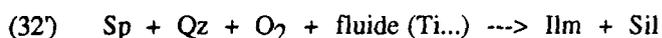


En fait, les réactions (28), (30), (31) se développent quasiment simultanément, (30) et (31) sont limitées par les faibles teneurs en sillimanite primaire. Elles donnent les mêmes cordiérites et ne créent pas de zonations chimiques importantes du grenat. Ainsi, dans ces faciès à spinelle proches des intrusions de granitoïdes hercyniens, la rétromorphose du grenat est importante sans que l'on puisse dénoter de fortes variations thermiques (pas de zonation de Ga ; composition  $\text{Cd}_1$  proche de la composition  $\text{Cd}_2$ ). Cette rétromorphose du grenat qui restait faible dans les kinzigites, est particulièrement active dans les faciès à spinelle. Ce sont vraisemblablement les conditions physico-chimiques et thermodynamiques particulières du contact granite / encaissant qui augmentent la cinétique des réactions impliquant le grenat.

Le contact Sp - Qz n'est pas observé dans les échantillons, par contre (fig. 73 au centre), on remarque le développement de précipités d'ilménite et la croissance épitaxique sur le spinelle de prismes bien cristallisés de sillimanite. On peut comparer ces associations aux produits de la réaction (32) étudiée par Turnock et Eugster (1962) :



Selon ces auteurs, elle correspond à une baisse de température pour une fugacité de  $\text{O}_2$  donnée. Dans les faciès à spinelle de l'Agly, la magnétite est remplacée par l'ilménite, ce qui témoigne de fugacités de  $\text{O}_2$  élevées. Ce caractère, associé aux fortes teneurs en ZnO du spinelle, met l'accent sur l'importance de la fugacité de  $\text{O}_2$ . On aurait une réaction du type :



Reste à expliquer la présence de spinelle dans les grenats. En effet, d'après ce qui vient d'être vu, le spinelle correspondrait à un produit de déstabilisation du grenat, ce qui est incompatible avec son état d'inclusion apparente et donc son antériorité par rapport au grenat. En fait, le spinelle est toujours développé dans des craquelures du grenat, accompagné le plus souvent de biotites claires fortement hydratées, comparables à celles qui remplissent les fissures du grenat dans les kinzigites (fig. 73). Ces observations tendent à faire du spinelle "inclus" un minéral secondaire comme celui qui est associé aux cordiérites. Il s'agirait d'un produit de la rétro-morphose partielle des grenats.

#### b- Cas particuliers.

L'échantillon FD85129 (U.C.) montre des cordiérites secondaires enrichies en FeO et associées au spinelle (fig. 74). Les minéraux du couple  $\text{Cd}_2$  - Sp sont parfaitement cocrystallisés et séparés du grenat par un filonnet quartzo-feldspathique où sont présents de rares grains d'orthopyroxène (non figurés). Ce filonnet correspond à des artérites d'affinité charnockitique s'injectant dans le faciès alumineux. Par ailleurs, cet échantillon particulier présente du spinelle dans les fissures du grenat et des associations Ga - Cd non enrichies en FeO. Ces dernières ne sont pas représentées sur la figure 74, mais restent comparables à ce qui est consigné sur la figure 73. Elles témoignent d'une rétro-morphose partielle du grenat par la réaction (30).

L'assemblage cocrystallisé Cd - Sp ne semble pas texturalement dissociable de l'étape déstabilisant le grenat. En fait, le léger enrichissement en FeO des cordiérites peut correspondre à une augmentation localisée de la température provenant de la mise en place, non loin de là, des charnockites acides. La réaction (32') affecte postérieurement le spinelle et se traduit par la précipitation d'ilménite et la croissance de sillimanite.

L'échantillon FD85159 (U.B.) est, lui aussi, particulier. Le spinelle est pauvre en ZnO, non associé aux cordiérites, elles-mêmes costables avec le grenat. Enfin, l'échantillon est très riche en sillimanite, ce qui n'est pas le cas des autres faciès à spinelle. La figure 75 montre les relations texturales Ga - Sp - Qz - Sil. Le spinelle apparaît accolé en périphérie du grenat associé à du quartz. L'association Sp - Qz est souvent présente sous la forme de petites inclusions non associées à des fractures dans le grenat. La composition et l'association texturale de ce spinelle en font un minéral différent de celui évoqué dans les autres faciès. Dans l'échantillon FD85159,

l'association Sp - Qz constituerait le témoin d'une association non typomorphe antérieure au développement du grenat (témoin d'un métamorphisme anté-hercynien ou hercynien précoce). Le grenat aurait alors pour origine partielle le fonctionnement de la réaction :



Une telle interprétation, liée à l'observation d'un seul échantillon, peut être controversée, il n'empêche qu'elle peut se corréler à la présence de rares cristaux de disthène en reliques dans les séries migmatitiques de l'U.B. (observations personnelles et Fontailles, 1970, 1976).

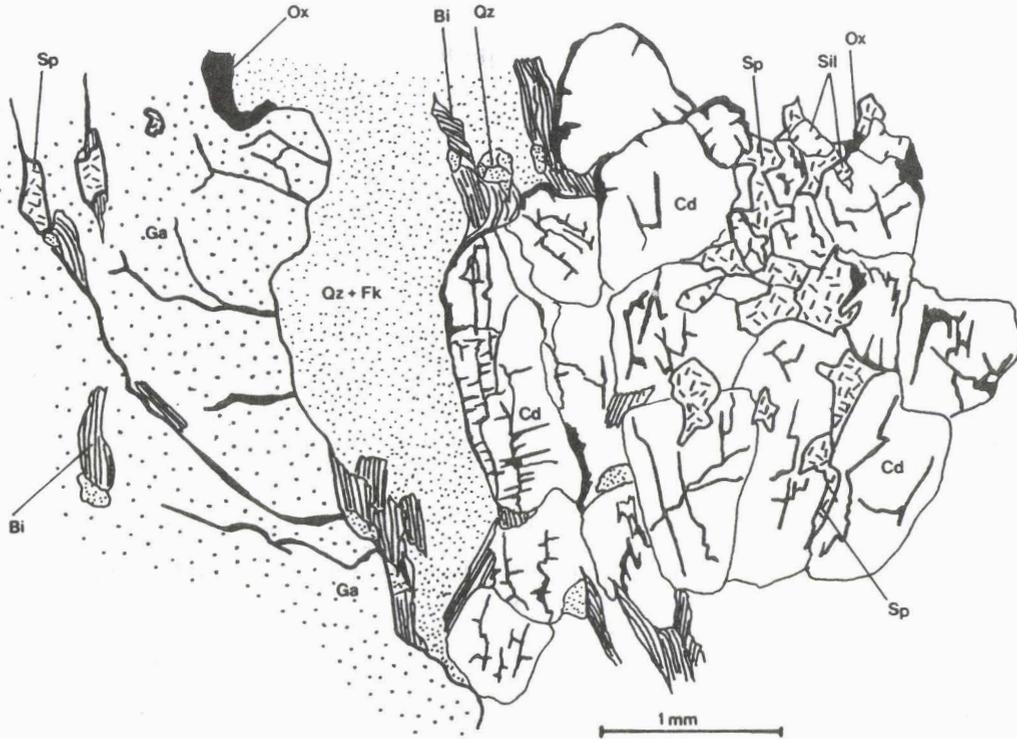


Fig. 74: Texture particulière de l'échantillon à spinelle FD 85129. A droite de la figure, on observe une belle cocrystallisation Sp - Cd. Au centre un filonnet de quartz isole les grenats des cordiérites. La présence (non figurée) de reliques d'orthopyroxène indiquerait une filiation avec les charnockites, le filon pouvant alors être la trace cristallisée des percolations fluides d'origine magmatique apportant en particulier ZnO dans la cristallisation des spinelles. On remarquera enfin la relation entre les fissures du grenat et la présence de spinelle "inclus" et dont l'interprétation est comparable à celle exposée sur la figure 73.

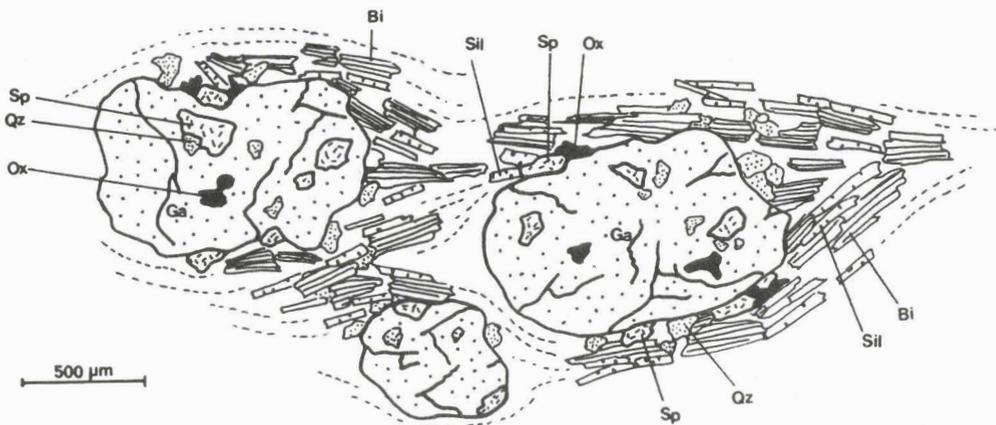
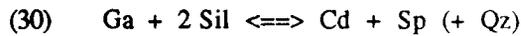


Fig. 75: Texture particulière de l'échantillon à spinelle FD 85159. Dans un premier temps, cet échantillon est caractérisé par sa richesse en Bi - Sil, ce qui n'est pas le cas des autres échantillons. Le spinelle, pauvre en ZnO, est sous la forme de petits cristaux xénomorphes, soit en inclusions non associées à des fissures dans le grenat, soit sur le pourtour de ce dernier. Ce spinelle pourrait être une relique antérieure au développement du grenat.

**c- Interprétation.**

Dans l'espace P-T, les relations des phases entre Ga - Cd - Sp - Sil ont été établies d'après Harris (1981) et concernent les réactions :



Dans le cas où le spinelle est dépourvu de Zn, à partir des données de Harris (1981), on peut exprimer les pentes respectives de ces courbes pour  $X_{\text{FeGa}} = 0,75$   $X_{\text{FeSp}} = 0,70$   $X_{\text{FeCd}} = 0,30$  :

$$P = a + 3,44 T \quad (P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{Pt} : a = 1720)$$

$$P = b - 14,6 T \quad (P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{Pt} : b = 19615)$$

Nous avons entrepris de trouver dans l'espace P-T, la position de la réaction univariante :



Elle correspond à l'intersection de la droite de réaction (30) et des courbes proposées à différentes valeurs de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  pour la réaction (31) :

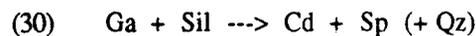


Deux droites sont obtenues en fonction des deux origines bibliographiques de la réaction (31) (points invariants  $I_1$  de la figure 76). Elles sont tracées en considérant que la pente de la courbe (30) ne change pas en fonction de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Ce postulat, vraisemblablement faux, puisque la réaction fait intervenir des minéraux hydratés, reste cependant, faute de données, la seule approximation possible. Notons que cette simplification est étayée sur la définition de  $dP/dT = (\Delta S - R \ln(K)) / \Delta V$  où, à priori, seul  $\Delta V$  changerait en fonction de l'état d'hydratation du système, cette variation devant rester faible car seule la cordiérite pourrait voir son volume molaire partiel évoluer avec  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ .

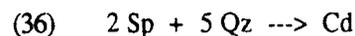
Le tracé précédent positionnant dans l'espace P-T la réaction (30) en fonction de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , l'intersection de ces droites avec celles de pentes  $P = - 14,6 T$  correspondant à la réaction (34) donne la position de la réaction univariante (35) (points invariants  $I_2$  de la figure 76) :



Une première constatation s'impose: l'intervalle de température où se développent les réactions (30) et (31) apparaît élevé: de 700 à 1000°C. Ces fortes températures, quelque soient les valeurs de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  choisies, sont au moins égales, voir supérieures, à celles estimées pour la rétro-morphose de l'orthopyroxène dans les charnockites acides. Ainsi, en ne tenant pas compte de la teneur en ZnO du spinelle, les températures semblent largement surestimées. On peut cependant remarquer que les réactions de déstabilisation du grenat observées dans les faciès à spinelle permettent de positionner le système lors de cette étape autour du point invariant  $I_1$  puisque l'apparition de cordiérite secondaire se fait à la fois par les réactions:



Notons qu'en plaçant le système autour du point invariant  $I_1$ , les réactions proposées par Andrieux (1982) pour expliquer la présence de spinelle restent possibles, puisque l'invariant  $I_1$  correspond à l'intersection des courbes réactionnelles invoquées (fig. 76, la réaction (36) est tirée de Vielzeuf, 1983) :



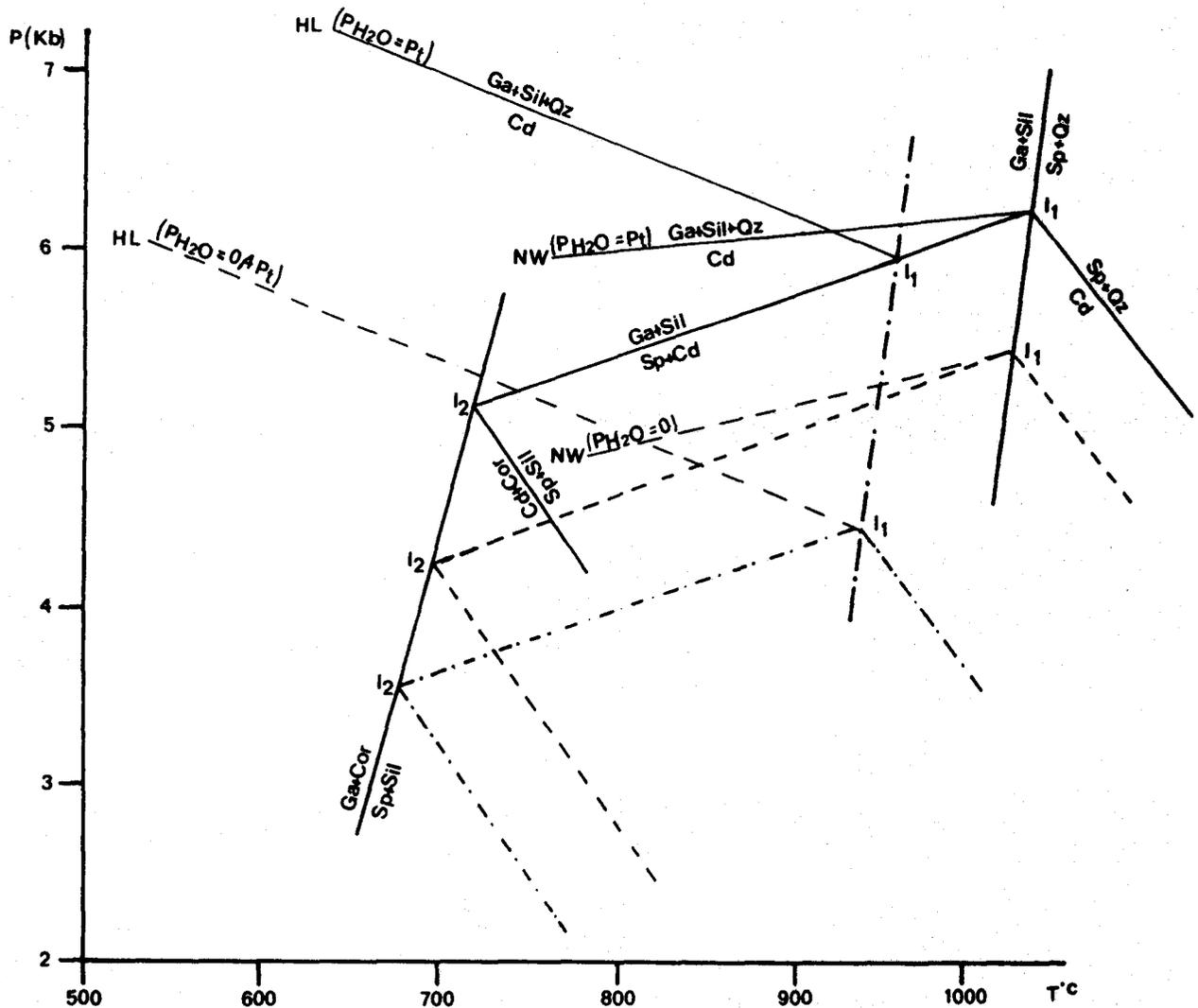


Fig. 76: Relations entre les phases Ga - Cd - Sp - Sil - Qz - Cor dans le système  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$  les valeurs des  $X_{\text{Fe}}$  ( $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$  en moles) du grenat, de la cordiérite et du spinelle sont respectivement : 0,75 - 0,30 - 0,70.  
 La méthode de tracé des droites  $\text{Ga} + \text{Sil} = \text{Sp} + \text{Cd}$ ,  $\text{Ga} + \text{Sil} = \text{Sp} + \text{Qz}$ ,  $\text{Sp} + \text{Qz} = \text{Cd}$ ,  $\text{Cd} + \text{Cor} = \text{Sp} + \text{Sil}$ ,  $\text{Ga} + \text{Cor} = \text{Sp} + \text{Sil}$ , à partir des données d'Harris (1980), est indiquée dans le texte.  
 Les droites  $\text{Ga} + \text{Sil} + \text{Qz} = \text{Cd}$  ont été retenues des travaux d'Holdaway et Lee (1977) (droites indicées HL) et des travaux de Newton et Wood (1979) (droites indicées NW).  
 Les points invariants I1 et I2 correspondent aux associations respectives: Ga - Cd - Sil - Sp - Qz et Ga - Cd - Sil - Sp - Cor

Etant donnée la bonne corrélation Fe - Zn observée dans le spinelle, nous avons considéré un spinelle factice en remplaçant  $\text{Zn}^{2+}$  par  $\text{Fe}^{2+}$ . Le  $X_{\text{Fe}}$  du spinelle est alors de 0,82. L'équation de la droite réactionnelle (30) dans l'espace P-T devient:

$$P = a + 3,11 T$$

La diminution de pente  $dP / dT$  avec l'augmentation du  $X_{\text{Fe}}$  dans le spinelle devrait repousser vers des températures encore plus élevées la position du point invariant I1. Cette solution ne paraît pas vraisemblable d'autant qu'en s'intéressant au thermomètre Cd - Sp établi de manière semi-empirique par Vielzeuf (1983), la température de déstabilisation de l'assemblage diminue avec l'accroissement du  $X_{\text{Fe}}$  du spinelle (chap. III et

annexes). Il semblerait donc que la thermobarométrie établie par Harris (1981) ne convienne pas du tout aux faciès étudiés ici. Une des raisons serait l'utilisation, dans la calibration, de la réaction (30) en pôles purs ferrifères alors que dans l'équilibre en phases naturelles, la cordiérite dont nous avons vu qu'elle constitue une phase clef dans le calcul du  $\Delta V$ , est fortement magnésienne.

Selon Vielzeuf (1983), la stabilité Sp - Qz est restreinte, le champ P-T diminuant avec augmentation du  $X_{Mg}$  dans le système  $Al_2O_3 - SiO_2 - FeO - MgO$ . La température minimale de cristallisation de l'association Sp - Qz serait de 700°C, mais l'augmentation des fugacités d'oxygène et les hautes teneurs en ZnO augmentent largement la taille du champ de stabilité de l'assemblage Sp - Qz au dépens de la cordiérite (Dietvorst, 1980, Montel *et al.*, 1986), c'est-à-dire vers les basses température. Si le fonctionnement de la réaction (texturalement observée) :



correspond au fonctionnement incongruant des réactions successives:



on peut alors concevoir le développement de l'association Cd + Sp zincifère à des températures similaires à celles donnant la paragenèse primaire Ga + Cd<sub>1</sub>.

Ces températures seront d'ailleurs bien plus faibles que celles que l'on peut apprécier à partir des champs de stabilité définis sur la figure 76 (voir chapitre III).

## VII- Etude pétrographique des gneiss de Caramany et des granitogneiss du "Pont de Trilla".

(Pour la localisation des échantillons, se référer à la figure 77)

### 1- Les associations minéralogiques.

Les deux formations des gneiss de Caramany et des gneiss type "Pont de Trilla" ont été regroupées parce qu'elles présentent des associations minérales similaires: Qz - Fk - Pl - Ga - Bi ( $\pm Cd \pm Sil$ ). Ce sont essentiellement les compositions modales qui changent. Les gneiss type "Pont de Trilla" sont riches en minéraux leucocrates, alors que les gneiss de Caramany ont des teneurs plus élevées en ferro-magnésiens. La différenciation des gneiss du Pont de Trilla proviendrait d'une fusion poussée d'un niveau de grauwacke acide puis d'une cristallisation en place dans les formations plus alumineuses à l'origine des gneiss de Caramany. Les proportions modales sont approximativement les suivantes :

gneiss de Caramany	gneiss type Pont de Trilla
Qz : 25%	Qz : 40%
Fk : 20%	Fk : 20%
Pl : 5%	Pl : 5 - 10%
Ga : 25%	Ga : 10%
Bi : 20%	Bi : 10%
Cd-Sil : 0 - 5%	Silicate d'alumine : 5%
oxydes : 0 - 5%	oxydes : 0 - 5%

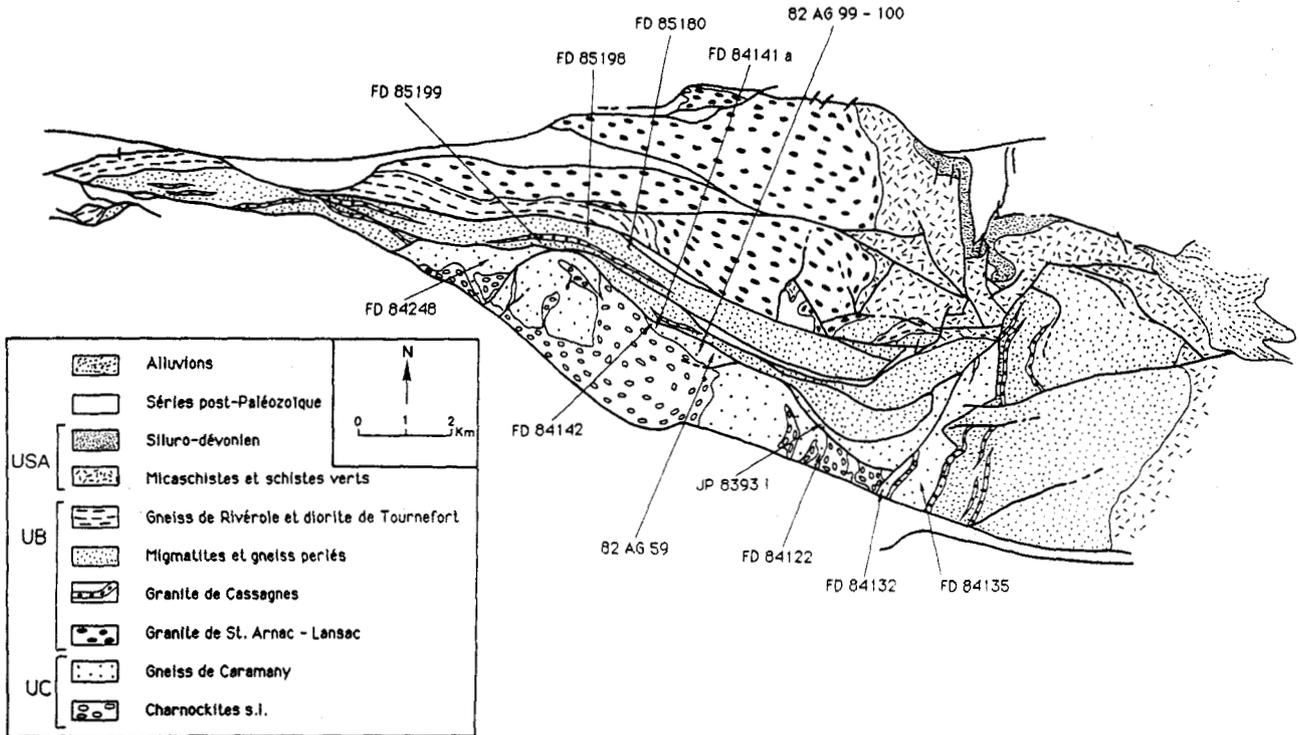


Fig. 77: Localisation des échantillons de gneiss de Caramany, de gneiss du Pont de Trilla et de gneiss anatectiques de l'U.B.

La composition modale donnée pour les gneiss de Caramany correspond aux niveaux sombres riches en ferromagnésiens. Les intercalations leucocrates que l'on observe dans ces faciès et correspondant, selon Fonteilles (1976, 1981 b), à la cristallisation *in situ* d'un liquide anatectique, sont essentiellement constituées de  $Qz - Or - An_{20} \pm Ga \pm Bi$ .

En A'FM (fig. 78), l'homogénéité des grenats est bonne au sein de chaque échantillon: le  $\Delta X_{Mg}$  par échantillon, n'excède pas 0,07, avec une tendance à peine plus magnésienne dans les gneiss de Caramany. ( $X_{MgGa}$  gneiss de Caramany: 0,20 - 0,40;  $X_{MgGa}$  gneiss du Pont de Trilla: 0,15 - 0,33).

Les biotites sont, comme dans les autres faciès, un peu plus étalées que le grenat, avec cependant un  $\Delta X_{Mg}$  n'excédant pas 0,12 par échantillon. Leur homogénéité reste correcte. Une exception apparaît néanmoins dans les échantillons 82AG59, 82AG99-100 où le  $\Delta X_{Mg}$  des biotites atteint 0,18 et traduit l'existence d'une intense rétomorphose développant des biotites secondaires dont les compositions divergent de celles des biotites primaires. En comparant les biotites des gneiss de Caramany à celles des granitogneiss du Pont de Trilla, on observera une tendance magnésienne plus prononcée dans les gneiss de Caramany:  $X_{MgBi}$  (gneiss de Caramany) = 0,58 - 0,75,  $X_{MgBi}$  (gneiss Pont de Trilla) = 0,52 - 0,70.

Les gneiss de Caramany ont la particularité de présenter localement des cristaux de cordiérite au  $X_{Mg}$  moyen de 0,75 (A, fig.78). Par contre, dans les gneiss du Pont de Trilla, on observera fréquemment des intermédiaires Bi - Chl et des Chl s.s. dont le  $X_{Mg}$  moyen: 0,4 se situe à mi-chemin entre celui des grenats et celui des Bi s.s. (B, fig. 78).

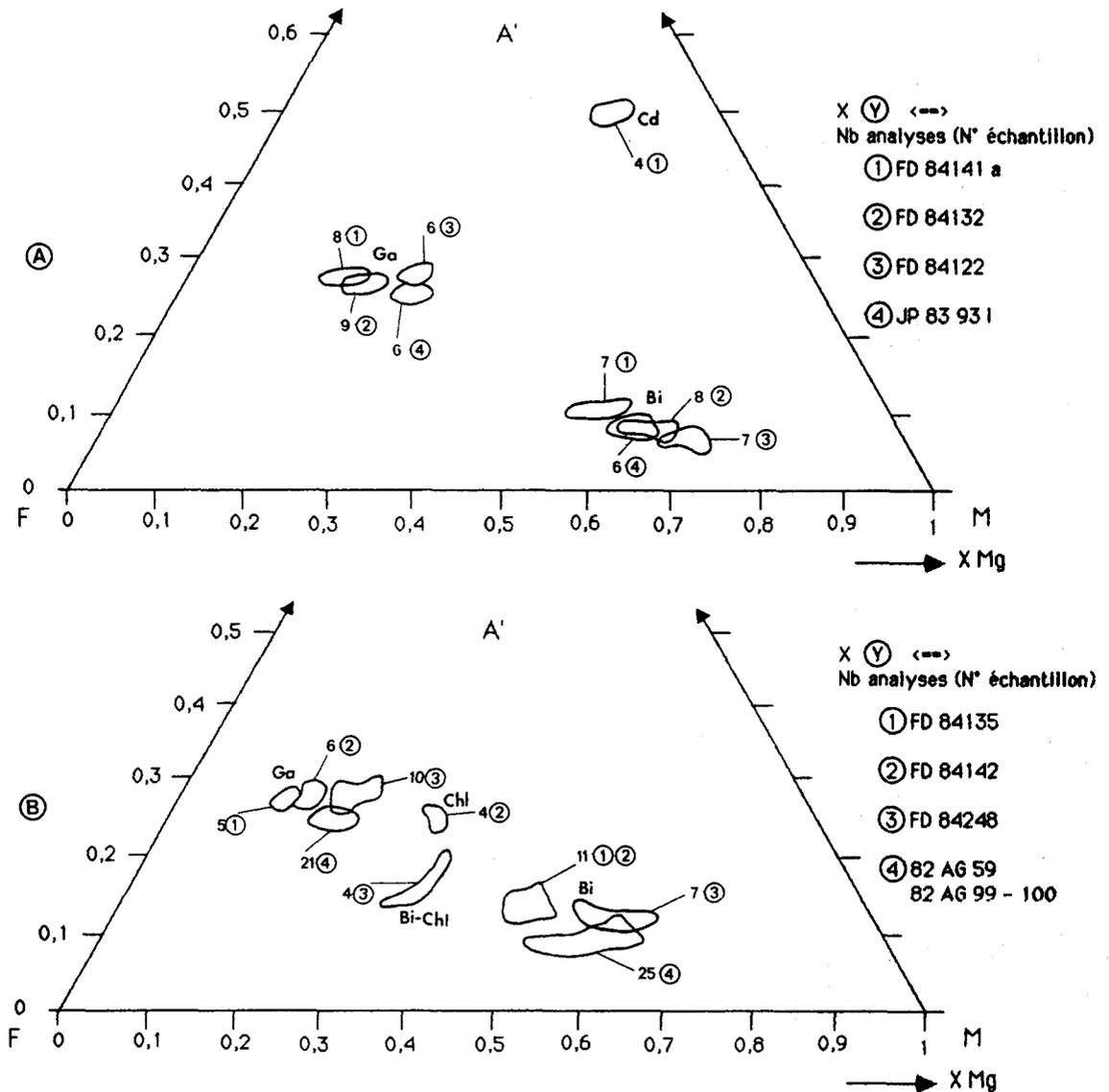


Fig. 78: A: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les gneiss de Caramany.  
 B: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les gneiss du Pont de Trilla.

## 2- Minéralogie des phases exprimées.

### a- Les feldspaths.

Dans les gneiss de Caramany, le feldspath potassique est de type orthose non perthitique et donc néoformé, par opposition à l'orthose à perthites en filons ou veines régulières non anastomosées dans les gneiss du Pont de Trilla, et dénotant une cristallisation du feldspath à partir d'un liquide. Dans les deux faciès, le contact Fk - Pl est très souvent jalonné de perthites albitiques de remplacement dans le feldspath potassique, le plagioclase semblant littéralement pénétrer les cristaux d'orthose (voir fig. 44, section IV-2 de ce chapitre). La composition du feldspath potassique est la suivante: Fk = Or<sub>88-91</sub>; exsolutions micropertthitiques: Org, Ab<sub>90</sub>, An<sub>2</sub>. Les plagioclases ont la même composition dans les deux faciès. Ils sont de type oligoclase - andésine: An<sub>28-32</sub>, ce qui correspond aux plagioclases des charnockites acides. Le caractère antiperthitique n'a pas été décelé.

Dans les gneiss du Pont de Trilla, l'inclusion de plagioclases idiomorphes dans l'orthose constitue un argument du passage par l'état fondu. La présence de myrmekites Ab - Qz est fréquente. En forme de rosaces peu déformées, elles représenteraient la cristallisation eutectique de fin de différenciation d'un liquide granitique, ou encore la cristallisation d'un fluide enrichi en SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O, issu de l'altération hydrique des Fk.

**b- La cordiérite.**

Observée dans quelques niveaux de gneiss de Caramany, sa composition est semblable à celle des cordiérites rencontrées dans les kinzigites de l'U.C. Elle se développe autour du grenat en petits cristaux xénomorphes cocristallisés avec la biotite. La cordiérite apparaît texturalement comme une phase rétro-morphe du grenat. Ses teneurs en fluides calculées par différence (100 - Σ des oxydes) fluctuent assez fortement d'un cristal à l'autre de 1,5 à 3% (tab. XII). La stabilité du X<sub>Mg</sub> (proche de 0,75), associée aux faibles teneurs calculées en Fe<sup>3+</sup>, permettra, par contre, d'estimer avec des résultats peu variables les températures de déstabilisation du grenat par les couples [Ga<sub>perif</sub> - Cd].

Echantillon Minéral Analyse	FD 84141												FD 84132												FD 84122											
	Ge P	Ge C	Cd	Bi	Ge P	Ge C	Cd	Bi	Ge P	Ge C	Bi	Bi	Ge P	Ge C	Fk	Ge P	Ge C	Ge P	Ge C	Ge P	Ge C	Bi	Bi	Bi												
	85-024	85-025	85-026	85-034	85-029	85-030	85-027	85-032	85-N26	85-N27	85-N28	85-N29	85-N34	85-N35	85-N37	85-N54	85-N55	85-N70	85-N71	85-N56	85-N67	85-N68														
SiO2	38,35	37,76	47,76	37,13	36,36	38,60	49,92	35,49	38,40	38,51	37,65	37,02	39,12	38,46	64,05	39,41	40,01	39,81	39,40	37,54	36,32	36,50														
Al2O3	21,54	21,55	32,66	16,41	20,61	20,79	32,65	15,43	22,10	21,79	16,61	15,80	21,86	22,16	18,19	22,64	22,69	22,64	22,35	15,57	15,23	14,70														
TiO2	0,05	0,01	0,07	4,33	0,00	0,00	0,01	5,83	0,00	0,00	5,46	5,09	0,06	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01	6,59	5,52	6,60														
Cr2O3	0,04	0,05	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,00	0,11	0,03	0,02	0,02	0,06	0,06	0,03	0,00	0,18	0,13															
Fe2O3																																				
FeO	34,63	33,81	5,76	14,92	34,87	33,88	5,90	15,78	29,83	30,03	11,98	11,90	29,55	30,02	0,05	27,85	27,41	27,94	26,70	10,55	10,06	9,80														
MnO	0,99	0,95	0,12	0,06	0,91	0,93	0,09	0,12	0,82	0,81	0,10	0,09	1,05	0,83	0,00	0,68	0,99	0,85	0,51	0,00	0,00	0,00														
MgO	5,06	5,98	10,46	13,81	5,09	5,88	9,84	11,87	7,48	7,18	15,25	15,12	7,28	7,37	0,00	8,97	9,28	9,16	9,49	16,60	16,13	15,82														
ZnO	0,00	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,07	0,00	0,27	0,00	0,00	0,16	0,02	0,07	0,36	0,09	0,09	0,18	0,00	0,09	0,00	0,00														
NiO	0,05	0,04	0,05	0,01	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,20	0,00	0,09	0,00	0,07	0,01	0,00	0,12	0,00	0,06	0,00													
CaO	1,01	1,05	0,00	0,00	1,02	0,86	0,00	0,28	1,09	1,04	0,11	0,16	1,10	1,09	0,43	1,23	1,19	1,22	1,34	0,02	0,00	0,00														
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10	0,16	0,00	0,14	0,12	0,03	0,05	0,00	0,15	0,03	1,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,21														
K2O	0,03	0,02	0,00	10,47	0,00	0,00	0,05	10,07	0,00	0,00	10,43	10,63	0,01	0,01	14,78	0,00	0,00	0,01	0,00	10,76	10,19	10,67														
Total	101,75	101,31	96,91	97,37	101,08	101,28	98,51	94,96	100,11	99,50	97,65	96,29	100,22	100,18	99,53	101,03	101,73	101,67	99,93	97,68	93,74	94,54														
Si	5,994	5,907	4,929	5,453	6,035	6,029	5,062	5,394	5,978	6,029	5,429	5,446	6,064	5,983	11,912	6,012	6,033	6,019	6,032	5,369	5,431	5,426														
Al IV	0,006	0,003	1,071	2,547	0,000	0,000	0,938	2,606	0,022	0,000	2,571	2,554	0,000	0,017	3,988	0,000	0,000	0,000	0,000	2,611	2,569	2,574														
Al VI	3,964	3,882	2,903	0,294	3,823	3,828	2,964	0,159	4,035	4,022	0,253	0,186	3,995	4,047	0,000	4,072	4,034	4,035	4,034	0,024	0,116	0,003														
Ti	0,006	0,001	0,005	0,478	0,000	0,000	0,001	0,644	0,000	0,000	0,594	0,563	0,007	0,002	0,000	0,005	0,000	0,002	0,001	0,711	0,621	0,738														
Cr	0,005	0,019	0,000	0,007	0,000	0,011	0,000	0,017	0,000	0,001	0,000	0,013	0,004	0,002	0,000	0,007	0,007	0,004	0,000	0,020	0,015	0,018														
Fe3	0,045	0,133	0,094	0,184	0,177	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000														
Fe2	4,482	4,291	4,403	1,832	4,404	4,248	4,065	2,006	3,844	3,932	1,445	1,464	3,831	3,906	0,008	3,502	3,457	3,533	3,418	1,267	1,258	1,218														
Mg	1,179	1,394	1,609	3,023	1,193	1,369	1,487	2,689	1,736	1,675	3,277	3,315	1,682	1,709	0,000	2,039	2,086	2,064	2,165	3,551	3,595	3,505														
Mn	0,131	0,126	0,010	0,007	0,121	0,123	0,008	0,015	0,108	0,107	0,012	0,011	0,138	0,109	0,000	0,088	0,126	0,083	0,066	0,000	0,000	0,000														
Zn	0,000	0,000	0,002	0,010	0,000	0,000	0,005	0,000	0,031	0,000	0,000	0,017	0,002	0,008	0,049	0,010	0,010	0,020	0,000	0,010	0,000	0,000														
Ni	0,006	0,005	0,004	0,001	0,015	0,010	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,024	0,000	0,011	0,000	0,009	0,001	0,000	0,015	0,000	0,007	0,000														
Ca	0,169	0,176	0,000	0,000	0,172	0,144	0,000	0,046	0,182	0,174	0,017	0,025	0,183	0,182	0,086	0,201	0,192	0,198	0,220	0,003	0,000	0,014														
Na	0,000	0,000	0,000	0,023	0,031	0,048	0,000	0,041	0,036	0,009	0,014	0,000	0,045	0,009	0,595	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,061														
K	0,006	0,004	0,000	1,962	0,000	0,000	0,006	1,953	0,000	0,000	1,919	1,995	0,002	0,002	3,507	0,000	0,000	0,002	0,000	1,971	1,944	2,024														

Tab XII: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss de Caramany.

**c- Les grenats.**

La bonne homogénéité de leur X<sub>Mg</sub> apparaît sur les projections A'FM (fig. 78). La représentation des compositions en pôles normatifs (fig. 79) indique :

- une fraction de grossulaire constante de 3% pour les grenats des gneiss de Caramany, alors que dans les gneiss du Pont de Trilla, la teneur en grossulaire fluctue de 2 à 4% suivant les échantillons;
- les fractions de spessartine restent toujours faibles : moins de 2,5% dans les gneiss de Caramany, environ 2,5 à 3% dans les gneiss du Pont de Trilla sauf pour l'échantillon FD84135 où le grenat atteint 4 à 5% de spessartine. Cette composition particulière ne peut pas se relier à une rétro-morphose car les grenats apparaissent très homogènes et non zonés (B, fig. 79 et tab. XIII). Il s'agirait donc d'un caractère primaire du à une géochimie locale spécifique;

- en associant tous les échantillons analysés, on constate un étalement assez élevé de la solution solide almandin - pyrope puisque la composition des grenats varie de Pyr<sub>20</sub> à Pyr<sub>37</sub> dans les gneiss de Caramany (A, fig. 79), de Pyr<sub>15</sub> à Pyr<sub>30</sub> dans les gneiss du Pont de Trilla (B, fig. 79). Par contre, dans chaque échantillon, l'homogénéité du grenat est bonne, les écarts maximum de composition n'excédant pas 5 à 6% sur la fraction de pyrope. Certains échantillons présentent une légère zonation du grenat. Le léger enrichissement en FeO constaté en périphérie du grenat correspond au maximum à une augmentation de 3 à 4% de la fraction d'almandin. Cette zonation n'affecte pas systématiquement tous les grenats d'un échantillon, elle n'engendre pas d'évolution significative sur les teneurs en CaO et MnO (tab. XII, XIII), ni de différenciation texturale entre le coeur et la périphérie du grenat.

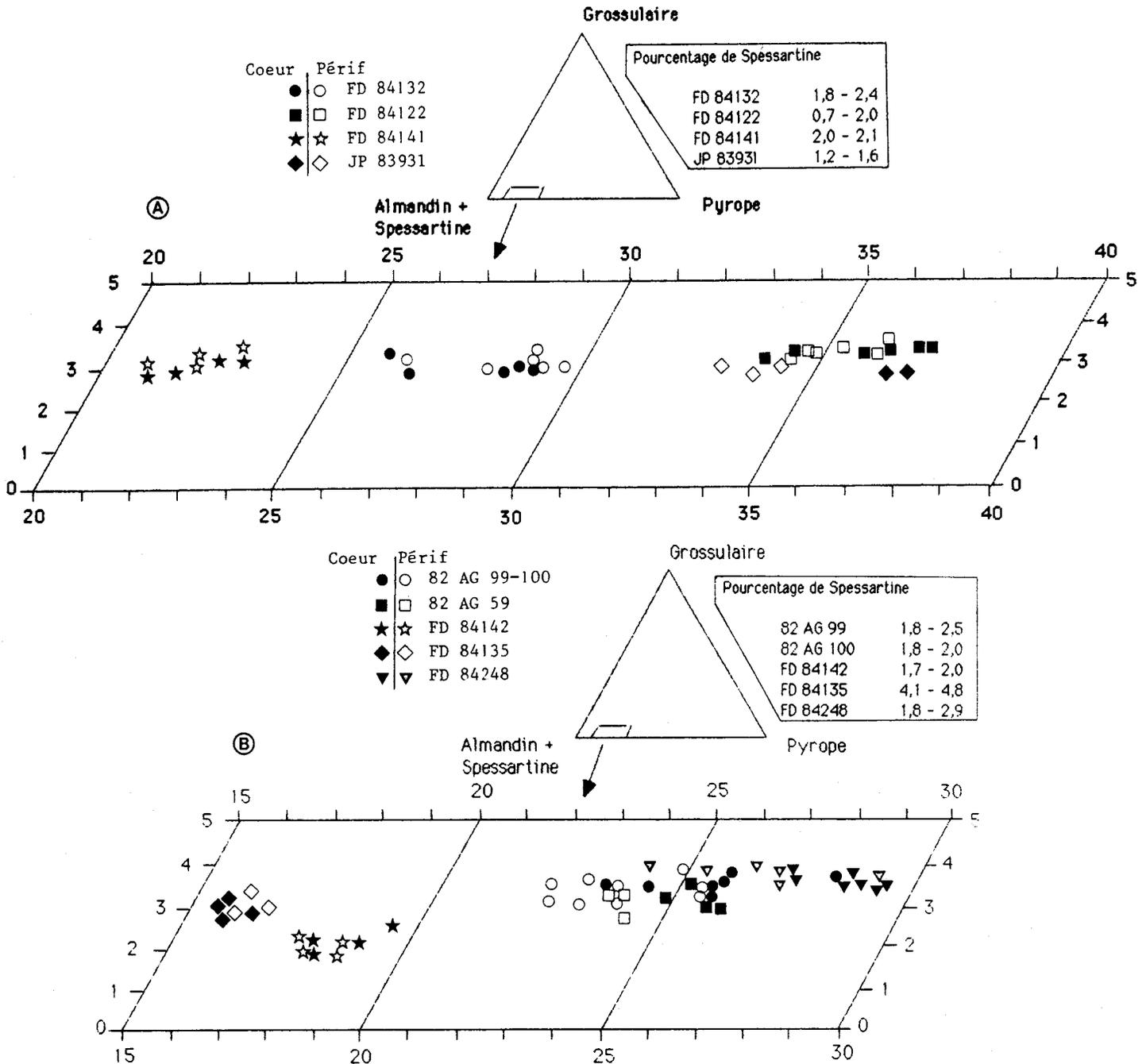


Fig. 79: A: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les gneiss de Caramany. On notera les faibles valeurs de composition en spessartine et grossulaire ainsi qu'une faible zonation sporadique (FD 84122, JP 83931) enrichissant légèrement la composition de périphérie du grenat en almandin.  
 B: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les gneiss du Pont de Trilla. Les commentaires relatifs à la composition de ces grenats sont identiques à ceux exposés à propos des mêmes minéraux dans les gneiss de Caramany.

Echantillon Minéral Analyse	FD 84135										FD 84248										82 AG 99																					
	Ga C		Ga P		Bi		Ga C		Ga P		Bi		Pl		Pl		Ga C		Ga P		Bi		Bi 2		Pl		Ga C		Ga P		Bi		Bi 2		Ga C		Ga P		Bi		Bi 2	
	85-L24	85-L23	85-L27	85-L33	85-L35	85-L30	85-L36	85-L37	85-L57	85-L56	85-L52	85-L59	85-L58	85-L63	85-L64	85-L42	86-C16	86-C14	86-C15	86-C32	86-C23	86-C22	86-C24	86-C28																		
SiO2	37,86	37,64	36,35	37,27	37,69	35,77	56,87	59,42	37,98	38,13	36,64	38,01	37,70	35,74	36,32	58,20	37,67	38,19	36,57	32,66	38,05	37,01	35,50	34,95																		
Al2O3	22,88	22,62	17,69	22,88	22,69	18,09	24,82	24,73	22,94	23,13	18,08	23,41	23,36	18,21	18,58	25,85	20,94	21,25	16,47	18,00	21,26	20,72	16,38	18,57																		
TiO2	0,12	0,00	4,02	0,02	0,00	3,78	0,05	0,00	0,00	0,07	4,76	0,09	0,00	4,11	2,62	0,05	0,02	0,01	4,05	2,02	0,04	0,02	4,29	0,48																		
Cr2O3	0,04	0,01	0,09	0,06	0,04	0,05	0,08	0,00	0,05	0,06	0,01	0,00	0,09	0,00	0,06	0,00	0,06	0,04	0,02	0,12	0,01	0,01	0,09	0,12																		
Fe2O3	34,00	33,10	16,48	33,62	32,69	15,30	0,04	0,00	28,03	29,66	12,99	29,11	29,03	13,08	11,19	0,03	32,63	32,92	13,91	13,04	30,87	32,89	14,67	11,73																		
MnO	1,97	2,10	0,01	1,86	2,02	0,00	0,00	0,00	0,95	0,77	0,09	0,95	1,16	0,12	0,00	0,00	0,89	1,07	0,05	0,00	0,82	0,90	0,00	0,02																		
MgO	3,81	3,91	17,69	3,80	3,97	11,76	0,02	0,00	7,08	6,59	11,31	7,03	6,61	13,67	16,31	0,05	6,90	5,92	14,15	15,37	7,35	6,13	13,70	18,26																		
ZnO	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,06	0,00	0,19	0,00	0,02	0,06	0,37	0,23	0,21	0,00	0,00	0,21	0,05	0,20	0,02	0,30	0,00	0,00	0,01																		
NiO	0,00	0,00	0,01	0,17	0,06	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,12	0,07	0,12	0,06	0,00																		
CaO	1,12	1,15	0,06	1,03	1,04	0,00	6,17	6,08	1,18	1,27	0,09	1,27	1,23	0,02	0,00	7,20	1,41	1,34	0,05	0,03	1,40	1,34	0,00	0,07																		
Na2O	0,00	0,10	0,07	0,02	0,00	0,04	7,75	7,68	0,00	0,00	0,09	0,04	0,06	0,10	0,19	6,99	0,02	0,03	0,06	0,08	0,02	0,01	0,09	0,15																		
K2O	0,00	0,08	9,93	0,00	0,01	10,25	0,37	0,36	0,01	0,02	9,73	0,01	0,01	9,61	9,69	0,12	0,00	0,00	9,95	9,42	0,00	0,00	10,09	9,21																		
Total	101,79	100,75	96,20	100,73	100,20	95,21	98,18	98,47	98,23	99,75	93,84	100,42	99,53	94,88	95,01	98,49	100,77	100,81	95,48	90,75	100,23	99,10	95,03	93,62																		

Tab XIII: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss du Pont de Trilla.

**d- Les biotites**

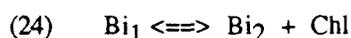
Représentées sur des diagrammes  $Fe^{2+} + Ti / Al_{VI} + Mg$ , les biotites montrent une bonne homogénéité de leur structure dans chacun des faciès étudiés (fig. 80). Hormis les petites variations sur le  $X_{Mg}$ , ce sont essentiellement les teneurs en  $Al_{VI}$  qui différencient les biotites des gneiss de Caramany de celles des gneiss du Pont de Trilla. Dans les gneiss de Caramany,  $Al_{VI}$  ne dépasse pas 0,3 atome/formule (tab. XII), alors que pour les gneiss du Pont de Trilla,  $Al_{VI}$  atteint souvent 0,7 à 0,9 atome/formule (tab. XIII). Ceci se manifeste par une décroissance plus rapide de  $Fe^{2+} + Ti$  avec l'augmentation de  $Mg + Al_{VI}$ , dans les biotites des gneiss du Pont de Trilla. Au niveau des analyses, cette différence est matérialisée par des teneurs en  $Al_2O_3$  de 16,5 à 18,5% dans les gneiss du Pont de Trilla, alors que  $Al_2O_3$ , dans les biotites des gneiss de Caramany, varie de 14,7 à 16,5%. Les teneurs en  $TiO_2$  sont fluctuantes, plus élevées dans les gneiss de Caramany, elles varient de 4,5 à 6,6%, alors que dans les gneiss du Pont de Trilla, la valeur moyenne est de l'ordre de 4%.

Les distinctions faites dans les biotites correspondent à celles effectuées dans les biotites des kinzigites : les biotites des gneiss du Pont de Trilla se rapprochent de celles des kinzigites de l'U.B., les biotites des gneiss de Caramany sont semblables à celles des kinzigites de l'U.C. L'échantillon JP83931 (fig. II-69 A), prélevé au Vivier, se distingue des autres échantillons de gneiss de Caramany par des valeurs plus faibles en  $Mg + Al_{VI}$ . Cette distinction était déjà apparue entre les kinzigites du Vivier et celles de la région de Caramany. Elle pourrait dénoter d'une géochimie locale différente entre les deux secteurs géographiques concernés.

Dans les gneiss du Pont de Trilla, apparaissent fréquemment des intermédiaires Bi - Chl où on constate un enrichissement en  $Al_2O_3$  (20%), en  $H_2O$  (fermeture des analyses à 90 - 92%) et une décroissance des teneurs en  $K_2O$  et  $TiO_2$ . Un processus d'hydratation du grenat se développe comme dans les kinzigites. La réaction :

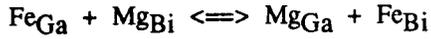


fait évoluer le  $X_{Mg}$  des Bi-Chl vers des valeurs intermédiaires entre celles du  $X_{Mg}$  des biotites primaires et celles du  $X_{Mg}$  des grenats (B, fig. 78). Par contre, lorsque la chloritisation se fait sans participation du grenat, suivant la réaction (24) :



alors:  $X_{Mg} (Chl) < X_{Mg} (Bi_1) < X_{Mg} (Bi_2)$  (tab. XIII).

Rappelons que ces phénomènes se produisent sans qu'il y ait pour autant deux générations chimiquement dissociées de biotites. Néanmoins, la légère augmentation de  $X_{Mg} (Bi_2)$  implique, en considérant l'équilibre



une diminution de température dans les calibrations thermométriques (voir chap. III et annexes).

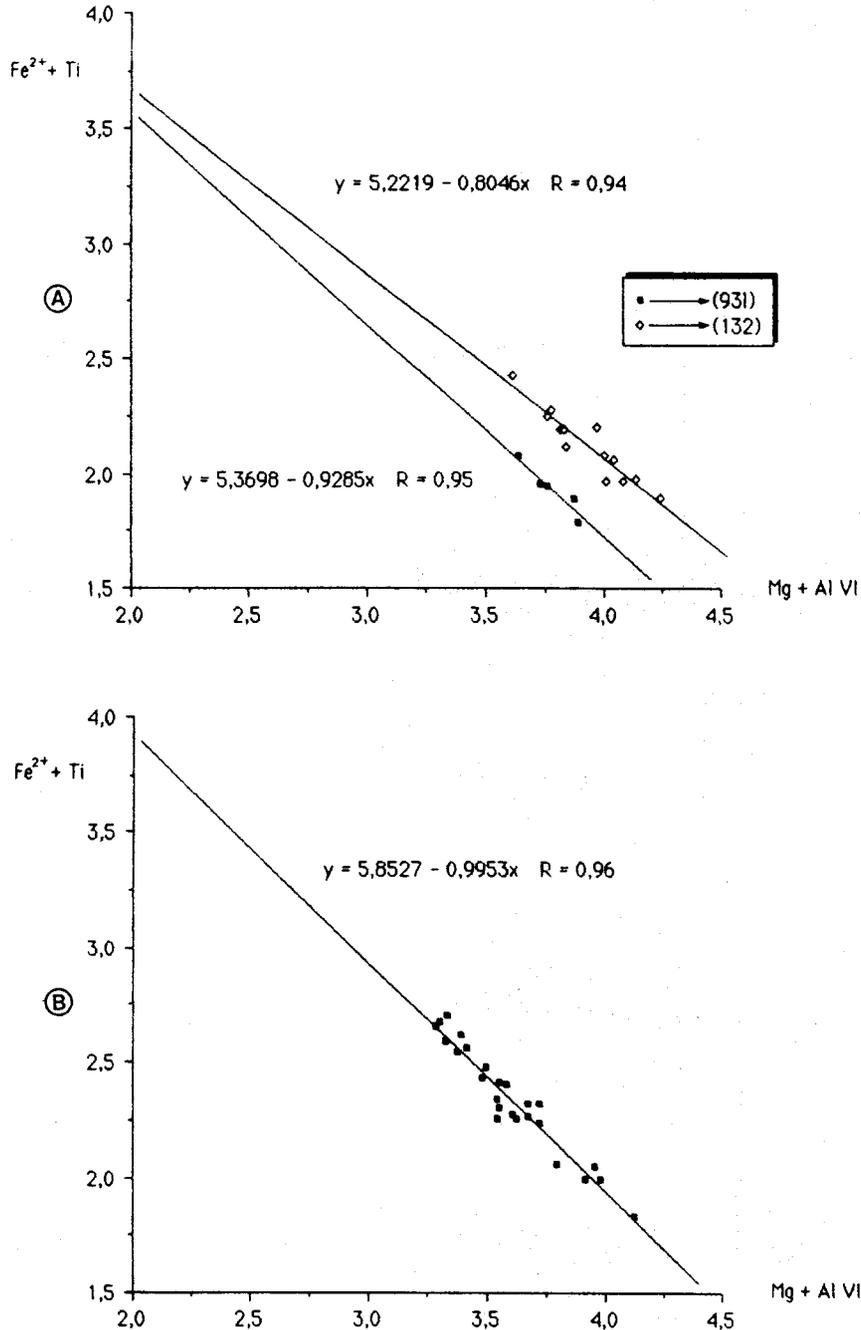


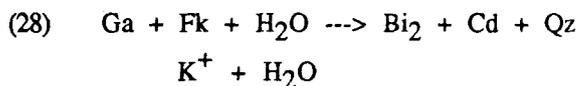
Fig. 80: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des gneiss de Caramany (A) et des gneiss du Pont de Trilla (B).

L'indice 931 est relatif aux échantillons JP 8393 de la région du Vivier, l'indice 132 est, quant à lui, relatif aux échantillons de la région de Caramany. Les droites de corrélation montrent, dans tous les cas, une bonne homogénéité de la structure des biotites, celles des gneiss de Caramany montrant leur tendance plus magnésienne par une pente, en valeur absolue, de la corrélation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  plus faible que dans le cas des biotites dans les gneiss du Pont de Trilla. (Les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations sur une formule structurale à 22 atomes d'oxygène).

### 3- Etude texturale.

L'association Ga - Bi<sub>1</sub> - Fk est stable. Il doit s'agir de la paragenèse primaire des gneiss de Caramany et des gneiss du Pont de Trilla lors du métamorphisme hercynien. La sillimanite (rare) s'inscrit dans la foliation majeure des roches en association stable avec Qz - Fk - Pl. Les biotites primaires cristallisent le plus souvent autour du grenat. La notion de gradient de potentiel alumineux,  $\mu Al$ , déjà évoquée à propos des associations Ga - Cd dans les kinzigites, expliquerait cette concentration de biotites autour du grenat.

Dans quelques niveaux des gneiss de Caramany, l'apparition de cordiérite aux dépens du grenat a été observée :



Ce développement de cordiérite n'est pas systématique, certains grenats étant intacts. Ainsi, les grenats situés à gauche et en bas à droite de la figure 81 présentent des contours diverticulés où naissent des cocrystallisations Cd - Bi<sub>2</sub> - Qz, le feldspath potassique corrodé témoignant de sa participation dans la déstabilisation du grenat. Le caractère secondaire des cordiérites est souligné par une forme souvent amiboïde des cristaux. Les grenats du centre de cette figure 81 présentent, par contre, des contours beaucoup plus nets. Les contacts Ga - Bi<sub>1</sub> sont exempts de traces réactionnelles. Malgré la présence de feldspath potassique dans l'environnement immédiat des grenats, la rétro-morphose n'a pas forcément lieu. Ceci témoigne d'une extension aléatoire de la réaction (28), lié vraisemblablement à l'hétérogénéité de l'état d'hydratation d'un échantillon. Rappelons qu'ici, biotites primaires et secondaires ne sont pas différenciables chimiquement, seul l'aspect textural les distingue.

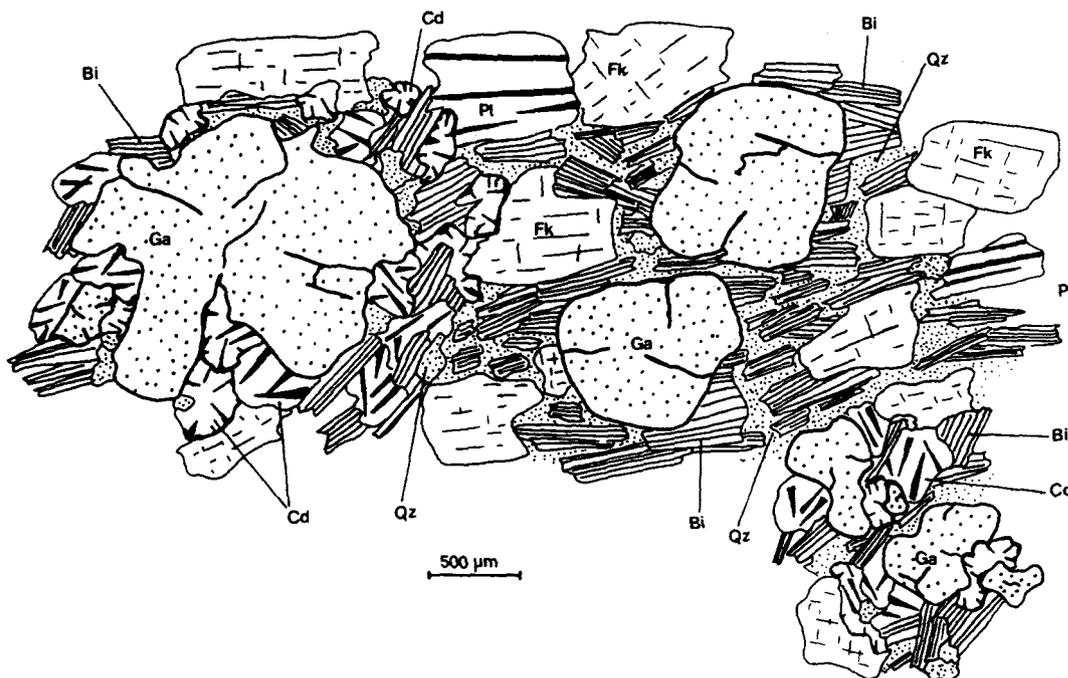
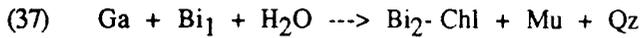


Fig. 81: Relations texturales des phases Ga - Cd - Qz - Fk - Pl dans les gneiss de Caramany.  
A gauche et en bas à droite de la figure, les cocrystallisations Bi - Cd ± Qz aux dépens du grenat sous forme de cristaux phagocités, témoignent du fonctionnement de la réaction:  
 $Ga + Fk + H_2O \Rightarrow Bi + Cd + Qz$   
Par contre au centre, la paragenèse primaire de ces gneiss à Ga - Bi - Fk - Qz.

Dans les gneiss du Pont de Trilla, la cordiérite n'a pas été observée. Pourtant l'association primaire Ga - Bi<sub>1</sub> - Fk subit d'importants phénomènes d'hydratation. Sur le secteur droit de la figure 82, des grenats de petite taille sont en association stable avec Bi - Qz - Fk et soulignent, avec les grandes bandes de Plattenquartz + Fk + Pl, la foliation majeure hercynienne de ces faciès. Sur la partie gauche, les grenats sont totalement corrodés par une cocrystallisation d'intermédiaires Bi-Chl et de muscovite. Cette blastèse s'oriente ici perpendiculairement à la foliation majeure. Quelques reliques de biotites s.s. sont par contre parallèles à la foliation majeure. Une telle texture s'interprète par le fonctionnement de la réaction :



Chl

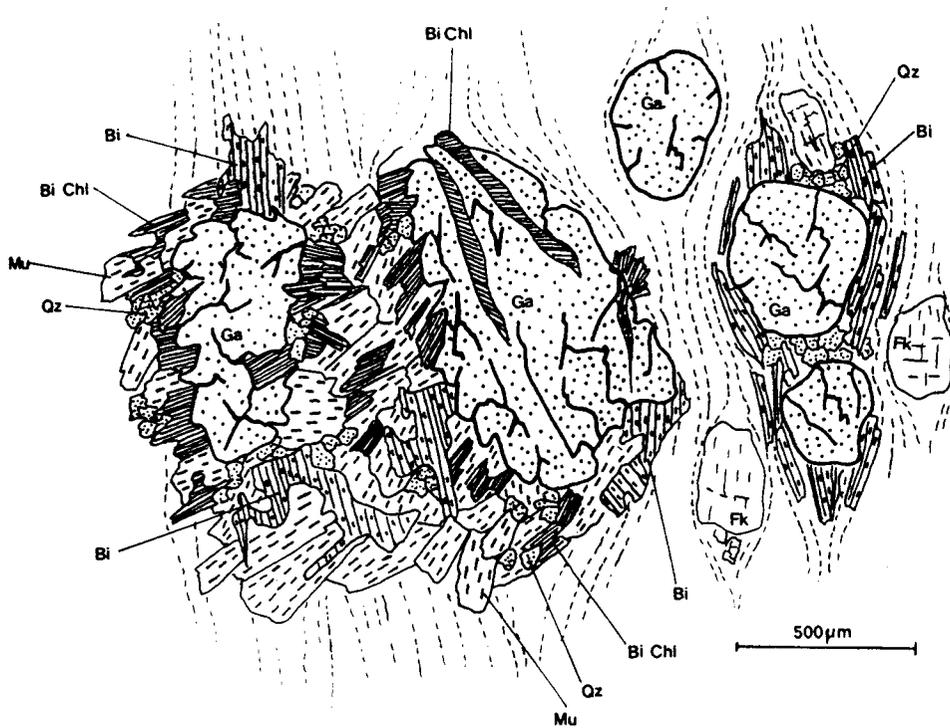


Fig. 82: Relations texturales entre phases dans les gneiss du Pont de Trilla.

A droite de la figure, on remarque l'association primaire Ga - Bi - Fk - Qz toujours déformée, dans ces faciès, par la foliation majeure de la roche.

Sur la gauche, on observe le développement post-foliation majeure d'associations Bi-Chl - Mu ± Qz aux dépens de l'association Ga - Bi. La participation des biotites se traduit par la présence de leurs reliques dans les associations rétrogrades; celle du grenat a pour conséquence une forte indentation des contours du minéral.

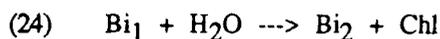
Enfin, on notera le développement dans les fissures des grenats, d'intermédiaires Bi-Chl ou de vraies chlorites

Cette réaction a déjà été suggérée dans les roches pélitiques par Thompson et Norton (1968). Dans le cas présent, nous voyons apparaître clairement la muscovite. Cette dernière croît aussi aux dépens du feldspath potassique (uniquement dans les gneiss du Pont de Trilla). Dans certains échantillons, de superbes cristaux d'andalousite rosée post-foliation majeure apparaissent (rappelons que toute l'U.C. est dans la zone à 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 supérieure à celle de la

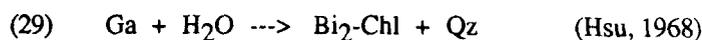
sillimanite (volume molaire de l'andalousite supérieur à celui de la sillimanite). Notons à ce propos que de petits cristaux d'andalousite ont été rencontrés sporadiquement dans quelques kinzigites de l'U.C.

Il semblerait qu'il y ait une relation entre l'intensité de la rétro-morphose des gneiss du Pont de Trilla et leur caractère fortement mylonitique, les faciès du Pont de Trilla jalonnant la zone ultramylonitique (post-foliation hercynienne) qui sépare l'U.B. de l'U.C. L'étape rétro-morphique des gneiss du Pont de Trilla s'accompagne enfin :

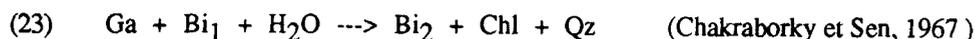
- du développement de chlorites aux dépens des biotites primaires par la réaction :



- du développement d'intermédiaires Bi-Chl et de chlorites s.s. par croissance dans des fissures du grenat, ou par épitaxie en fibres rayonnées sur son pourtour (fig. 82 au centre). Les réactions invoquées sont les suivantes :



Chl



Bi-Chl

## VIII- Etude pétrographique des gneiss anatectiques de l'U.B.

(Pour la localisation des échantillons, se référer à la figure 77)

### 1- Remarques préliminaires.

L'essentiel des formations gneissiques de l'U.B. est constitué de faciès nébulitiques ou artéritiques que Fonteilles (1976, 1981b) a attribué à une série d'origine grauwackeuse où se développe l'anatexie. Les produits de fusion ont quasiment cristallisé sur place, ce qui donne à l'affleurement une alternance de bancs clairs (magma anatectique) et de bancs sombres (trame). Cette ségrégation s'estompe alors que l'on monte dans la série pour aboutir aux gneiss perlés à Qz - Fk néoformés - Bi ± Pl; les feldspaths potassiques sont disjoints et ne forment plus de lits continus. Nous nous sommes intéressés à l'étude des faciès anatectiques et migmatitiques de la base de la série, car ils renferment une proportion suffisante de grenats pour permettre une estimation thermométrique à partir du couple [Ga - Bi].

### 2- Les associations minéralogiques.

Les niveaux leucocrates appelés néosomes par Fonteilles (1981 b) montrent l'association Qz - Fk - Pl ± Bi. La biotite ne dépasse que rarement 10% de la composition modale. Qz - Fk - Pl sont en proportions variables suivant les niveaux avec cependant: %Qz ≥ %Fk ≥ %Pl. Le plagioclase sub-automorphe, de type An<sub>20-25</sub>, est fréquemment inclus dans le feldspath potassique avec de petits grains de quartz. Ce caractère, associé à la désorientation des quelques biotites (en flaques), plaide en faveur d'une origine magmatique (anatectique) de ces niveaux leucocrates.

Les niveaux mélanocrates (paléosomes selon Fonteilles, 1981 b) sont constitués par l'association principale Qz - Fk - Bi ± Ga ± Pl. La tendance idiomorphe du plagioclase An<sub>25</sub> et son inclusion fréquente avec des quartz dans le feldspath potassique seraient encore les critères d'existence d'une fusion partielle dans ce milieu. L'orthose des faciès les plus profonds est progressivement remplacé par du microcline sub-automorphe en montant dans la série. La proportion de feldspath potassique peut varier de 10 à 35% suivant les échantillons, les autres minéraux sont représentés dans les proportions suivantes: Qz: 30-35%, Pl: 10%, Bi: 20-30%, Ga: 10%. A cette minéralogie de base, il faut ajouter la présence de chlorite et de muscovite dont le développement est postérieur à l'assemblage Ga - Bi - Fk - Pl - Qz.

En A'FM (fig. 83), les grenats présentent une homogénéité correcte de leur X<sub>Mg</sub> au sein de chaque échantillon. Avec une valeur moyenne du X<sub>Mg</sub> égale à 0,17, ces grenats sont comparables de ce point de vue à ceux analysés dans les kinzigites de l'U.B. Les biotites, avec un X<sub>Mg</sub> moyen de 0,50, restent proches de celles observées dans les kinzigites de l'U.B. Leur ΔX<sub>Mg</sub> de 0,13 correspond à la valeur calculée dans d'autres faciès où le développement de Bi-Chl et de chlorites s.s. étale les compositions des biotites s.s. Le caractère alumineux des biotites est marqué par des valeurs de A' supérieures à 0,10, comme dans les biotites des faciès kinzigitiques et des faciès à spinelle de l'U.B. Les intermédiaires Bi - Chl et les chlorites s.s. ont ici des X<sub>Mg</sub> comparables aux biotites, alors que dans les faciès étudiés jusqu'à présent, nous notions un enrichissement en FeO des chlorites, leur X<sub>Mg</sub> étant alors situé entre celui des grenats et celui des biotites.

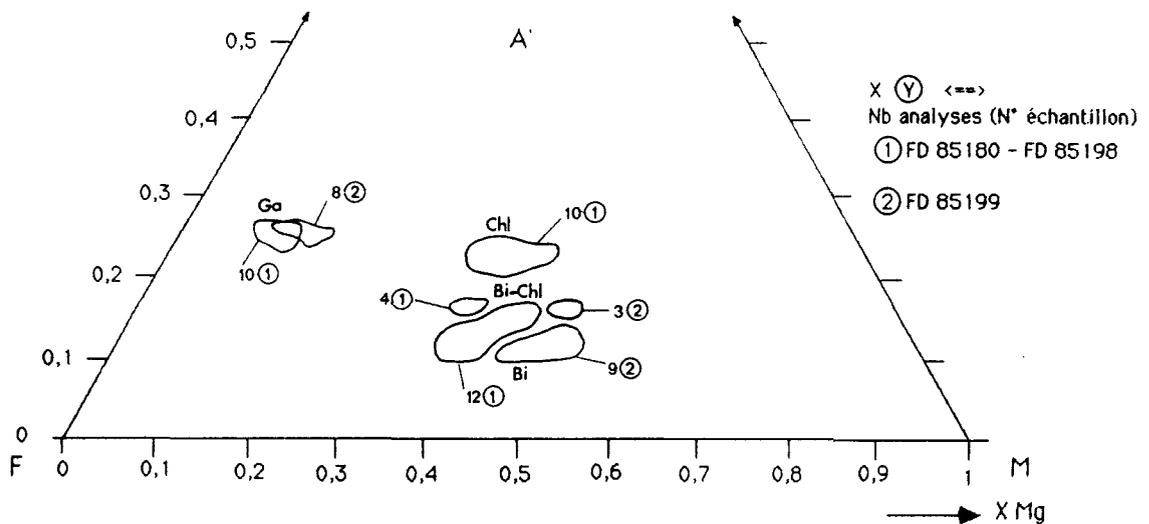


Fig. 83: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

### 3- Minéralogie des phases ferro-magnésiennes.

#### a- Le grenat.

La caractéristique essentielle de ce minéral est sa richesse en MnO ; la fraction de spessartine est de 4,0-4,7% dans l'échantillon FD85198; elle atteint 12,5-16,6% dans l'échantillon FD85180 (fig. 84). Ces teneurs élevées posent problème quant aux calculs de température d'équilibration sur le couple [Ga - Bi]. En effet, toutes

les calibrations du couple Ga - Bi considèrent le grenat comme une solution solide idéale Alm - Pyr (voir annexe). Jusqu'à présent, tous les grenats analysés répondaient aux critères de faibles teneurs en MnO - CaO, la limite d'application des thermomètres se situant à % Spes  $\leq$  1/3 % Pyr (Thompson, 1976, Holdaway et Lee, 1977). Dans le cas de l'échantillon FD85180, la fraction de pyrope est égale à celle de spessartine. Les grenats sont très petits, fortement altérés, leur forte teneur en MnO pourrait être liée aux processus tardifs d'albitisation qui affectent les séries dans le secteur d'échantillonnage (carrières d'albitites au Camp de l'Argent). En toute rigueur, seul l'échantillon FD85198 avec %Pyr = 16% %Sps = 4,5% peut fournir des résultats crédibles.

Sur la figure 84, seul l'échantillon FD85198, dont les teneurs en MnO sont constantes, présente une légère augmentation de la fraction d'almandin en périphérie (variation : 3%). Etant données les fortes fluctuations du MnO des grenats dans les autres échantillons, le type de représentation choisi ne permet pas, à lui seul, de détecter la présence d'une zonation. Apparemment, il y a homogénéité compositionnelle entre le coeur et la périphérie du grenat, dans les échantillons FD85180 et FD85199. En s'intéressant aux analyses et formules structurales (tab. XIV), les grenats de l'échantillon FD85180 ne présentent pas de variations significatives du nombre d'ions  $Mg^{2+}$  dans la formule structurale, du coeur vers la périphérie; par contre, la teneur en  $Mn^{2+}$  augmente légèrement vers la périphérie au détriment du  $Fe^{2+}$ . Dans les grenats de l'échantillon FD85199, les proportions atomiques de  $Mg^{2+}$  sont plus élevées au coeur (variation coeur - périphérie proche de 0,12 atomes pour 24 oxygènes),  $Mn^{2+}$  et corrélativement  $Fe^{2+}$  présentant, eux, des variations aléatoires entre coeur et périphérie. En ne considérant que la paire ( $Fe^{2+} + Mn^{2+}$ ) -  $Mg^{2+}$ , les grenats de l'échantillon FD85199 présentent donc une légère zonation, le  $X_{Mg}$  étant plus élevé au coeur.

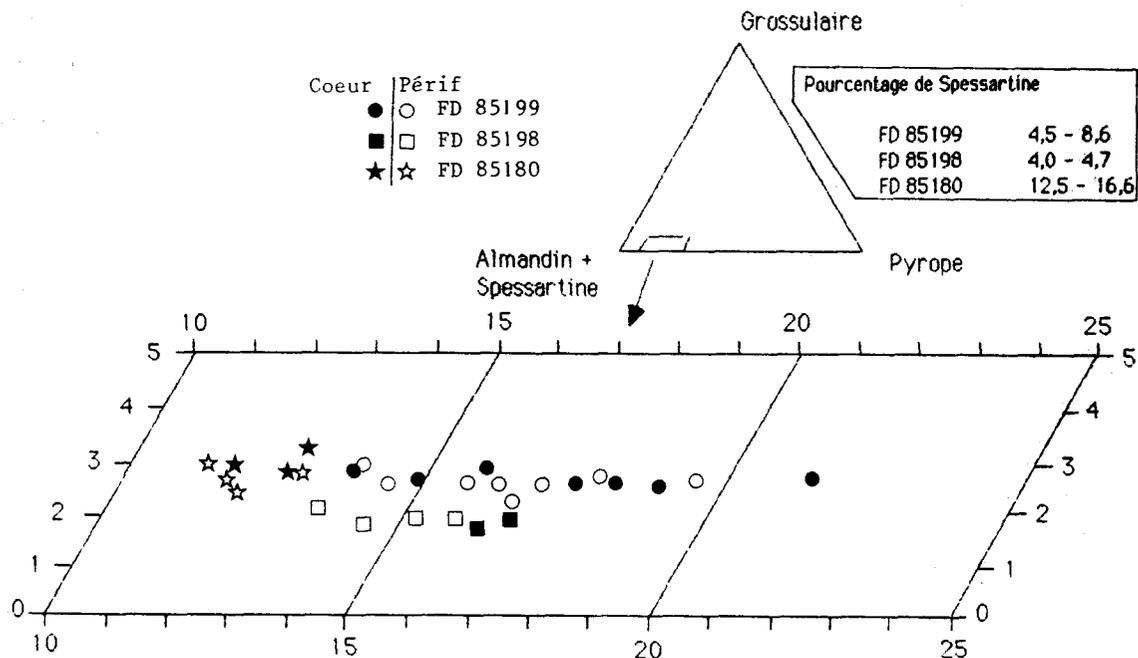


Fig. 84: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Ces grenats pauvres en grossulaire sont, par contre, caractérisés par les très fortes valeurs de la fraction de spessartine, en particulier dans les échantillons FD 85199 et FD 85180. Ces fortes teneurs empêchent, sur ce diagramme à lui seul, d'avoir des indications sur une éventuelle zonation avec augmentation de l'almandin en périphérie, comme cela a été vu dans d'autres faciès.

Echantillon Minéral Analyse	FD 85180											FD 85198											FD 85199																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Pl	Pl	Mu	Chl	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Pl	Chl	Chl	Ge P	Ge C	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Pl	Chl	Chl	Ge P	Ge C	Bi	Ge C	Ge P	Bi	Bi	Pl	Chl	Chl																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
	86-M75	86-M76	86-M79	86-M80	86-M82	86-M83	86-M88	86-M95	86-M42	86-M38	86-M41	86-M37	86-M68	86-M58	86-M60	86-M9	86-M10	86-M06	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16	86-M15	86-M16																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
SiO2	37,76	36,06	35,71	34,06	62,74	62,69	47,37	25,25	37,47	38,18	36,00	35,66	62,85	25,18	26,40	36,95	37,54	35,42	36,23	38,28	35,66	38,31	36,24	21,10	20,86	19,63	18,38	23,27	23,45	35,49	20,38	21,42	21,09	18,48	18,68	23,74	21,19	21,13	21,15	21,09	17,20	21,33	21,43	17,43	20,52	20,50	0,05	0,00	2,34	2,41	0,01	0,00	0,17	0,12	0,02	0,07	3,94	4,04	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	3,50	0,00	0,01	2,68	0,00	0,00	0,08	0,03	0,08	0,05	0,06	0,01	0,00	0,01	0,11	0,00	0,02	31,06	31,26	18,73	18,33	0,09	0,03	1,02	25,90	34,35	34,56	20,25	18,05	0,07	25,44	24,84	33,78	33,53	17,57	32,14	32,53	16,37	18,08	16,29	6,57	7,09	0,07	0,12	0,00	0,05	0,04	0,16	1,95	2,21	0,04	0,00	0,00	0,18	0,22	1,69	1,95	0,02	1,65	1,79	0,00	0,03	0,01	2,82	2,86	19,63	18,38	0,01	0,01	0,55	14,36	4,18	3,89	9,09	8,85	0,00	14,36	14,11	4,09	4,74	11,34	5,33	4,79	12,35	12,33	12,75	0,09	0,62	0,00	0,85	0,17	0,00	0,02	0,00	0,00	0,19	0,00	0,25	0,17	0,17	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,20	0,00	0,01	0,01	0,12	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,36	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,07	0,02	0,00	0,00	0,10	0,07	1,02	0,89	0,00	0,00	4,94	5,11	0,00	0,05	0,66	0,65	0,00	0,00	5,19	0,03	0,09	0,84	0,89	0,05	0,95	0,94	0,03	0,08	0,20	0,02	0,06	0,12	0,09	8,55	8,64	0,47	0,01	0,03	0,00	0,15	0,00	8,16	0,01	0,01	0,02	0,01	0,28	0,01	0,00	0,28	0,20	0,07	0,04	0,01	10,39	10,01	0,11	0,22	11,30	0,03	0,00	0,01	10,40	9,25	0,38	0,10	0,06	0,00	0,00	10,03	0,01	0,02	9,96	9,53	9,61	100,63	101,75	96,43	93,84	99,95	100,23	96,44	86,41	100,14	100,68	98,63	95,01	10,85	86,83	87,10	98,91	99,81	95,56	99,66	99,82	94,86	96,28	95,96																																				
Si	6,036	6,036	5,375	5,319	11,118	11,087	6,235	5,431	5,985	6,060	5,346	5,409	11,072	5,378	5,579	5,978	5,993	5,374	6,053	6,069	5,408	5,287	5,387	0,000	0,000	2,625	2,681	4,861	4,889	1,765	2,569	0,015	0,000	2,654	2,591	4,931	2,622	2,421	0,022	0,007	2,626	0,000	0,000	2,592	2,713	2,613	3,976	3,900	0,859	0,700			3,742	2,600	4,018	3,947	0,581	0,749			2,714	2,844	4,013	3,963	4,450	3,981	4,006	0,525	0,910	0,979	0,006	0,000	0,265	0,283	0,001	0,000	0,017	0,019	0,002	0,008	0,440	0,461	0,000	0,008	0,000	0,004	0,006	0,399	0,000	0,001	0,306	0,000	0,000	0,010	0,004	0,010	0,006	0,000	0,000	0,000	0,020	0,008	0,000	0,012	0,014	0,000	0,014	0,007	0,001	0,000	0,010	0,000	0,003	0,013	0,000	0,002	0,042	0,124					0,000	0,000	0,000	0,000	0,046				0,000	0,000	0,000	0,045	0,043	0,000				4,112	4,022	2,358	2,392	0,013	0,004	0,112	4,659	4,588	4,542	2,515	2,290	0,010	4,545	4,390	4,571	4,432	2,229	4,213	4,313	2,076	2,264	2,025	0,672	0,676	2,097	2,186	0,003	0,003	0,108	4,604	0,995	0,920	2,012	2,000	0,000	4,571	4,444	0,986	1,128	2,584	1,258	1,132	2,791	2,752	2,824	0,890	0,952	0,009	0,016	0,000	0,007	0,004	0,029	0,264	0,297	0,005	0,000	0,000	0,033	0,039	0,259	0,264	0,003	0,221	0,240	0,000	0,004	0,001	0,011	0,073	0,000	0,098	0,022	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,033	0,027	0,027	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,022	0,000	0,001	0,001	0,015	0,000	0,004	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,044	0,000	0,005	0,003	0,000	0,003	0,009	0,003	0,000	0,000	0,012	0,008	0,175	0,151	0,000	0,000	0,938	0,968	0,000	0,012	0,113	0,110	0,000	0,000	0,980	0,007	0,020	0,146	0,152	0,008	0,161	0,160	0,005	0,013	0,032	0,006	0,018	0,035	0,027	2,938	2,963	0,120	0,004	0,009	0,000	0,043	0,000	2,787	0,004	0,004	0,006	0,003	0,082	0,003	0,000	0,082	0,058	0,020	0,008	0,002	1,995	1,993	0,025	0,050	1,898	0,008	0,000	0,002	1,970	1,790	0,085	0,027	0,016	0,000	0,000	1,941	0,002	0,004	1,927	1,821	1,822

Tab. XIV: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

**b- Les biotites.**

Le caractère alumineux de ces minéraux ( $Al_2O_3$  : 17,5-19,5%) est marqué dans la formule structurale par la relative abondance d' $Al_{VI}$  ( $Al_{VI} > 0,525$ ). Les teneurs en  $TiO_2$ , de l'ordre de 2,5% en masse, restent assez faibles, les fractions atomiques en  $Fe^{2+}$  (2,0 - 2,3) et  $Mg^{2+}$  (2 - 2,6) (formule structurale sur 22 oxygènes) sont comparables à celles des biotites des kinzigites de l'U.B. Sur le diagramme  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg + Al_{VI}$ , l'homogénéité structurale des biotites est correcte (fig. 85). En comparant les figures 85 et 61, on constate une décroissance de  $[Fe^{2+} + Ti^{4+}]$  en fonction de  $[Mg + Al_{VI}]$  sur les biotites des gneiss anatectiques, dont le degré est plus faible que pour les biotites des kinzigites de l'U.B. En fait, les biotites des gneiss anatectiques s'apparentent, dans leur corrélation, à celles des kinzigites de l'U.C. Avec des compositions en Fe,  $Al_{VI}$ , Mg similaires entre biotites des gneiss et biotites des kinzigites de l'U.B., seules les faibles teneurs en  $Ti^{4+}$  des biotites des gneiss peuvent expliquer ce phénomène, par diminution de l'ordonnée à l'origine sur le diagramme  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg + Al_{VI}$ .

Tous les échantillons présentent textuellement le développement de biotites secondaires souvent associé à la chloritisation. Dans l'échantillon FD85199, la différence de composition entre biotites primaires et secondaires est significative: les biotites secondaires présentent de fortes teneurs en  $Al_2O_3$  (20,5% en masse pour 17,5% dans les biotites primaires), et l'absence de  $TiO_2$  pour 2,7 - 3,5% dans les biotites primaires. Ces variations ne s'accompagnent pas pour autant d'augmentation des teneurs en fluides, ni de différence très significative sur le  $X_{Mg}$  (tab. XIV).

**c- Les intermédiaires Bi-Chl et chlorites s.s.**

Les intermédiaires Bi-Chl sont peu fréquents dans les gneiss anatectiques. Lorsque l'association Ga - Bi est soumise à hydratation, ce sont essentiellement les chlorites qui apparaissent. Dans tous les cas (fig. 83), un  $X_{Mg}$  équivalent à celui des biotites primaires est conservé, alors que de toute évidence, le grenat participe au

développement de chlorites en particulier dans l'échantillon FD85198 (voir étude texturale), ce qui devrait donner au  $X_{Mg}$  des chlorites une position intermédiaire entre celui des grenats et celui des biotites primaires (cf. section V-3c de ce chapitre). Cette observation repose sur trop peu d'échantillons pour pouvoir en aborder l'interprétation.

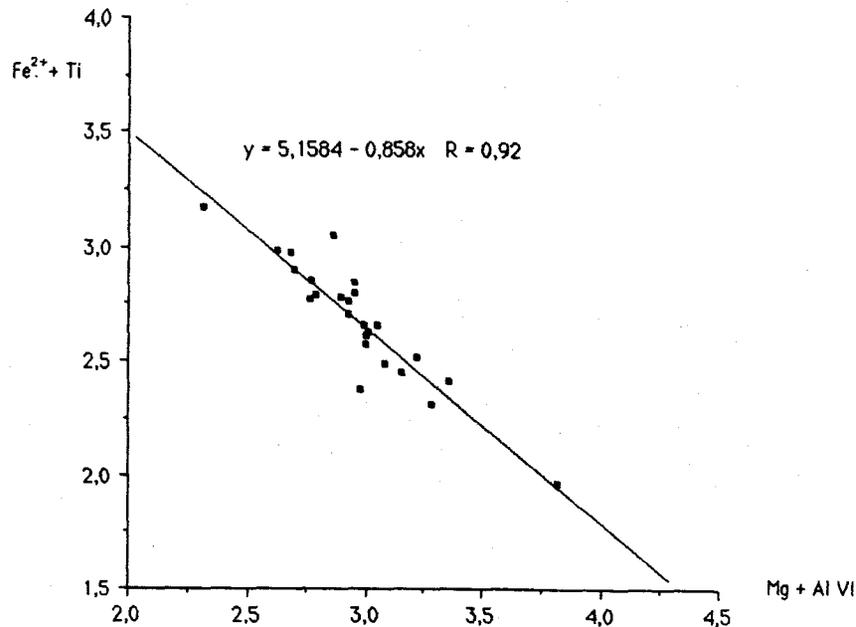
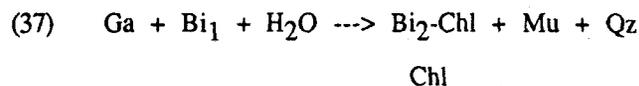


Fig. 85: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.  
La droite de corrélation montre une bonne homogénéité de la structure des biotites, alors que les grenats (fig. 84) ont une composition assez variée, liée aux fortes fluctuations de la fraction de spessartine. (Les valeurs sur les axes correspondent à un nombre de cations sur une formule structurale à 22 atomes d'oxygène).

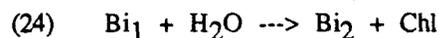
#### 4- Etude texturale

L'association Ga - Bi<sub>1</sub> - Fk - Qz qui souligne la foliation majeure du métamorphisme hercynien, présente les mêmes critères de stabilité que ceux définis à propos des gneiss de Caramany (fig. 81). La réhydratation de l'association primaire est comparable à ce qui est observé dans les gneiss type Pont de Trilla, soit:

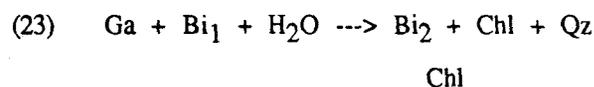
- le développement limité d'associations Bi<sub>2</sub>-Chl et Mu aux dépens du grenat:



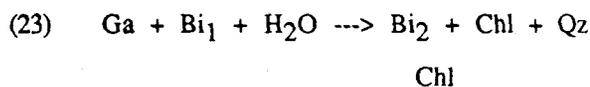
- la chloritisation partielle des biotites primaires par la réaction:

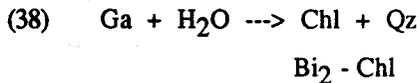


- l'épitéxie de biotites claires et de chlorites sur ou dans les fissures des grenats:



Dans l'échantillon FD85198 en particulier (fig. 86), le grenat est remplacé par des amas de chlorites et d'intermédiaires Bi-Chl, les réactions pouvant être invoquées sont :





On constate le développement complet de l'hydratation puisque la pseudomorphose du grenat est totale, les agrégats Bi<sub>2</sub>-Chl et Chl s.s. étant mimétiques du grenat. Les biotites primaires participent aux réactions précédentes et subissent elles-mêmes un phénomène de chloritisation (fig. 86 en bas) par la réaction :

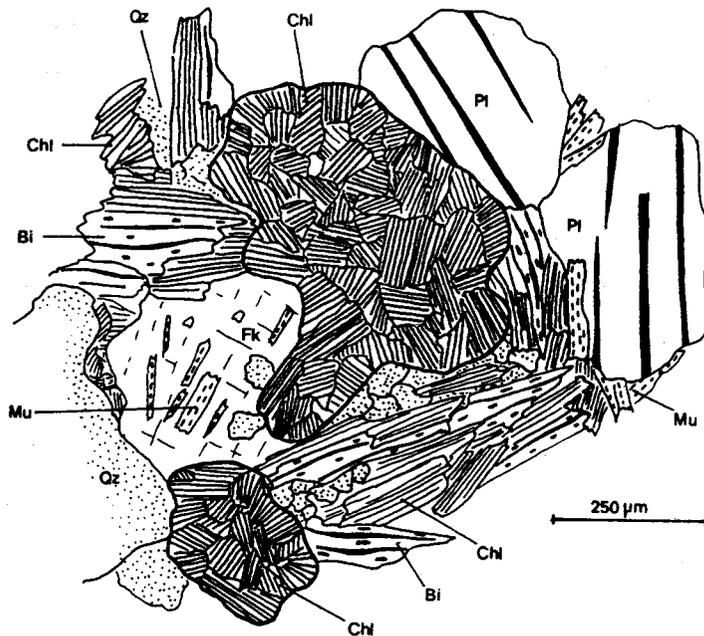
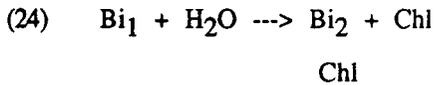
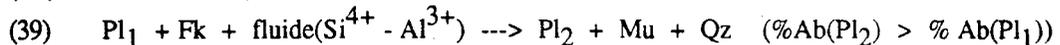
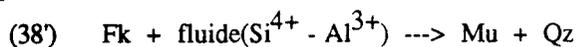


Fig. 86: Rétromorphose de l'assemblage primaire Ga - Bi - Fk - Pl - Qz dans les gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. On observe une pseudomorphose du grenat, il ne reste parfois que des amas de produits chloriteux et des quartz mimétiques de l'ancien grenat. Cette déstabilisation du grenat, s'accompagne d'une intense chloritisation des biotites primaires. Il y a développement de l'association Mu - Qz par croissance épitaxiale sur les feldspaths sans l'intervention d'un aluminosilicate exprimé.

Le feldspath potassique et le plagioclase sont affectés par l'hydratation et développent l'association **Mu + Qz**.

Comme l'a démontré Fonteilles (1981 b), toutes les séries anatectiques du massif de l'Agly sont percolées par un fluide riche en SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (respectivement 77 et 12% dans l'U.B.), qui, associé à la fusion partielle du matériel grauwackeux d'origine et de fins interlits argileux, fournit le néosome des faciès anatectiques. Si les conditions PH<sub>2</sub>O, P<sub>t</sub>, T le permettent, le fluide est à même de restituer l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et le SiO<sub>2</sub> nécessaires au développement de muscovite.



L'hydratation des feldspaths est bien développée au sommet de la série des gneiss anatectiques très riches en pegmatites, ainsi qu'à proximité immédiate des filons de granite de Cassagnes. La réaction (38)  $\text{Fk} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Mu} + \text{Qz}$  a été calibrée par de nombreux auteurs (Day, 1973, Chatterjee et Johannes,

1974). La courbe réactionnelle est quasi-parallèle à la réaction (25)  $Ga + Cd + Fk + H_2O \rightleftharpoons Bi + Sil + Qz$  (Holdaway et Lee, 1977 : fig. 62, 67), mais décalée d'environ 100°C vers les plus basses températures.

Nous obtenons donc :

à  $PH_2O = Pt$ : Pt = 1kb: T = 570°C, Pt = 5kb: T°C = 685°C

à  $PH_2O = 0,4 Pt$ : Pt = 1kb: T = 480°C, Pt = 5kb: T°C = 590°C

(données d'après Holdaway et Lee, 1977).

Les phénomènes d'hydratation sont évidents dans les gneiss anatectiques. Lorsqu'on estimera (chap. III), avec les précautions nécessaires liées aux teneurs en MnO du grenat, les températures de stabilité de l'assemblage primaire Ga - Bi<sub>1</sub>, on pourra relier l'apparition de Mu à une hydratation adiabatique ou à la conjugaison de l'hydratation et d'une chute thermique. L'absence quasi-totale de silicate d'alumine exprimé interdit l'application dans ces faciès du baromètre Ga - Pl - silicate d'alumine - Qz.

## IX- Conclusion à l'étude pétrographique.

Les faciès qui viennent d'être étudiés ont été choisis pour leur capacité à fournir des indications thermobarométriques sur les conditions du métamorphisme les affectant.

Les thermomètres seront :

- le couple [Opx - Cpx] dans les roches basiques ;
- les couples [Ga - Bi] et [Ga - Cd] dans les kinzigites et les faciès à spinelle ;
- le couple [Cd - Sp] dans les faciès à spinelle ;
- le couple [Ga - Bi] dans les séries gneissiques de Caramany, les granito-gneiss du Pont de Trilla, les gneiss anatectiques de Belesta, les charnockites à grenats et leurs migmatites.

Les baromètres seront :

- le couple [Ga - Cd] dans les kinzigites et les faciès à spinelle. Ce baromètre sera peu utilisé à cause de la dispersion des résultats obtenus en fonction des calibrations choisies ;
- l'association [Ga - Pl - silicate d'alumine - Qz] dans les kinzigites, les faciès à spinelle, les granito-gneiss du Pont de Trilla. Nous ajouterons les calculs de Vielzeuf (1984) sur les gneiss de Caramany ;
- l'association [Opx - Ga - Pl - Qz] dans les charnockites à grenats.

Lorsqu'il s'agit d'utiliser les thermobaromètres, deux questions reviennent sans cesse :

- est - on sûr de travailler sur des phases minérales à l'équilibre?
- si oui, quel est l'équilibre atteint : pic thermique, phase rétrograde, situation intermédiaire, ou encore réajustement lié à la superposition de deux orogénèses (hercynienne et pyrénéenne)?

L'étude pétrographique fournit des éléments de réponse à ces questions. Dans les roches à Opx - Cpx, l'excellente homogénéité de chaque phase, l'absence de trace d'exsolutions, de zonations dans les pyroxènes et l'aspect parfaitement cocristallisé des phases Opx - Cpx plaident largement en faveur d'un système à l'équilibre. Pour la thermométrie, il importe de choisir des couples non affectés par la rétro-morphose, présentant la

juxtaposition Opx - Cpx. Ce choix restreint les écarts liés aux hétérogénéités compositionnelles dans l'échantillon. En procédant ainsi, nous mesurons véritablement les températures d'une série de micro-équilibres locaux (équilibres quasi-statiques) constituant la roche entière. La multiplication du nombre de couples [Opx - Cpx] étudiés est nécessaire afin d'obtenir statistiquement la température moyenne sous laquelle l'ensemble de l'échantillon est équilibré. Etant donné l'état de déformation dans lequel se trouvent les roches à Opx - Cpx, il est vraisemblable que nous ne mesurerons pas la température de cristallisation primaire du couple [Opx - Cpx], mais plutôt la température que ces roches ont lorsqu'elles se mettent en place à l'état plus ou moins solide au niveau de leur encaissant actuel.

Les associations Ga - Cd, Ga - Bi, Cd - Sp sont généralement considérées comme de mauvais indicateurs thermométriques. Très souvent, les résultats sont dispersés au sein d'un même échantillon à cause de l'absence d'équilibre réel entre les phases (Andrieux, 1982, Le Breton, 1983, Vielzeuf, 1984). Dans le massif de l'Agly, l'étude pétrographique a montré que le métamorphisme hercynien répondait au développement d'une étape prograde puis d'une rétro-morphose hydrique disparate. Systématiquement, l'homogénéité des phases est bonne dans chaque échantillon. La zonation des grenats lorsqu'elle existe est toujours de très faible amplitude. Ainsi :

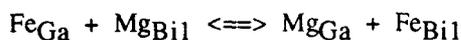
- soit les réactions post-cristallisation affectant le grenat primaire sont limitées ;
- soit elles se développent dans des conditions P et T proches de celles stabilisant le grenat primaire.

L'hypothèse d'une ré-homogénéisation (post-cristallisation) complète du grenat doit être éliminée, étant donné l'aspect textural parfaitement aléatoire des épisodes rétro-morphiques et le caractère particulièrement sain de nombreux grenats sur une grande partie de leur volume.

Dans les phases Bi - Cd, lorsque nous avons pu mettre en évidence deux générations de minéraux, ces dernières n'ont été reconnues que texturalement, la composition chimique ne présentant pas de véritable dissociation, mais plutôt des phénomènes de glissement progressif. Deux interprétations peuvent être données :

- soit les phases de deux générations successives sont nées dans des conditions physico-chimiques sensiblement identiques ;
- soit postérieurement aux cristallisations, il y a eu homogénéisation des compositions des deux générations. Cette deuxième hypothèse impose, pour le moins, un processus diffusionnel important entre deux minéraux d'une même espèce mais de générations différentes.

En admettant que la diffusion se produise dans les conditions  $P_2 - T_2$  de cristallisation de la deuxième génération de minéraux, il doit obligatoirement y avoir, au contact des minéraux de l'association primaire, un phénomène de réaction du type:



Si  $T_2$  est plus faible que la température primaire  $T_1$ , grâce à l'importance de la diffusion, le grenat apparaît zoné avec un enrichissement important en FeO à sa périphérie. Corrélativement, les cordiérites et/ou les biotites s'enrichissent en MgO et si elles n'apparaissent pas zonées, nous devrions avoir des minéraux plus magnésiens à proximité du grenat, plus ferrifères loin du grenat. Associée à la zonation sur FeO dans le grenat, nous devrions observer une augmentation du CaO et MnO en périphérie de ce minéral puisque ces oxydes n'entrent pas dans la cristallisation des cordiérites et des biotites.

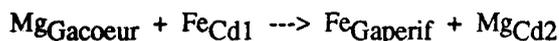
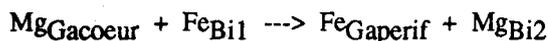
Hormis le faible enrichissement en FeO à la périphérie du grenat, aucun de ces critères n'est observé. De surcroît, la faible zonation n'apparaît pas systématiquement dans tous les grenats d'un même échantillon. Il semble donc que l'on puisse fortement remettre en cause cette deuxième hypothèse.

Nous verrons qu'en prenant par exemple un grenat, et en effectuant des calculs de températures à partir de ce grenat et de toutes les cordiérites et/ou biotites analysées dans l'échantillon, la variation des températures obtenues est supérieure à celle observée en effectuant les calculs thermiques sur des couples [Ga - Bi], [Ga - Cd] texturalement liés. Par contre les moyennes obtenues par les deux méthodes sont identiques. Ainsi chaque association Ga - Cd, Ga - Bi constituerait un véritable microsysteme chimique assujéti à ses propres conditions d'équilibration. La roche est alors constituée d'une succession de microsystemes fermés à l'équilibre, qui présentent, entre eux, une équilibration transitionnelle (c'est le cas des équilibres quasi-statiques de Korzjinski, 1959).

Nous devons donc multiplier les calculs de température sur un échantillon, afin d'obtenir un résultat moyen qui soit significatif des conditions générales d'équilibration de la roche. En particulier, si un grenat est légèrement zoné, nous pouvons apprécier sur un couple [Ga - (Cd/Bi)] la température obtenue avec le coeur du grenat et celle obtenue avec la périphérie. Ceci permet alors d'estimer les écarts thermiques liés à la zonation et de tester leur signification par rapport aux incertitudes de calibration.

Dans le cas où ces écarts sont significatifs, l'augmentation de FeO en périphérie du grenat traduit un refroidissement des paragenèses primaires (Tracy *et al.*, 1976). La température estimée avec la périphérie du grenat marque alors l'étape rétro-morphique et le fonctionnement de réactions du type :

$Ga_{\text{coeur}} + Fk + H_2O \rightarrow Ga_{\text{perif}} + Bi_2 + Cd_2 + Qz$  : réaction incongruente modifiant la composition modale, ou



La température estimée avec le coeur du grenat est alors soumise à caution puisque les compositions en FeO - MgO des phases ne sont plus significatives des conditions primaires de leur cristallisation. En effet la zonation qui accentue le caractère magnésien en coeur du grenat conduira à une sur-estimation de la température de cristallisation primaire. En fait, il faudra comparer la température "en coeur" avec celle que l'on peut obtenir sur un grenat non zoné dans l'échantillon, et voir si les écarts sont importants ou non.

Dans le cas des baromètres, les problèmes posés par la définition de phases à l'équilibre sont similaires à ceux évoqués pour les thermomètres. Les calibrations [Opx - Ga - Pl - Qz] et [Ga - Pl - silicate d'alumine - Qz] ont l'avantage lorsqu'on les applique aux faciès du massif de l'Agly, d'intéresser des phases caractérisées par une grande homogénéité compositionnelle. Les faibles zonations enregistrées sur les grenats ne sont quasiment jamais significatives face aux incertitudes de calibrations. Nous verrons que les écarts liés aux calibrations sont essentiellement d'ordre théorique et reposent en particulier sur la définition des activités dans le grenat, ce dernier étant considéré comme une solution solide symétrique (voir annexes).

Le baromètre [Ga - Cd] est, quant à lui, beaucoup plus problématique. En particulier, l'intervention des teneurs en H<sub>2</sub>O dans la cordiérite est prépondérante sur certaines calibrations (Martignoles et Sisi, 1981, Lonker, 1981). A partir d'une microanalyse, la teneur en fluides ne peut s'estimer que par différence. Cette teneur en fluides ne préjuge pas pour autant des teneurs en H<sub>2</sub>O de la cordiérite. Même en utilisant le modèle semi-empirique d' Aranovitch et Podlesskii (1983), où le fluide des cordiérites n'est constitué que de H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>, la détermination des teneurs en H<sub>2</sub>O n'est pas simple (Paquet et Delay, 1989). A cette difficulté viennent s'ajouter les fluctuations assez importantes des teneurs en fluides obtenues par différence dans les cordiérites analysées au sein d'un même échantillon. Ainsi, en utilisant le baromètre [Ga - Cd], il faudra systématiquement vérifier la cohérence des résultats avec le contexte géologique (tendance basse-pression du métamorphisme) et les indications fournies par les autres baromètres.

**CHAPITRE III**  
**ETUDE THERMOBAROMETRIQUE**  
**DES FACIES SITUES SOUS LA LIMITE DE**  
**L'ANATEXIE**

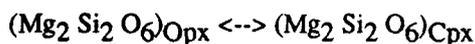


## **I- Introduction**

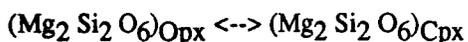
Dans ce chapitre, nous avons voulu éviter de donner au lecteur les résultats thermobarométriques sous la forme de moyennes chiffrées, où il est difficile d'estimer la répartition des températures et pressions proposées autour de ces moyennes, puisque l'on n'a pas l'ensemble des mesures faites sur un échantillon. Les résultats thermobarométriques seront donc indexés à l'échantillon les ayant fournis, et représentés dans des diagrammes rectangulaires relatifs à chaque type de calibration utilisée. Ce report, certes un peu lourd, permet de ne pas effacer les éventuelles dispersions liées aux évolutions réactionnelles ou diffusionnelles des phases impliquées dans les évaluations thermobarométriques. Ainsi, lorsque le thermomètre ou le baromètre implique des grenats, l'analyse en coeur (c) du grenat a été distinguée de celle de la périphérie (p). Cette distinction permet de visualiser immédiatement la dispersion résultant d'éventuelles zonations du grenat. Bien évidemment, la distinction n'est significative que si l'on effectue un calcul comparatif coeur - périphérie, en conservant les mêmes analyses pour les autres phases que le grenat impliquées. Pour les thermomètres [Ga - Cd], [Ga - Bi], [Opx - Cpx], où la constante d'équilibre s'exprime simplement en fonction de la composition en FeO - MgO des phases, nous avons complété la figuration, par une détermination graphique de la constante moyenne d'équilibre. De telles représentations auront l'avantage de tester l'homogénéité des conditions d'équilibre des minéraux, indépendamment des calibrations envisagées. Signalons enfin que la mise en équation des thermobaromètres utilisés dans le massif de l'Agly est entièrement consignée en annexe à la fin de ce volume.

## **II- Thermométrie des roches basiques par le couple Opx - Cpx.**

Parmi les nombreux travaux proposés dans la littérature sur l'utilisation des pyroxènes en géothermométrie, deux types principaux de calibrations s'opposent. Tout d'abord on distingue les calibrations basées sur l'étude expérimentale de la réaction de transfert :



Initialement étudié à 30 kbars par Davis et Boyd (1966), ce solvus a été considéré comme indépendant de la pression. Ce postulat, controversé en particulier par Kushiro (1969), Yang et Foster (1972), rendait cependant possible l'utilisation du couple [Opx - Cpx] en thermométrie. En s'appuyant sur des modèles de solutions solides idéales dans les pyroxènes, des auteurs comme Wood et Banno (1973), Nehru et Wyllie (1974), Wells (1977), ont introduit à l'équation du solvus en phases pures, un terme prenant en compte la présence d'énergies libres de mélanges liées à la présence de FeO dans les pyroxènes naturels. D'autres (Mercier et Carter, 1975) ont de surcroît, introduit une prise en compte de "l'écrasement" du solvus en phases pures avec une diminution de pression. Les résultats sont globalement homogènes entre les diverses calibrations et restent cohérents avec ce que proposent les études sur d'autres associations minérales. Malgré cela, les calibrations précédemment citées et dont nous ne retiendrons que celle de Wells (1977), présentent la faiblesse théorique de ne pas s'attacher à l'influence de la fraction de CaO qui existe dans tout clinopyroxène. Lindsley *et al.* (1981) ont, quant à eux, utilisé un modèle de solutions solides symétriques appliqué aux deux réactions de transfert:



Bien que performante, cette calibration n'apporte rien de différent sur le calcul des températures dans les équilibres des roches à Opx - Cpx du massif de l'Agly. En effet, dans ces roches, les clinopyroxènes sont toujours très calciques ce qui diminue fortement l'influence du coefficient d'interaction Ca-Mg sur le site  $M_2$  du pyroxène et par conséquent, ne rend pas fondamentalement différent le calcul avec prise en compte de CaO de celui qui l'ignore. De plus, dans le domaine de composition qui nous intéresse, la forme du joint enstatite-diopside est toujours très redressée sur l'axe des températures, ce qui diminue fortement le degré de précision du thermomètre.

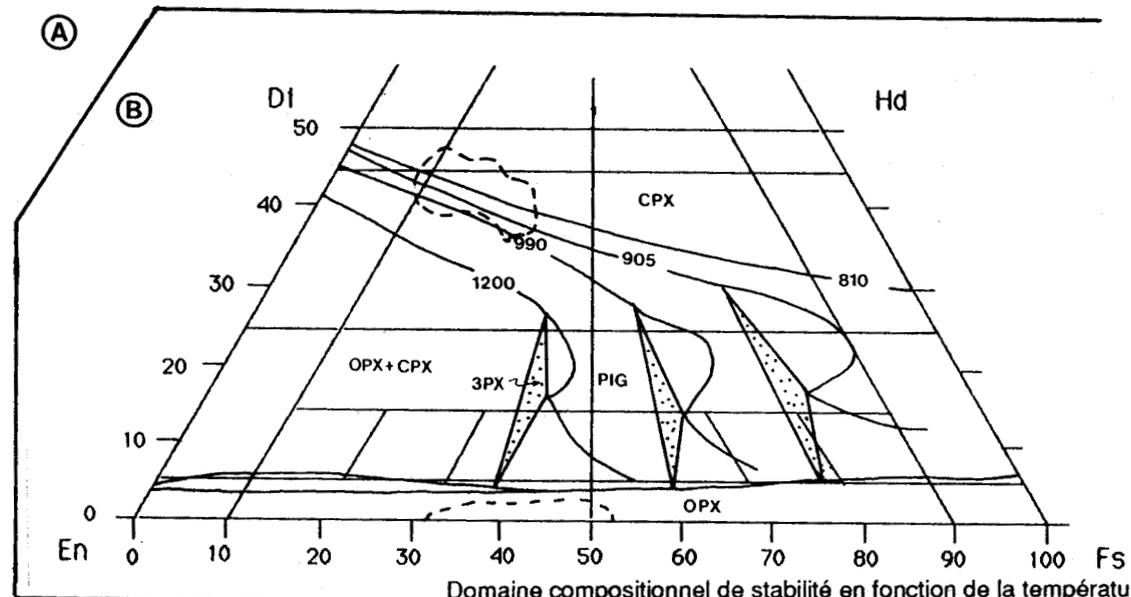
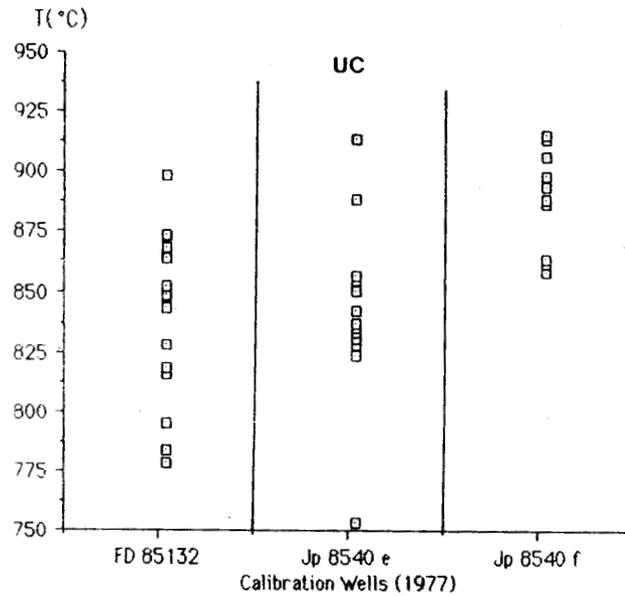
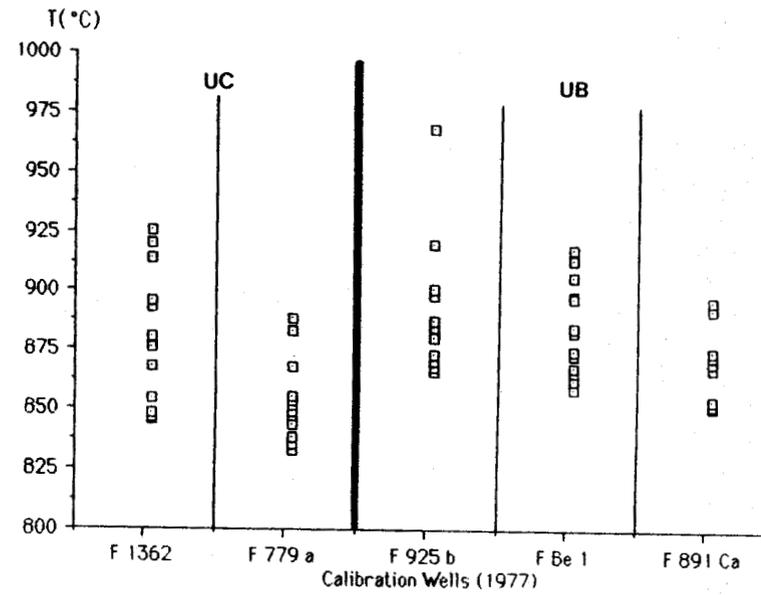
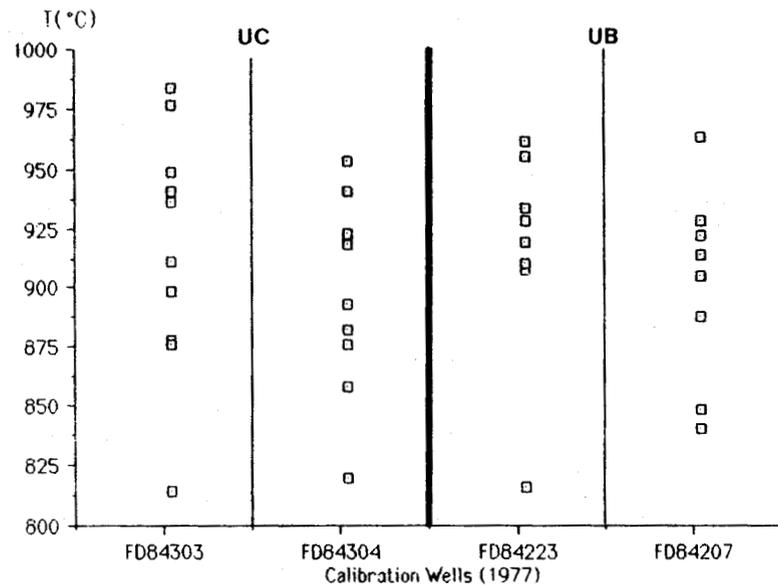
Selon l'origine des roches à Opx - Cpx du massif de l'Agly, apparaissent de légères différences du  $X_{Mg}$  des pyroxènes (fig. 35), qui diminue lorsque l'on passe des roches basiques de l'U.C. à celles de l'U.B. L'homogénéité des phases est excellente au sein d'un échantillon, et les pyroxènes sont exempts de traces d'exsolution. Les résultats thermométriques de la figure 87 A montrent (calibrations de Wells, 1977) :

- qu'il n'existe pas de différence significative sur les températures d'équilibre [Opx - Cpx] entre les roches de l'U.C. et celles de l'U.B. Les estimations oscillent toutes autour de 850 - 900°C;

- qu'au sein de l'U.C., on ne constate pas de différence entre les roches basiques à Opx - Cpx incluses dans la charnockite acide (ex: ech JP8540e-f) et celles intercalées dans les gneiss de Caramany (ex: FD85132) (résultat prévisible puisque les populations minéralogiques de ces deux familles de roches sont indistinctes) ;

- compte tenu du remodelage métamorphique supporté par les roches, l'homogénéité des estimations thermiques au sein d'un échantillon est correcte, puisque le  $\Delta T$  n'excède jamais plus de 120°C;

La valeur moyenne obtenue, tous échantillons confondus, se situe à  $875^\circ C \pm 50^\circ C$ . Etant donné l'aspect très redressé sur l'axe des températures du joint enstatite-diopside dans le domaine des clinopyroxènes fortement calciques, la précision et par conséquent, l'aspect significatif de cette estimation thermique peuvent être controversés. Notons cependant, qu'en utilisant une calibration "sophistiquée", comme celle proposée par Lindsley (1983), l'association Opx - Cpx de toutes les roches basiques du massif, est stable, de par sa composition et par la forme qu'elle occupe (pas d'exsolutions ni de traces de pigeonite), dès que les températures sont supérieures à 800-900°C (B, fig. 87). Globalement les estimations apparaissent trop faible pour refléter les conditions primaires de cristallisation d'un magma dioritique ou gabbroïque. Il semblerait plutôt que les températures obtenues correspondent à une rééquilibration généralisée des associations Opx - Cpx en contexte métamorphique. En effet, selon Kretz (1963), le  $K_d$  [Opx - Cpx] ( $K_d = X_{Fe_{Cpx}} * X_{Mg_{Opx}} / X_{Mg_{Cpx}} * X_{Fe_{Opx}}$ ) varierait de 0,51 à 0,65 dans les roches métamorphiques pour 0,65 à 0,85 dans les roches magmatiques. Saxena (1968) place la moyenne des  $K_d$  [Opx - Cpx] en question à 0,54 pour les roches métamorphiques et à 0,73 pour les roches magmatiques. Sur la figure 88, le champ des  $K_d$  métamorphiques est séparé de celui des  $K_d$  magmatiques en utilisant les valeurs moyennes de Saxena (1968). Dans une représentation  $X_{Mg_{Cpx}}$  en fonction du  $X_{Mg_{Opx}}$ , le tracé d'une limite de  $K_d$  répond à la relation:  $X_{Mg_{Cpx}} = y$ ,  $X_{Mg_{Opx}} = x$  et  $y = x / (K_d(1 - x) + x)$ . Dans les roches basiques du massif de l'Agly, qu'elles proviennent de l'U.C. ou de l'U.B., la grande majorité des couples [Opx - Cpx] est équilibrée dans le domaine des granulites. Aucun point ne



Domaine compositionnel de stabilité en fonction de la température (°C)  
 OPX + CPX : augite et ses exsolutions  
 OPX : orthopyroxène  
 CPX : clinopyroxène  
 PIG : pigeonite  
 3 PX : 3 pyroxènes, ortho - clinopyroxène et pigeonite

Fig. 87: A: Estimations thermiques par le couple [Opx - Cpx] dans les roches basiques par la calibration de Wells (1977). Les pyroxènes sont assimilés à une solution solide idéale ferromagnésienne.  
 B: Le système CaO - FeO - MgO - SiO<sub>2</sub> : le quadrilatère enstatite - ferrosilite - diopside - hedenbergite à 15 kbars, d'après Lindsley (1983). Les pyroxènes sont assimilés à des solutions solides symétriques.  
 Les associations à Opx - Cpx sans exsolutions observées dans les roches basiques du massif de l'Agly (nuages en tiretés) ne sont stables, sous leur forme exprimée et en fonction de leur composition, que pour des températures supérieures à 800 - 900°C.

se place dans le champ des roches magmatiques, une minorité de couples se positionnant entre  $Kd = 0,54$  et  $Kd = 0,73$  (fig. 88).

Toujours selon Saxena (1968), dans une figuration  $\ln(Kd)$  en fonction du nombre d'atomes de  $Ca^{2+}$  dans la formule structurale des pyroxènes, le  $\ln(Kd)$  reste inférieur à  $-0,4$  ( $Kd = 0,66$ ) dans un contexte métamorphique. Les points représentatifs de l'étude menée sur l'association Opx - Cpx dans les échantillons du massif de l'Agly montrent un  $\ln(Kd)$  inférieur ou égal à  $-0,4$  (fig. 89). Les très faibles teneurs en  $Ca^{2+}$  de l'orthopyroxène montrent une excellente homogénéité. Celles du clinopyroxène sont certes élevées mais beaucoup plus étalées que dans le cas de l'orthopyroxène. Ni les valeurs du  $Kd$  ni les nombres d'atomes de  $Ca^{2+}$  de la formule structurale des pyroxènes ne permettent de séparer les roches basiques de l'U.C. de celles de l'U.B. Remarquons, qu'une évolution possible du  $Kd$  en fonction du nombre de cations  $Ca^{2+}$  dans le clinopyroxène, n'est jamais perceptible. Ceci confirmerait, dans le domaine de composition qui nous intéresse, la validité des calibrations retenues ne prenant pas en compte l'influence de la fraction calcique des pyroxènes.

Les faibles températures, ainsi que les valeurs de  $Kd$  des couples [Opx - Cpx] des roches basiques plaident largement en faveur d'une rééquilibration en contexte granulitique. Cependant il est peu probable que les roches à Opx - Cpx soient originellement des granulites métamorphiques. En effet, dans l'U.C., 90% des roches basiques sont incluses dans la granodiorite charnockitique intrusive datée de 315 à 305 millions d'années ( Vitrac, 1972, Respaut, 1981, Postaire, 1982, Respaut et Lancelot, 1983). A l'évidence, ces faciès granitiques s'injectent dans les séries de Caramany, le caractère intrusif est marqué par d'importants cisaillements et des phénomènes d'écrasements aux épontes du granite. Si les roches basiques à Opx - Cpx sont des granulites interstratifiées dans les gneiss de Caramany avant la mise en place des charnockites acides, il est difficile d'expliquer que la granodiorite se positionne justement là où sont concentrées les roches basiques. Il est beaucoup plus simple de considérer les corps basiques à Opx - Cpx comme des roches ignées profondes, intrusives dans la croûte continentale. Si leur mise en place s'effectue avec une cinétique lente ou encore, si elles sont restées bloquées suffisamment longtemps en base de croûte, on comprendra aisément que le  $Kd$  de leur association à deux pyroxènes ait pu se rééquilibrer dans un contexte granulitique. La granodiorite acide d'origine crustale ( Vitrac *et al.*, 1975, Fourcade, 1981), serait le produit de fusion anatectique de gneiss type Caramany liée à la montée des corps basiques. Cette dernière hypothèse rend compte de la forte concentration de roches basiques à Opx - Cpx dans la granodiorite acide, du "Kd granulitique" de l'association [Opx - Cpx] de ces roches. Cette hypothèse s'avère, de surcroît, parfaitement compatible avec le modèle de structuration métamorphique d'une croûte continentale élaboré par Vielzeuf (1984, p. 215 - 222 ) pour toutes les Pyrénées.

Quant aux roches basiques à Opx - Cpx de l'U.C. dissociées des charnockites, ni leur texture, ni leur association minéralogique, ni la géochimie des phases Opx - Cpx - Bi ne permettent de les distinguer de celles associées à la charnockite acide. A leur contact avec les gneiss de Caramany, on note systématiquement d'importants cisaillements, voire des ultramylonites, ainsi qu'une forte fusion partielle de l'encaissant gneissique sous forme de passées métriques leucocrates à Fk, Pl, Ga, Bi  $\pm$  Opx comparables aux faciès leucocrates de la bordure de la charnockite acide. Ces corps basiques ne seraient donc pas interstratifiés dans les gneiss de Caramany mais plutôt injectés en accordance avec la foliation majeure. Le caractère folié de tels corps basiques

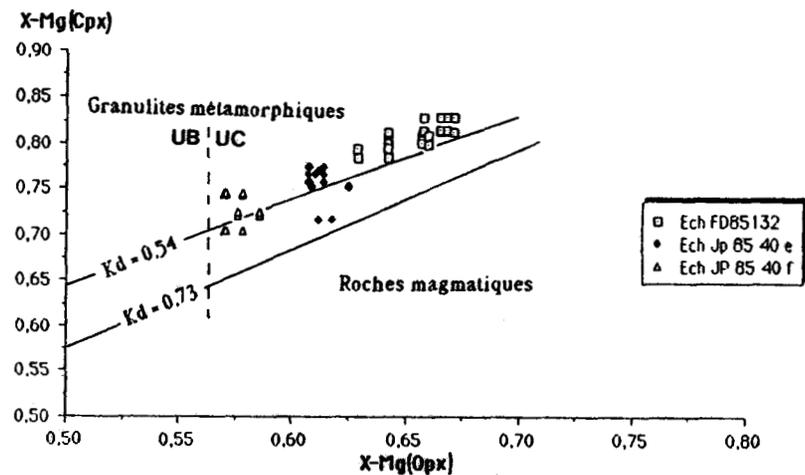
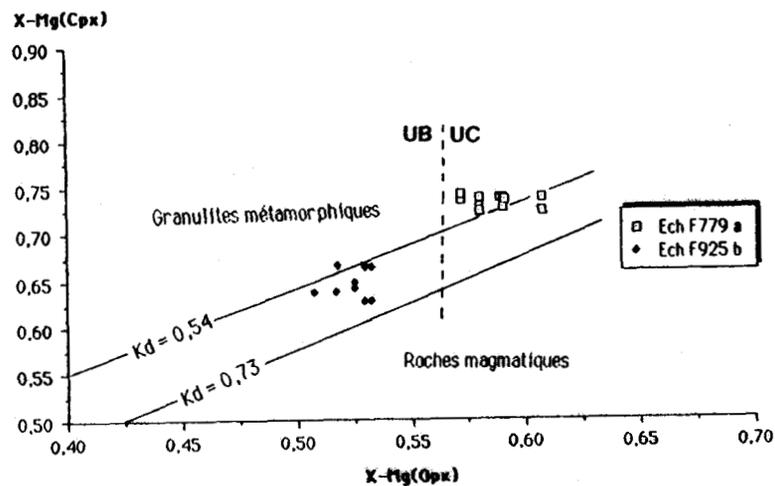
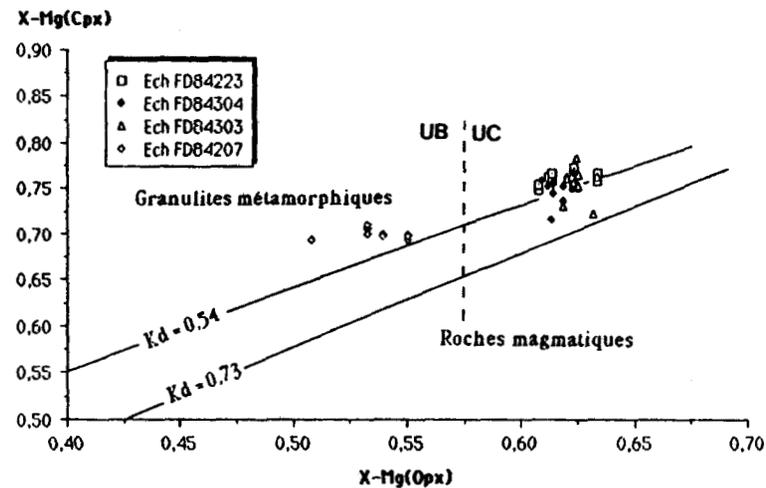
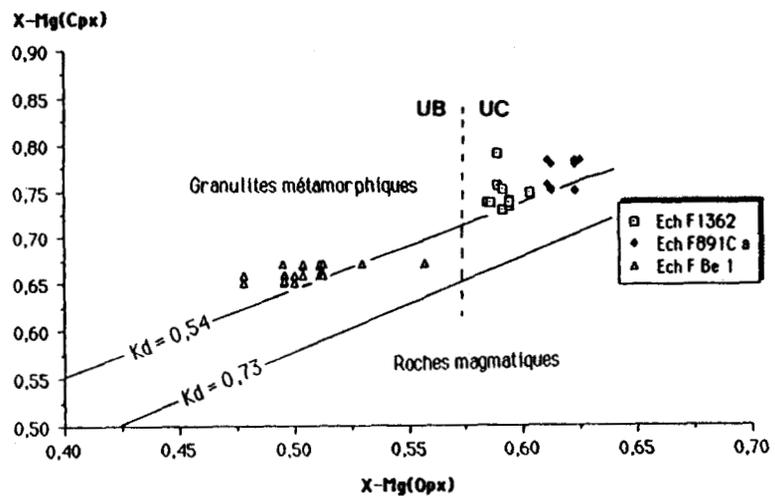


Fig. 88: Diagrammes  $X_{Mg}^{Cpx} / X_{Mg}^{Opx}$  ( $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO)$  en moles) relatifs aux couples analysés dans les roches basiques à ortho et clinopyroxène. La grande majorité des couples est équilibrée dans le domaine des granulites métamorphiques selon les limites statistiques de Saxena (1968).

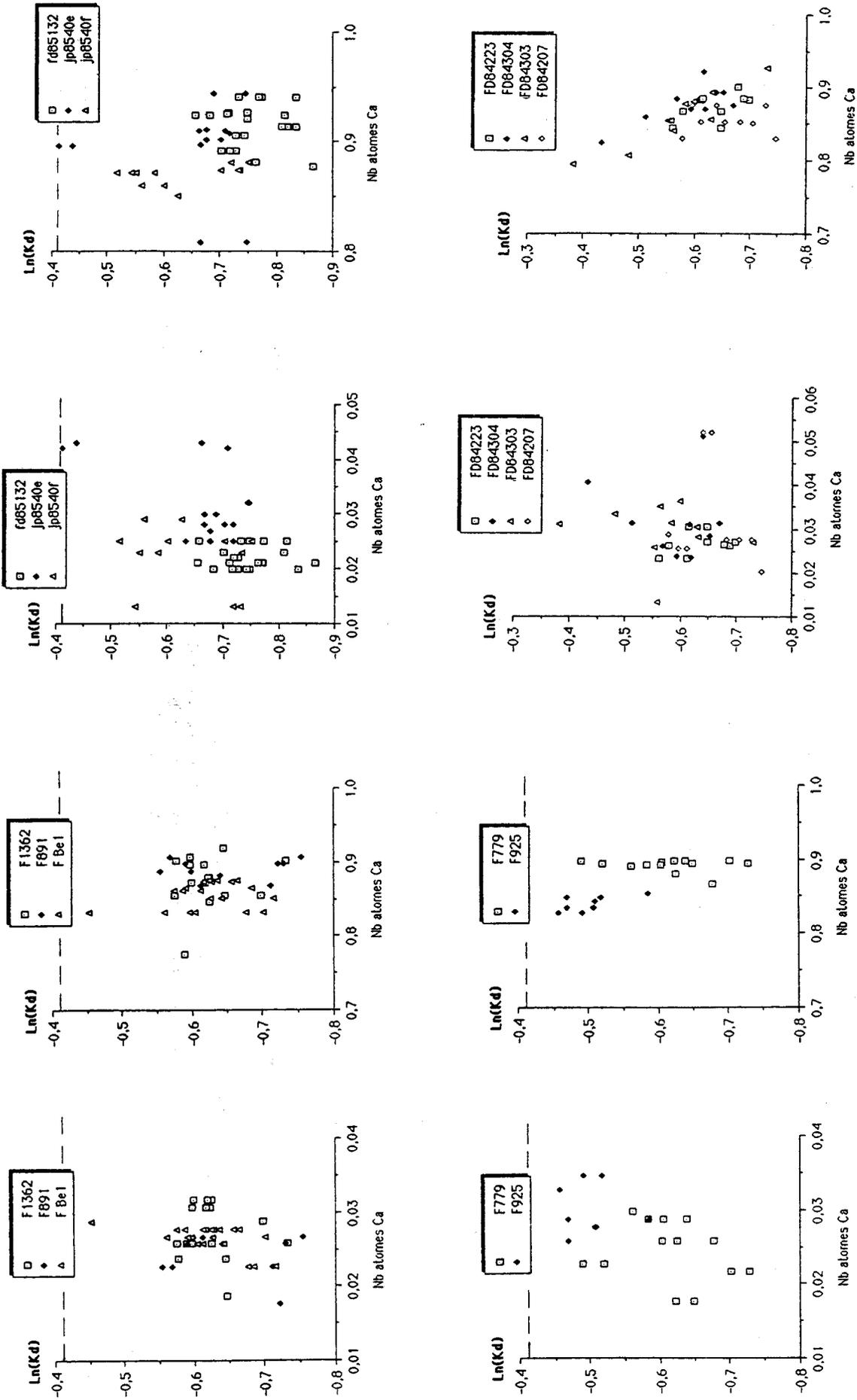


Fig. 89: Représentation du logarithme népérien du  $K_d[\text{Opx-Cpx}]$  (détail de l'expression en annexe) en fonction du nombre de cations  $\text{Ca}^{2+}$  dans la formule structurale à 6 atomes d'oxygène des pyroxènes. La limite  $\text{Ln}(K_d) = -0.4$  correspond à la distinction statistique réalisée par Saxena (1968) entre roches à Opx-Cpx en contexte magmatique ( $\text{Ln}(K_d) > -0.4$ ) et métamorphique ( $\text{Ln}(K_d) < -0.4$ ). Etant donnée la façon dont sont répartis les points sur tous les diagrammes présentés, on constatera qu'il n'y a pas d'évolution significative du  $K_d$  en fonction des teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$  des pyroxènes. Ce résultat cautionne les méthodes de calibrations employées qui négligent l'influence de  $\text{Ca}^{2+}$  (cf. annexe).

indiquerait une mise en place anté-déformation majeure, parfaitement compatible avec la position et la texture des roches à Opx - Cpx emballées dans les charnockites acides.

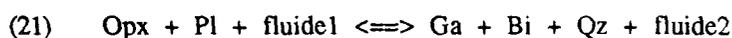
Les rares niveaux à Opx - Cpx de l'U.B. sont cantonnés à l'environnement immédiat des filons de granodiorite de Cassagnes. Si l'on compare les analyses de roches globales de Fonteilles (1976) de la granodiorite de Cassagnes et de celle d'Ansignan (tab.XV), on constate une similitude géochimique évidente, soulignée à l'affleurement par des textures identiques. Comparé à la charnockite d'Ansignan, le granite de Cassagnes ne montre pas d'Opx et se présente sous forme de sills accordants limités à une épaisseur maximale de 25 m. La similitude de ces deux granodiorites doit pouvoir s'étendre aux roches à Opx - Cpx qui leur sont associées. Dans ces conditions, la rééquilibration constatée du Kd [Opx - Cpx] dans un contexte granulitique de même niveau thermique confirme l'hypothèse selon laquelle, la différence de  $X_{Mg}$  mesurée sur leurs associations Opx - Cpx - Bi est la conséquence d'un respect partiel des caractères géochimiques initiaux, les roches de l'U.B. étant à la fois un peu plus différenciées et à un niveau structural plus élevé que celles de l'U.C.

	Granite de Cassagnes			Charnockite acide	
	855E	1353	507J	668B	680B
SiO <sub>2</sub>	65,00	63,00	63,80	62,40	64,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	17,00	16,35	16,50	16,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	0,64	1,40	1,20	1,40
FeO	3,03	4,36	3,50	3,70	3,55
MgO	3,07	3,00	2,65	2,75	2,50
CaO	2,70	2,40	3,40	3,00	3,50
Na <sub>2</sub> O	3,25	3,40	3,35	2,85	3,25
K <sub>2</sub> O	4,60	5,60	4,15	5,00	4,00
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,75	0,70	0,65	0,65

Tab. XV: Analyses des éléments majeurs d'après Fonteilles (1976) de la charnockite acide (granodiorite d'Ansignan) et du granite de Cassagnes.

### III- La thermobarométrie dans les charnockites à grenats et les migmatites associées.

Dans les charnockites à grenats au contact de l'encaissant gneissique, les associations Ga - Bi cristallisent essentiellement par rétrogenèse hydrique de l'orthopyroxène :



La thermométrie [Ga - Bi] devrait donc fournir les températures de rétrogenèse de l'orthopyroxène au contact de l'encaissant. La réaction (21) (cf. chap. II section IV-2) correspondant vraisemblablement à l'intersection des champs :



Les pressions seront estimées grâce aux baromètres calibrés sur la réaction (20) par Newton et Perkins (1982), Bohlen *et al.* (1983).

Dans les migmatites de la charnockite, la genèse des associations Ga - Bi est plus ambiguë. Les réactions texturales (fig. 53) suggèrent deux origines possibles :

- une rétrogenèse de l'orthopyroxène en grenats amiboïdes criblés de grains de quartz et incluant de rares reliquats de pyroxènes;
- une cristallisation directement à partir du liquide composite à l'origine des migmatites.

Ces deux types d'associations [Ga - Bi] fourniront les températures approximatives de cristallisation des migmatites. Etant donnée la fréquence de la réaction:  $Ga_{\text{coeur}} + (K^+ + H_2O) \rightarrow Ga_{\text{perif}} + Bi_2 + Qz$ , les mesures effectuées avec la périphérie du grenat témoigneront des conditions de rétrogenèse hydrique subsynchrone de la mise en place des granitoïdes. Dans ces conditions, la fourchette entre les mesures de coeur et celles de périphérie caractériserait l'étalement thermique de la rétrogenèse hydrique généralisée des faciès profonds de l'U.C.

### 1- Remarques préliminaires concernant l'utilisation du thermomètre [Ga - Bi].

Avant d'interpréter les résultats, nous ferons remarquer, que le domaine de composition des phases Ga - Bi dans les faciès abordés ainsi que les températures estimées, correspondent aux champs d'investigations dans lesquels ont été développées les trois calibrations utilisées (Thompson, 1976, Holdaway et Lee, 1977, Ferry et Spear, 1978). Cette remarque permet d'exclure les erreurs que pourrait produire l'utilisation d'un thermomètre dans un champ d'application pour lequel il n'est pas conçu.

Concernant l'influence du titane dans les biotites, Saxena (1969) fut l'un des premiers à constater que l'augmentation de la fraction de  $TiO_2$  dans les biotites s'accompagnait d'un enrichissement en FeO par rapport à MgO. Les travaux de Dallmeyer (1974) montreraient que la substitution de  $[Fe^{2+} - Mg^{2+}]$  par  $[Ti^{4+} - Al_{VI}]$  augmente le nombre de sites vacants et diminue la taille de la couche octaédrique. Afin de préserver la structure du réseau,  $Fe^{2+}$ , plus gros que  $Mg^{2+}$ , entre alors préférentiellement sur les sites vacants du feuillet octaédrique. Inversement, la polarisation du feuillet octaédrique, par la présence d'ions tri ou tétravalents, favoriserait l'incorporation de  $Mg^{2+}$ . Dans les faciès étudiés, nous arrivons aux mêmes conclusions que Paquet (1985) à savoir :  $Mg^{2+}$  augmente avec  $Al_{VI}$  et  $Fe^{2+}$  augmente avec  $Ti^{4+}$ . Corrélativement, l'équilibration de la structure cristalline des biotites se fait par augmentation de  $[Fe^{2+} + Ti^{4+}]$  lorsque  $[Mg^{2+} + Al_{VI}]$  diminue (cf. chap. II). En ce qui concerne l'utilisation des biotites titanifères dans la thermométrie Ga - Bi, Guidotti *et al.* (1974) ont proposé une évolution comparable à ce que nous observons sur toutes les biotites: le rapport FeO/MgO augmente lorsque  $TiO_2$  augmente. En prenant un exemple sur des biotites rétrogrades dans les migmatites à grenats des charnockites, le nombre d'ions  $Ti^{4+}$  varie de 0,2 à 0,6 par formule structurale (à 22 atomes d'oxygènes). Ceci correspond à des variations en masse de 1,6 à 6,4% et constitue l'étalement maximal observé sur l'ensemble des biotites analysées dans le massif. Corrélativement, le nombre d'ions  $Fe^{2+}$  varie respectivement de 1,6 à 1,9 et le nombre d'ions  $Mg^{2+}$  respectivement de 3,5 à 3,0.

En utilisant la composition moyenne des grenats de l'échantillon:  $X_{Mg} = 0,25$ , dans la calibration de Thompson (1976), la température la plus forte, obtenue avec la biotite riche en  $TiO_2$ , est de 610°C, celle obtenue avec la biotite pauvre en  $TiO_2$  est de 525°C. le  $\Delta T$  est donc relativement faible, compte tenu de la composition

moyenne du grenat, utilisée sans préjuger de la composition réelle de ce même minéral lorsqu'il est texturalement associé à chacune des deux compositions extrêmes des biotites. Ce  $\Delta T$  est à peine supérieur aux incertitudes de calibrations. Notons de surcroît, que la richesse en  $TiO_2$  de biotites s'accompagne, le plus souvent, d'une faible teneur en  $Al_{VI}$  ce qui a pour conséquence de positionner les biotites titanifères analysées, sous le seuil  $(Al_{VI} + Ti^{4+}) / (Al_{VI} + Ti^{4+} + Fe^{2+} + Mg^{2+}) \leq 0,15$  constituant, d'après Ferry et Spear (1978), le domaine de composition où les biotites peuvent être considérées comme des solutions solides idéales ferro-magnésiennes. Ces remarques, associées à la mauvaise sensibilité du thermomètre Ga - Bi nous incitent à négliger l'influence du  $TiO_2$  pour les fractions de 2 à 6% en masse où se situent plus de 90% des biotites analysées dans les échantillons du massif.

Ajoutons enfin que l'utilisation du thermomètre calibré par Indares et Martignoles (1985), prenant en compte la fraction de  $TiO_2$  des biotites, fournit, pour les compositions qui nous intéressent, des températures similaires à celles obtenues avec la calibration d'Holdaway et Lee (1977).

## 2- Etude thermique des migmatiques de la charnockite.

Suivant les calibrations employées sur les couples [Ga - Bi], les températures s'étalent, toutes analyses confondues, de 670°C à 570°C (fig. 90). L'évolution thermique du milieu lors de la mise en place des granitoïdes et de la rétomorphose hydrique associée est donc restreinte. C'est donc, comme le suggèrent les observations pétrographiques, la fraction de  $H_2O$  dans la phase fluide qui conditionne l'évolution géochimique des phases solides (peu de zonation du grenat, pas de dissociation chimique des populations de  $Bi_1 - Bi_2$ ). Excepté pour l'échantillon 82AG98c, les températures mesurées avec le coeur du grenat et celles mesurées avec sa périphérie se recouvrent largement. Afin de mieux cerner les écarts coeur - périphérie, nous avons défini la fourchette du  $K_d$  [Ga - Bi] dans laquelle se situent les mesures. Le  $K_d$ [Ga - Bi] peut s'exprimer sous le rapport  $(FeO / MgO)_{Ga} / (FeO / MgO)_{Bi}$ . Les mesures de coeur donnent un  $K_d$  de 4,05 à 5,00 celles de périphérie un  $K_d$  de 5,00 à 5,90 (fig. 91). Cette observation va dans le sens d'une diminution classique de température entre l'association [Ga(c) - Bi] marquant le début de la migmatisation et l'association [Ga(p) - Bi] marquant, elle, la fin de cristallisation des migmatites. Dans la calibration de Thompson, cet écart est au maximum de 100°C ( $K_d = 4,05$ :  $T = 650^\circ C$ ;  $K_d = 5,90$ :  $T = 550^\circ C$ ). Compte tenu de l'homogénéité des phases (cf. chap. II section IV-3), il est vraisemblable que l'on n'ait pas de réelle rééquilibration post-cristallisation de l'assemblage Ga - Bi. Les estimations thermiques dans ces migmatites sont alors significatives de l'étape du métamorphisme hercynien qu'elles soulignent.

## 3- Thermobarométrie dans les charnockites à grenat.

Ces faciès périphériques de la masse granodioritique à orthopyroxène permettent d'estimer les températures et les pressions gouvernant la rétomorphose de la charnockite, conditions qui doivent aussi régner dans l'encaissant immédiat du granite. Les températures obtenues sur les assemblages [Ga - Bi] provenant de la rétomorphose de l'orthopyroxène sont représentées dans la figure 92. Comme pour les migmatites précédentes:

- les températures sont comprises entre 550 et 670°C;
- on note un large recouvrement des plages thermiques entre les mesures établies avec le coeur des grenats et celles liées à leur périphérie.

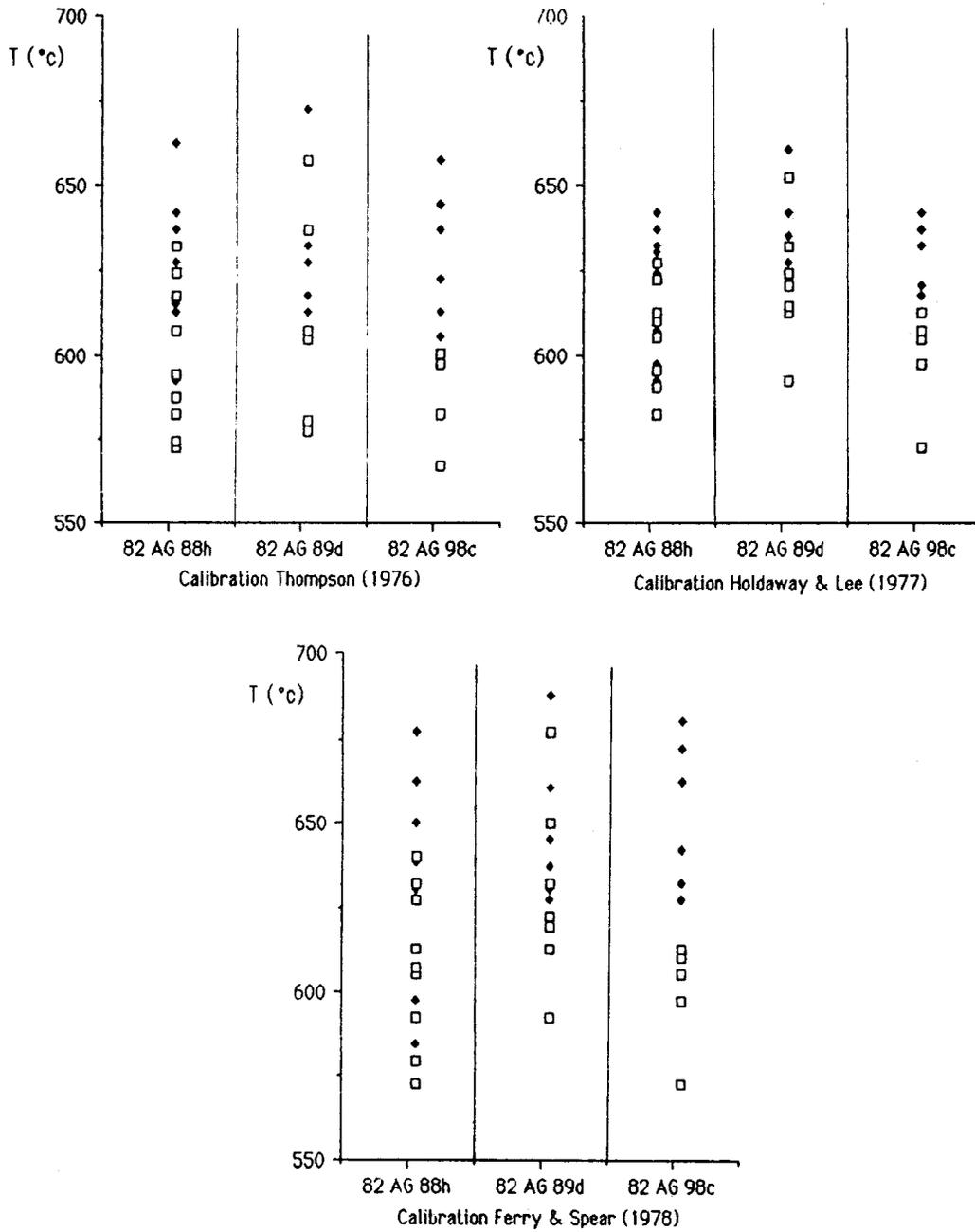


Fig. 90: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les migmatites à grenat de la charnockite (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats). La faible zonation des grenats se traduit par une différence de 40°C entre les estimations de coeur et de périphérie. Dans les échantillons 82 AG 88h et 82 AG 89d, les champs d'étalement des températures de coeur et de périphérie, se recoupent assez fortement.

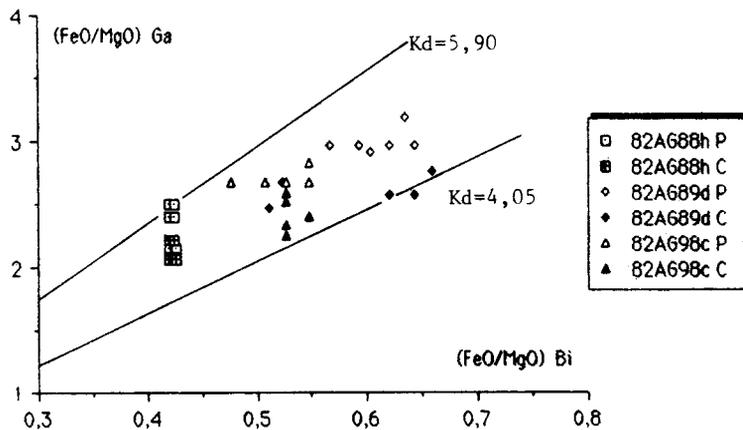


Fig. 91: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les migmatites à grenat de la charnockite (FeO et MgO exprimés en proportions molaires). Dans tous les échantillons analysés, les  $Kd$  liés aux coeurs des grenats sont minimaux et correspondent aux températures d'équilibre les plus élevées.

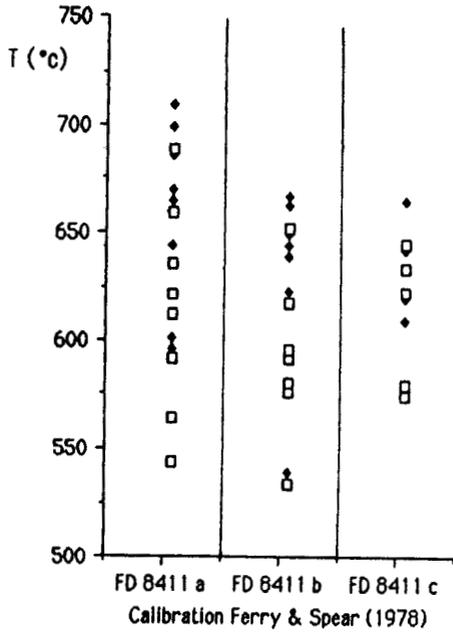
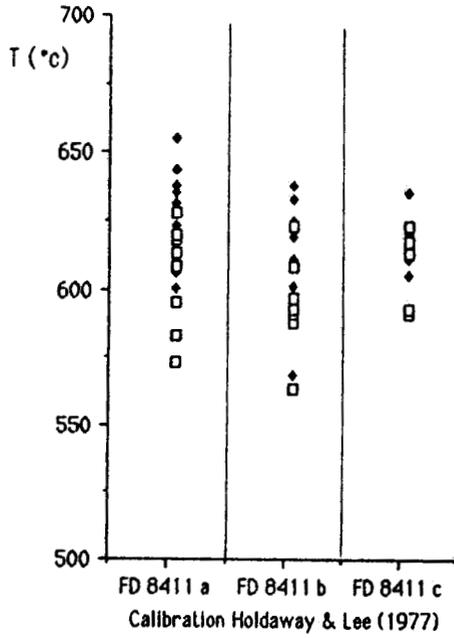
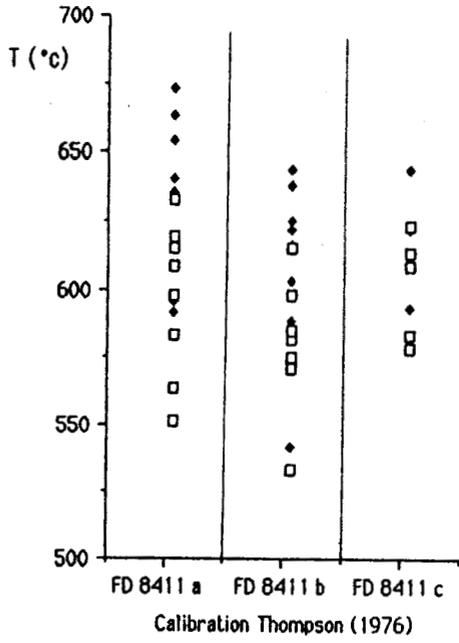
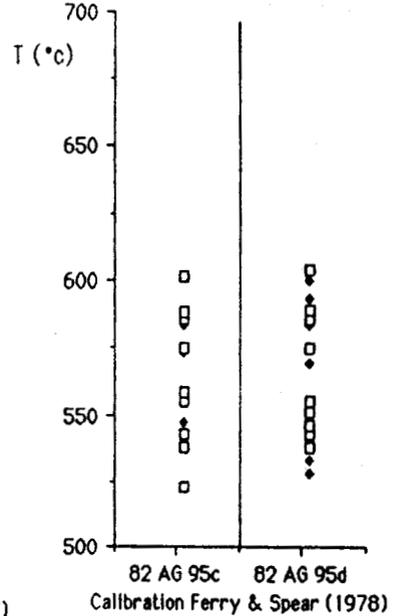
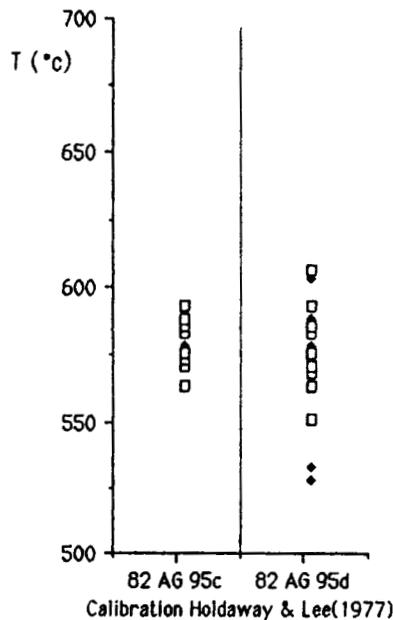
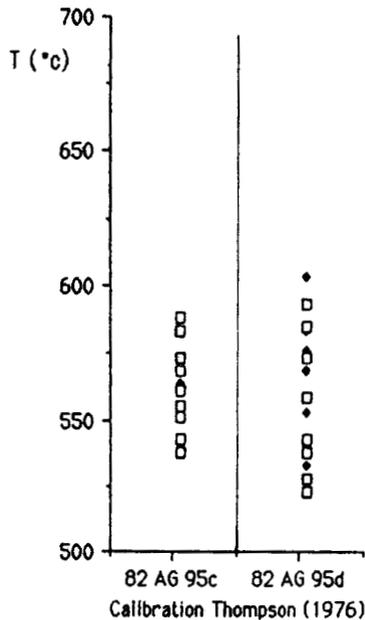


Fig. 92: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les charnockites à grenat (losanges pleins = cœur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats). On notera la faible différence entre les températures de cœur et de périphérie (moins de 50°C) et la forte concentration, autour de 570 °C, des températures estimées sur les échantillons provenant des Albas (82 AG 95 c, d).



Les échantillons du secteur des Albas (82AG95c - 95d) présentent un resserrement des températures autour de 580°C, alors que ceux de Feilluns, un peu plus à l'Est, sont plus étalés thermiquement avec une valeur moyenne de 630°C. Cet écart de température est peut-être significatif mais se situe dans la fourchette d'incertitude liée aux calibrations elles-mêmes. On peut donc proposer que les conditions thermiques de rétro-morphose de l'orthopyroxène soient comparables dans les deux secteurs. La représentation du  $K_d[\text{Ga} - \text{Bi}]$  (fig. 93) fournit des résultats comparables à celle relative aux migmatites. La répartition de  $\text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$  entre grenats et biotites montre, elle aussi, un  $K_d$  un peu plus faible pour les couples  $[\text{Ga}_{(c)} - \text{Bi}]$ . La figure 93 montre à quel point la zonation du grenat reste faible, n'engendrant que des variations thermiques ne dépassant pas 50°C entre coeur du grenat et périphérie.

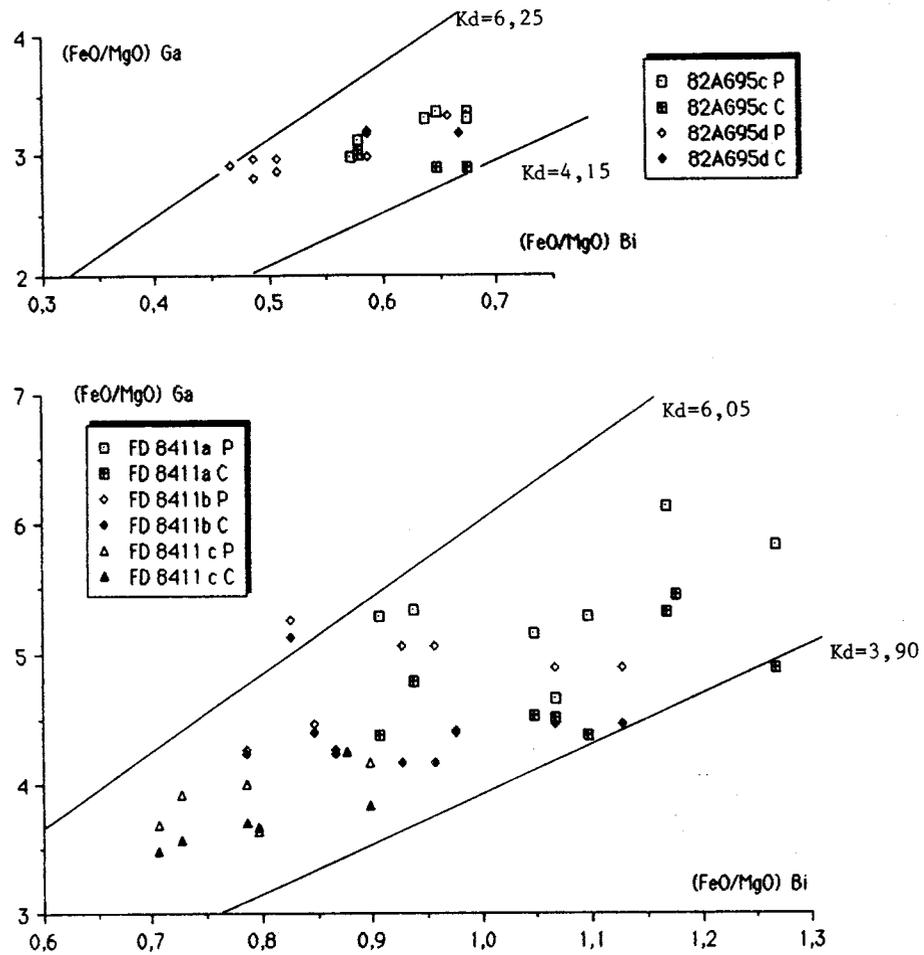


Fig. 93: Champ de variation du  $K_d[\text{Ga-Bi}]$  dans les charnockites à grenat (FeO et MgO exprimés en proportions molaires).  
 Pour tous les échantillons, les  $K_d[\text{Ga-Bi}]$  sont minimaux pour les mesures en coeur du grenat.

L'identité des températures obtenues pour la rétro-morphose des charnockites à grenat et des migmatites suggère un équilibre thermique de la bordure des charnockites acides avec l'encaissant (opinion déjà proposée par Fonteilles, 1976, Andrieux, 1982, Paquet, 1985). Cet équilibre se développe à des températures basses où l'orthopyroxène n'est pas stable: il est rétro-morphosé dans la charnockite périphérique et n'a jamais été observé dans les gneiss de Caramany où la composition chimique est pourtant propice à son apparition. Dès lors, la

charnockite périphérique, les migmatites, l'encaissant, constitueraient, sur une grande épaisseur, une zone tamponnée à T et  $\text{PH}_2\text{O}$  constantes, alors que la masse granodioritique pourrait être le siège d'un fort gradient thermique ou d'une réduction conséquente de  $\text{PH}_2\text{O}$ . Rappelons à ce sujet que les roches basiques à Opx - Cpx sont équilibrées dans la charnockite à plus de 850°C. Notons enfin que le concept de zone-tampon, déjà évoqué par Vielzeuf (1984), est étayé par le degré de fusion partielle élevé dans les migmatites et l'encaissant, ce qui réduit la variance globale du système par l'importance de la phase fluide.

La déstabilisation de l'orthopyroxène dans les faciès de bordure de la charnockite fournit les relations de phases nécessaires à l'application du baromètre [Opx - Ga - Pl - Qz] calibré selon Newton et Perkins (1982), Bohlen *et al.* (1983) (fig. 94). Les températures de 600, 700, 800°C ont été choisies pour effectuer les calculs. Une première constatation s'impose: le baromètre de Newton - Perkins (1982) a tendance à étaler plus fortement la gamme de pressions que celui de Bohlen *et al.* (1983) qui lui, est par contre, est beaucoup plus sensible à la température. Dans le cas du baromètre calibré selon Bohlen *et al.* (1983), il importe donc de cerner correctement la température. On affecte à cette dernière une valeur maximale de 700°C, la pression moyenne estimée dans la calibration de Newton et Perkins (1982) est de 4,0 à 4,5 kbars. La pression moyenne à 600°C, définie grâce aux baromètres calibrés par Bohlen *et al.* (1983), est de 3,5 à 4,2 kbars, alors qu'à 700°C, elle atteint 4,7 à 5,5 kbars. Ces estimations de pressions sont assez resserrées puisque  $\Delta P$  dans les calibrations de Bohlen *et al.* (1983) n'excède jamais 1 kbars et 1,5 kbars dans les calibrations de Newton et Perkins (1982).

L'échantillon 83AG97 constitue cependant une exception (fig. 94). En effet, l'hétérogénéité relative à FeO et MgO dans les grenats est largement mise à jour dans le calcul des activités des phases pures lorsque l'on utilise les coefficients d'interaction  $W_{\text{Fe-Mg}}$ ,  $W_{\text{Fe-Ca}}$ ,  $W_{\text{Mg-Ca}}$  choisis par Newton et Perkins (1982) (références de calcul en annexe). Le baromètre de Bohlen *et al.* (1983) est, quant à lui, beaucoup moins sensible à ces variations d'activités quelque soient les coefficients d'interaction choisis.

Il semble que le choix d'une valeur de  $P = 4 - 4,5$  kbars soit réaliste et rende compte de l'ensemble des résultats. En reprenant les analyses sur les échantillons de même type traités par Andrieux (1982) et Vielzeuf (1984), et en recalculant les pressions d'équilibre (tab. XVI), on constate que l'estimation  $P = 4,0 - 4,5$  kbars à  $T \leq 700^\circ\text{C}$  est cohérente à la fois avec les résultats consignés par ces auteurs et les déterminations sur nos propres échantillons. Cette pression qui marque la déstabilisation de l'orthopyroxène des charnockites, doit correspondre à celle qui règne à priori lors du métamorphisme de l'encaissant, sauf si ce dernier a été fortement remonté par l'injection charnockitique, ce qui paraît peu vraisemblable étant donné l'origine anatectique partielle du granite et son caractère accordant avec la foliation majeure hercynienne. Cette hypothèse restrictive reste à démontrer. Cependant, la valeur de 4,0 à 4,5 kbars au contact de la charnockite est cohérente avec le contexte métamorphique général du massif où le disthène typomorphe est absent.

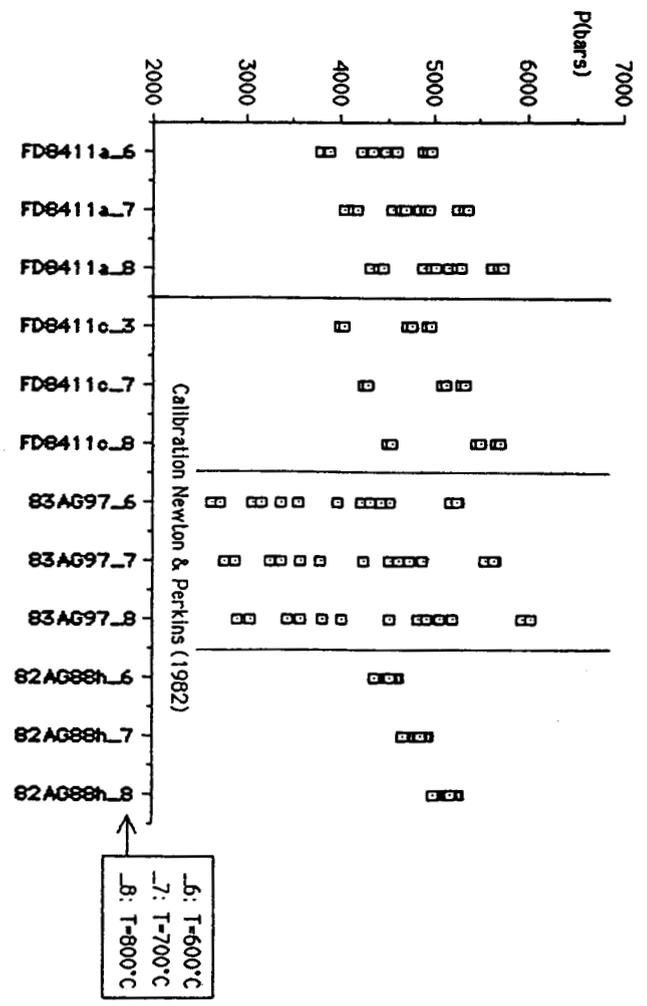
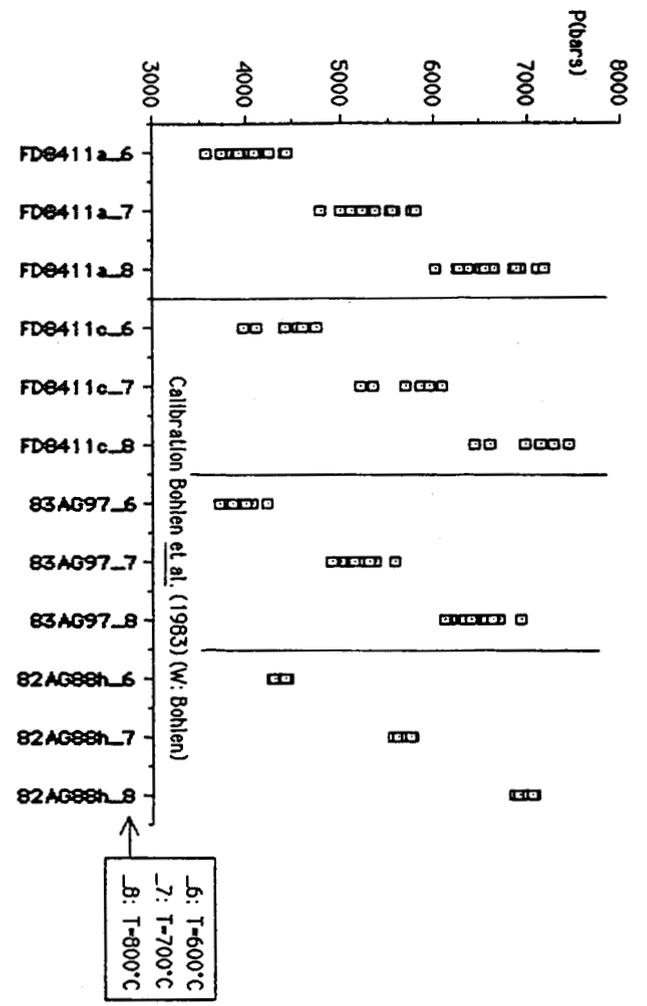
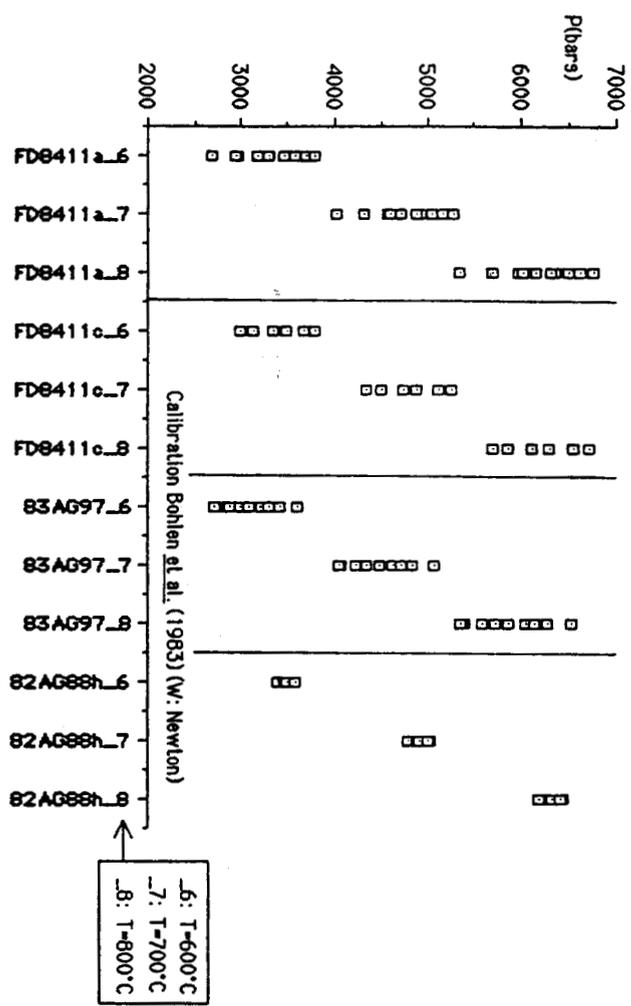


Fig. 94: Estimations barométriques sur l'association Opx - Ga - Pl - Qz dans les charnockites à grenat. La calibration de Newton et Perkins (1982) n'est utilisée qu'avec les coefficients d'interaction dans le grenat prescrits par ces auteurs. Par contre, dans la calibration de Bohlen et al. (1983), les calculs sont réalisés avec les coefficients préconisés par ces auteurs (W.Bohlen) et avec ceux de Newton et Perkins (1982) (W.Newton).

T °C	P (NWN)(Kb)			P (BWN)(Kb)			P (BWB)(Kb)		
	600	700	800	600	700	800	600	700	800
8076 C	5,04	5,42	5,97	3,04	4,37	5,72	3,95	5,19	6,43
8076 P	4,84	5,04	5,39	3,93	5,42	6,92	4,64	6,02	7,40
8030 C	4,13	4,41	4,69	2,79	4,14	5,48	3,45	4,68	5,92
8001 C	5,49	5,92	6,34	2,81	4,15	5,49	3,67	4,90	6,17
7902 C	5,56	5,97	6,39	2,31	3,56	4,82	3,39	4,54	5,78

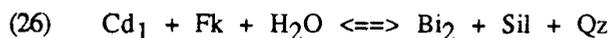
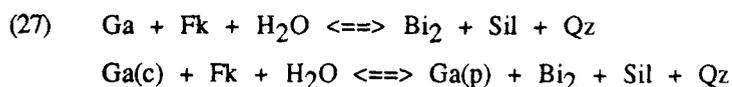
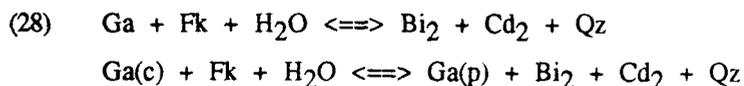
NWN: Calibration Newton Coef interaction: Newton  
 BWN: Calibration Bohlen Coef interaction: Newton  
 BWB: Calibration Bohlen Coef interaction: Bohlen

Tab. XVI: Calculs barométriques sur l'association Opx - Ga - Pl - Qz, d'après les analyses de Vielzeuf (1984).

Les estimations P 4,0 - 4,5 kbars à 600 - 650 °C obtenues sur nos propres échantillons (fig 94) sont conformes aux résultats de ce tableau.

#### IV- La thermobarométrie dans les kinzigites et les faciès à spinelle.

Ces faciès alumineux présentent des associations primaires à Ga - Cd propices aux exploitations thermobarométriques. La faible zonation des grenats et l'excellente homogénéité des cordiérites au sein d'un échantillon représenteraient, selon nous (cf. chap. II section IX), un critère significatif d'évolution restreinte post-cristallisation. En conséquence, les calculs sur des couples de minéraux costables [Ga - Cd] devraient refléter correctement les conditions du pic thermique du métamorphisme hercynien. La présence dans tous les échantillons d'associations [Ga - Bi<sub>1</sub>] permettra, si les résultats thermiques sont concordants avec ceux obtenus sur l'association [Ga - Cd], de confirmer la stabilité de l'assemblage Ga - Cd - Bi<sub>1</sub> dans ces faciès. Certains échantillons ont montré le développement par réhydratation de cordiérites secondaires (rare) et de biotites secondaires. Les réactions invoquées sont du type :



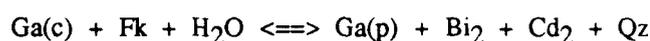
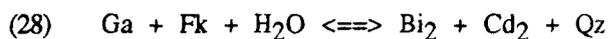
Dans l'étude pétrographique, nous n'avons pu dissocier les phases Bi<sub>1</sub> - Bi<sub>2</sub>, ainsi que Cd<sub>1</sub> - Cd<sub>2</sub>, que par leur position texturale. Cette constatation proviendrait d'une étape rétro-morphique dans des conditions P et T proches de celles à l'origine de la paragenèse primaire.

Les remarques faites à propos de l'étude des charnockites s.l., et relatives aux champs d'application des calibrations [Ga - Bi], restent valables dans les kinzigites et les faciès à spinelle. Elles peuvent aussi s'étendre aux calibrations de Thompson (1976), Holdaway et Lee (1977) sur le couple [Ga - Cd]. Par contre, dans les faciès à spinelle rencontrés uniquement au voisinage des granitoïdes hercyniens profonds (charnockite d'Ansignan, granite de Cassagnes), le spinelle est très riche en ZnO, ce qui rend problématique l'application du thermomètre [Cd - Sp] établi par Vielzeuf (1983).

### 1- Thermométrie Ga - Cd dans les niveaux kinzigitiques.

Les échantillons FD84112, 82AG52, 82AG51, JP8387i proviennent du secteur de Caramany - Ansignan et appartiennent à l'U.C., alors que JP8391b, JP8391i de l'U.C. et FD85159, FD85160, FD85183 de l'U.B. proviennent du secteur Fosse - Feilluns.

Les résultats thermiques sont consignés dans la figure 95. Les échantillons 82AG51 et JP8391i présentent, pour l'essentiel, des cordiérites de deuxième génération provenant de la déstabilisation partielle du grenat :



Les mesures thermiques sont faites sur le couple [Ga - Cd<sub>2</sub>]: nous pouvons constater le peu de différence entre mesures de coeur et de périphérie; ceci dénote de conditions primaires de stabilité du grenat (donnant la composition chimique en coeur) peu différentes de celles conduisant au développement de la réaction (28) à l'origine de la composition géochimique de périphérie. La température de rétro-morphose se situe aux environs de 550 - 570°C dans les deux échantillons. Elle est comparable aux températures les plus basses observées pour la rétro-morphose de l'orthopyroxène dans les charnockites s.l., et se positionne environ 50 à 70°C au dessous de la moyenne obtenue sur les assemblages Ga - Cd<sub>1</sub> dans tous les autres échantillons analysés.

Les estimations sur les couples [Ga - Cd<sub>1</sub>] sont identiques d'une unité à l'autre ( U.C. et U.B. ) et fournissent une valeur moyenne de l'ordre de 650°C avec la composition en coeur desv grenats (fig. 95). Le ΔT obtenu sur chaque échantillon n'excède pas 70°C, ce qui est à peine supérieur aux incertitudes de calibration. Les domaines d'étalement des températures mesurées en coeur du grenat recourent largement ceux liés aux températures mesurées avec la périphérie. Ainsi, les quelques zonations enregistrées sur certains grenats (chap. II section V-3 et VI-3) n'ont qu'une importance toute relative sur les estimations thermiques. Comme il n'y a pas de fortes modifications sur la composition chimique des phases initialement à l'équilibre, les températures mesurées sont d'autant plus crédibles, en particulier celles obtenues avec le coeur des grenats.

L'identité des températures entre échantillons provenant de l'U.B. et de l'U.C. vient s'opposer aux idées de Fontelles (1970, 1976, 1981a,b) selon lesquelles il y aurait une évolution thermique prograde continue de l'U.B. à l'U.C. De plus, nous avons déjà constaté qu'il existe une discontinuité tectonique majeure (la faille d'Ansignan-Caramany) entre l'U.C. et l'U.B. L'identité des températures du métamorphisme hercynien constitue un crédit complémentaire à cette observation. Compte tenu de la nature soustractive de cette discontinuité tectonique (cf. chap.VI), l'épaisseur des terrains caractérisés par des équilibres [Ga - Cd] à des températures semblables a du être très importante. En effet, aussi bien dans les migmatites de l'U.B. que dans les gneiss de Caramany de l'U.C., l'anatexie est importante. Elle diminue la variance globale du système et tamponne les températures à des valeurs comparables dans les deux séries. La représentation du Kd[Ga - Cd] dans les échantillons analysés (fig. 96) montre clairement l'homogénéisation du coefficient de partage de [FeO - MgO] entre grenats et cordiérites, malgré la variabilité compositionnelle des phases entre les différents échantillons. Les écarts de Kd[Ga - Cd] entre le coeur du grenat, sa périphérie et une même cordiérite sont faibles. Le Kd le plus

faible, donc la température la plus élevée, est systématiquement obtenu avec la composition de coeur du grenat, c'est elle qui doit refléter le mieux les conditions de l'équilibre initial. Dès lors, le caractère tamponné de la température du milieu pourrait être généralisé à l'U.C. et à l'U.B., à la fois lors de l'étape prograde du métamorphisme hercynien, que lors des réhydratations affectant les paragenèses primaires. La thermométrie [Ga - Bi] apporte, à cet égard, des compléments d'informations.

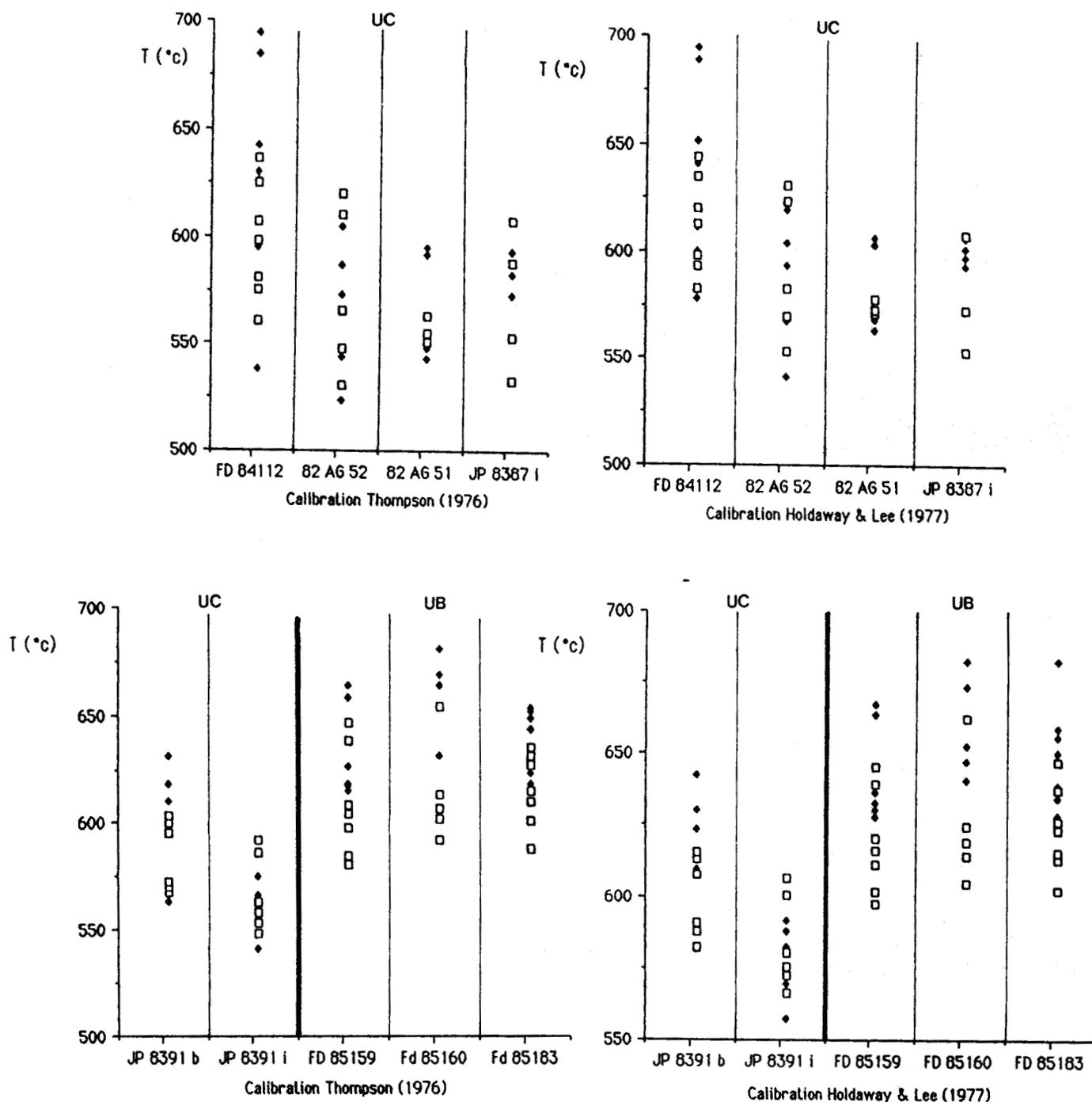


Fig. 95: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Cd] dans les kinzigites (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats).  
 FD 84112, 82 AG 51, 82 AG 52, JP 8387i, JP 8391b,i proviennent de l'unité de Feilluns -Caramany.  
 FD 85159, FD 85160, FD 85183 proviennent de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.  
 On remarquera qu'il n'existe pas de différences notables selon la provenance des échantillons et que, pour tous les échantillons, le recouvrement entre températures mesurées en coeur et celles mesurées en périphérie est important.

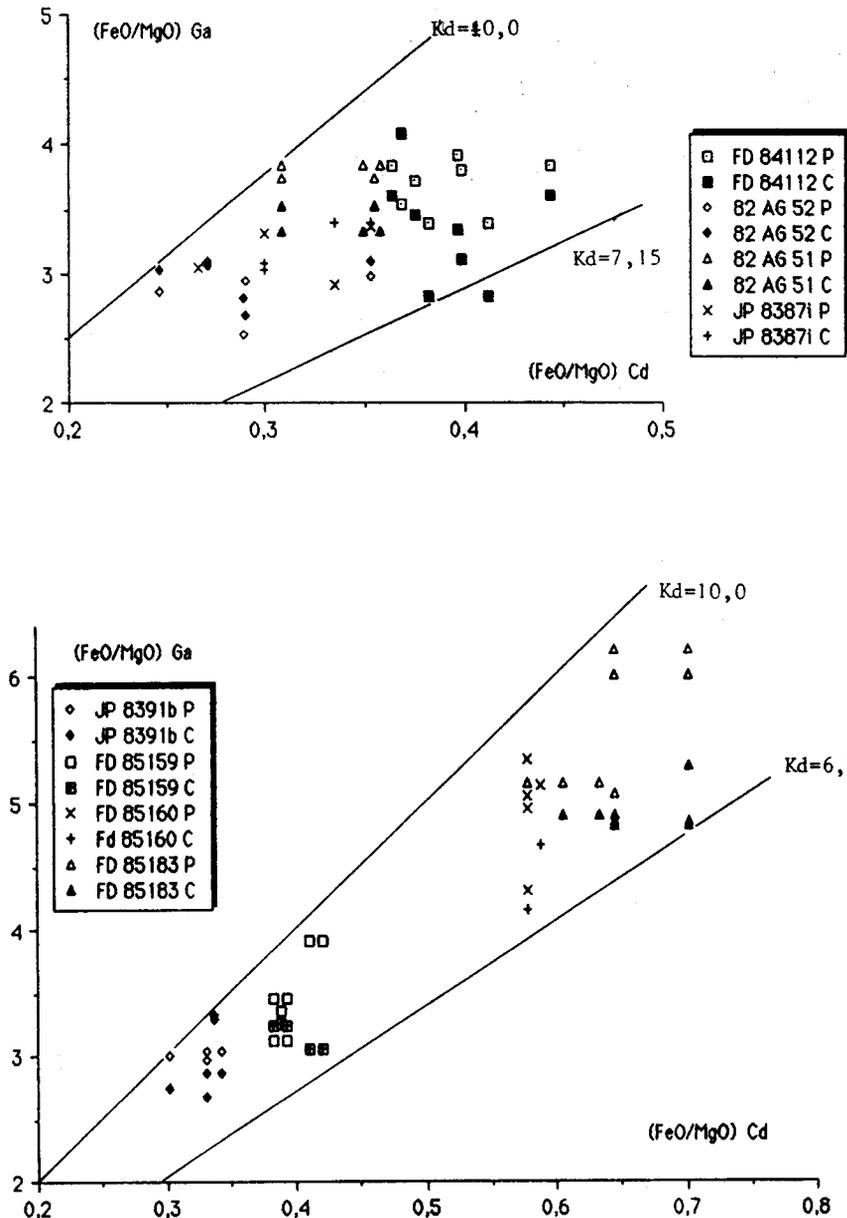
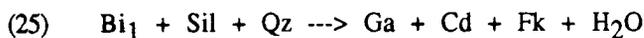


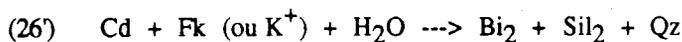
Fig. 96: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Cd]}$  dans les kinzigites (FeO et MgO exprimés en proportions molaires). Localisation des échantillons par unité: voir fig. 95.

## 2- Thermométrie Ga - Bi dans les niveaux kinzigitiques.

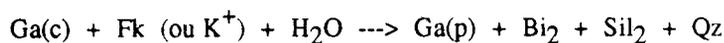
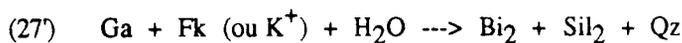
En se référant à l'étude pétrographique des kinzigites, deux générations de biotites ont été mises en évidence. Les biotites primaires, "costables" avec le grenat, résultat du fonctionnement incomplet (déficit local en sillimanite ou en quartz) de la réaction :



et les biotites secondaires, rétrogrades, provenant de réactions incomplètes :



et



La distinction entre les deux familles  $Bi_1 - Bi_2$  se fait à l'échelle de la lame mince. Par contre, à l'échelle du grain, dans un couple [Ga - Bi] donné, la distinction entre  $Bi_1 - Bi_2$  n'est plus évidente. Dans une lame, il y a texturalement à peu près autant de biotites de type 1 que de biotites de type 2, ces dernières s'associant à la sillimanite dans la foliation majeure des roches. En multipliant indistinctement l'analyse de couples [Ga - Bi], autant de températures dédiées au couple "primaire" [Ga -  $Bi_1$ ] que de températures issues de couples [Ga -  $Bi_2$ ] ont été appréciées. Le premier couple caractérise l'étape prograde du métamorphisme hercynien, le second, définit une étape postérieure de réhydratation. Malgré de telles différences sur l'origine des biotites, les résultats sont d'une remarquable homogénéité (fig. 97). En effet, l'étalement des températures dans un échantillon ne dépasse que rarement 100°C. Cet étalement est comparable à celui obtenu sur les associations [Ga -  $Cd_1$ ] (cf. fig. 95). Si l'on compare, échantillon par échantillon, les températures obtenues sur [Ga -  $Cd_1$ ] (fig. 95) et celles obtenues sur [Ga -  $Bi_{s.l.}$ ] (fig. 97), on constate leur parfaite similitude. Ceci permet d'exclure en grande partie une homogénéisation des résultats qui proviendrait de la rééquilibration diffusionnelle entre  $Bi_1 - Bi_2$  et confirme le faible écart thermique entre les étapes prograde et rétrograde du métamorphisme hercynien.

La faible zonation périphérique du grenat influe peu sur les résultats thermométriques. Les températures obtenues avec la composition de coeur des grenats recouvrent, le plus souvent, celles estimées avec leur périphérie. Comme dans les cas des associations [Ga -  $Cd_1$ ], les températures estimées sur les couples [Ga - Bi] sont semblables que les échantillons de kinzigites proviennent de l'U.C. ou de l'U.B. La représentation du  $Kd[Ga - Bi]$  (fig. 98) démontre la bonne homogénéité de répartition entre FeO et MgO dans les assemblages [Ga - Bi], compte tenu des variations compositionnelles des phases entre les différents échantillons. Ici encore, le  $Kd$  est un peu plus faible en coeur du grenat, ce qui se traduit par une température un peu plus élevée correspondant à l'équilibre initial, peu perturbé par la faible zonation du grenat.

Les calculs effectués à partir de couples [Ga -  $Bi_1$ ] et [Ga -  $Bi_2$ ] confirment largement la présence d'un tampon thermique lorsque les matériaux sont soumis à une forte anatexie dans le métamorphisme hercynien. Cette homogénéité thermique doit maintenant être confrontée à la présence d'Opx dans la granodiorite d'Ansignan (U.C.) et corrélativement à son absence dans le granite de Cassagnes (U.B.)

L'orthopyroxène de la charnockite est largement déstabilisé au contact des gneiss de Caramany où il n'est jamais observé. Comme prévu (section III de ce chapitre), la rétrogenèse de l'orthopyroxène dans les charnockites se fait à des températures de l'ordre de 570 - 630°C, comparables à celles de la stabilité des paragenèses primaires de l'encaissant (les kinzigites constituant un milieu de choix pour évaluer le degré de métamorphisme atteint). L'orthopyroxène n'est donc pas un minéral typomorphe du métamorphisme affectant le domaine anatectique gneissique observable actuellement dans le massif. La cristallisation précoce du pyroxène dans la granodiorite cadre avec le caractère intrusif du granite dans les séries actuellement visibles de l'U.C. En reprenant les travaux de Wood (1976), Helgeson *et al.* (1978) sur la stabilité de l'association  $En + Fk$ , la diminution de  $X_{H_2O}$  dans la phase fluide à P et T constants augmente le champ de stabilité du pyroxène. De même, à  $X_{H_2O}$  constant, l'augmentation de pression stabilise l'association  $En + Fk$  (fig. 48). L'équilibration thermique des kinzigites à une valeur constante inférieure à 700°C, suppose l'existence d'une épaisse zone encaissante affectée d'une anatexie diffuse, thermiquement tamponnée autour des magmas granitoïdiques eux-mêmes. Le magma charnockitique, en grande partie lié à l'anatexie de séries gneissiques de type Caramany au

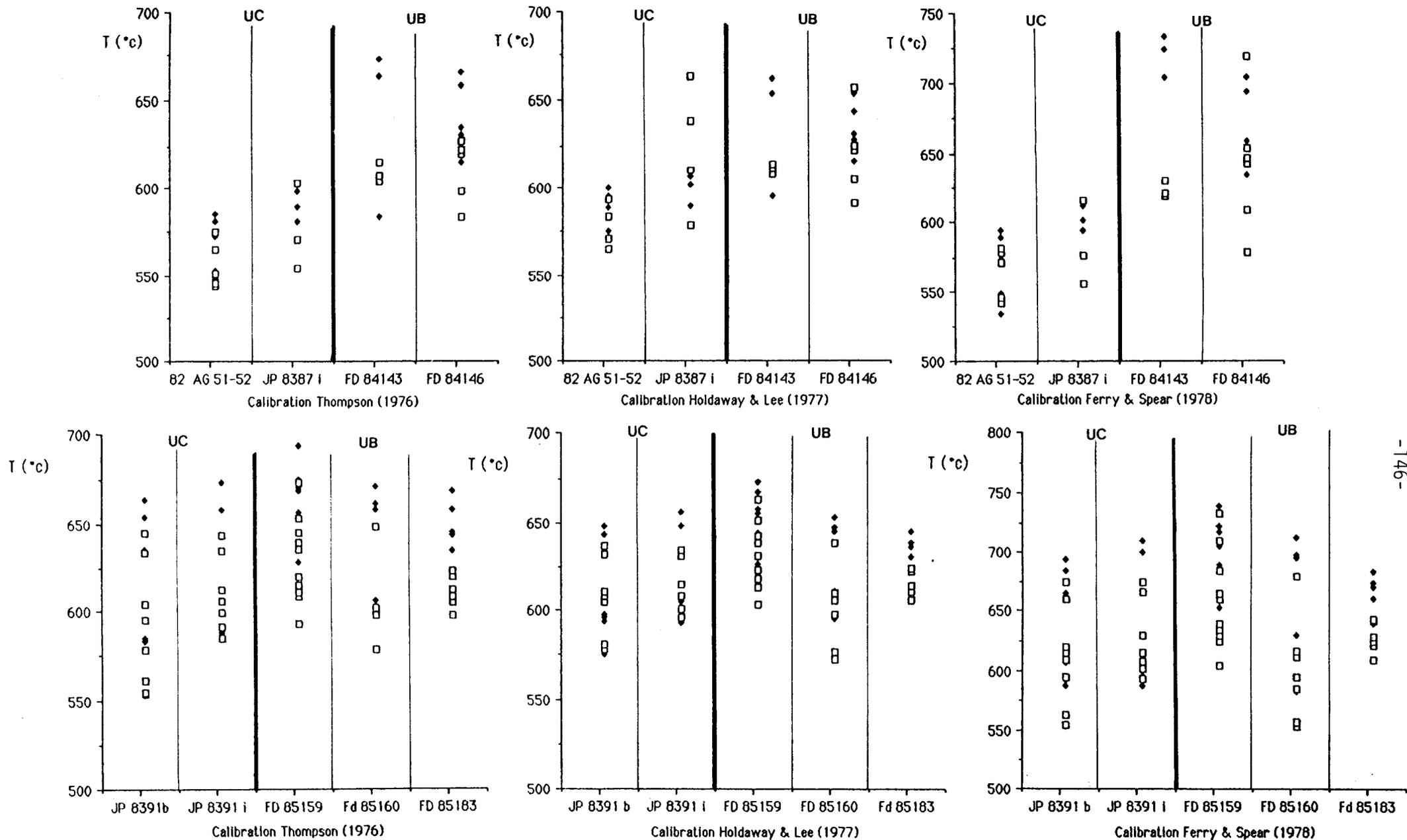


Fig. 97: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les kinzigites (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats).  
 82 AG 51-52, JP 8387i, JP 8391b,i proviennent de l'unité de Feilluns -Caramany.  
 FD 84143, FD 84146, FD 85159, FD 85160, FD 85183 proviennent de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.

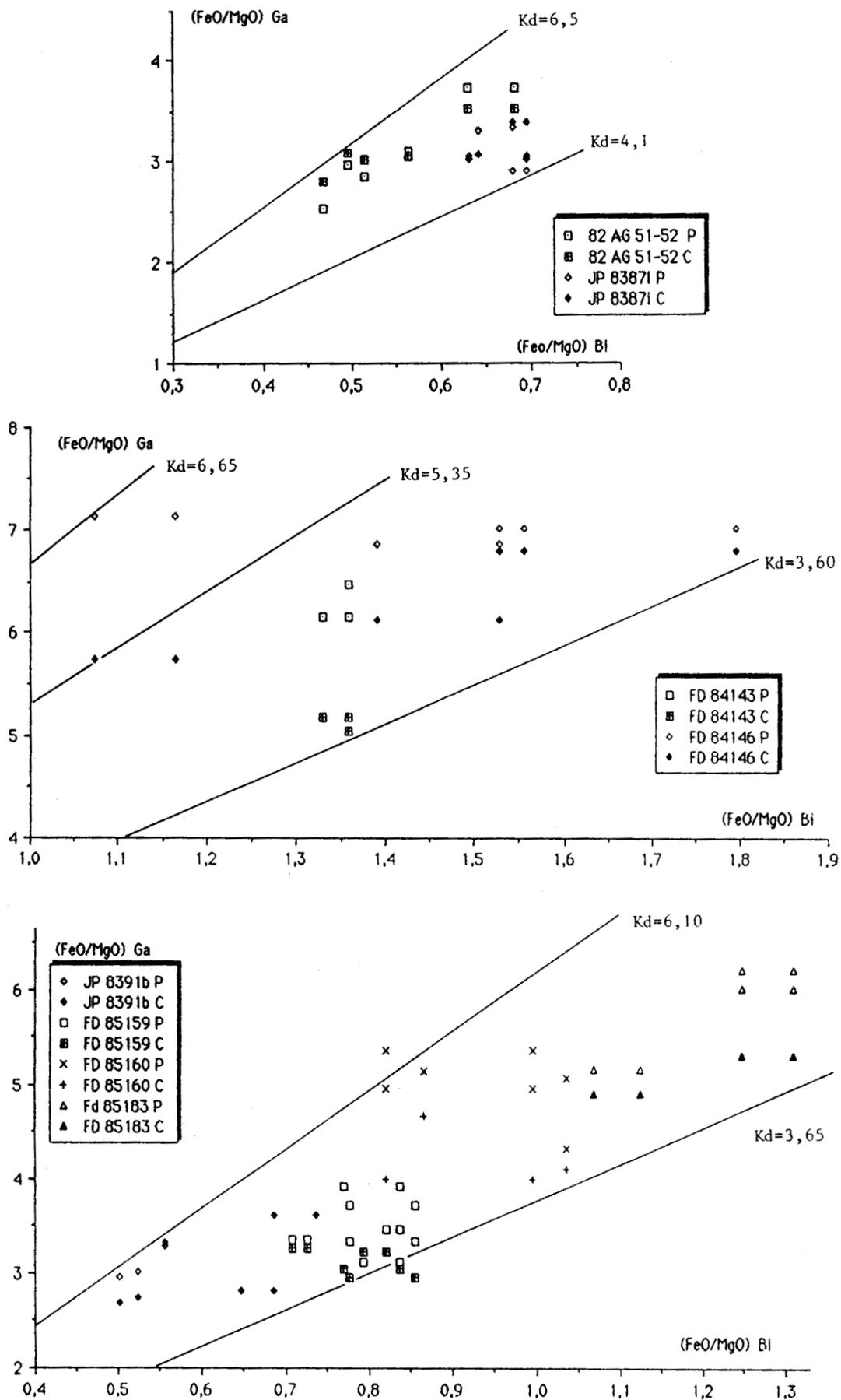


Fig. 98: Champ de variation du  $K_d_{[Ga-Bi]}$  dans les kinzigites (FeO et MgO exprimés en proportions molaires). Localisation des échantillons par unité: voir fig. 97.

contact de corps basiques intrusifs (Fourcade, 1981, Andrieux, 1982, Vielzeuf, 1984), se développe dans la zone tampon. Une température très élevée ne peut être invoquée comme facteur déterminant de la cristallisation de l'orthopyroxène dans la charnockite acide. Par contre, en envisageant qu'à cette température anatectique relativement basse, l'orthopyroxène cristallise à P plus élevée et/ou  $X_{H_2O}$  plus faible que les valeurs de l'encaissant actuel, le magma est reporté à une profondeur plus grande que celle de son encaissant actuel, lorsque le pyroxène cristallise. La masse granodioritique, lors de son injection, voit la déstabilisation du pyroxène s'effectuer dans les conditions P, T,  $X_{H_2O}$  définies lors du métamorphisme primaire hercynien de l'encaissant visible actuellement autour du granite.

Corrélativement, l'absence d'orthopyroxène primaire dans les filons et sills de granodiorite de Cassagnes suggère:

- soit des conditions de cristallisation à des pressions plus faibles et/ou de  $X_{H_2O}$  plus élevées que dans les charnockites acides, ce qui s'accorde avec la forme des injections (en sills comme le sont les injections charnockitiques de la partie supérieure de l'U.C.) et la position structurale de son encaissant, au dessus des séries de l'U.C.

- soit une rétro-morphose complète de l'orthopyroxène, ce qui est peu probable étant donné l'absence complète du minéral, même sous forme de reliques.

### 3- Barométrie dans les faciès kinzigitiques.

Deux assemblages minéralogiques permettent d'effectuer des calculs barométriques dans les kinzigites :

- le couple [Ga - Cd] ,
- l'association [Ga - Pl - silicate d'alumine - Qz].

Le baromètre [Ga - Cd] présente l'inconvénient majeur d'être très sensible, dans toutes les calibrations envisagées, aux teneurs en  $H_2O$  des cordiérites. Ces teneurs sont difficilement quantifiables, mais nous pouvons a priori supposer qu'elles restent faibles dans les cordiérites primaires pour trois raisons principales:

- les analyses de cordiérites ferment toujours très haut, ce qui dénote d'une fraction fluide assez faible;
- la stabilité de l'association [Ga - Cd<sub>1</sub>] précédemment évaluée aux environs de 650°C suppose, selon les résultats d'Holdaway et Lee (1977) sur la réaction (25)  $Bi + Sil + Qz \rightleftharpoons Ga + Cd + Fk + H_2O$ , des valeurs de  $PH_2O$  inférieures à  $PH_2O = 0,4 Pt$  (fig. 67);
- de fortes teneurs en  $CO_2$  dans le milieu lors du métamorphisme prograde hercynien sont soulignées par les inclusions fluides riches en  $CO_2$  dans la charnockite d'Ansignan (Touret, 1974, Forestier *et al.*, 1979), les paragenèses primaires dans les marbres et gneiss à silicates calciques, qui ne sont compatibles qu'avec des valeurs de  $X_{CO_2}$  dans la phase fluide, supérieures à 0,7 - 0,8 (fig. 20, 28).

Etant donnée la forte variabilité des résultats et le nombre de calibrations envisagées (cf. annexes), seule une estimation moyenne par échantillon a été présentée dans chacune des calibrations (tab. XVII). Les pressions obtenues par les calibrations de Thompson (1976), Holdaway et Lee (1977) où le milieu est hydraté ( $PH_2O = Pt : X_{H_2O}(\text{fluide}) = 1$ ) donnent des valeurs élevées de l'ordre de 6,2 à 8,0 kbars. De la même manière, dans la calibration de Lonker (1981), en fixant  $nH_2O(Cd)$  (nombre de molécules de  $H_2O$  dans une molécule de cordiérite)

à 0,8, la fraction calculée de H<sub>2</sub>O dans la phase fluide reste supérieure à 0,6 et les pressions obtenues sont de l'ordre 6,5 - 7,0 kbars. Les valeurs élevées de P obtenues avec un système fortement hydraté semblent peu compatibles avec les pressions de 4,0 - 4,5 kbars obtenues par le baromètre [Opx - Ga - Pl - Qz] dans les faciès charnockitiques. Par contre, si nous envisageons les calibrations du couple [Ga - Cd] selon Martignole et Sisi (1981), Lonker(1981) en limitant nH<sub>2</sub>O(Cd) à des valeurs inférieures ou égales à 0,4, les pressions obtenues varient de 3 à 5 kbars ce qui rend ces résultats cohérents avec ceux des faciès charnockitiques (fig. 99). Dans cette fourchette de valeurs de nH<sub>2</sub>O(Cd), les pressions obtenues par le baromètre de Lonker (1981) sont supérieures d'environ 1,0 - 1,5 kbars à celles calculées par la méthode de Martignole et Sisi (1981). Les kinzigites de l'U.B. indiquent, avec les paramètres évoqués précédemment, des pressions inférieures de 400 à 500 bars à celles délivrées par les kinzigites de l'U.C. (fig. 99).

	Ech. FD 84112				Ech. 82 AG 51				Ech. JP 8391 i			
	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl
Thompson	6730	630	2,0	1,00	7155	630	2,0	1,00	7110	630	2,0	1,00
Holdaway	7380	620	2,0	1,00	8042	630	2,0	1,00	7930	620	2,0	1,00
Mart-Sisi 0	3340	600	0,0	0,00	3020	610	0,0	0,00	3760	605	0,0	0,00
Mart-Sisi 4	3900	605	0,4	0,40	4495	615	0,4	0,40	4330	610	0,4	0,40
Lonker 0	4700	605	0,0	0,00	5235	615	0,0	0,00	5170	610	0,0	0,00
Lonker 4	5460	610	0,4	0,17	5910	620	0,4	0,15	5840	610	0,4	0,15
Lonker 8	6910	615	0,8	0,66	7380	625	0,8	0,60	7300	620	0,8	0,60

	Ech. 82 AG 52				Ech. JP 8387 i			
	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl
Thompson	7140	595	2,0	1,00	6930	630	2,0	1,00
Holdaway	7740	590	2,0	1,00	7670	620	2,0	1,00
Mart-Sisi 0	3210	575	0,0	0,00	3550	600	0,0	0,00
Mart-Sisi 4	3750	575	0,4	0,40	4120	605	0,4	0,40
Lonker 0	5050	580	0,0	0,00	4990	610	0,0	0,00
Lonker 4	5700	585	0,4	0,15	5060	610	0,4	0,16
Lonker 8	7112	590	0,8	0,60	7110	620	0,8	0,63

	Ech. FD 84143				Ech. FD 85159				Ech. FD 85183			
	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl
Thompson	6270	635	2,0	1,00	6630	650	2,0	1,00	6130	645	2,0	1,00
Holdaway	6790	625	2,0	1,00	7400	640	2,0	1,00	6670	630	2,0	1,00
Mart-Sisi 0	3030	610	0,0	0,00	3630	620	0,0	0,00	3070	620	0,0	0,00
Mart-Sisi 4	3600	610	0,4	0,40	4220	625	0,4	0,40	3650	620	0,4	0,40
Lonker 0	4380	610	0,0	0,00	4790	625	0,0	0,00	4290	620	0,0	0,00
Lonker 4	5050	615	0,4	0,19	5473	630	0,4	0,17	4970	625	0,4	0,20
Lonker 8	6510	620	0,8	0,76	6960	635	0,8	0,68	6450	630	0,8	0,77

Tab. XVII: Estimations barométriques sur le couple [Ga-Cd] dans les kinzigites

Thompson: calibration de Thompson (1976),

Holdaway: calibration d'Holdaway et Lee (1977),

Mart-Sisi: calibration de Martignoles et Sisi (1981),

Lonker: calibration de Lonker (1981).

Pour ces deux dernières calibrations, les suffixes 0,4,8 correspondent à 10<sup>n</sup>. n étant le nH<sub>2</sub>O Cd, c'est à dire le nombre de molécules d'eau de constitution par molécule de cordiérite fixé lors du calcul. La colonne X H<sub>2</sub>O Fl correspond à la fraction d'eau théoriquement fixée ou calculée dans la phase fluide de l'équilibre.

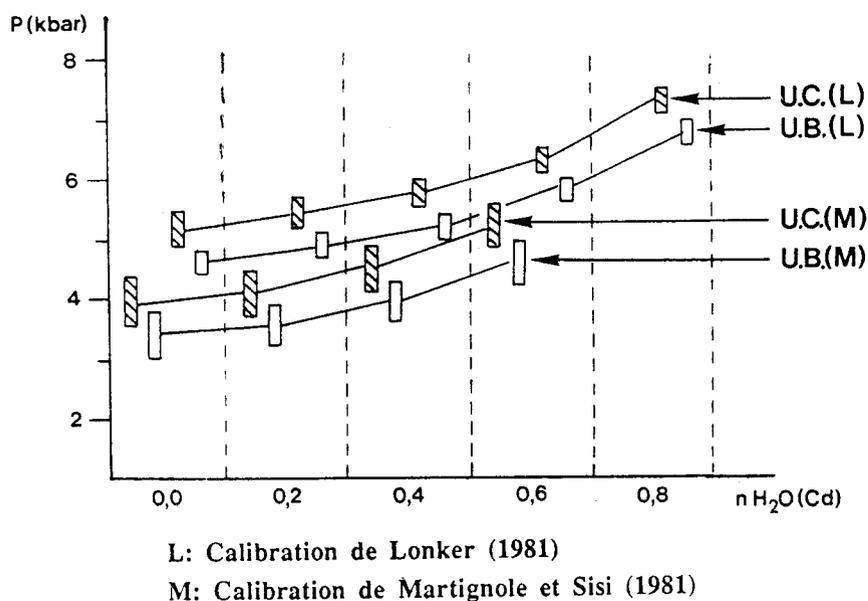


Fig. 99: Estimations des pressions d'équilibre du couple [Ga-Cd] dans les calibrations de Lonker (1981), Martignole et Sisi (1981) en fonction de l'état d'hydratation des cordiérites.

Afin de compléter ces résultats, nous avons utilisé le baromètre [Ga - Pl - silicate d'alumine (sillimanite) - Qz] dans les rares échantillons où le plagioclase n'avait pas participé à une réaction ou subi d'altérations. Seuls trois échantillons provenant de l'U.C. se sont avérés utilisables. La figure 100 présente les résultats du calcul dans les calibrations de Ghent (1976), Newton et Haselton (1981) pour trois températures: 600 - 700 - 800°C:

- à 800°C, les pressions sont toujours supérieures à 5,5 kbars. Les conditions P et T de l'encaissant ne correspondent pas aux températures d'équilibre du couple [Ga - Cd], les pressions sont élevées par rapport à celles de déstabilisation de l'orthopyroxène;

- entre 600 et 700°C, les pressions calculées varient de 3 à 5 kbars pour la calibration de Ghent(1976) et de 2,5 à 4,5 kbars dans la calibration de Newton et Haselton (1981) (les bornes inférieures des fourchettes correspondent au calcul à 600 C°).

Avec une température de stabilité des couples [Ga - Bi<sub>1</sub>] , [Ga - Cd<sub>1</sub>] de l'ordre de 650°C, les pressions de stabilisation des phases [Ga - Pl - Sil - Qz] doivent osciller entre 3 - 3,5 et 3,5 - 4 kbars suivant les calibrations. Ces pressions sont compatibles avec celles estimées sur le couple [Ga - Cd] dans les calibrations de Lonker (1981) et de Martignoles et Sisi (1981) lorsque le nH<sub>2</sub>O(Cd) est très faible (fig. 99). En tenant compte dans le baromètre [Ga - Sil - Pl - Qz], qu'une albitisation partielle du plagioclase (parfois visible dans les échantillons de kinzigites) peut engendrer une légère sous-estimation de la pression, les résultats P = 3 - 4 kbars, nH<sub>2</sub>O(Cd) < 0,4 , XH<sub>2</sub>O(fluide) < 0,4 et T = 650°C seraient alors caractéristiques des conditions primaires du métamorphisme hercynien des kinzigites du massif de l'Agly. Ces conditions sont par ailleurs comparables aux estimations P et T déterminées pour la rétro-morphose de l'orthopyroxène sur les épontes de la granodiorite d'Ansignan.

Concernant l'écart de l'ordre de 500 bars entre les pressions mesurées sur le couple [Ga - Cd] dans les kinzigites de l'U.C. et celles de l'U.B., il est systématique quelque soit la calibration envisagée. Il est difficile de cerner son aspect significatif étant donné les incertitudes liées au baromètre [Ga - Cd]. Cet écart est néanmoins cohérent avec la succession litho-tectonique qui place les séries de l'U.C. sous les séries de l'U.B. Il faudra tenter de le mettre en évidence par d'autres méthodes barométriques pour affiner sa crédibilité.

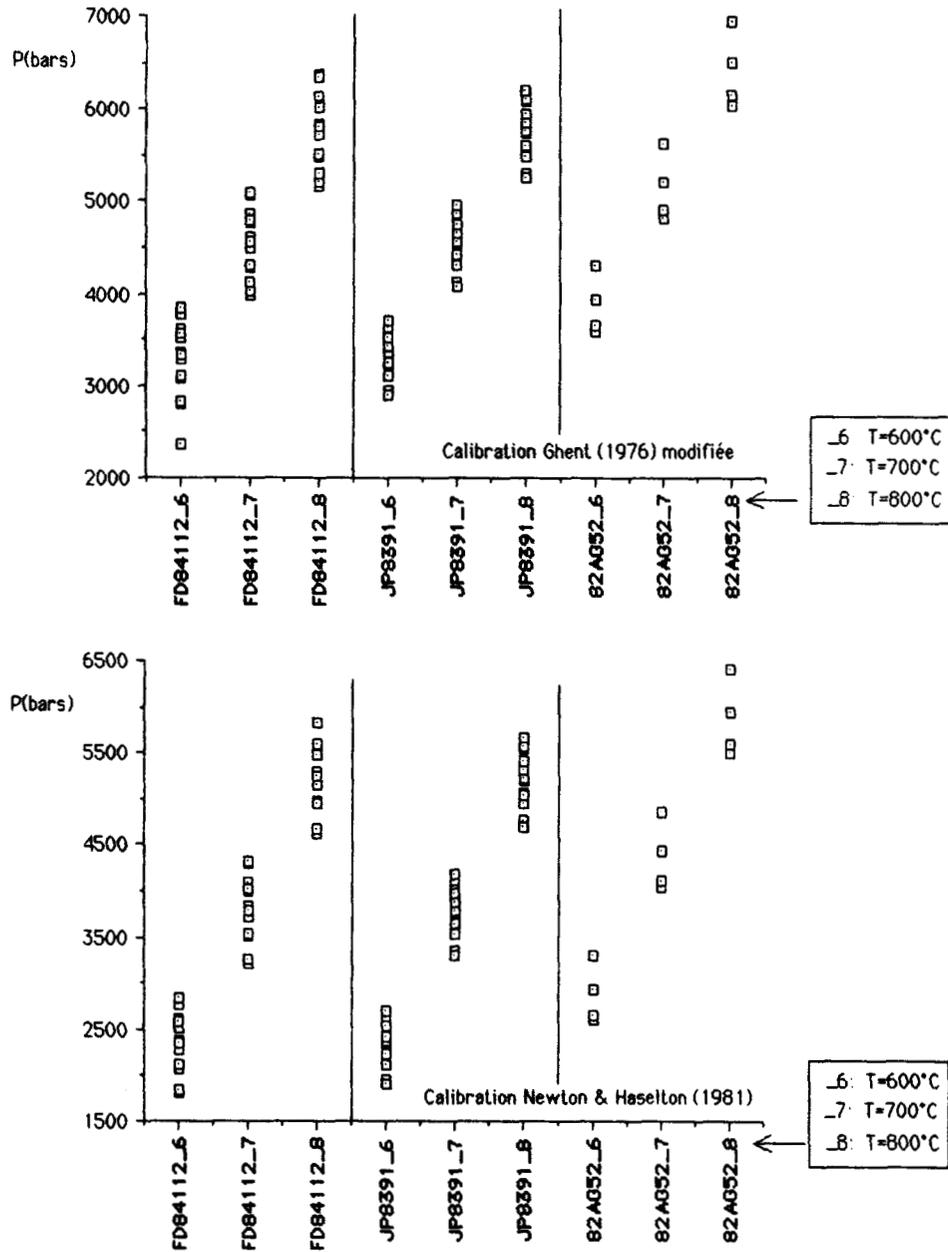


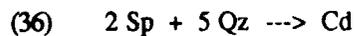
Fig. 100: Estimations barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz dans les kinzigites. Tous les échantillons proviennent de l'unité de Feilluns - Caramany

#### 4- Thermobarométrie dans les faciès à spinelle.

L'étude pétrographique a montré que les associations minéralogiques de ces niveaux ressemblaient beaucoup aux kinzigites s.s. et qu'il pouvait coexister deux types de spinelles dans un échantillon:

- un spinelle pauvre en ZnO, systématiquement inclus dans le grenat et témoin d'une étape métamorphique antérieure aux cristallisations de grenats. Ce spinelle est parfois présent dans les grenats des kinzigites s.s.;

- un spinelle riche en ZnO associé à une blastèse de cordiérite secondaire. Cette association  $Cd_2 - Sp$ , post-paragenèse primaire  $Ga - Cd_1 - Bi_1$ , serait à rapprocher de l'influence des fluides liés à la mise en place des granitoïdes profonds hercyniens, et témoignerait du fonctionnement successif des réactions:



##### a- Thermométrie.

Les couples  $[Ga - Bi]$  et  $[Ga - Cd]$  ont permis d'estimer les températures du métamorphisme hercynien aux environs de 600 - 650°C en retenant les valeurs les plus significatives, c'est-à-dire celles obtenues avec la composition du coeur des grenats (fig. 101). Toutes les mesures sont faites sur des associations primaires sauf sur l'échantillon FD85129\* où nous avons associé des grenats et des cordiérites elles-mêmes cocrystallisées au spinelle ( $Cd_2$ ); la température est alors de l'ordre de 700°C. Le léger enrichissement en FeO des cordiérites secondaires, particulier à cet échantillon (B, fig. 102), diminue le  $Kd[Ga-Cd]$  d'où l'augmentation de température. Ces résultats montreraient, bien qu'il soit difficile de préjuger des conditions d'équilibre de  $[Ga - Cd_2]$ , que le développement de l'association  $Cd_2 + Sp$  peut se faire à une température supérieure à celle du métamorphisme initial. Tout ceci est cohérent avec le mode de croissance de l'association  $Cd_2 + Sp$  qui, rappelons-le, est lié à la présence de granitoïdes hercyniens; ces derniers étant alors le vecteur d'une élévation thermique locale, par conduction, postérieurement au développement de la paragenèse primaire.

Malgré les teneurs élevées en ZnO du spinelle, un calcul de l'équilibre thermique a été tenté sur le couple  $[Cd_2 - Sp]$  en utilisant la calibration de Vielzeuf (1983, 1984). L'échantillon FD85120 présente des spinelles assez pauvres en ZnO, dont certains, inclus dans le grenat, ont un  $X_{Mg}$  élevé. Ils sont repérés par l'indice "I" sur la figure 103 A et correspondent à des reliquats anté-cristallisation  $Ga - Cd_1$ . En appliquant par curiosité le thermomètre  $[Cd - Sp]$  sur ces spinelles inclus et les  $Cd_2$  associés au spinelle plus riche en FeO et ZnO, nous obtenons des températures élevées de l'ordre de 900°C. Bien évidemment, leur signification reste très limitée puisque les deux phases impliquées sont "artificiellement" associées et ne correspondent pas à une équilibration réactionnelle ou diffusionnelle. Les températures estimées, dans ce même échantillon, sur l'association cocrystallisée  $Cd_2 - Sp$  (A, fig. 103), se situent aux environs de 700°C, valeurs similaires à celles obtenues sur les couples  $[Ga - Cd_2]$  dans l'échantillon FD85129\* (A, fig. 101). Concernant les échantillons JP8393a-b, FD85129, la richesse en ZnO des spinelles associés aux cordiérites secondaires engendre des  $X_{Mg}$  élevés lorsque l'on ne tient pas compte du ZnO. Les températures de 800 - 900°C obtenues dans ces conditions (fig. III-16 A) sont aberrantes et peu significatives.

Sur la figure 103 B, nous avons tenu compte des teneurs en ZnO. Rappelons qu'il existe une bonne corrélation  $Fe^{2+} - Zn^{2+}$  dans la formule structurale du spinelle (voir fig. 72). Dans le calcul thermique, nous avons remplacé, en nombre de cations, le  $Zn^{2+}$  présent par  $Fe^{2+}$ . Ceci diminue considérablement le  $X_{Mg}$  des spinelles dans les échantillons JP8393a-b, FD85129 et n'affecte pratiquement pas le  $X_{Mg}$  de ceux de l'échantillon FD85120. Alors que les estimations sur l'échantillon FD85120 ne sont pratiquement pas modifiées, celles des échantillons JP8393a-b et FD85129 diminuent fortement pour atteindre des valeurs de l'ordre de 650°C. Etant donné le subterfuge utilisé dans le calcul, il est difficile de préciser la crédibilité des températures obtenues. Quoiqu'il en soit, nous pouvons considérer que le développement de l'association Sp -  $Cd_2$  post-métamorphisme primaire hercynien est essentiellement lié aux fluides granitophyles avec localement une élévation thermique possible de l'ordre de 50 à 100°C par rapport à la température initiale.

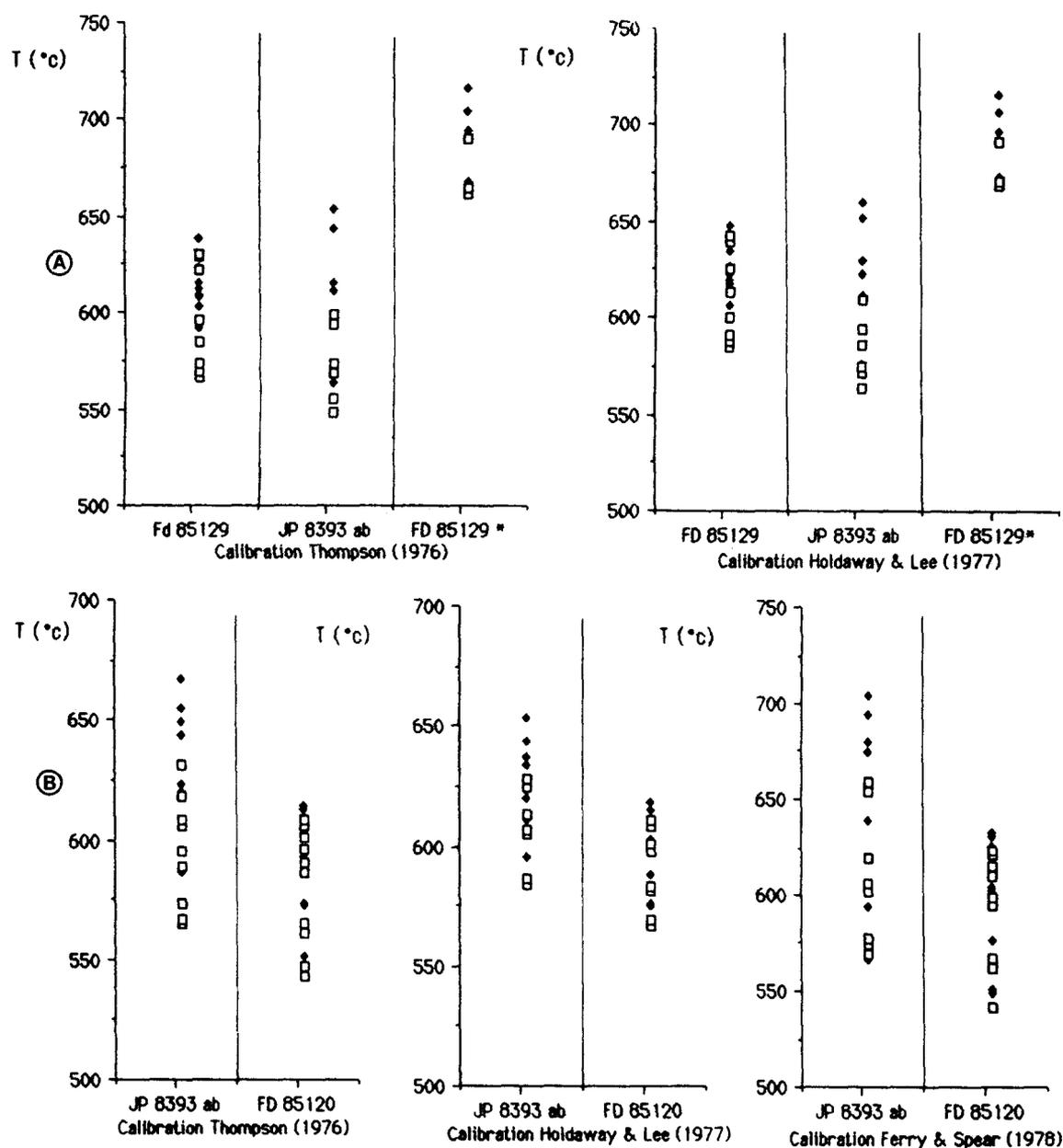


Fig. 101: Estimations thermiques sur les couples [Ga-Cd](A) et [Ga-Bi](B) dans les faciès alumineux à spinelle (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats).  
 FD 85129, FD 85129\* proviennent de l'unité de Feilluns - Caramany.  
 JP 8393 ab, FD 85120 proviennent de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.  
 On remarque la stabilisation de la paragenèse primaire Ga - Cd - Bi (FD 85129, JP 8393 ab, FD 85120) aux alentours de 600 - 650 °C alors que le développement postérieur de  $Cd_2$  (+ Sp), (FD 85129\*), s'équilibrerait, quant à lui, localement autour de 700 °C.

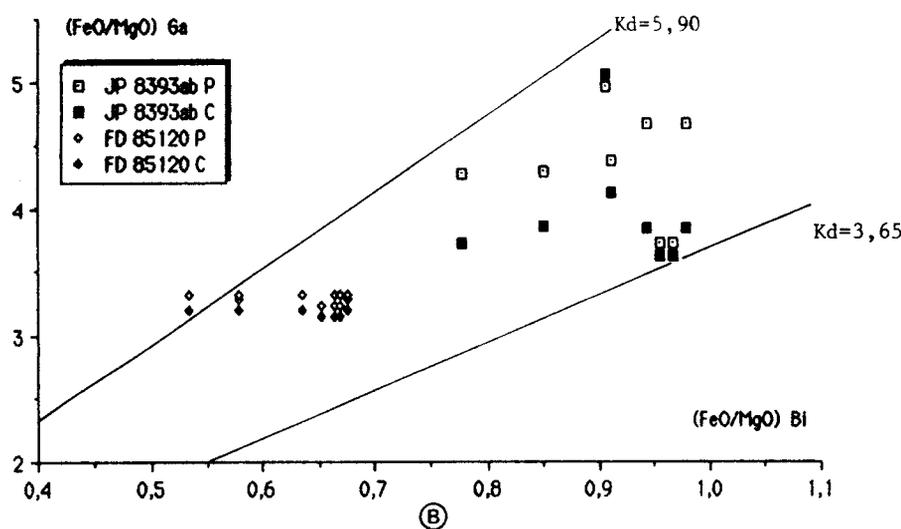
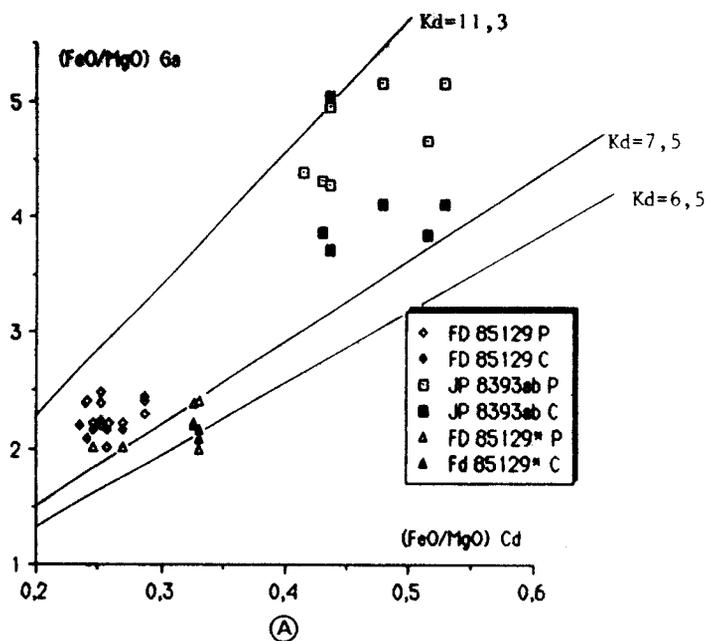


Fig. 102: Champ de variation des  $Kd_{[Ga-Cd]}$  (A) et  $Kd_{[Ga-Bi]}$  (B) dans les faciès alumineux à spinelle (FeO et MgO exprimés en proportions molaires). La faible zonation des grenats n'engendre pas de fortes variations du  $Kd$  dans un échantillon, mais le fort enrichissement en FeO des cordiérites secondaires de l'échantillon FD 85129\* décale le  $Kd$  considéré vers les valeurs les plus basses, c'est à dire des températures élevées

**b- barométrie.**

Les associations Ga - Cd et Ga - Pl - Sil - Qz sont utilisées. Pour le couple [Ga - Cd] seule l'évaluation barométrique à partir des calibrations de Martignole et Sisi (1981) et Lonker (1981) avec de faibles états d'hydratation sera retenue et ce, pour les mêmes raisons que dans le cas des kinzigites (section IV-3 de ce chapitre). Ainsi, suivant les échantillons et les calibrations, les pressions obtenues s'étalent de 3,4 à 6,0 kbars, avec une valeur moyenne de l'ordre de 4,0- 4,5 kbars, comparable à celle des kinzigites (tab. XVIII).

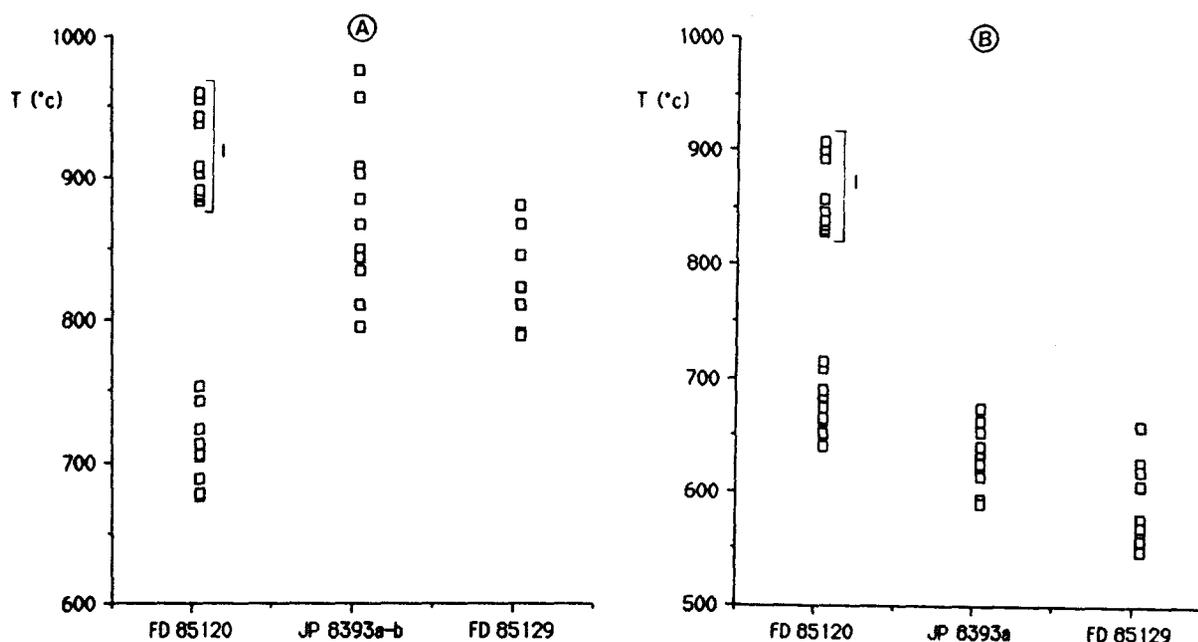


Fig. 103: Estimations thermiques sur le couple [Cd-Sp] par la calibration de Vielzeuf (1983, 1984) dans les faciès alumineux à spinelle.

A: Les calculs sont effectués sans prendre en considération les teneurs en ZnO du spinelle.

B: Les calculs prennent en compte la présence de ZnO dans le spinelle.  $Zn^{2+}$  est artificiellement remplacé par une quantité équivalente de  $Fe^{2+}$  dans la formule structurale du spinelle.

Les points indicés "I" correspondent à un calcul où des spinelles, riches en MgO, pauvres en ZnO et inclus dans les grenats, sont associés aux cordiérites rétrogrades du grenat. Ce calcul ne rend absolument pas compte d'une équilibration entre ces minéraux artificiellement associés, mais est réalisé dans le but de visualiser les écarts thermiques issus de la calibration en cas de forte variation de la composition des phases.

	Ech. FD 85129				Ech. FD 85129*				Ech. JP 8393 b			
	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl	P (bars)	T (°C)	n H <sub>2</sub> O Cd	X H <sub>2</sub> O Fl
Thompson	7200	660	2,0	1,00	6090	750	2,0	1,00	6670	635	2,0	1,00
Holdaway	8250	650	2,0	1,00	7360	725	2,0	1,00	7350	625	2,0	1,00
Mart-Sisi 0	4320	630	0,0	0,00	4850	715	0,0	0,00	3410	610	0,0	0,00
Mart-Sisi 4	4920	635	0,4	0,40	5530	720	0,4	0,40	3980	610	0,4	0,40
Lonker 0	5370	630	0,0	0,00	4700	710	0,0	0,00	4770	610	0,0	0,00
Lonker 4	6060	640	0,4	0,15	5450	715	0,4	0,20	5440	615	0,4	0,20
Lonker 8	7560	645	0,8	1,00	7080	725	0,8	0,77	6902	620	0,4	0,68

Tab. XVIII: Estimations barométriques sur le couple [Ga-Cd] dans les faciès à spinelle.

Thompson: calibration de Thompson (1976),

Holdaway: calibration d'Holdaway et Lee (1977),

Mart-Sisi: calibration de Martignoles et Sisi (1981),

Lonker: calibration de Lonker (1981),

Pour ces deux dernières calibrations, les suffixes 0,4,8 correspondent à  $10 \cdot n$ , n étant la valeur  $nH_2O_{Cd}$ , c'est à dire le nombre de molécules d'eau de constitution par molécule de cordiérite fixé lors du calcul.

La colonne  $X H_2O_{Fl}$  correspond à la fraction d'eau théoriquement fixée ou calculée dans la phase fluide de l'équilibre.

En appliquant le baromètre [ Ga - Pl - Sil - Qz ] aux faciès à spinelle, on obtient des résultats identiques à ceux relatifs aux kinzigites. A T proche de 650°C, les pressions se situent entre 3 et 4 kbars suivant les calibrations envisagées (fig. 104). L'échantillon FD85129 provenant de l'U.C. indique des pressions supérieures de 500 bars à celles des échantillons de l'U.B., quelque soient la calibration et la température de calcul utilisées.

En recalculant les pressions sur les échantillons de kinzigites et de niveaux à spinelle traités par Andrieux (1982) et Vielzeuf (1984), les résultats sont parfaitement conformes à ceux issus de nos propres analyses. Les pressions obtenues avec le coeur des grenats sont supérieures d'environ 100 à 500 bars à celles obtenues avec la périphérie (tab. XIX). Cette constatation est cohérente avec le léger enrichissement en FeO constaté sur la périphérie de la plupart des grenats. Ainsi, la rétro-morphose hydrique généralisée s'effectuerait avec une diminution de T inférieure à 100°C, P diminuant dans le même temps de moins de 10%. On notera sur le tableau XIX que l'échantillon AG832 de l'U.B. a une pression calculée inférieure d'environ 500 - 600 bars à celles des échantillons AG7909 et AG8074 provenant de l'U.C. Ceci conforte l'aspect systématique de cet écart de pression entre faciès de l'U.C. et de la base de l'U.B. et mérite discussion.

A propos du baromètre [Ga - Cd], tant dans les kinzigites que dans les faciès à spinelle, les deux phases invoquées ont une tendance magnésienne plus affirmée dans l'U.C. que dans l'U.B. Cette tendance est corrélée, d'après les analyses de Fonteilles (1976) et la figure 55, à une composition globale qui évolue dans le même sens, sans que l'on puisse invoquer le degré thermique de métamorphisme comme vecteur de cette évolution. Les variations de pressions déduites du baromètre [Ga - Cd], sont le fait d'une augmentation relative plus forte de FeO dans les grenats par rapport au FeO des cordiérites, quand on passe des associations de l'U.C. à celles de l'U.B. Apparemment, ce décalage dans l'évolution de composition des grenats, n'est pas corrélable à l'évolution globale de la composition, puisque cette dernière se manifeste sur toutes les phases ferro-magnésiennes. Par conséquent, l'écart de pression calculé entre l'U.C. et la base de l'U.B. deviendrait significatif.

Dans le cas du baromètre [Ga - Pl - Sil - Qz], l'écart calculé provient d'une composition un peu plus calcique des grenats de l'U.C. Cet "excès" de CaO n'est pas observable dans le plagioclase qui reste identique (An<sub>30</sub>) entre faciès équivalents des deux unités. D'après les analyses globales de Fonteilles (1976, p. 594), les teneurs en CaO sont plus fortes dans les kinzigites de l'U.C. par rapport à celles de l'U.B., mais elles se corrélaient parfaitement à une évolution similaire de Na<sub>2</sub>O, ce que traduit l'observation des roches, à savoir : une composition modale en plagioclases des kinzigites de l'U.C., plus forte que celle des kinzigites de l'U.B. Là encore, la variation de composition du grenat ne semble pas reliée à une évolution de la composition générale et rendrait crédible l'écart de pression mesuré.

Bien évidemment, cet écart de l'ordre de 500 - 600 bars est faible; il entre dans le cadre des incertitudes de calibrations. Cependant, son aspect systématique, associé à des variations significatives de la composition des phases (nous avons toujours utilisé la microsonde avec des temps de comptages longs : voir annexes), permet de lui octroyer un certain crédit. Dans ces conditions, nous serions alors à même d'estimer l'épaisseur amincie dans la zone ultramylonitique qui sépare U.C. et U.B. (section VII de ce chapitre).

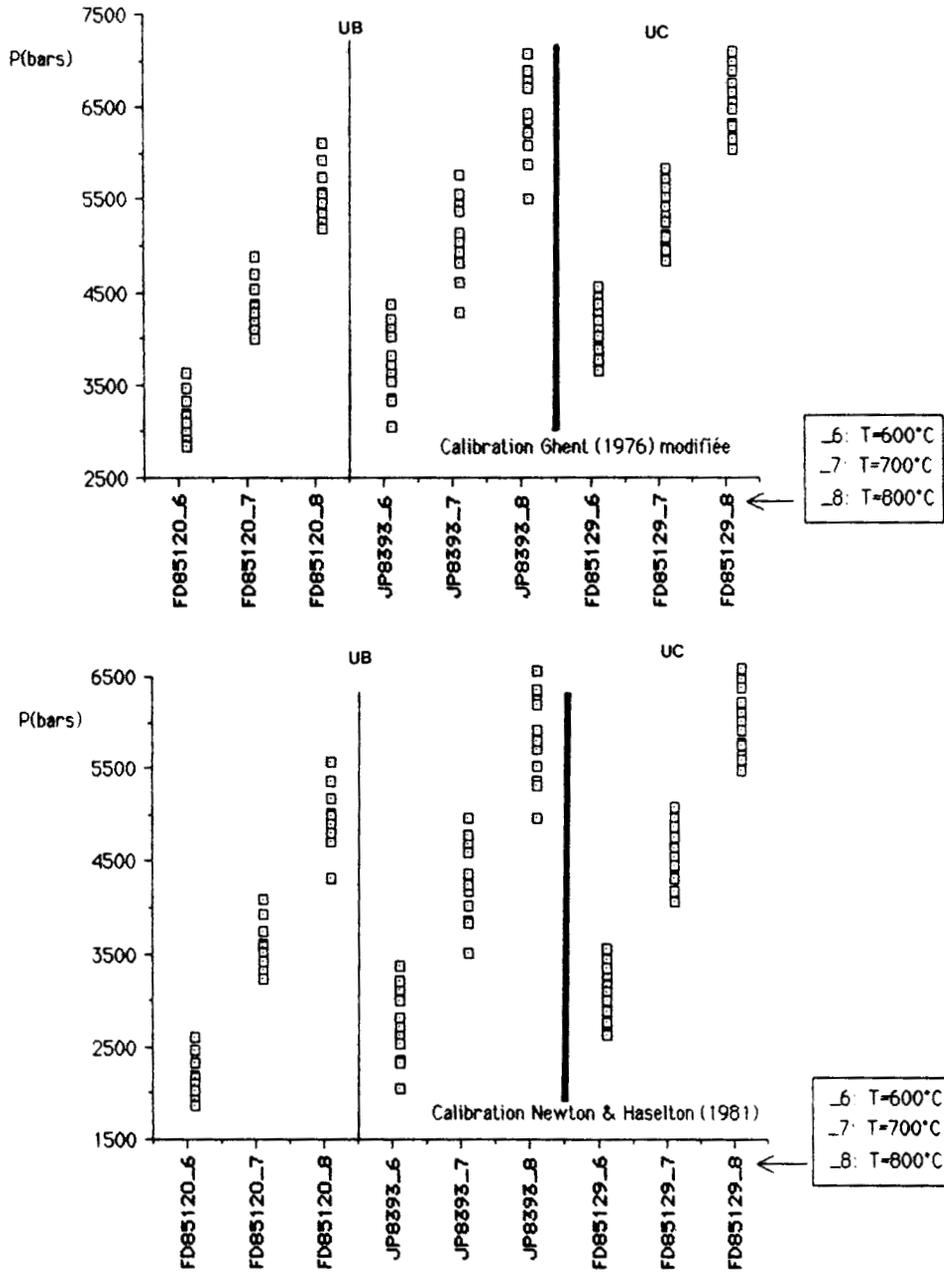


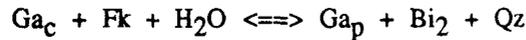
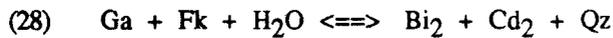
Fig. 104: Estimations barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz dans les faciès alumineux à spinelle

T°C	P(Newton)(Kb)			P(Ghent)(Kb)		
	600	700	800	600	700	800
AG 7909 c	3,40	4,98	6,56	4,41	5,76	7,11
AG 7909 p	2,96	4,47	5,97	3,97	5,25	6,52
AG 8074 c	3,38	4,49	6,61	4,40	5,65	6,99
AG 8074 p	2,72	4,20	5,68	3,63	4,84	6,04
AG 832 c	2,49	4,07	5,64	3,28	4,57	5,85
AG 832 p	2,38	3,96	5,58	3,17	4,46	5,75

Tab. XIX: Calculs barométriques sur l'association Ga -Pl - Sil -Qz, d'après les analyses de Vielzeuf (1984). Les estimations P : 3 - 4 kbars à 650 °C obtenues sur nos propres échantillons (fig. 104) sont conformes aux résultats de ce tableau.

## V- La thermobarométrie des gneiss de Caramany et des granito-gneiss type "Pont de Trilla"

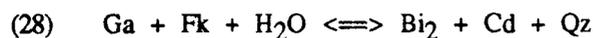
La thermométrie de ces faciès provient essentiellement de l'étude du couple [Ga - Bi]. Néanmoins, dans quelques niveaux des gneiss de Caramany, la présence de cordiérite rétomorphe du grenat par la réaction :



a fourni des estimations thermiques [Ga<sub>p</sub> - Cd<sub>2</sub>] à 580°C ± 30°C sur une vingtaine de couples répartis dans trois échantillons. Cette estimation concorde avec les résultats précédemment obtenus à partir des kinzigites et concernant la rétomorphose hydrique post-paragenèse primaire.

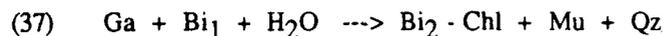
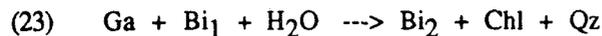
Dans les échantillons de gneiss de Caramany, les distinctions texturales Bi<sub>1</sub> - Bi<sub>2</sub> à l'échelle du grain sont beaucoup plus aisées que dans les faciès kinzigitiques. On peut au plan textural affirmer que l'essentiel des couples [Ga - Bi] étudiés correspond à la paragenèse primaire. Les températures obtenues sur les couples [Ga - Bi<sub>1</sub>] en utilisant la composition de coeur des grenats, sont de l'ordre de 600 - 650 °C avec un étalement des mesures par échantillon ne dépassant pas 70°C (fig. 105). La crédibilité de cette estimation est confortée par une faible zonation des grenats qui ne devrait pas induire de fortes modifications de leur composition initiale. Pour l'essentiel, l'étalement du Kd est du aux fluctuations du rapport FeO / MgO des biotites , ce même rapport dans les grenats (coeur ou périphérie) restant beaucoup plus stable (fig. 106).

Dans l'échantillon FD84141, les points indicés "2" (fig. 105) représentent des calculs sur les couples [Ga - Bi<sub>2</sub>], les biotites secondaires provenant de la déstabilisation rétomorphique du grenat par les réactions :



Les températures retenues sont de l'ordre de 550 - 600 °C c'est à dire, comparables à celles issues du couple [Ga - Cd<sub>2</sub>]. La quasi-absence de zonation significative dans les grenats n'engendre pas de distinction significative entre les évaluations thermiques en retenant les analyses de coeur du grenat et celles de leur périphérie.

Dans les gneiss du Pont de Trilla, l'importance des phénomènes de réhydratation de l'association primaire Ga - Bi<sub>1</sub> - Fk, rend plus difficile l'étude thermométrique. En particulier, le développement de réactions type :



engendre des variations assez fortes du rapport FeO / MgO dans les minéraux micacés, le grenat restant par contre assez homogène. Il est vraisemblable qu'à partir des divers couples [Ga - Bi<sub>s.l.</sub>], les températures obtenues correspondent, en fait, à une valeur intermédiaire entre celle de l'équilibre primaire et celle de la rétomorphose. C'est ce que semble confirmer la figure 107 où les températures consignées sont relativement basses, de l'ordre de 580°C, avec un étalement pouvant atteindre 120 - 150°C. Certains échantillons (FD84135, FD84248) montrent

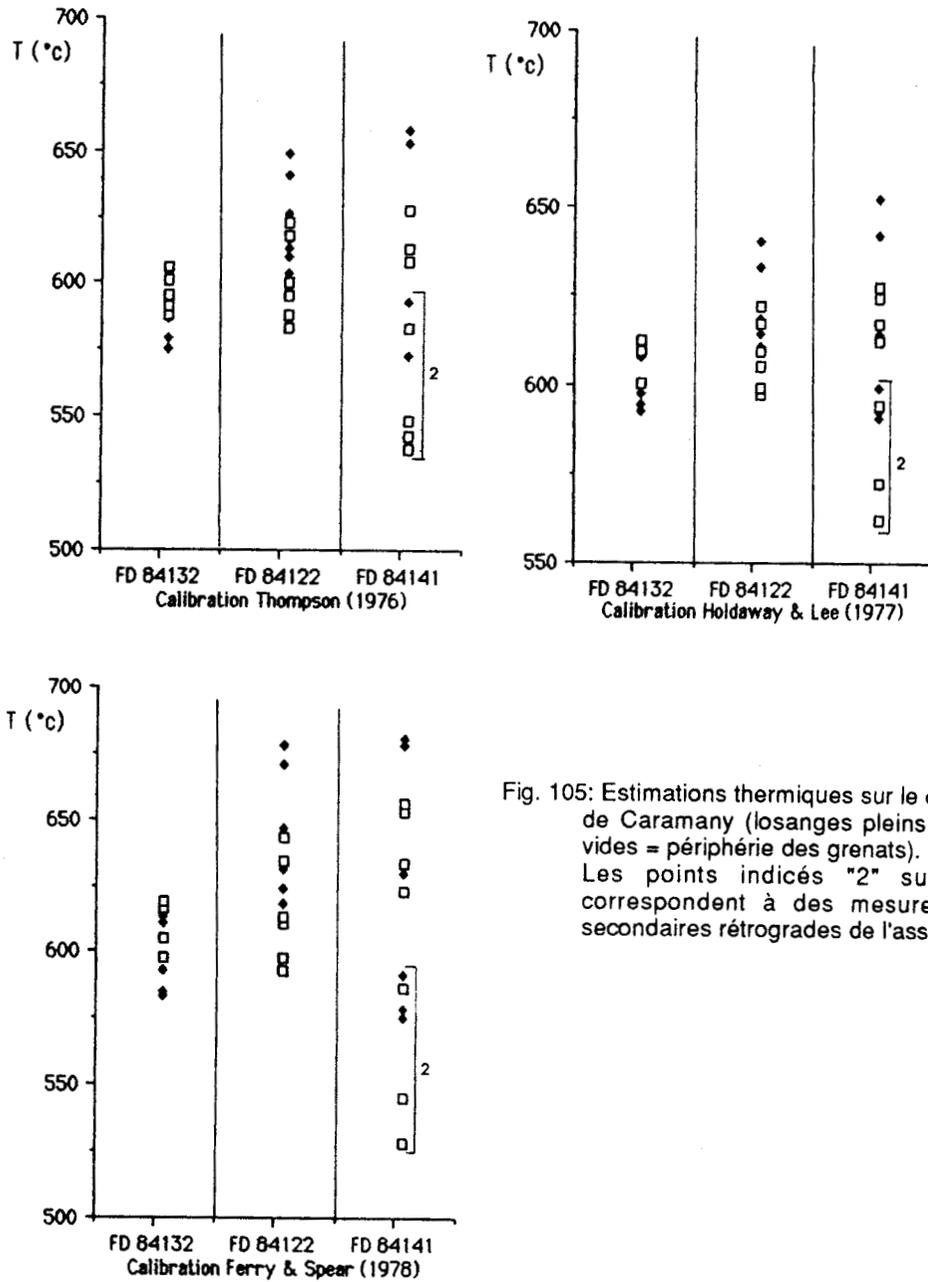


Fig. 105: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les gneiss de Caramany (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats). Les points indicés "2" sur l'échantillon FD 84141 correspondent à des mesures faites avec des biotites secondaires rétrogrades de l'association primaire Ga - Fk.

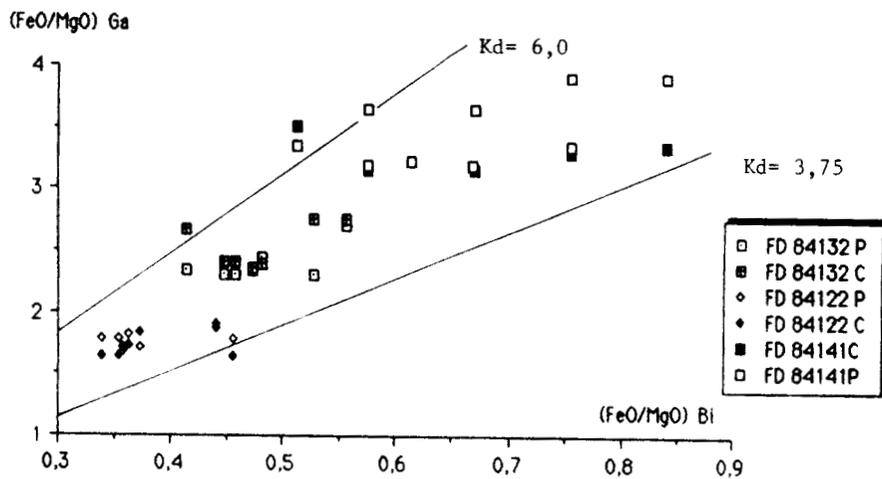
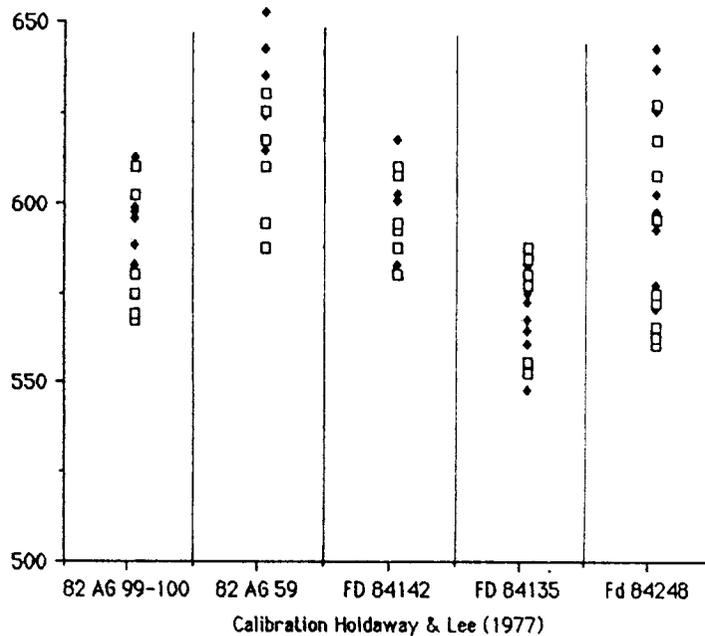
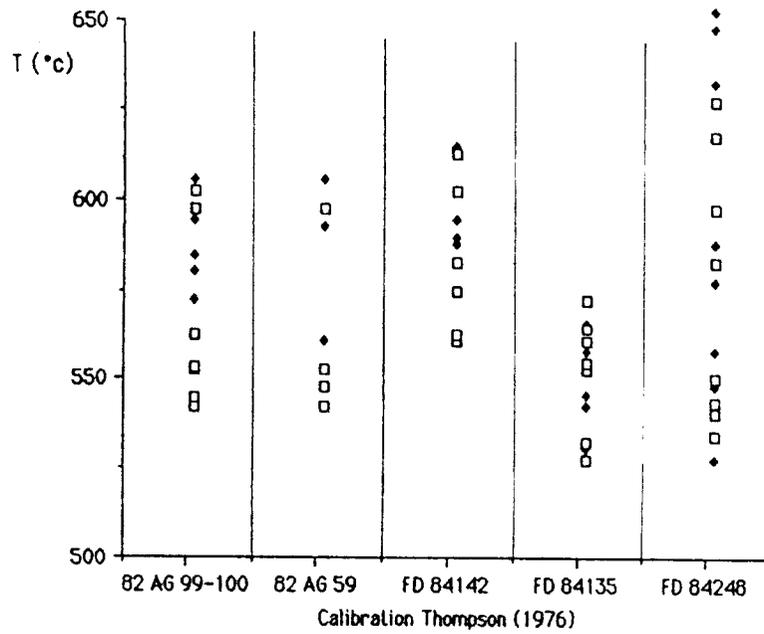


Fig. 106: Champ de variation du  $K_d$ [Ga-Bi] dans les gneiss de Caramany (FeO et MgO exprimés en proportions molaires). On notera la bonne homogénéité, au sein de chaque échantillon, du rapport FeO/MgO dans le grenat et par contre sa dispersion beaucoup plus importante dans les biotites, à l'origine de l'étalement des  $K_d$ [Ga-Bi] mesurés dans un échantillon.

un recouvrement entre les températures obtenues avec la composition du coeur des grenats et de celles obtenues avec la périphérie; les autres (82AG99-100, 82AG59, FD84142) fournissent les températures les plus basses quand on utilise la composition de périphérie des grenats.

Sur un diagramme de répartition de FeO - MgO dans les grenats et les biotites (fig. 108), le rapport FeO / MgO des grenats d'un même échantillon est sub-constant, alors que ce même rapport est variable dans les biotites. Ainsi la dispersion du  $K_d[\text{Ga-Bi}]$  entre 3,55 et 6,00 dépend de la composition des biotites. Ces fluctuations dans les biotites et parallèlement la stabilité de composition des grenats, confirment la faible influence des processus diffusionnels post-cristallisation.



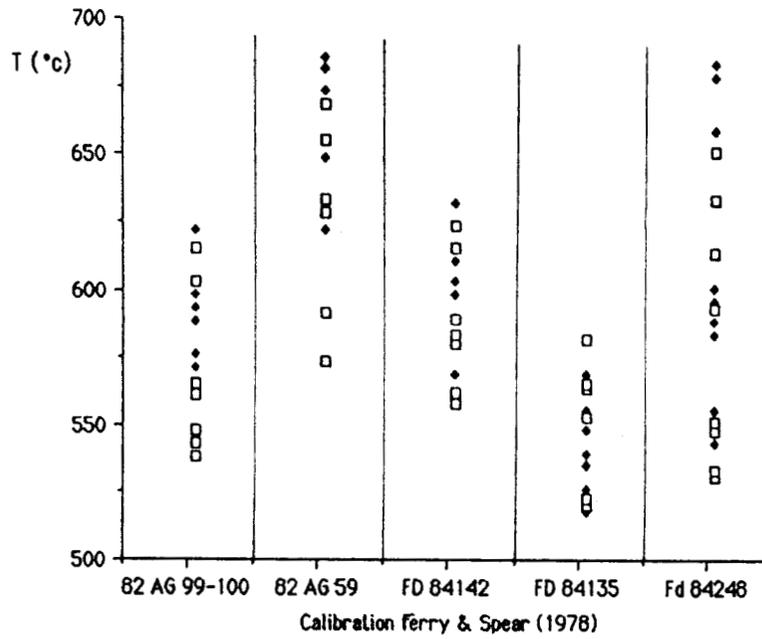


Fig. 107: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les gneiss du Pont de Trilla (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats).

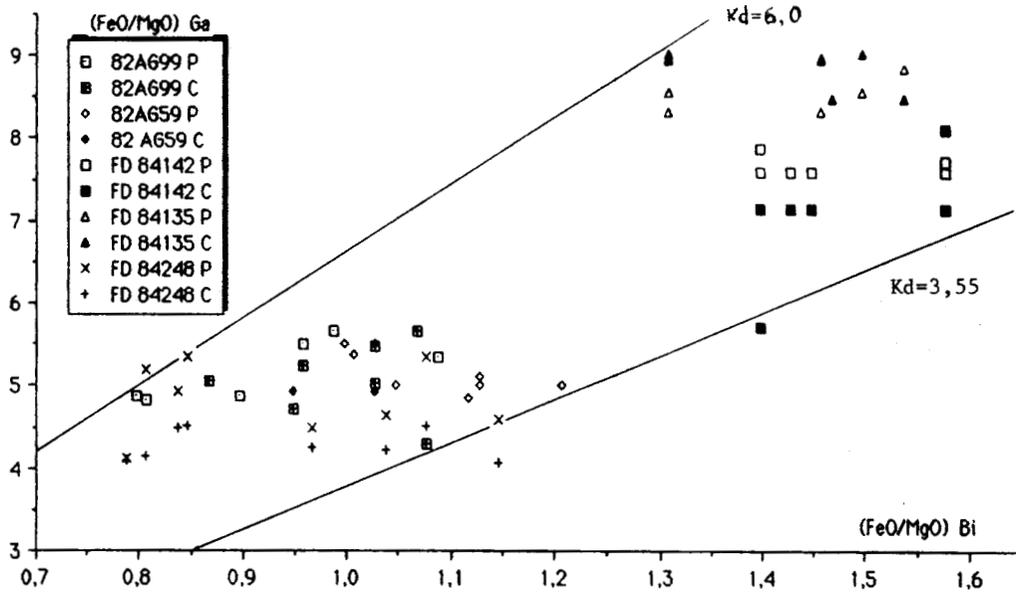


Fig. 108: Champ de variation du  $K_d$ [Ga-Bi] dans les gneiss du Pont de Trilla (FeO et MgO exprimés en proportions molaires).

Par sa richesse en plagioclases, la formation des gneiss du Pont de Trilla se prête à l'utilisation du baromètre [Ga - Pl - silicate d'alumine - Qz]. Par contre, le silicate d'alumine en association avec Ga - Pl - Qz est peu fréquent. Nous avons quand même appliqué le baromètre à titre indicatif en postulant que l'association Ga - Pl - Qz était, à priori, stable dans le champ de la sillimanite. En utilisant les calibrations de Ghent (1976), Newton et Haselton (1981), les résultats obtenus concordent parfaitement avec ceux déduits de l'étude des

kinzigites et des faciès à spinelle de l'U.C. Par exemple, pour  $T = 600^{\circ}\text{C}$ ,  $P$  peut varier de 2,7 à 3,7 kbars; à  $T = 700^{\circ}\text{C}$ ,  $P$  varie de 4,5 à 5,2 kbars, les pressions les plus élevées étant obtenues dans la calibration de Ghent (1976) (fig. 109). En choisissant une température de stabilité de l'assemblage Ga - Pl - Qz (Sil) aux environs de  $650^{\circ}\text{C}$ , les pressions d'équilibre se placeraient dans l'intervalle 3 - 4 kbars. Cette évaluation est identique à celle obtenue avec le même baromètre, dans les kinzigites et les faciès à spinelle de l'U.C., mais aussi à celle provenant des gneiss de Caramany étudiés par Andrieux (1982), Vielzeuf (1984) et dont nous avons repris le calcul (tab. XX).

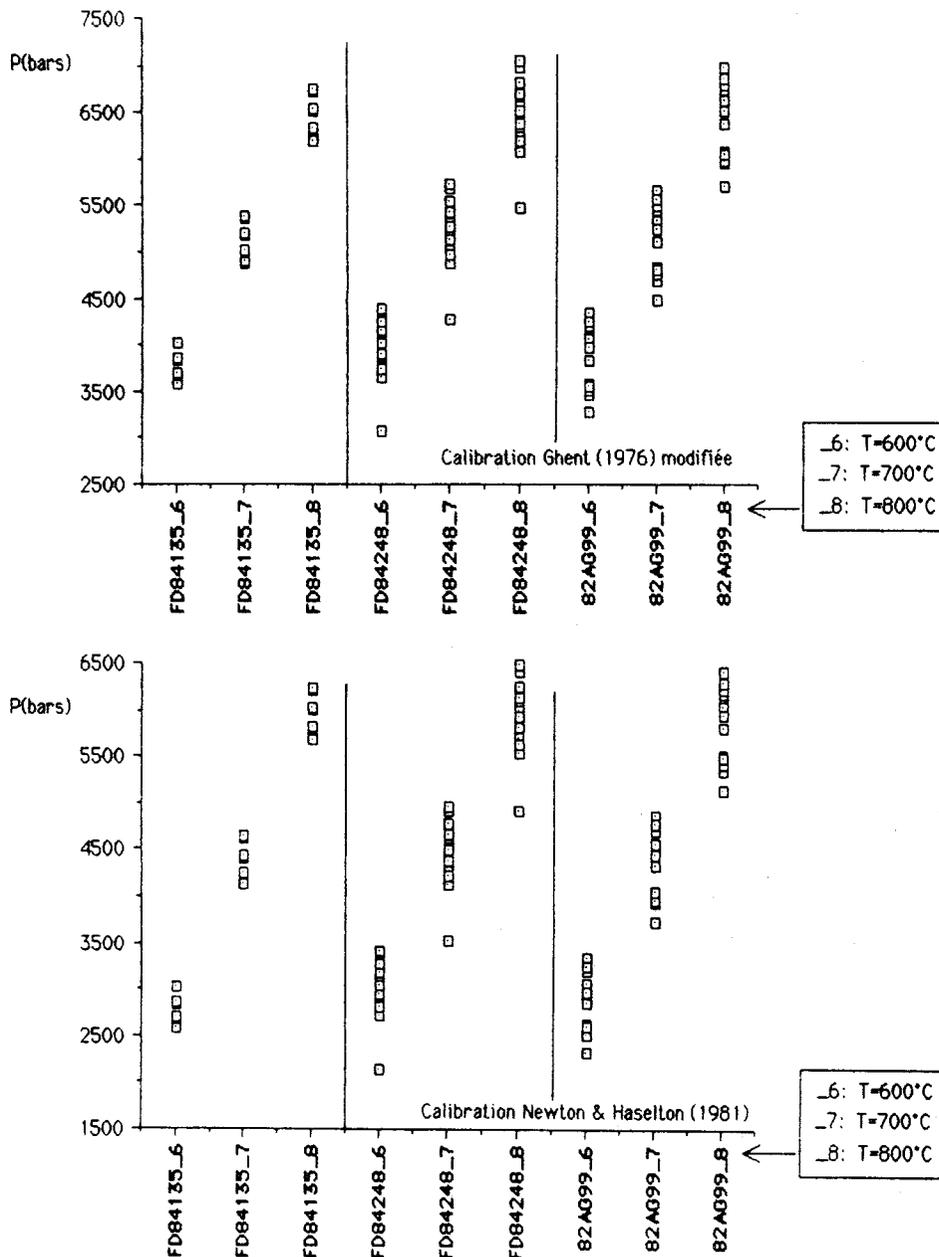


Fig. 109: Estimations barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz dans les gneiss du Pont de Trilla.

T°C	P(Newton)(Kb)			P(Ghent)(Kb)		
	600	700	800	600	700	800
7909	2,36	3,74	5,11	3,23	4,43	5,64
7928	2,15	3,59	5,04	3,15	4,36	5,58
7936	2,93	4,44	5,94	3,92	5,18	6,64
8056	2,49	3,20	5,33	3,48	4,47	5,85

Tab. XX: Calculs barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz, d'après les analyses de Vielzeuf (1984). Les estimations de ce tableau sont conformes à celles réalisées sur nos propres échantillons (fig. 109) aux environs de P : 3 - 4 kbars, à 650 °C.

## VI- Thermométrie dans les gneiss anatectiques de l'U.B.

Les grenats de ces faciès sont caractérisés par une fraction importante de spessartine. La limite d'application du thermomètre [Ga - Bi], en considérant le grenat comme une solution solide idéale almandin - pyrope, impose:  $\%[\text{spessartine}] \leq 1/3 \ \%[\text{pyrope}]$ . Les grenats (coeur et périphérie) de l'échantillon FD85198 et le coeur des grenats de l'échantillon FD85199 se situent en deçà de cette limite. Par contre, la périphérie des grenats de l'échantillon FD85199 et tous les grenats de l'échantillon FD85180, ne peuvent pas, par la limite imposée, être utilisés dans une thermométrie [Ga - Bi]. A cette difficulté, s'ajoute le développement fréquent de biotites secondaires et d'intermédiaires Bi - Chl aux dépens du grenat, ce qui impose un choix strict des couples [Ga - Bi] au plan textural. Si l'on prend aussi le soin d'utiliser des couples [Ga - Bi] où les joints de grains sont nets, on obtient des résultats dont l'homogénéité relative est assez surprenante. Nous avons volontairement effectué des calculs sans tenir compte du facteur limitatif d'application des calibrations lié au manganèse des grenats:

- l'échantillon FD85198 dont les grenats sont en deçà du seuil spessartine/pyrope = 1/3, fournit une température de l'ordre de 625 - 650°C en utilisant le coeur des grenats, la température liée aux périphéries des grenats se situe, elle, aux alentours de 600°C (fig. 110);

- dans l'échantillon FD85199, les mesures effectuées avec le coeur des grenats et indicées "1" sont en deçà du seuil spessartine/pyrope et donnent aussi une température de l'ordre de 625 - 650°C. Elle correspond, comme pour les mesures liées au coeur du grenat dans l'échantillon FD85198, à une estimation vraisemblablement assez proche de la température primaire du métamorphisme hercynien (grandeur comparable à celle estimée dans les kinzigites et faciès à spinelle de l'U.B.);

- dans l'échantillon FD85180 et les couples indicés "2" de l'échantillon FD85199, tous les grenats sont situés au delà du seuil spessartine/pyrope = 1/3. Les températures calculées sont de l'ordre de 550°C. Bien que ce résultat soit peu significatif au plan méthodologique, il n'est pas fondamentalement différent des températures de rétro-morphose hydrique obtenues sur les kinzigites de l'U.B.

Deux attitudes peuvent être prises. Dans un premier temps, il semblerait que le manganèse n'ait pas une influence prépondérante sur l'équilibre, et ne perturbe pas l'établissement du Kd[Ga-Bi] concernant FeO et MgO. C'est ce que semble montrer la figure 111, où l'étalement du Kd dans l'échantillon FD85180 est beaucoup plus faible que celui des échantillons FD85198 et FD85199 dont les grenats ont des teneurs plus faibles en MnO. Dans ce cas, la température de 550°C obtenue est globalement significative des conditions de rétro-morphose hydrique. Une conséquence de telles observations serait que MnO substitue plus ou moins de manière égale FeO et MgO dans le grenat.

La seconde position est de considérer que le manganèse, au delà du seuil Spessartine/Pyrope = 1/3 impose, de générer un terme correctif à l'établissement du  $Kd[Ga - Bi]$ . D'après les travaux de Dallmeyer (1974) et la synthèse de Le Breton (1983), le  $Kd[Ga - Bi]$  augmente lorsque la fraction de manganèse et/ou de calcium augmentent dans le grenat. C'est empiriquement ce que nous observons sur nos mesures (fig. 111) où l'échantillon FD85180 et les points figuratifs liés aux périphéries des grenats dans l'échantillon FD85199 se positionnent dans le champ des  $Kd[Ga - Bi]$  élevés. Malheureusement, nous n'avons pas suffisamment d'échantillons montrant, entre eux, une évolution progressive de la fraction en MnO des grenats, pour corrélérer l'évolution du  $Kd$  à ce changement de composition. Notons qu'il est, de surcroît, très difficile d'estimer la validité des températures obtenues quand on est conscient de la mauvaise sensibilité du thermomètre [Ga - Bi] liée aux assez faibles fluctuations du  $Kd[Ga-Bi]$  en fonction de la température. Une telle déficience des évaluations absolues est cependant tempérée par l'étude statistique d'un grand nombre d'échantillons et de couples de minéraux, ainsi que par le recouplement des résultats avec ceux produits par d'autres thermomètres aux potentialités supérieures, tel le couple [Ga - Cd].

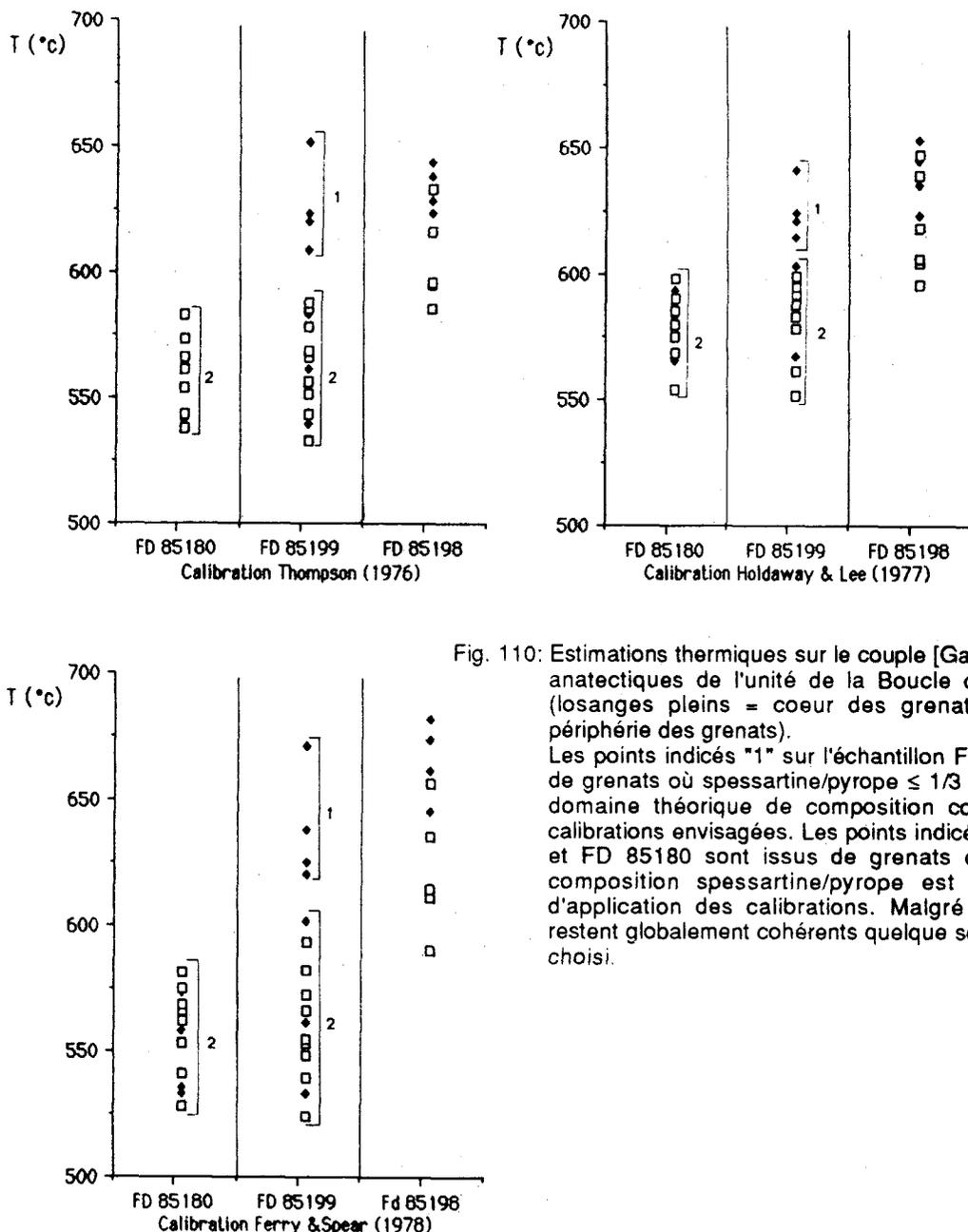


Fig. 110: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats). Les points indicés "1" sur l'échantillon FD 85199 sont issus de grenats où spessartine/pyrope  $\leq 1/3$  c'est à dire dans le domaine théorique de composition compatible avec les calibrations envisagées. Les points indicés "2" sur FD 85199 et FD 85180 sont issus de grenats dont le rapport de composition spessartine/pyrope est au delà du seuil d'application des calibrations. Malgré cela les résultats restent globalement cohérents quelque soit le type de grenat choisi.

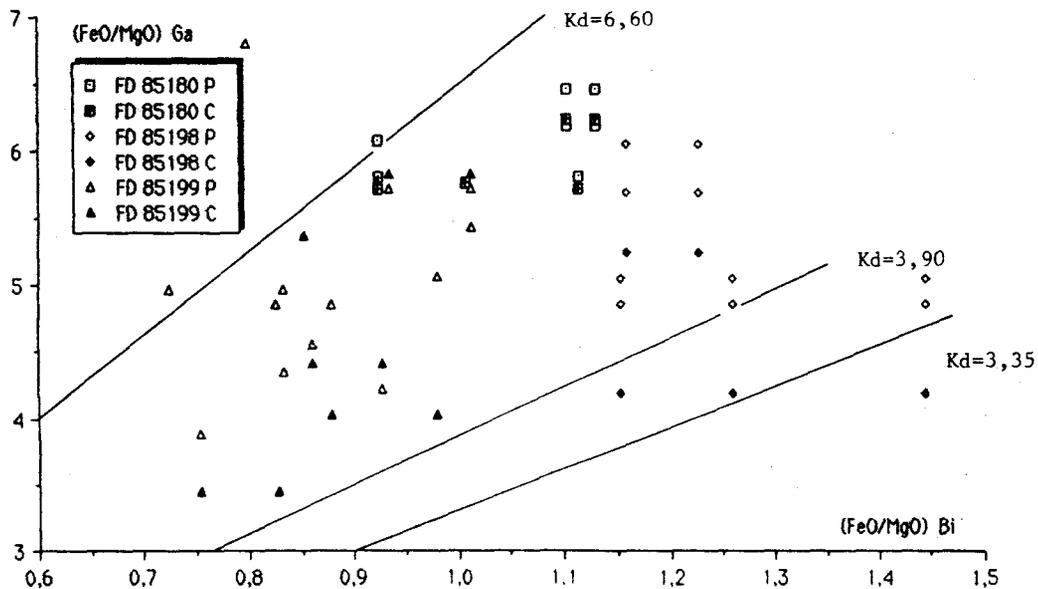


Fig. 111: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les gneiss de la Boucle de l'Agly - Belesta (FeO et MgO exprimés en proportions molaires).

## VII- Conclusion à l'étude thermobarométrique

Les thermobaromètres sont souvent considérés comme des outils peu précis qui ne peuvent fournir que des appréciations relatives des conditions du métamorphisme. Dans le massif de l'Agly, en particulier, les travaux d'Andrieux (1982) puis Vielzeuf (1984) aboutissent à la conclusion suivante : "Les températures estimées à partir des géothermomètres [Ga - Bi] et [Ga - Cd] montrent une grande dispersion entre 550 et 800°C" (Vielzeuf, 1984, p.105).

Cet écart important est obtenu en retenant (voir tableau XXVIII, p.106 in Vielzeuf, 1984) les valeurs extrêmes des  $X_{Mg}$  mesurées sur deux minéraux dans l'échantillon. La méthode ne rend pas compte des phénomènes réels d'équilibration locale entre deux espèces minérales texturalement liées, donc supposées costables. Par contre, en n'appliquant les calibrations connues qu'aux phases texturalement liées et sur un nombre élevé de couples, les écarts se resserrent énormément. La multiplication du nombre de mesures sur un échantillon permet donc de donner une valeur moyenne significative des paramètres P et T de l'équilibre supposé. Cette valeur moyenne est d'autant plus significative qu'elle correspond aussi à celle que l'on peut obtenir en associant au hasard des minéraux non liés. Cette dernière association statistique permet d'éliminer entre deux phases liées, l'influence éventuelle de processus diffusionnels post-cristallisation primaire.

En fait, l'analyse de n couples de minéraux costables dans un même échantillon ne revient pas à analyser n fois le même couple minéralogique. En effet, mesurer n fois une même association revient à améliorer et à réduire les variations de composition dues au caractère aléatoire (comptage sur un scintillateur des impulsions, lors d'une émission X) de l'analyse à la microsonde électronique (Ancy et al., 1970). Paquet et Delay (1989) ont montré, qu'avec des temps de comptage de 10 secondes et plus (30 secondes par élément constituant un temps de

comptage optimal), les incertitudes de mesures sont très inférieures aux écarts significatifs d'une variation compositionnelle de la phase étudiée. Ainsi, dans des grenats apparemment peu zonés (c'est à dire sujets à des écarts compositionnels de zonation très inférieurs aux variations observées sur n minéraux de même espèce dans un même échantillon), il est possible, si le temps de comptage et le nombre d'analyses sont suffisants, de discriminer des étapes de croissance très discrètes du grenat. Traduites en terme de température, les incertitudes de la mesure électronique sont donc quantité négligeable face aux écarts (se traduisant par plus de 200°C sur les thermomètres [Ga-Cd] et [Ga-Bi]) obtenus lorsque l'on associe dans un même calcul les compositions extrêmes des phases concernées. Choisir des valeurs extrêmes de composition de deux phases associables d'une même lame ne peut se justifier par l'imprécision de la mesure elle-même. Chaque couple est intrinsèquement significatif si l'analyse est réalisée dans des conditions performantes (ici, on se limite efficacement au choix d'un temps de comptage élevé). Multiplier le nombre d'associations analysées revient à étudier n microsystemes chimiques. Si l'écart obtenu sur le paramètre physique calculé est faible, les conditions locales d'équilibration de ces microsystemes sont donc très proches. Multiplier les analyses dans un échantillon sur des couples différents, texturalement costables, est équivalent à multiplier le nombre d'échantillons étudiés, ce qui rend d'autant plus crédibles les résultats obtenus.

En résumé, dans toute l'étude thermobarométrique qui vient d'être menée, nous avons constaté:

1- la bonne homogénéité des températures obtenues sur l'équilibre [Opx - Cpx]. Elle peut être partiellement remise en cause par le manque de précision du thermomètre dans les gammes de compositions qui nous intéressent, mais elle reste sans conteste, le résultat d'une équilibration généralisée des intrusions basiques dans un climat granulitique;

2- la bonne homogénéité des températures estimées pour les conditions primaires du métamorphisme hercynien, en dépit de l'origine diversifiée des faciès où elles ont été déterminées;

3- le caractère diversifié et peu développé de la rétro-morphose hydrique qui n'affecte guère l'homogénéité globale de la composition des phases (cf. chap. II section IX). Par conséquent, la détermination des conditions primaires P et T du métamorphisme hercynien a été peu bouleversée par le phénomène de rétro-morphose ;

4- par ailleurs, les températures obtenues grâce aux phases issues de la réhydratation sont peu différentes de celles obtenues pour l'étape primaire, ce qui limite les effets éventuels des rééquilibrations chimiques post-cristallisation et qui accentue le degré de crédibilité des résultats concernant le métamorphisme prograde;

5- enfin, en ce qui concerne les pressions calculées, on peut noter la bonne homogénéité des résultats relatifs aux différentes associations minéralogiques étudiées. Les écarts obtenus sont beaucoup plus le fait des divergences "théoriques" entre calibrations, plutôt que des variations d'estimation au sein d'un même échantillon ou entre différents échantillons.

Dans le massif de l'Agly, nous n'avons pu employer les thermobaromètres que dans les faciès situés sous l'isograde d'apparition de la sillimanite, plus ou moins touchés par l'anatexie générale. D'après Fontèilles (1981 b), les séries anatectiques du massif de l'Agly sont percolées par un fluide granitique riche en  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  (respectivement 7,5%, 12%, 77,5% dans l'U.B. et 7,5%, 14%, 72% dans l'U.C.), qui est associé au produit

de la fusion partielle du matériel grauwackeux d'origine et de fins interlits argileux, pour fournir le néosome des séries gneissiques touchées par la migmatitisation. L'âge hercynien de cette migmatitisation unique est indirectement déduit d'après Fonteilles (1976, 1981-b) par :

- l'âge des granitoïdes et des roches basiques associées qui sont à l'origine du flux thermique dans l'encaissant gneissique ;

- la présence de minéraux reliques tels que le disthène, antérieurs à la migmatitisation, qui ne sont préservés uniquement parce que l'étape anatectique est unique.

D'ailleurs, la plupart des néosomes, dont les épontes recoupent parfois très légèrement la foliation hercynienne majeure du paléosome, présentent le plus souvent une foliation fruste qui indique bien le caractère sub-synchrone de la déformation majeure et de la cristallisation des corps leucocrates d'origine anatectique. Enfin, les résultats de Respaut (1981), Postaire (1982), Respaut et Lancelot (1983) par la méthode U-Pb sur zircons, donnent un âge semblable pour le développement de la granodiorite charnockitique et le métamorphisme des gneiss de Caramany autour de 305 - 314 Ma. La migmatitisation qui affecte 50% des roches paradérivées à l'affleurement dans le massif de l'Agly et qui participe à l'élaboration des charnockites acides, caractérise donc le métamorphisme hercynien. Cette migmatitisation entraîne une remarquable homogénéité thermique dans tout le volume affecté.

La figure 112 regroupe :

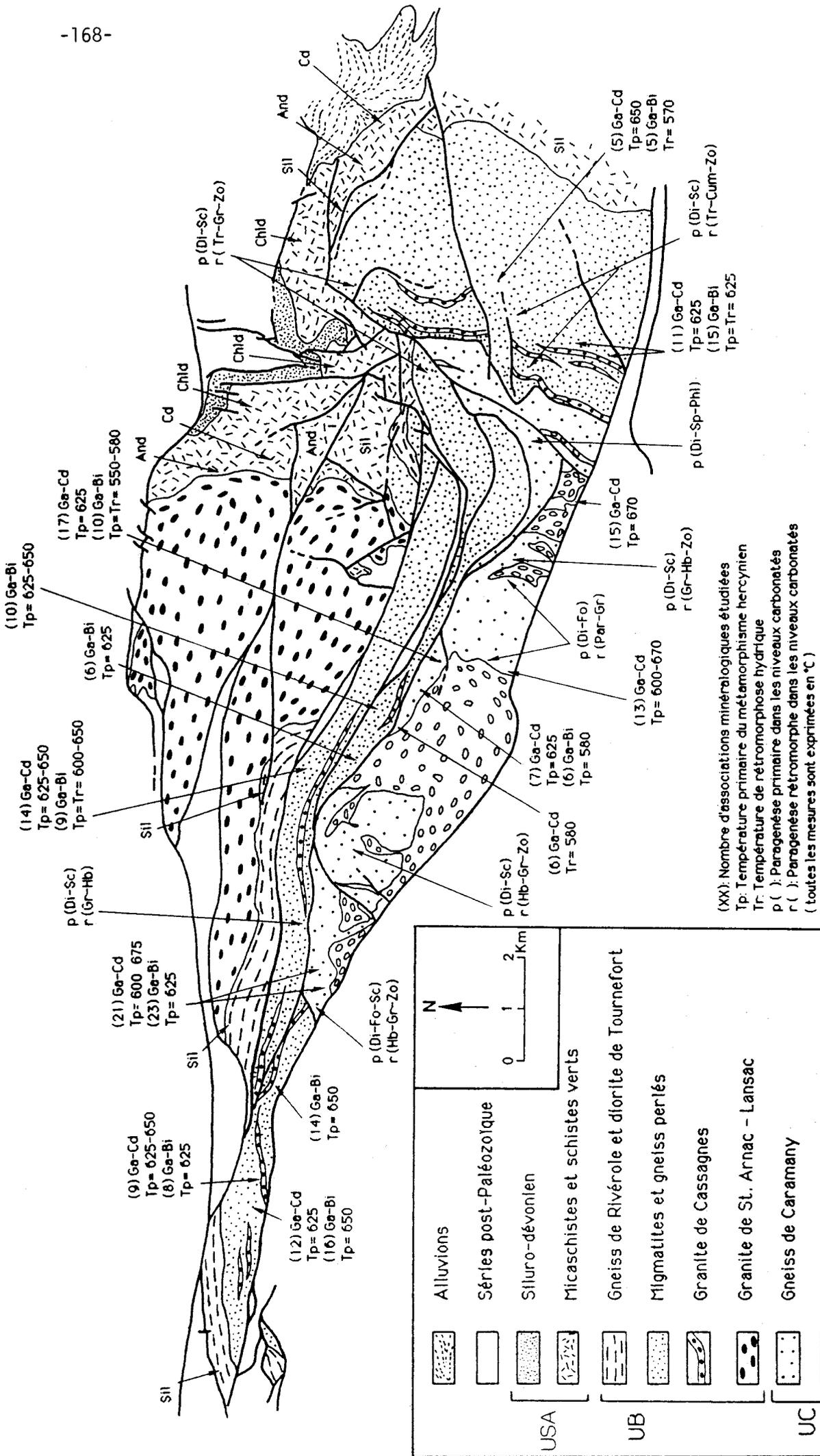
- la thermométrie [Ga-Cd], [Ga-Bi] dans les faciès kinzigitiques s.l.;
- les estimations à partir des paragenèses des niveaux carbonatés.

La figure 113 regroupe :

- la thermométrie [Ga-Bi] dans les faciès gneissiques de l'U.C. et de l'U.B.;
- la thermométrie [Ga-Bi] aux épontes de la granodiorite charnockitique de l'U.C. où l'on observe la rétro-morphose de l'orthopyroxène au contact de l'encaissant;
- la thermométrie [Opx-Cpx] dans les corps basiques.

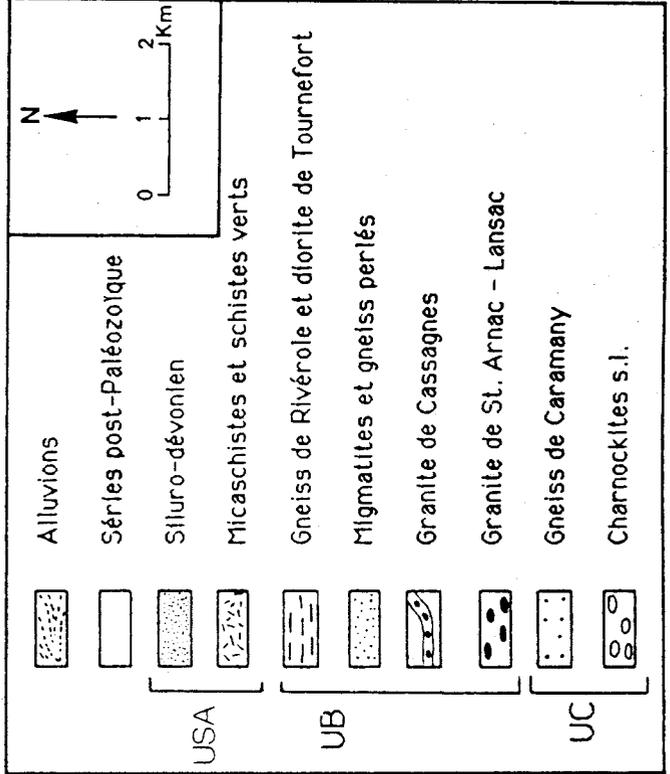
Aussi bien dans l'U.B. que dans l'U.C., il y a identité des températures des équilibres métamorphiques primaires affectant les faciès paradérivés autour de 650°C dans tout le domaine anatectique (thermométrie [Ga-Cd], [Ga-Bi] sur les figures 112, 113). Contrairement à certaines conclusions de Fonteilles (1970), aucun gradient thermique significatif ne semble se dégager du domaine anatectique constitué des séries gneissiques s.l. de l'U.B. et de l'U.C. La zonéographie métamorphique F-G-H-I de Fonteilles (1970) repose sur les associations minéralogiques des roches basiques à savoir Hb (zone F), Hb + Cum (zone G), Hb + Opx (zone H), Opx (zone I). Dans les zones H et I, c'est à dire les séries de l'U.C. et les migmatites de l'U.B., ces roches basiques à orthopyroxène sont le plus souvent associées aux granitoïdes hercyniens, leur caractère interstratifié peut être fortement remis en cause. Nous les croyons plutôt intrusives, l'orthopyroxène apparaissant, de plus, rétro-morphosé au contact des niveaux gneissiques. Dans les zones F et G comprenant les gneiss anatectiques, les gneiss perlés et les micaschistes injectés à sillimanite de l'U.B., la distinction Hb, Hb + Cum est peu significative pour deux raisons:

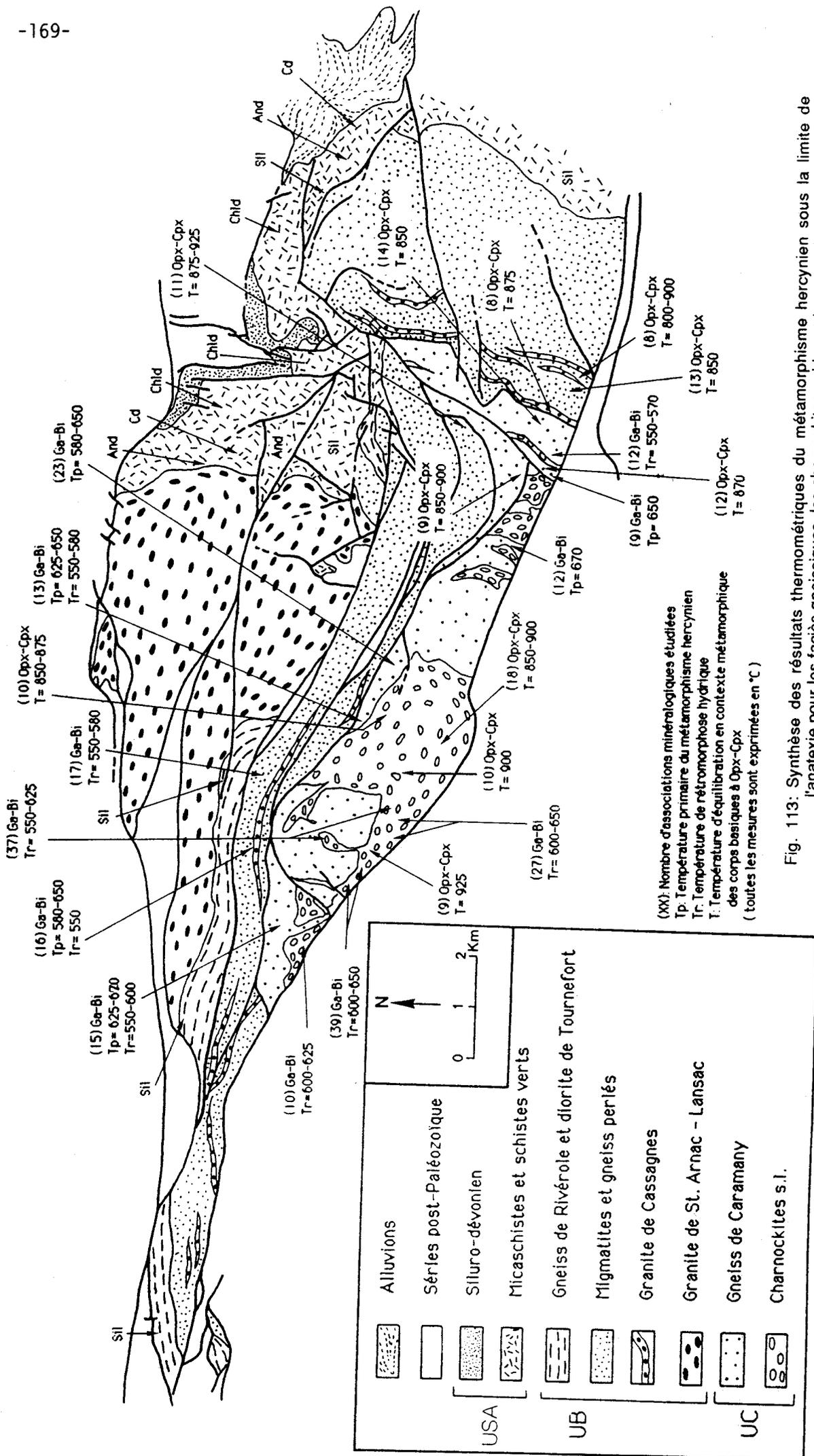
- le champ P-T de stabilité des hornblendes est important et varie beaucoup en fonction de la composition du minéral;
- la cummingtonite semble liée au milieu magnésien, c'est du moins ce que montrent les fines intercalations de gneiss à silicates calciques où pour deux intercalations situées au même niveau dans la pile métamorphique, la cummingtonite apparaît lorsque le clinopyroxène est magnésien ( $Di_{90}$ ), la hornblende apparaissant, quant à elle, dès que le clinopyroxène est un peu plus riche en FeO ( $Di < 80$ ).



(XX): Nombre d'associations minéralogiques étudiées  
 Tp: Température primaire du métamorphisme hercynien  
 Tr: Température de rétrogenèse hydrique  
 p ( ): Paragenèse primaire dans les niveaux carbonatés  
 r ( ): Paragenèse rétroforme dans les niveaux carbonatés  
 ( toutes les mesures sont exprimées en °C )

Fig. 112: Synthèse des résultats thermométriques du métamorphisme hercynien sous la limite de l'anatexis pour les faciès kinzigites s.l. (couples [Ga-Cd] et [Ga-Bi]). Synthèse des paragenèses du métamorphisme hercynien affectant les marbres et les gneiss à silicates calciques.





(XX): Nombre d'associations minéralogiques étudiées  
 Tp: Température primaire du métamorphisme hercynien  
 Tr: Température de rétrogression hydrique  
 T: Température d'équilibration en contexte métamorphique des corps basiques à Opx-Cpx  
 ( toutes les mesures sont exprimées en °C )

Fig. 113: Synthèse des résultats thermométriques du métamorphisme hercynien sous la limite de l'anatexite pour les faciès gneissiques, les charnockites acides et les corps basiques associés.

Toute la pile gneissique est thermiquement tamponnée à des températures qui correspondent également à celles de la rétro-morphose de l'orthopyroxène aux éponges de la granodiorite charnockitique. Selon Fonteilles (1976 et 1981b), cette charnockite provient d'une fusion d'un encaissant gneissique type gneiss de Caramany, immédiatement au contact d'intrusions basiques d'affinité calco-alcaline. Cette hypothèse est argumentée par les valeurs élevées des rapports isotopiques du strontium (Vitrac-Michard et Allegre, 1975), la distribution en lanthanides (Fourcade, 1981) et l'existence de zircons à coeurs hérités (Postaire, 1982). La thermométrie que nous avons menée, conforte cette hypothèse. Les températures de 850 - 900°C, obtenues dans les roches basiques (fig. 113) soulignant une équilibration du couple [Opx - Cpx] en contexte granulitique, corroborent le rôle de vecteur thermique attribué à ces intrusions basiques.

La fusion immédiatement visible qu'engendrent de telles intrusions basiques reste cependant limitée en volume puisque la quantité de granodiorite à orthopyroxène est du même ordre que celle des roches basiques. Notons que ce concept de fusion localisée autour de noyaux basiques est étayé par les observations de terrains qui montrent que 90% des niveaux basiques de l'U.C. sont emballés par la granodiorite charnockitique (massif d'Ansignan, cf. carte 1/25000). La stabilité de l'orthopyroxène dans la granodiorite n'est observable que dans la masse même, car aux abords de l'encaissant (sur les 50 à 100 mètres périphériques), l'orthopyroxène est largement déstabilisé à la température de l'encaissant (fig. 113).

Ainsi, au moins pour les formations de l'U.C., il semblerait que, par la quantité de corps magmatiques mis en place, l'étape intrusive profonde s'associe au climat thermique général et conduise à la fusion partielle et au métamorphisme primaire des séries gneissiques encaissantes. En ce qui concerne les migmatites de l'U.B., la faible importance, en volume, des injections de granodiorite de Cassagnes réduit la participation du magmatisme acide et privilégie le contexte thermique général comme origine à l'anatexie. Ceci n'exclut pas pour autant l'importance des remontées de matériaux profonds comme vecteur thermique général. Puisqu'il faut constater l'importance du nivellement thermique engendré par l'anatexie, le transfert immédiat de chaleur par conduction entre corps basiques, granite et encaissant a une portée très limitée dans l'espace. Il pourrait être un équivalent de haute température et dans les faciès profonds du métamorphisme de contact des séries supérieures; c'est ce que semble montrer la faible extension des corps leucocrates constituant les migmatites de la charnockite acide. Le gradient thermique du métamorphisme dans le massif n'a donc pas un caractère continu sur la pile affectée. On observera souvent de fortes variations de température entre corps basiques, charnockite acide puis encaissant alors que le gradient thermique est quasi-nul dans toute la zone affectée par l'anatexie et qu'il devient élevé de l'isograde de la sillimanite jusqu'aux schistes verts.

La phase de rétro-morphose hydrique se développe à des températures de 550 - 600°C. Elle est généralisée à tout le domaine anatectique (U.C. et U.B.) et se manifeste clairement (fig. 112) dans les formations carbonatées où les paragenèses sont très sensibles aux fluctuations de  $X_{H_2O}$  (fl) (fraction de  $H_2O$  dans la phase fluide). Malgré son extension "géographique", la phase de réhydratation prend un aspect hétérogène, disparate et souvent partiel dans les faciès affectés, puisque les associations primaires sont encore très largement préservées (à plus de 70% en moyenne dans les niveaux carbonatés). Les estimations de  $X_{H_2O}$  (fl) n'ont donc qu'une signification locale. De manière générale, nous retiendrons les principales conclusions suivantes:

- lors du métamorphisme primaire hercynien,  $X_{H_2O}$  (fl) est inférieur à 0,4. Cette valeur limite s'appuie à la fois sur la pétrographie des associations [Ga - Cd], les paragenèses primaires dans les carbonates et indirectement sur le baromètre [Ga - Cd] dont les résultats ne sont compatibles avec ceux des baromètres [Opx - Ga - Pl - Qz] et [Ga - Pl - Sil - Qz] que si le  $X_{H_2O}$  (fl) est très faible;

- à 650°C, un  $X_{H_2O}$  (fl) égal à 0,2 - 0,4 est suffisant pour déstabiliser l'orthopyroxène. Ainsi la rétro-morphose de la périphérie des charnockites s'accorde avec les conditions primaires T -  $X_{H_2O}$  (fl) de son encaissant actuel;

- La rétro-morphose hydrique montre sur le terrain une étroite relation avec la fin de cristallisation et la mise en place à son niveau actuel de la granodiorite dans l'U.C., mais aussi avec la cristallisation in-situ des leucosomes dans tout le domaine anatectique (U.C. et U.B.). Localement, les paragenèses Gr - Zo - Qz dans les carbonates et la chloritisation dans les gneiss et kinzigites, sont les témoins d'une légère chute thermique mais surtout de valeurs  $X_{H_2O}$  (fl) proches de 1.

- Dans le domaine anatectique, la rétro-morphose apparaît souvent sub-synchrone de la déformation majeure; les associations  $Bi_2$  -  $Sil_2$  dans les kinzigites soulignent la foliation majeure, dans ces mêmes faciès les grenats sont fréquemment étirés dans cette foliation ou présentent des figures de type "pressure - shadow" à Qz - Bi - Sil rétro-morphes. Corrélativement, nous avons noté le caractère sub-synchrone de la déformation majeure et de la cristallisation des leucosomes. Il semblerait donc que le pic thermique du métamorphisme hercynien générant l'anatexie soit anté-déformation majeure dans les séries profondes du massif de l'Agly.

La barométrie dans le domaine anatectique sur des faciès aussi diversifiés que les kinzigites, la bordure des charnockites, les gneiss d'origine grauwackeuse des deux unités, donne des résultats qui situent les faciès profonds du massif de l'Agly dans un domaine métamorphique de moyenne à basse pression (fig. 114). Etant données les variations liées essentiellement aux calibrations, nous pouvons fixer dans toute l'U.C. la pression à une valeur de 4 kbars  $\pm$  0,5 - 0,7 kbars. Nous avons systématiquement constaté une différence de l'ordre de 0,5 kbars des pressions mesurées avec les mêmes baromètres, sur des faciès équivalents, entre la base de l'U.B. et le sommet de l'U.C., les pressions dans l'U.B. étant plus basses. Cette différence est à peine égale aux fourchettes d'incertitude dues aux baromètres eux mêmes, mais, comme elle présente un caractère systématique, indépendant du type de baromètre choisi, des calibrations envisagées et des variations globales de composition des échantillons entre les deux unités, elle nous semble significative. L'U.C. et l'U.B. sont actuellement quasiment au même niveau structural, séparés par une zone ultramytonitique qui caractérise un amincissement crustal post-métamorphe, dans le domaine anatectique du massif de l'Agly (chap. VI). L'écart de 0,5 kbars entre séries de la base de l'U.B. et celles de l'U.C. souligne vraisemblablement cet amincissement crustal. Il permettrait d'estimer à environ 1,5 - 2 km l'épaisseur soustraite par le fonctionnement de la zone mylonitique.

L'exploitation des résultats barométriques conduit à d'autres conclusions d'ordre structural. Dans les migmatites et les gneiss anatectiques de l'U.B., bien développés à l'Est du massif (Est de Belesta, voir carte 1/25000), on observe une mylonitisation généralisée des séries fonctionnant comme une succession de multiples accidents élémentaires soustractifs. A la différence de l'accident d'Ansignan - Caramany, l'amincissement est

difficilement cartographiable car il est réparti sur toute l'épaisseur de la série (chap. VI). Dans le massif, nous n'observons, au mieux dans l'U.B., que 2 km de séries anatectiques s.l. encadrées à leur plancher par la limite U.C. - U.B. et à leur sommet, par l'association gneiss perlés - marbre de base (carte 1/25000). Le marbre (Cambrien ?) correspond approximativement au niveau de mise en place de la "base" du granite de Lansac (carte 1/25000 et fig. 115). Ce granite, dit supérieur, doit cristalliser pour sa base, à des pressions de l'ordre de 2,5 - 3,0 kbars, c'est à dire une profondeur de l'ordre de 9 - 10 km, valeur moyenne observée sur de tels granites dans les Pyrénées (Autran et al. (1970), Autran, 1980). Cette position à 2,5 - 3,0 kbars du marbre de base s'accorde aussi avec l'évolution prograde de basse pression marquée par les isogrades  $Bi^+$  puis  $Cd^+$  puis  $And^+$  puis  $Sil^+$  dans les formations micaschisteuses. Ajoutons que la présence de diopside sans trémolite, dans le marbre de base, permet de fixer la température du métamorphisme hercynien prograde aux environs de 600°C à ce niveau de la pile structurale. On peut donc raisonnablement estimer que le passage andalousite-sillimanite dans les micaschistes, 300 à 500m au dessus du marbre de base, se fait pour des températures de 550-600°C, c'est à dire, d'après les travaux d'Holdaway (1971) sur les alumino-silicates, à des pressions de l'ordre de 2,5 - 3,0 kbars. En fixant le sommet des séries de l'U.C. à une profondeur originelle de 15 km ( $P = 4,0 - 4,5$  kbars), le jeu de la faille Ansignan - Caramany, éliminant 1,5 à 2 km de séries, place la base observée des migmatites de l'U.B. à une profondeur originelle de l'ordre de 13 km (fig. 115). Le sommet du domaine anatectique correspondant approximativement à la base des granites supérieurs (9-10 km), les séries touchées par l'anatexie dans l'U.B. devaient avoir approximativement 4 km d'épaisseur. Etant donné que dans l'U.B. nous n'observons que 2 km de séries anatectiques s.l., nous pouvons fixer à environ à 2 km, l'épaisseur soustraite par la mylonitisation généralisée observée dans l'U.B. sur la partie orientale du massif.

Il est maintenant possible de proposer une synthèse de la pile des terrains affleurant dans le massif et affectés par le métamorphisme hercynien (fig. 115):

- la limite supérieure de l'anatexie moule parfaitement le contact gneiss - série micaschisteuse et se situe environ 150 m au-dessous de ce dernier dans les gneiss perlés (carte 1/25000). Autant dans le secteur Lansac - Rasiguères, qu'à l'Est du massif dans la région Caladroi - Força-Real, l'épaisseur mesurée des séries entre le marbre de base et le sommet des schistes verts est de l'ordre de 2,5 à 3 km. Notons, à ce propos, que la mise en place du granite de Lansac ne semble guère influencer sur l'épaisseur des séries. Avec, au sommet des schistes verts, une température estimée à 350°C par la présence de chloritoïde et à la base de la série une température d'environ 600°C (début de l'anatexie, disparition de la muscovite primaire, présence de sillimanite, paragenèse à Di - Sc dans le marbre de base), le gradient thermique obtenu dans les séries supérieures du massif est de l'ordre de 80°C / km (fig. 115). Il est élevé et correspond aux valeurs classiquement annoncées dans cette portion des Pyrénées (Zwart, 1979, Vielzeuf, 1984, Van den Eeckhout, 1986, Mercier et al., 1988);

- Dans toute la zone touchée par l'anatexie (formations gneissiques s.l. de l'U.B., gneiss, kinzigites, marbres de l'U.C.), le concept, déjà évoqué par Vielzeuf (1984), de fusion partielle tamponnée (avec un gradient thermique tendant vers 0) est justifié. Indirectement, dans cette même zone, la barométrie a permis d'estimer à environ 4 km l'amincissement post-métamorphe lié aux mylonitisations. L'âge de cet amincissement sera discuté

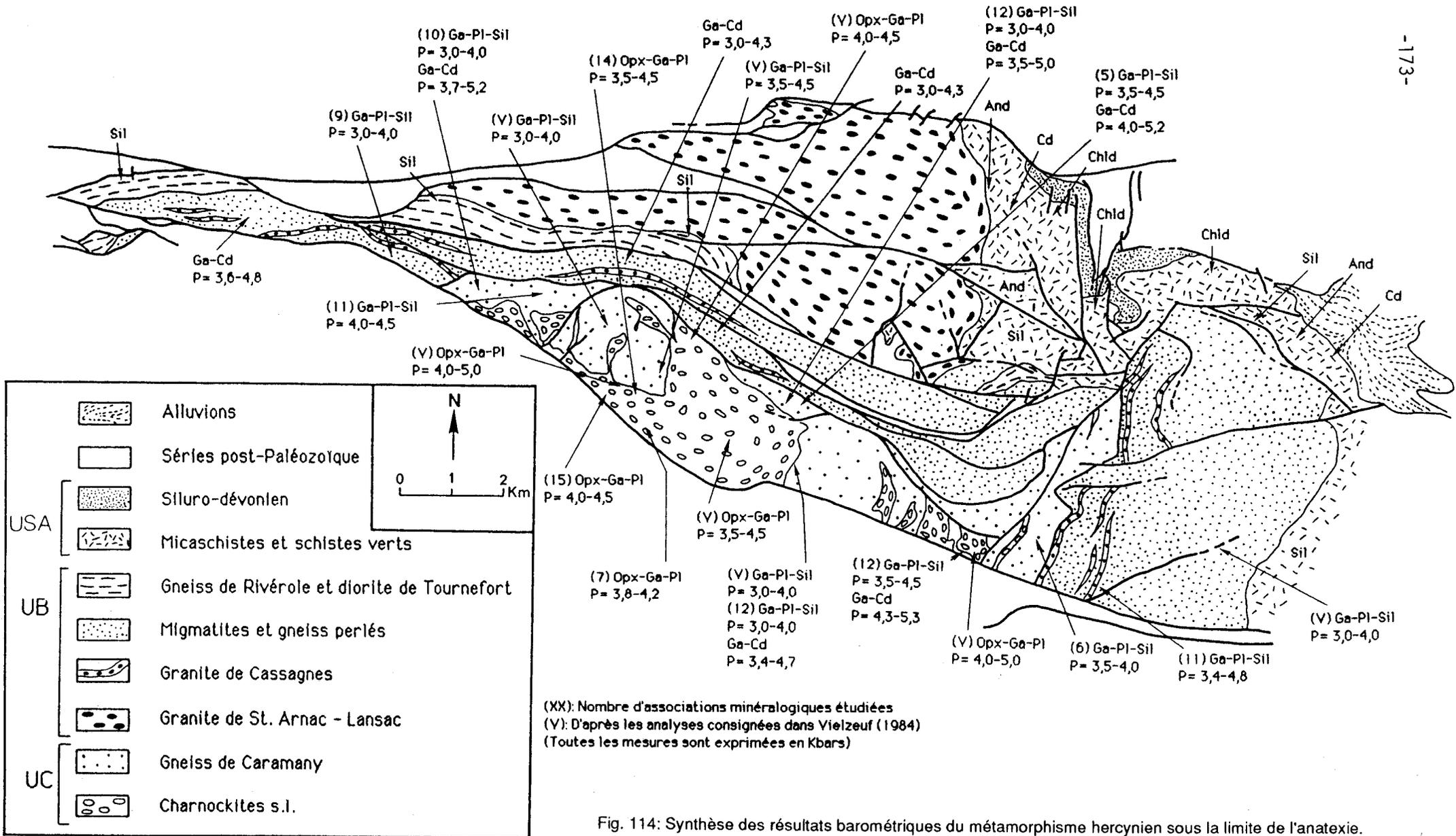
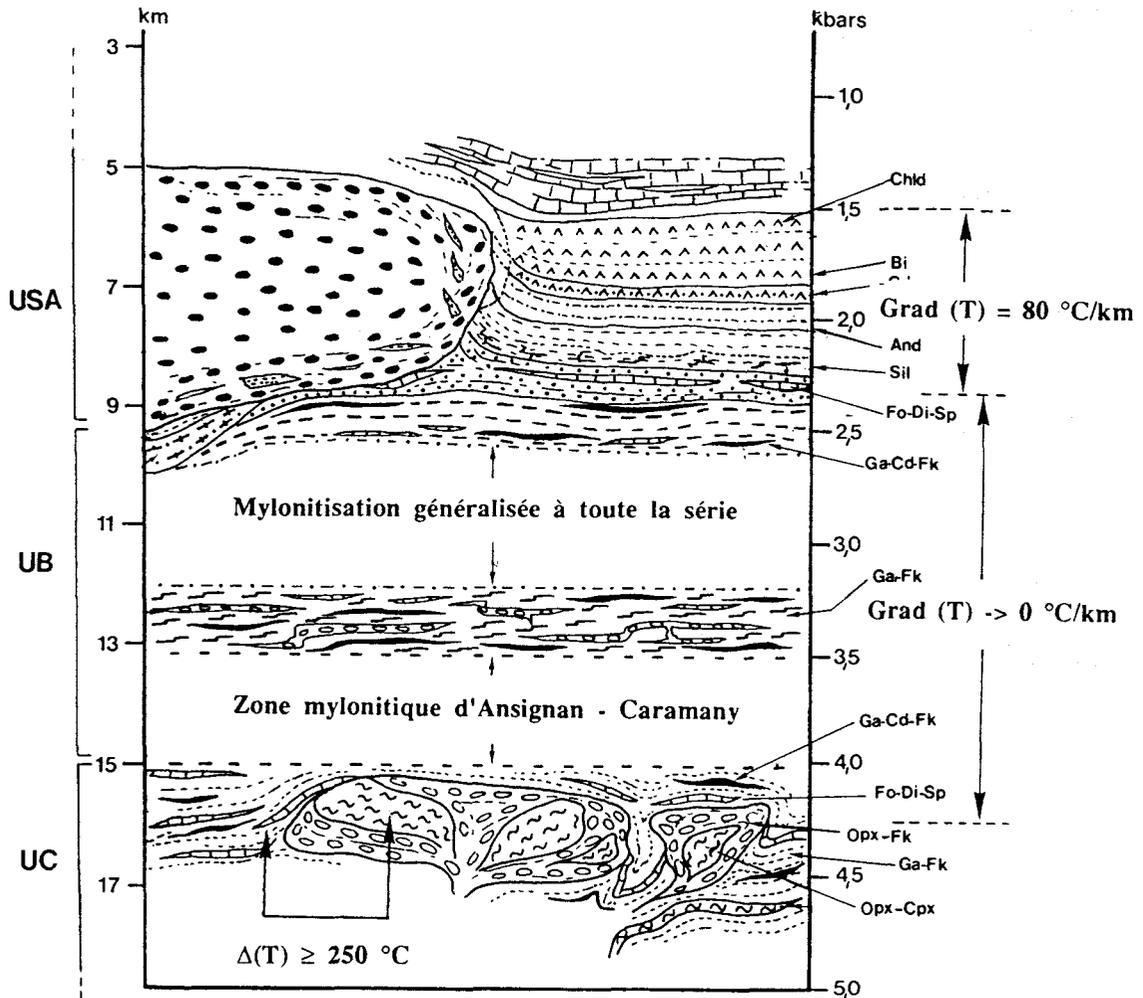


Fig. 114: Synthèse des résultats barométriques du métamorphisme hercynien sous la limite de l'anatexis.

plus loin. Enfin, dans l'U.C., où le gradient thermique par convection est proche de 0 à cause de l'anatexie, la mise en place des roches basiques et la fusion locale donnant les charnockites acides, ont vraisemblablement induit la superposition, par conduction cette fois, de différences thermiques locales très importantes, aujourd'hui perturbés par la montée générale des charnockites (fig. 115).



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. 115: 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.

**CHAPITRE IV**  
**RELATIONS METAMORPHISME HERCYNIE  
ET DEFORMATION**



## I- Considérations préliminaires

Les conclusions de l'étude thermobarométrique montrent clairement l'aspect pluriphasé et la complexité du métamorphisme hercynien. En particulier, l'élévation thermique serait à la fois liée au gradient thermique général du secteur, et à la conduction de chaleur engendrée par d'importantes remontées précoces de roches basiques. L'importance en volume d'une zone thermiquement tamponnée par l'anatexie doit largement influencer le développement du pic thermique de métamorphisme hercynien dans l'espace et le temps. La rétomorphose hydrique observée, en particulier dans tous les faciès du domaine anatectique, apparaît associable aux cristallisations plus ou moins tardives des faciès charnockitiques s.l. dans l'U.C. et plus généralement à la cristallisation des leucosomes dans tout le domaine anatectique. En étudiant les relations métamorphisme - déformation dans toute la pile de terrains anté-mésozoïques, on peut espérer reconstituer l'évolution tectono-métamorphique du massif.

Dans le domaine anatectique, qui représente environ 80 % des terrains étudiés, la chronologie blastèse - déformation est souvent difficile à mettre en évidence à cause de la forte restauration donnant une texture granoblastique aux faciès gneissiques. Seules les ségrégations minéralogiques planaires peuvent être issues d'un processus de déformation antérieur à cette restauration. L'anatexie, en accentuant largement le comportement visco-plastique des matériaux, conduit, par ailleurs, à de fortes hétérogénéités à la fois dans les structures macroscopiques de déformation et dans les fabriques. Ces remarques amènent à préciser certains termes utilisés:

- le terme de "foliation" a le sens le plus général possible. Il souligne une ségrégation ou une orientation grossièrement planaire de la roche;

- le terme de "schistosité" est employé, lui, lorsque l'on peut préciser le type d'orientation planaire:

- schistosité de crénulation lorsque le clivage du matériau prédomine sur la blastèse et que l'on distingue encore à l'oeil nu de petits volumes non affectés par le clivage;

- schistosité de flux lorsque la blastèse est importante ou que la réorientation est telle qu'elle a restructuré toute la roche en effaçant les traces d'une étape antérieure. Ce terme est synonyme de foliation gneissique où le flux se traduit par un litage minéral pénétratif.

La déformation majeure observable dans toutes les roches du massif répond aux définitions de Zwart (1979, p. 24 et 59) et de Soula et al., (1986b, p. 81). Elle est responsable " des structures cartographiques" et marquée par " un clivage et une schistosité déterminés par l'arrangement parallèle des minéraux métamorphiques" . La foliation majeure sera notée  $F_m$ , les plis associés  $P_m$ . A partir de ce référentiel géométrique de base, nous avons défini par incrémentation de l'indice m, les foliations et les plis antérieurs ou postérieurs. Dans le domaine anatectique,  $F_i$  est relative au contact mélanosome / leucosome ou injection quartzo-feldspathique. Dans les faciès micaschisteux inférieurs,  $F_i$  correspond au contact matériau micaschisteux / injection quartzo-feldspathique. Ces repères géométriques sont comparés dans le tableau XXI à ceux proposés dans les faciès épizonaux de l'Est du massif par Pascal et al. (1976).

**Delay: domaine anatectique et séries micaschisteuses et schisteuse du Nord du massif**

- $P_{m+1}$  : Grands plis ouverts ou ondulations dans le domaine anatectique; surface axiale redressée sensiblement orientée comme la foliation majeure  $F_m$ ; plis accompagnés de cisaillements soustractifs parallèles aux plans axiaux. Plis en chevrons dans l'U.S.A. ; les surfaces axiales sont redressées d'orientation N 110 à N 140 et se comportent fréquemment comme des surfaces de cisaillement normaux à composante horizontale senestre. Les axes de plis sont redressés à plongement général vers le N. Sur la partie Est du massif, quelques observations de ces plis, donnent des surfaces axiales à pendage faible vers le Sud et des axes sub-horizontaux E-W à ENE-WSW. Ces observations sont conformes à celles faite au Nord étant entendu que l'ensemble des structures tourne de 90° entre le Nord du massif et l'Est. On notera aussi un fort rebroussement de ces structures par l'éponte est du granite de Lansac.
- $F_{m+1}$  : Marquée par une schistosité de fracture parallèle au plan axial des crénulations  $P_{m+1}$  dans les séries micaschisteuses. Les blastèses mimétiques de  $F_{m+1}$  sont rares.
- $P_m$  : Les déformations sont de type plis serrés en chevrons d'axes sub-horizontaux parallèles à la direction de la foliation  $F_m$  depuis l'épizone jusqu'à l'isograde de l'andalousite. En dessous, la transposition par étirement des flancs de plis constitue le phénomène dominant. Dans le domaine anatectique, seules de rares déformations en plis d'écoulement sont visibles dans les séries de gneiss compétents.
- $F_m$  : Plan d'orientation majeures des roches sur tout le massif - schistosité de flux s'accroissant parfois en mylonitisation partielle dans tout le domaine anatectique. l'allongement des minéraux ante et syn- $F_m$  se fait dans le plan de foliation suivant une direction N-S à NE-SW dans la partie ouest du massif. Dans la partie est du massif, cette allongement est orienté E-W. - fine schistosité de crénulation accompagnée de blastèse dans les niveaux compétents au dessus de l'isograde de la sillimanite.
- $F_i$  : Dans le domaine anatectique: contact leucosome / mélanosome parallèle à  $F_m$ ; dans les formations de l'U.S.A.: injections quartzo-feldspathiques sécantes sur  $F_m$
- $F_{m-1}$  : Orientation des textures granoblastiques marquant la paragenèse primaire dans les roches paradérivées du domaine anatectique; foliation précoce micacée dans les faciès micaschisteux; plan de stratification originelle dans le faciès épizonaux.

**Pascal et al. (1976): Séries épizonales de l'Est du massif de l'Agly.**

- $H_5$  : Plis ouverts d'axes dispersés mais à plan axial d'orientation constante 045 SE 45°.
- $H_4$  : Plis d'axes sub-horizontaux 100-280 à 130-310; plans axiaux moyens 100 S 40°; schistosité de crénulation dans les charnières étroites des plis.
- $H_3$  : Phase de plis couchés syn-schisteux d'axe moyen 010-15°; schistosité à pendage E 30°; il s'agit de la phase majeure de déformation.
- $H_2$  : Phase de plis couchés syn-schisteux d'axe moyen 045-25°; schistosité à pendage N 30°.
- $H_1$  : Phase de plis ouverts aschisteux dont le développement est peu fréquent.

Tab. XXI: Inventaire des déformations hercyniennes dans le massif de l'Agly (P ou H: phase plicative, F: foliation s.l. (définition dans le texte)).

L'inventaire des déformations mises en évidence dans le massif de l'Agly correspond pour sa physionomie générale à celui établi par Soula (1982), Soula et al. (1986b) dans les Pyrénées Centrales. La déformation engendrant la foliation majeure  $F_m$  croît avec l'intensité du métamorphisme. Son orientation est assez variée, elle épouse grossièrement la forme en dôme des massifs. Par contre, les phases postérieures à  $F_m$  indiquent une intensité de déformation de plus en plus forte dans les zones les moins métamorphiques. Pour Soula et al. (1986b), ce phénomène serait lié à une augmentation de compétence du socle profond due aux recristallisations métamorphiques syn-déformation majeure. Cependant il peut aussi s'accorder avec une augmentation progressive de la déformation vers le toit d'un système diapirique (Dixon, 1975). De manière plus générale, la succession des déformations hercyniennes mise en évidence dans le massif de l'Agly, est cohérente avec celle des déformations de la zone axiale dont la synthèse, présentée par Lamouroux (1987), est consignée sur le tableau XXII.

LAMOUREUX	ZWART (1979) Ariège-Pyrénées centrales	SOULA (1979) Ariège	MAJESTÉ-MENJOLAS (1979) Pyrénées occidentales
ZM, longitudinales; DH2 kink band à chevrons (SA moyen, N110 et N150; A fort plongement) crénelation; glissements suivant SH <sub>1</sub>	failles? (FNP, Mérens... F4 plis mineurs (SA verticale, A sub-horizontale); crénelation.	D <sub>4</sub> chevrons, ondulations, kink band (SA peu inclinée); crénelation.	cassures tardives subverticales H <sub>3</sub> plis (SA verticale déversée; A N110 à N120 à plongement 40N). accidents directionnels N110 obliques sur SH <sub>2</sub> , préfigurés au Dévonien délimitant des compartiments WNW-ESE dans la chaîne.
DH <sub>1</sub> loin des dômes : plis majeurs droits (SA N120, verticale; A sub-horizontale; crénelation). près des dômes : plis d'orientation variée; schistosité de flux plan axial des plis et parallèle aux limites des dômes, litages tectoniques	F2 dans secteurs métamorphisés, plis (A NS, foliation S <sub>1</sub> réactivée, rotation W-E). F1 secteurs peu métamorphisés : plis (SA verticale à inclinée, A EW; crénelation). s. très métamorphiques : plis couchés (A EW; schistosité de flux). FO plis majeurs dans le Dévono-Carbonifère, mineurs dans le Cambro-ordovicien (SA NS verticale; A NS).	D <sub>2</sub> loin des massifs : plis droits (SA N120 verticale; A peu incliné); crénelation. près des massifs : plis d'orientation variée, schistosité de flux, litage tectonique.	H <sub>2</sub> plis (N100 à N120, pendage 70N à 70S; crénelation ou schistosité de flux.
		D <sub>1</sub> plis couchés locaux, orientation variable, foliation précoce.	H <sub>1</sub> plis isoclinaux couchés (A NS, N20 EW; schistosité de flux.

(SA : surface axiale ; A : axe).

Tab. XXII: Récapitulatif des phases de déformation hercynienne dans la zone axiale des Pyrénées d'après Lamouroux (1987).

## II- Aspect significatif de la foliation majeure Fm comme repère dans l'étude des relations métamorphisme - déformation.

L'interprétation de la foliation majeure dans les massifs hercyniens des Pyrénées varie selon les Ecoles:

- les géologues hollandais estiment que la foliation majeure est largement hétérochrone entre les séries gneissiques s.l. et les séries supérieures micaschisteuses ;
- les géologues toulousains considèrent, eux, que la foliation majeure est quasi-synchrone dans toute la pile métamorphique d'un massif donné et n'est liée qu'à une seule étape de déformation.

Afin d'illustrer ces différences, il est intéressant de prendre l'exemple du massif de l'Aston-Hospitalet:

- pour l'Ecole hollandaise (Van den Eeckout, 1986), le massif de l'Hospitalet est dissocié en deux niveaux structuraux: une infrastructure comprenant les gneiss de l'Hospitalet et près de 2000 m de Cambro-Ordovicien (métapélites et métapsammites, la base du Paléozoïque étant marquée, comme dans le massif de l'Agly, par des intercalations de marbres) et une superstructure schisteuse (Silurien) et carbonatée (Dévonien). Cette distinction infra - superstructure, introduite par Zwart (1963), se justifie selon Van den Eeckout (1986) par un comportement mécanique différent des séries. Dans la superstructure, les éléments géométriques redressés sont prédominants, la foliation majeure est liée à une phase de déformation précoce D<sub>2</sub> (correspondant au F1 de Zwart (1979) sur le tableau XXII). Dans l'infrastructure, par contre, les éléments géométriques plats horizontaux sont prédominants, la foliation majeure étant issue de la phase tardive D<sub>3</sub> (correspondant au F2 de Zwart (1979) sur le tableau XXII). Les relations infrastructure - superstructure et déformation sont synthétisées sur la figure 116. L'âge de la déformation majeure serait westphalien dans la superstructure. D'après Zwart (1979), pour l'infrastructure, un âge westphalien supérieur voire stéphanien est proposé, l'âge limite étant fixé par les intrusions de batholites (Maladetta) datées du Permien par Michard-Vitrac et al. (1980). Le massif de l'Aston répondrait aux mêmes évolutions que celui de l'Hospitalet (Verhoef et al., 1984);

- pour l'Ecole toulousaine, il existe effectivement assez souvent une différence angulaire entre la foliation majeure des séries micaschisteuses et celle des séries gneissiques sous-jacentes. La foliation majeure hercynienne est cependant considérée comme sub-contemporaine dans toute la série par Soula (1982), Soula *et al.* (1986b). Ces auteurs affirment que, dans le massif de l'Hospitalet, la foliation majeure correspond à l'initialisation de la montée diapirique d'un dôme de gneiss ocellés dans sa couverture micaschisteuse. Dans l'évolution du diapir, le percement des micaschistes par les gneiss engendrerait les différences angulaires observées entre les foliations majeures des deux ensembles (fig. 117). Le système diapirique intrusif se traduirait par l'orientation radiaire des éléments géométriques de la déformation majeure dans les séries encaissantes proches du coeur gneissique, mais aussi, sur les bordures du dôme gneissique par une "mylonitisation chaude (Fk - Bi - Qz) correspondant à l'évolution de la schistosité majeure avec augmentation de la déformation plastique" (Soula *et al.*, 1986b p. 88). La montée diapirique proviendrait d'une instabilité gravitaire, la densité des gneiss, fortement affectés par la fusion partielle, étant nettement inférieure à celle des micaschistes sus-jacents.

Dans le massif de l'Agly, la foliation majeure peut se suivre de façon continue sans brusques changements de pendage des niveaux les plus profonds jusqu'au Dévonien carbonaté. En conséquence, nous ne distinguerons pas l'infrastructure de la superstructure en fonction de l'attitude de la foliation majeure, comme c'est le cas pour Zwart (1963), Van den Eeckout (1986) dans le massif de l'Hospitalet, mais plutôt en fonction du comportement rhéologique des matériaux rencontrés. Selon nous, la superstructure intéressera toute la série paléozoïque du marbre de base en passant par les séries micaschisteuses et jusqu'aux formations carbonatées dévoniennes. Par opposition, l'infrastructure regroupera l'ensemble des formations gneissiques de l'U.B. et de l'U.C. situées sous le marbre de base. Notons d'ailleurs, que la limite de l'anatexie hercynienne se positionne au contact infra - superstructure. Malgré sa conformité géométrique dans toute la pile métamorphique, la nature de la foliation majeure varie :

- il s'agit d'une schistosité de crénulation avec obliquité de 10 à 20° sur la stratification dans l'épizone (plis couchés déversés vers l'Est de la phase H<sub>3</sub> selon Pascal *et al.*, 1976, tab. XXI);

- elle devient une schistosité de flux avec forte transposition à partir de l'isograde de la sillimanite;

- enfin, dans l'infrastructure, la foliation majeure se marque par une ségrégation minérale accompagnée d'une cristallisation *in situ* de leucosomes (Fonteilles, 1976, 1981b). On rencontrera aussi le développement de fines bandes mylonitiques parallèles au litage métamorphique. Ces mylonites, toujours diffuses dans le volume de roche affecté, sont particulièrement bien représentées autour des charnockites de l'U.C. et dans les séries migmatitiques de l'U.B. à l'Est du massif. La paragenèse des milieux porphyroblastiques et ultrafins de ces mylonites a été étudiée (voir chap. VI). Elle correspond à la notion de "mylonites chaudes" de Lamouroux (1987) avec fréquemment une sillimanitisation à mettre en parallèle aux fibrolitisations tectoniques décrites par Macaudière et Touret (1969).

l'évolution de F<sub>m</sub> est comparable à celle décrite dans la plupart des massifs hercyniens des Pyrénées; cependant, sa géométrie se suit de façon continue de bas en haut de la pile métamorphique. En particulier, de nombreuses zones de cisaillement montrent le caractère disharmonique du contact infra - superstructure, alors que

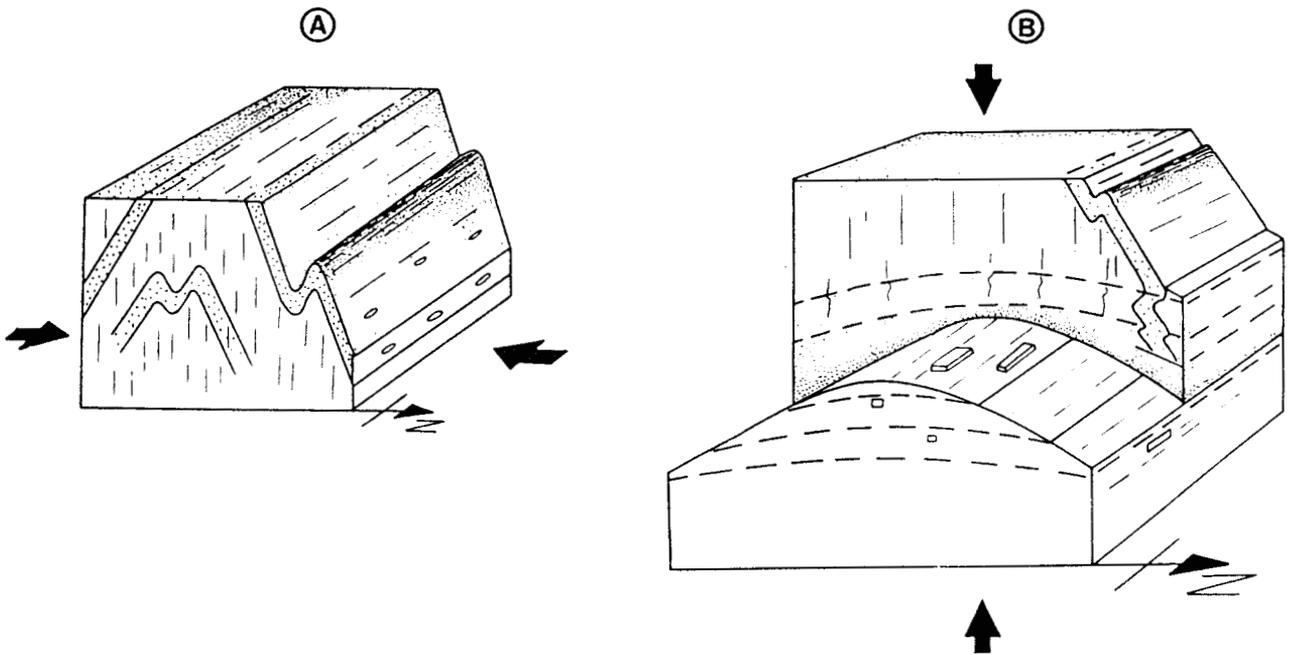


Fig. 116: Position de la foliation majeure dans le massif de l'Hospitalet, d'après Van den Eeckout (1986).  
A: Formation de la superstructure par des plis redressés et développement de la foliation majeure (phase D2).  
B: Formation de l'infrastructure et développement de la foliation majeure (phase D3) pendant la formation de l'antiforme gneissique du massif.

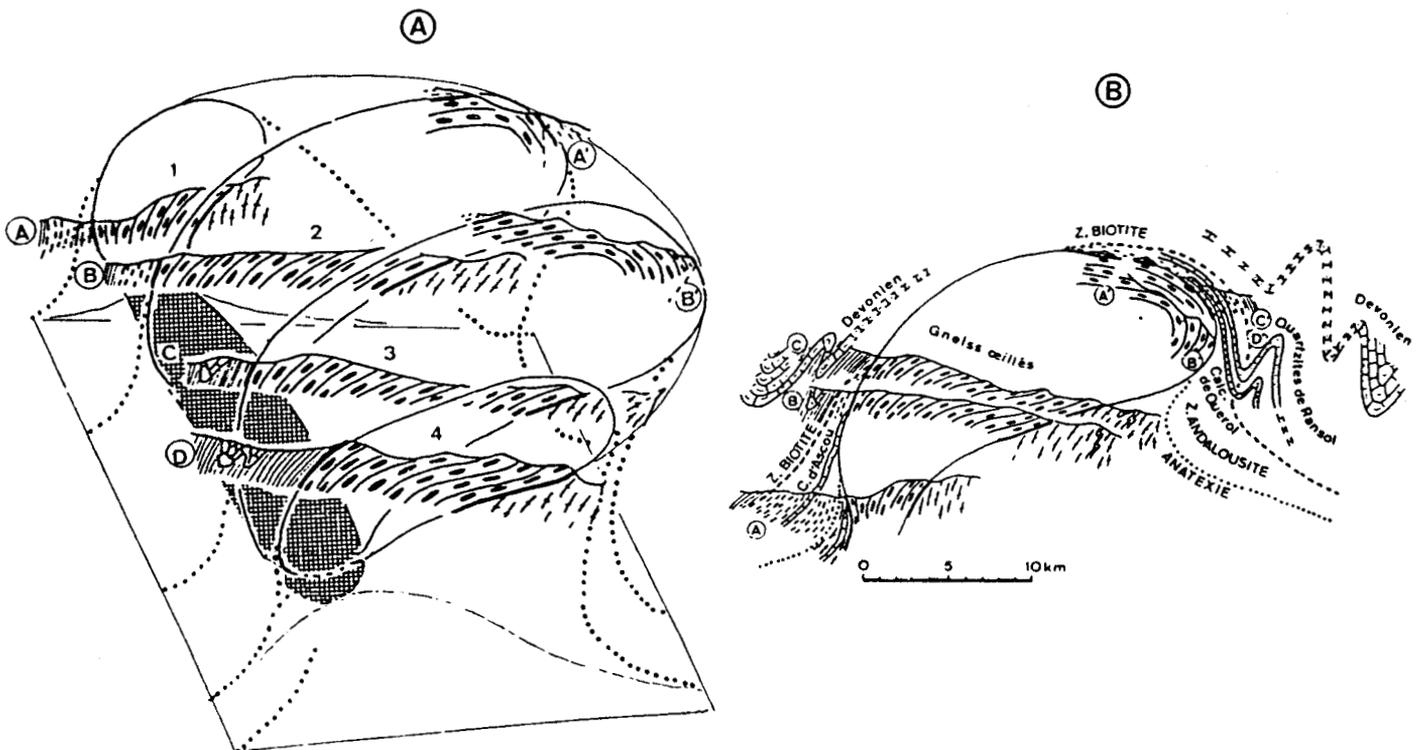


Fig. 117: Structure du massif de l'Aston - Hospitalet d'après Soula *et al.* (1986 b).  
A: Coupes séries dans le massif de l'Aston d'Est (coupe A) en Ouest (coupe D).  
B: Relations du massif orthogneissique de l'Aston - Hospitalet avec les faciès paradérivés supérieurs et les isogrades de métamorphisme. On notera en particulier, l'écart angulaire de la foliation et des isogrades entre les séries encaissantes et les orthogneiss, lié à l'intrusion du cœur gneissique.

$F_m$ , aussi bien dans les gneiss que dans les micaschistes, reste parallèle au contact ce qui paraît en contradiction avec le distinguo fait par l'Ecole hollandaise entre infra et superstructure. Il en est de même dans la série micaschisteuse où l'empilement stratigraphique visible est parallèle aux isogrades de métamorphisme et à  $F_m$ . Ces relations sont particulièrement visibles cartographiquement dans la partie SE du massif ( fig. 118). Dans les séries de l'infrastructure, les formations de l'U.B. montrent  $F_m$  parallèle:

- à la différenciation lithologique visible;
- aux épontes des filons de granite de Cassagnes;
- aux isogrades de métamorphisme selon Fonteilles (1970) (zones F,G,H);
- au contact infra - superstructure ( voir aussi carte 1/25000, secteur Belesta - Caladroi).

Les formations de l'U.C. montrent  $F_m$  parallèle:

- à la différenciation lithologique visible;
- aux épontes de la granodiorite charnockitique ( carte 1/25000, secteur Trilla - Caramany).

En conclusion, quel qu'en soit le mécanisme de genèse, la foliation majeure  $F_m$  est géométriquement homogène dans tout le massif. Certes, elle peut être hétérochrone à différents niveaux de la pile métamorphique, mais elle reste le seul élément géométrique suffisamment constant pour permettre son utilisation comme référence dans l'étude des relations métamorphisme - déformation. Notons enfin, sans préjuger de l'étude structurale à venir, qu'une telle cohérence générale de  $F_m$  rejoignant les observations de Soula (1982), Soula *et al.* (1986b), et l'absence de grands plis droits synschisteux recoupés postérieurement par une autre foliation, plaident largement en faveur d'un aspect sub-contemporain de  $F_m$  au travers de toute la pile métamorphique, ou pour le moins d'une déformation majeure liée à une seule grande étape pouvant néanmoins évoluer continûment dans l'espace et le temps.

### **III- Les relations blastèses métamorphiques - déformations.**

Ces relations ont été étudiées dans toute la pile métamorphique à l'échelle de la lame mince. Une série de textures caractéristiques sera présentée par unité litho-tectonique, en commençant par le bas de la série. Les figures de représentation des textures métamorphiques proposées dans ce chapitre seront systématiquement accompagnées de deux cartouches:

- le premier synthétise, en réduction, la texture présentée et permet de positionner les repères géométriques de la déformation;
- le second situera, dans la pile métamorphique, l'endroit où sont faites les observations.

#### **1- L'unité de Feilluns - Caramany (U.C.).**

##### **a- Présentation.**

Cette unité est caractérisée par l'importance d'intrusions de granitoïdes profonds dans une série gneissique à intercalations de marbres, de gneiss à silicates calciques et de kinzigites. Rappelons les grands traits de la déformation à l'échelle du massif.

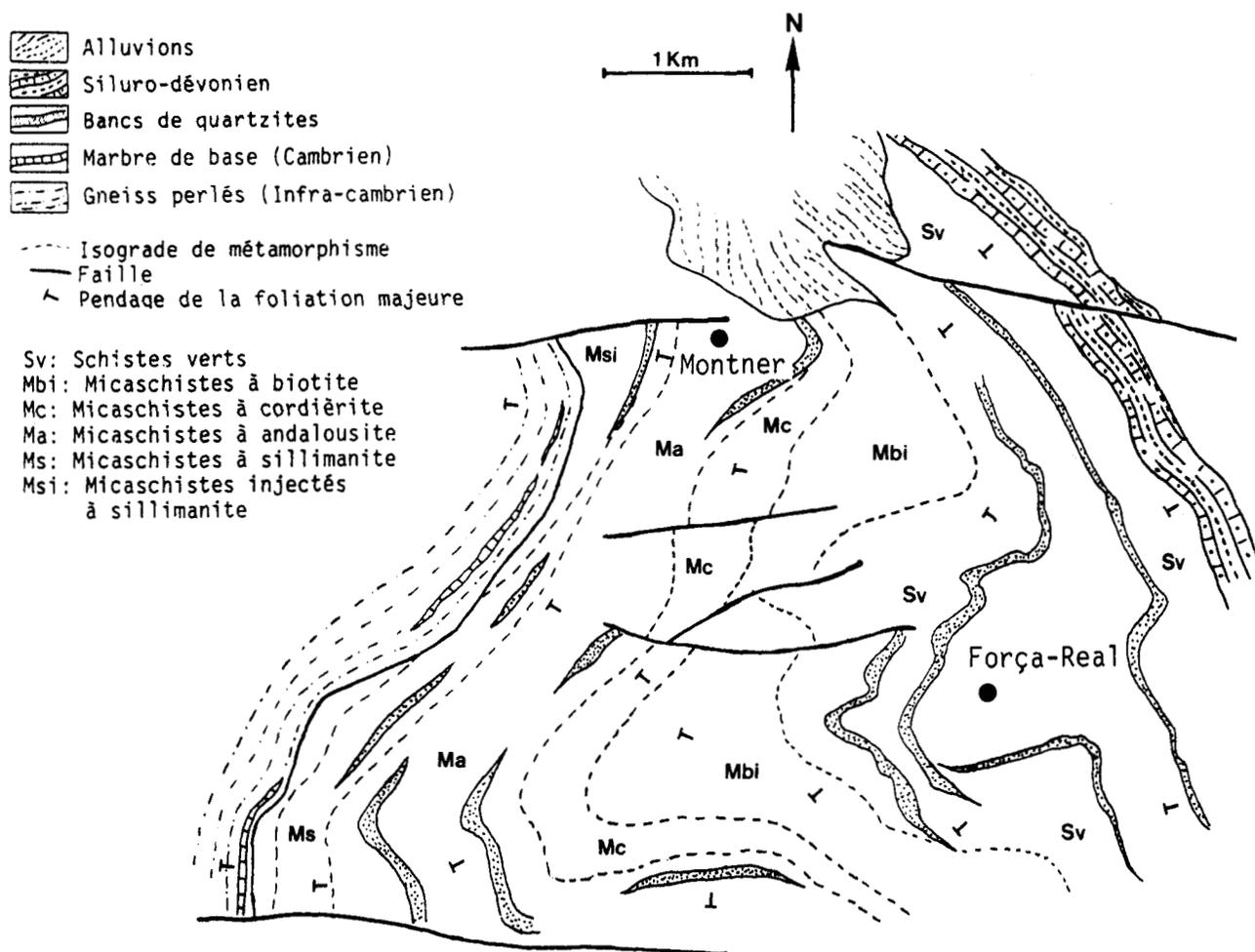


Fig. 118: Carte géologique simplifiée du SE du massif de l'Agly, d'après nos relevés pour la partie ouest de cette carte et ceux de Pascal *et al.* (1976) pour la partie est. On constate le parallélisme entre la foliation majeure soulignée par les pendages, le contact gneiss perlés/micaschistes, la succession stratigraphique (soulignée par les quartzites) et les isogrades du métamorphisme hercynien.

Les observations à l'affleurement et la cartographie au 1/25000 montrent l'accordance entre les épontes des faciès charnockitiques  $S_1$  et la foliation majeure de l'encaissant. La granodiorite d'Ansignan est elle-même orientée lors de sa cristallisation, puisqu'elle montre un arrangement planaire, sans fracturation ni cataclase, des mégacristsaux automorphes d'orthose avec leurs grands axes disposés parallèlement au contact granite/encaissant et à  $F_m$ . La mise en place des charnockites acides serait sensiblement synchrone du développement de la foliation majeure  $F_m$  dans l'U.C. Cette hypothèse est étayée par l'accroissement de la déformation des séries gneissiques foliées en s'approchant du granite. Les roches basiques, qu'elles soient au coeur du granite ou intercalées en bancs épais dans les séries gneissiques, sont affectées d'un fin clivage sans blastèse, ou d'une  $F_m$  soulignée par une blastèse de Bi - Qz - Amp, minéraux rétroformes de l'association Opx - Cpx. Ces observations témoignent d'une cristallisation primaire des roches basiques anté- $F_m$ . Rappelons que le  $Kd[Opx-Cpx]$  témoigne d'une équilibration en contexte granulitique de très haute température et souligne donc une mise en place à l'état solide de ces roches basiques au niveau observé. La mise en place dans leur position structurale actuelle serait essentiellement syn- $F_m$ , le granite à l'état magmatique jouant alors un rôle important dans leur transport, comme c'est d'ailleurs le cas dans le massif de Querigut (Marre, 1973).

**b- Les marbres et gneiss à silicates calciques.**

Ils présentent à l'échelle de l'affleurement une orientation essentiellement liée aux interfaces matériau carbonaté - matériau à dominante siliceuse. A l'échelle de la lame mince (fig. 119), les niveaux carbonatés présentent une texture granoblastique primaire équi-granulaire non orientée à Cc - An - Sc - Di. Dans le cas de l'échantillon présenté sur la figure 119 partie gauche, la rétro-morphose hydrique affectant la paragenèse initiale An - Cc se développe sans déformation visible et génère des couronnes de grossulaire autour des cristaux d'anorthite. Sur une autre plage de la même lame mince, mais dans un matériau plus siliceux, la blastèse rétro-morphe Gr - Zo - Qz souligne l'orientation  $F_m$  majeure de la roche. On notera qu'une fine injection de quartz à extinction roulante s'aligne aussi suivant  $F_m$ . L'apparition de zoïsites est provoquée par une réhydratation locale poussée à mettre en relation avec la présence du filonnet de quartz. La rétro-morphose hydrique est ici syn- $F_m$ , mais elle pourrait parfaitement se poursuivre après la déformation majeure, puisque certaines textures rétrogrades témoignent de cristallisations statiques non déformées.

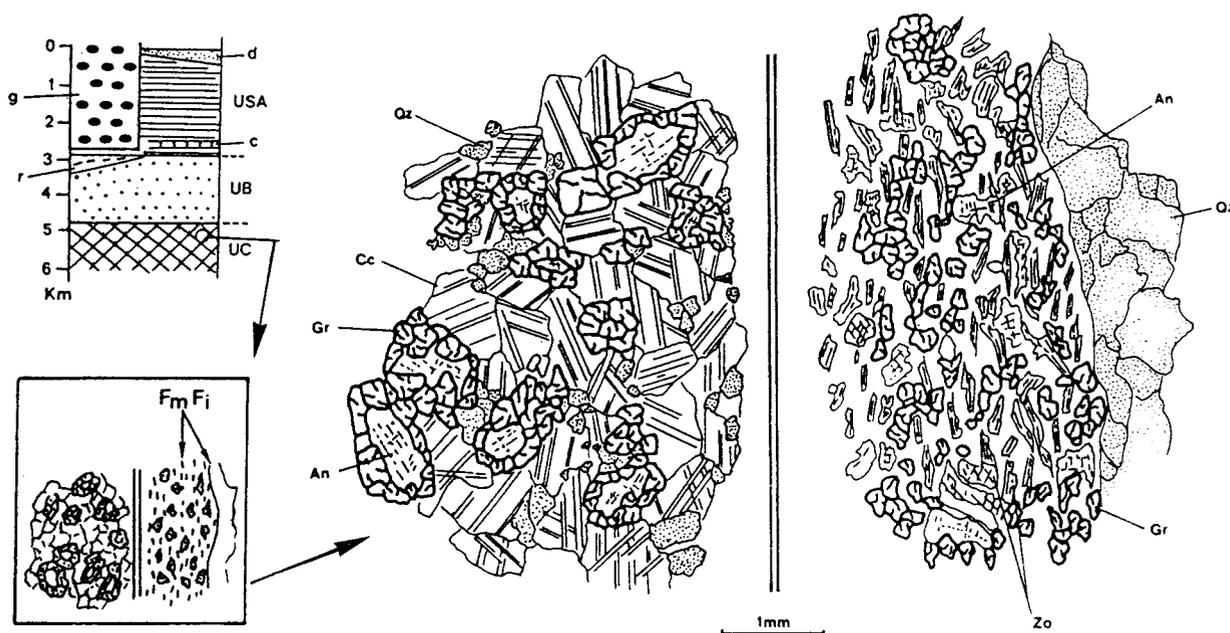


Fig. 119: Relations blastèse-déformation dans un niveau de marbre des séries de l'unité de Feilluns - Caramany (secteur de Caramany-est).

Dans la partie gauche de l'échantillon, les grossulaires rétrogrades forment des couronnes autour de l'anorthite.

Dans la partie droite de la figure (située sur l'échantillon à moins de 3 mm de la partie dessinée à gauche), la foliation majeure  $F_m$  est soulignée par l'injection d'un filonnet de quartz et par la blastèse rétrograde Zo - Gr - Qz aux dépens des cristaux primaires d'anorthite.

**c- Les kinzigites et faciès à spinelle.**

Ces faciès sont caractérisés à l'affleurement par une forte ségrégation entre leucosome à Qz - Pl (oligoclase) - Fk (orthose) et mélanosome à Ga - Cd - Bi - Sil. Cette ségrégation souligne macroscopiquement  $F_m$ , elle-même individualisée dans les leucosomes par une schistosité frustrée et dans le mélanosome, par une schistosité de flux à Bi - Sil. A l'échelle de la lame mince (fig. 120), l'association Bi - Qz ± Sil est indubitablement rétro-morphe de l'association primaire Ga - Cd<sub>1</sub> - Fk. Les cordiérites primaires sont traversées et

réorientées dans le flux à  $Bi \pm Sil$ . Les grenats allongés par cataclase dans  $F_m$  sont entourés par ce flux et plus ou moins affectés d'une rétro-morphose à  $Bi - Qz$  sous forme de "pressure-shadows" (fig. 120, en bas à gauche). L'orientation frustrée d'un filonnet à  $Qz - Fk$  est parallèle à la foliation majeure. Cette injection au contact des grenats génère la blastèse de l'assemblage  $Cd_2 - Sp - Ox$ , peu ou pas déformée par  $F_m$ .

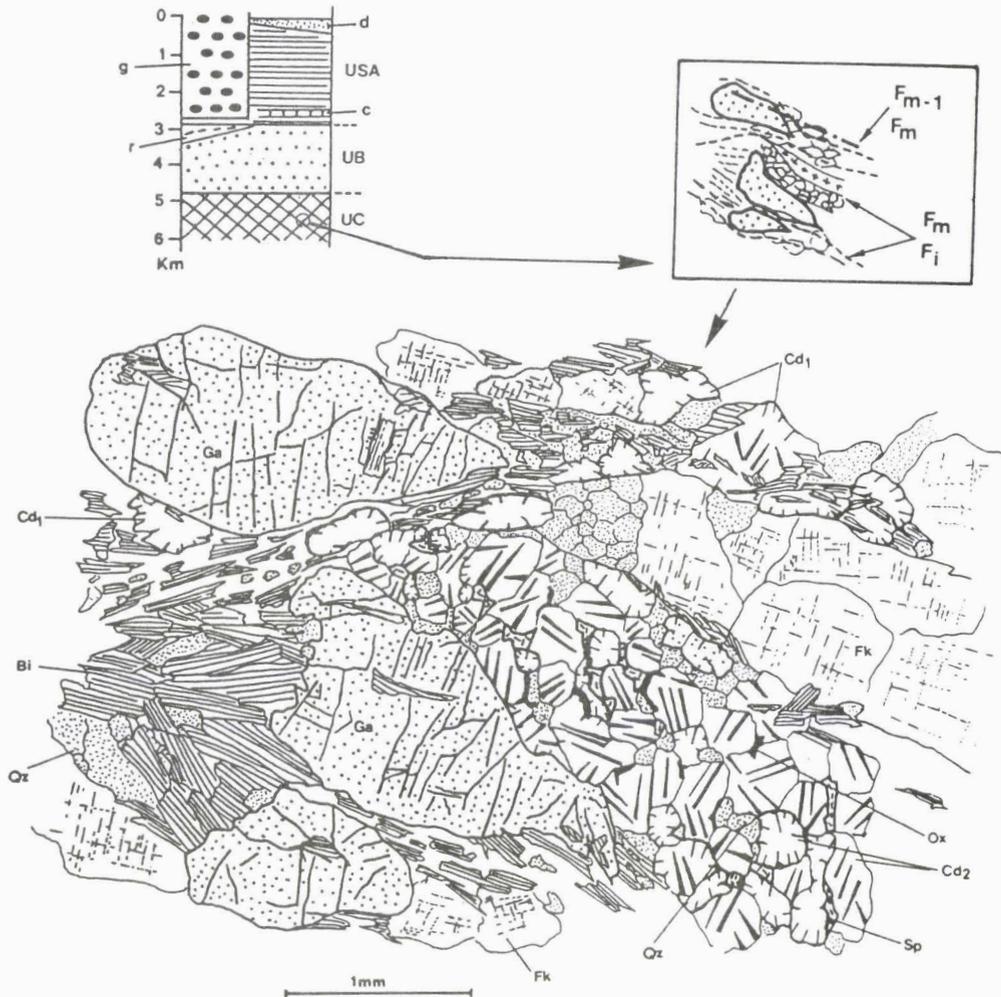


Fig. 120: Relations blastèse - déformation dans les niveaux alumineux à spinelle de l'unité de Feilluns - Caramany (secteur de Caramany-sud: Mont-Redon).

La paragenèse primaire à  $Ga - Cd_1$  correspond à une texture restaurée granoblastique antérieure à la déformation majeure. La foliation majeure s'accompagne d'une injection quartzo-feldspathique, du développement rétrograde de l'association  $Bi - Qz \pm Sil$  aux dépens de la paragenèse primaire  $Ga - Cd_1 - Fk$ . Localement, au contact du filonnet, le grenat est destabilisé en l'association  $Cd_2 - Sp$  très peu déformée et donc, vraisemblablement tardive par rapport à  $F_m$ .

A l'évidence, la paragenèse primaire  $Ga - Cd_1 - Fk$  est anté- $F_m$ . Dans les roches peu rétro-morphosées, elle constitue une texture restaurée granoblastique faiblement orientée. La foliation majeure est contemporaine de la rétro-morphose hydrique et s'accompagne d'injections quartzo-feldspathiques dont nous avons pu constater dans l'étude pétrographique et sur le terrain, qu'elles correspondaient au chevelu artéritique développé lors de la mise en place et de la fin de cristallisation de la charnockite acide. La mise en place syn- $F_m$  de ces filonnets expliquerait l'aspect peu déformé de leurs minéraux constitutifs et des paragenèses rétrogrades cristallisant à leur contact; ces dernières paragenèses indiquent d'ailleurs que l'étape de rétro-morphose hydrique se poursuit localement postérieurement à  $F_m$  (nous l'avons déjà envisagé en étudiant les marbres).

d- Les faciès granito-gneissiques type " Pont de Trilla".

Ils montrent bien la reprise de la paragenèse primaire à Ga - Fk - Pl - Qz ± Bi dans la foliation majeure.  $F_m$  est, en effet, soulignée par des rubans de plattenquartz; les orthoses et les plagioclases sont affectés par une déformation intracristalline se manifestant par de nombreux "kink-bands" sub-perpendiculaires à  $F_m$ . Enfin, les grenats, fortement cataclasés, s'alignent dans la foliation majeure (fig. 121). La rétro-morphose partielle, affectant la périphérie des grenats sous forme d'associations Bi - Qz, se place dans les zones d'ombre des grenats alignés suivant  $F_m$ . Notons enfin que localement, une rétro-morphose hydrique de plus basse température se poursuit postérieurement à  $F_m$  puisque des associations Bi - Chl - Mu se placent dans des golfes de corrosion des grenats, perpendiculairement à  $F_m$  ( fig. 121, en haut).

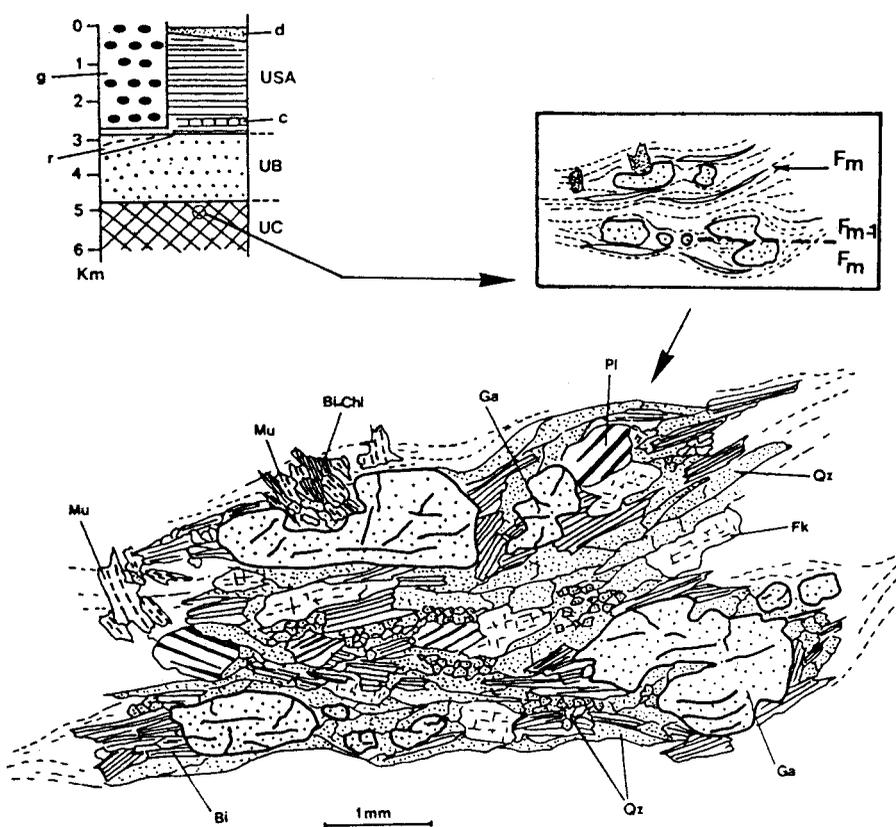


Fig. 121: Relations blastèse - déformation dans les granito-gneiss du Pont de Trilla de l'unité de Feilluns - Caramany (secteur de Feilluns-nord: Plat de Gallandos). La paragenèse primaire à Ga - Fk - Qz ± Bi est déformée par la foliation majeure soulignée par l'allongement de grenats cataclasés et des rubans de plattenquartz. Cette déformation s'accompagne d'une rétro-morphose hydrique précoce sous forme d'associations Bi - Qz dans les zones d'ombre des grenats. Noter que la rétro-morphose se développe postérieurement à  $F_m$  dans des golfes de corrosion du grenat (blastèse de Mu - Bi-Chl).

e- Remarques.

Dans tous les faciès "encaissants" de l'U.C., il est rarissime de trouver une structure plicative qui puisse s'interpréter comme synchrone du développement de la foliation majeure. Lorsque c'est le cas, la déformation n'est pas cylindrique, et nous avons rencontré des plis où la foliation n'est pas de type plan axial. Les axes de ces plis, dans la mesure où ils sont visibles, s'orientent majoritairement E-W sur la portion Ouest du massif et N-S sur la portion Est du massif (à l'Est de la faille de Planèzes: carte 1/25000).

Sur les plans de foliation majeure, la direction d'allongement des minéraux syn- $F_m$  est pour l'essentiel N-S à NE-SW dans la partie de l'U.C. orientée N110 à l'Ouest de la faille de Planèzes (cf. carte 1/25000). Dans la partie orientée N-S, à l'Est de la faille de Planèzes, cet allongement minéralogique est essentiellement E-W. A une rotation de 90° près entre les structures de l'Est et les structures de l'Ouest du massif, ces allongements sont géométriquement cohérents. En tous cas, si l'on admet que l'intrusion charnockitique est en grande partie responsable du développement de la foliation majeure dans l'U.C. par un processus d'écoulement visqueux, alors, la mise en place des charnockites se fait essentiellement par déplacement de la masse magmatique suivant une direction N-S. Nous n'avons pas étudié systématiquement l'orientation des axes de porphyrocristaux d'orthose dans la charnockite, mais en accord avec les observations de Bouchez (communication personnelle), il semblerait que ces orientations, au moins au coeur du massif granodioritique d'Ansignan, soient effectivement dans une direction générale N-S. Cette orientation générale dans l'instauration de la foliation majeure, concorde avec celle retenue dans les récents travaux de Salel (1987) et Soliva (1987) sur les gneiss oeilés du massif du Canigou.

## 2- L'unité de la boucle de l'Agly - Belesta (U.B.).

### a- Présentation.

Cette unité est essentiellement constituée de faciès gneissiques affectés par l'anatexie; elle comporte, en particulier dans sa partie inférieure (migmatites), un certain nombre d'intercalations de kinzigites, de gneiss à silicates calciques et de filons accordants de granodiorite de Cassagnes. La cartographie à 1/25000 montre le parallélisme des sills granodioritiques et de la foliation majeure. Sur les affleurements, comme les charnockites acides de l'U.C., le granite de Cassagnes est caractérisé par l'arrangement planaire des cristaux automorphes d'orthose parallèlement à  $F_m$ . Cette observation témoignerait d'une mise en place et d'une cristallisation partielle du magma granitique lors de la déformation majeure. Dans les migmatites caractérisées par la ségrégation banc à banc entre leucosome et mélanosome,  $F_m$  affecte les deux types de matériaux, ce qui impliquerait un développement de l'anatexie avant la déformation majeure. Cette hypothèse est confirmée par le rubanement généralisé des gneiss anatectiques où de nombreuses "perles de feldspath potassique" sont fortement étirées et/ou contournées par  $F_m$ . A l'échelle de la lame mince, les observations faites dans les roches de l'U.B. sont donc analogues à celles effectuées dans l'U.C.

### b- Les marbres et gneiss à silicates calciques.

Ils montrent une paragenèse primaire à texture granoblastique peu orientée (Cpx - Sc - Qz, fig. 122, secteur gauche). La foliation majeure est soulignée par de fines injections où les quartz eux-mêmes sont allongés suivant le plan  $F_m - F_1$ . Cette orientation correspond aussi à celle de l'association Zo - Qz issue de la déstabilisation rétrograde des scapolites (fig. 122, secteur droit). On ne manquera pas d'effectuer la correspondance entre ces observations et celles des faciès équivalents de l'U.C. (comparer par exemple les figures 119 et 122).

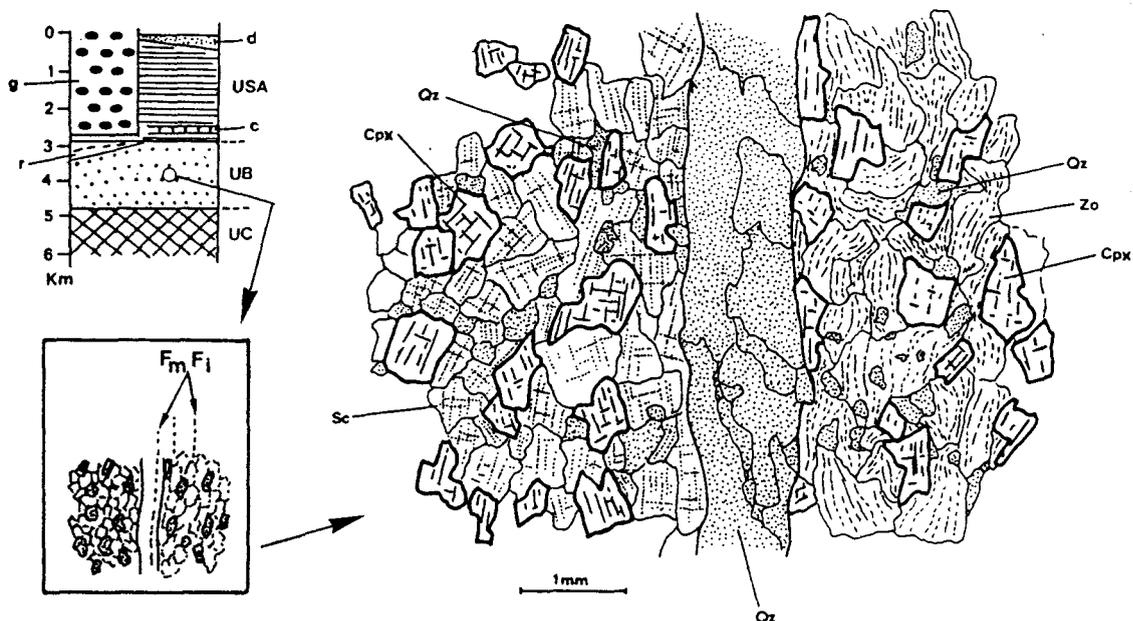


Fig. 122: Relations blastèse - déformation dans un niveau de gneiss à silicates calciques dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (secteur de Caladroi: Pic Aubeill). La paragenèse primaire préservée à gauche du filon de quartz, est à texture granoblastique faiblement orientée. La foliation majeure, visible à droite du filon, est associée au développement de l'assemblage Zo - Qz par hydratation des scapolites primaires.

#### c- Les niveaux kinzigitiques.

Dans l'U.B., ils montrent la paragenèse primaire Ga - Cd - Fk à texture granoblastique affectée par la déformation majeure qui s'accompagne d'une blastèse rétrograde à Bi - Sil.  $F_m$  soulignée par de nombreux cristaux de sillimanite, se surimpose très souvent aux cristallisations primaires de cordiérite et tourne autour des grenats. Ces derniers sont fréquemment corrodés en périphérie (fig. 123, en haut) et donnent de nombreuses symplectites Bi - Sil - Qz qui s'orientent dans  $F_m$  lorsque l'on s'éloigne du grenat. Notons la présence, dans le flux, d'un filonnet quartzo-feldspathique à cristaux peu déformés témoignant d'une mise en place syn- $F_m$  à l'état liquide et d'une cristallisation légèrement postérieure (à titre de comparaison, on pourra rapprocher la figure 123 (U.B.) et la figure 120 (U.C.) ).

#### d- Les niveaux gneissiques supérieurs (gneiss perlés).

Ils ne comportent que de rares bancs où l'on trouve des grenats. Ce minéral doit cristalliser avant la déformation majeure car il est contourné par  $F_m$ . Par endroits (C, fig. 124), sa dislocation dans le flux s'accompagne d'une recristallisation interstitielle de quartz. A l'échelle de l'échantillon,  $F_m$  se marque par des rubans ou des amygdales de quartz et des associations Bi - Sil. Ces dernières, étant donné l'orientation des minéraux, sont certainement syn-cinématiques; cependant (B, fig. 124), l'enchevêtrement, dans des directions perpendiculaires, des fibres de sillimanite ne permet pas d'éliminer l'idée d'une blastèse partielle post-cinématique.

#### e- conclusion.

En résumé, dans les séries de l'U.B., le pic thermique du métamorphisme contemporain des blastèses primaires, de l'anatexie générale est anté-déformation majeure. Celle-ci se place lors de la rétro-morphose hydrique,

de la mise en place du granite de Cassagnes et de l'injection de filonnets à Qz - Fk sans plagioclases. Ces derniers correspondraient alors aux liquides résiduels issus de la cristallisation partielle de la granodiorite mais aussi de leucosomes des migmatites s.l. qui, rappelons le, sont affectés par  $F_m$ . Au sommet de l'U.B., les gneiss perlés montrent des relations plus ambiguës, car la foliation majeure à Bi - Sil n'est pas clairement observée comme rétrograde de l'association primaire à Ga - Fk - Qz. A ce niveau supérieur de l'U.B., il est difficile de situer les étapes du métamorphisme hercynien par rapport à la déformation puisque les deux associations sont à la fois thermiquement compatibles et sans relations réactionnelles visibles entre elles. Malgré l'absence de masses magmatiques importantes injectées dans les séries de l'U.B., nous pensons, à cause de l'anatexie affectant les séries, mais aussi par l'allongement des minéraux dans les plans  $F_m$  comparable à ce qui est observé dans les séries gneissiques de l'U.C., que la genèse de la foliation majeure, au moins dans les séries profondes de l'U.B., serait obtenue grâce à une délamination par écoulement visqueux des séries, les contraintes principales étant essentiellement orientées N-S à NE-SW.

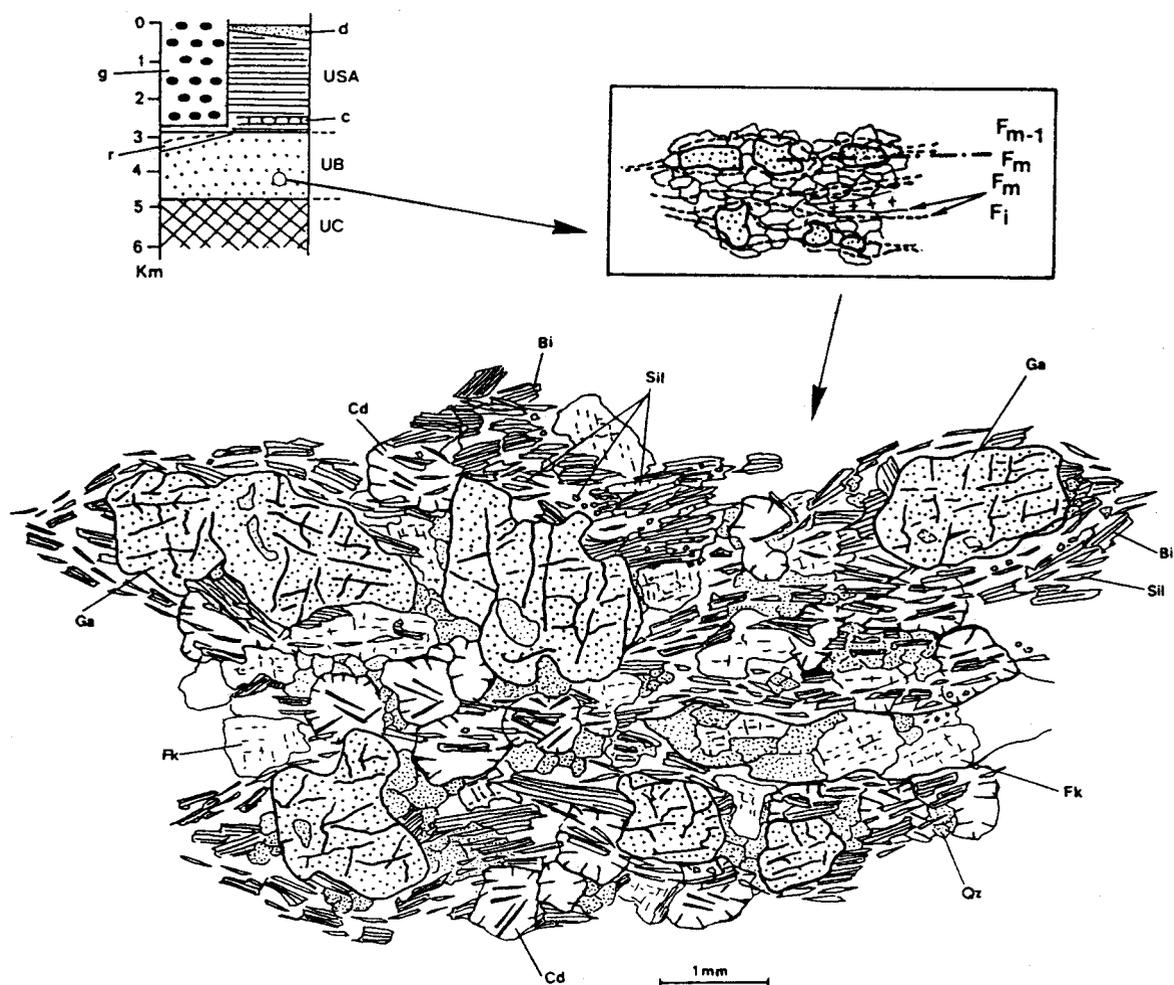


Fig. 123: Relations blastèse - déformation dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (secteur de Belesta-Cassagnes).

$F_{m-1}$  correspond à la paragenèse primaire Ga - Cd - Fk dont la texture granoblastique est fréquemment réorientée par  $F_m$ . La déformation majeure, comme dans les faciès équivalents de l'unité de Feilluns - Caramany, est accompagnée d'une blastèse rétrograde à Bi - Sil - Qz et de la cristallisation de filons quartzo-feldspathiques pouvant correspondre à une exudation des corps leucocrates d'origine anatectique anté- $F_m$ .

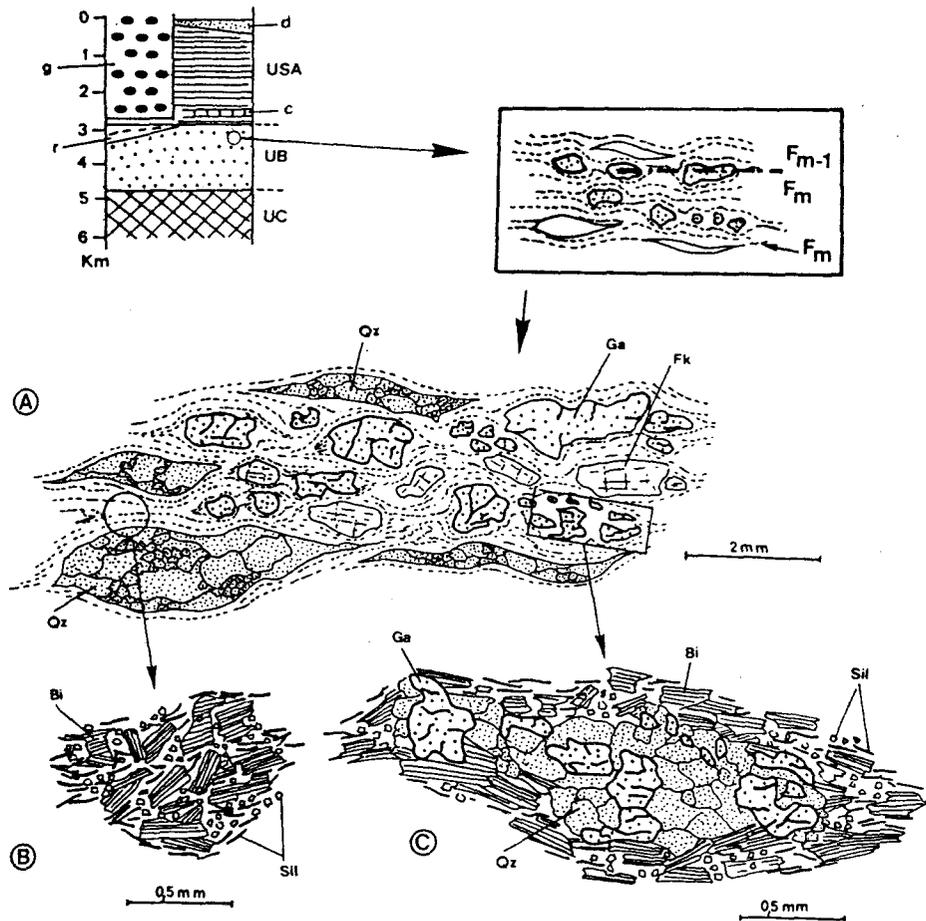


Fig. 124: Relations blastèse - déformation dans les gneiss perlés de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (secteur de la Vallée de l'Agly: Tournefort).

Cet échantillon montre clairement la déformation de la paragenèse primaire dans  $F_m$ , avec, en particulier, une cataclase des grenats et la recristallisation interstitielle de quartz (C). La foliation majeure, de type schistosité de flux, est soulignée par une association Bi - Sil très peu déformée, l'enchevêtrement des fibres de sillimanite pouvant témoigner d'une blastèse partiellement post- $F_m$  (B).

### 3- L'unité micaschisteuse supérieure de l'Agly (U.S.A.).

#### a- Présentation.

Cette unité n'a été principalement étudiée que dans la partie nord du massif, dans le secteur Lansac - Latour de France. Plusieurs traits caractéristiques de cette unité permettent de situer le contexte général. Le secteur présente, comme d'ailleurs la partie est du massif de l'Agly, un parallélisme constant entre respectivement: la limite infra - superstructure (contact gneiss - micaschistes), la foliation majeure, la différenciation lithologique et les isogrades de métamorphisme hercynien (voir carte 1/25000 et fig. 118).

Dans le secteur nord du massif, la base de l'unité présente de gros corps basiques foliés par  $F_m$ , soit englobés dans la base du granite de Lansac : la diorite de Taïchac, soit intercalés à la limite U.B. - U.S.A. dans les gneiss perlés et les micaschistes à sillimanite : la diorite de Tournefort ( carte 1/25000, 1,5 km au SE de Rasiguères). Les relations entre gneiss perlés ou micaschistes et la diorite de Tournefort soulignent son caractère intrusif. A l'échelle de l'affleurement, mais aussi à celle de la carte à 1/25000, la diorite recoupe la géométrie des

contacts stratigraphiques; par exemple, le contact gneiss perlés / micaschistes, ou encore les niveaux décimétriques de marbres, de gneiss à silicates calciques et de quartzites correspondant à la formation dite "marbre de base" selon Fonteilles (1970). La diorite est entièrement métamorphisée dans le faciès des amphibolites et possède une texture granoblastique à Hb - Pl  $\pm$  Cpx faiblement orientée suivant  $F_m$ . La mise en place de la diorite de Tournefort dans son encaissant actuel doit se faire dans un état largement cristallisé voire rétomorphosé car les faciès encaissants ne sont affectés que par une fusion très localisée. Cette mise en place serait essentiellement syn-déformation majeure. En effet, encaissant et corps basiques sont affectés par  $F_m$  qui reste globalement parallèle d'une formation à l'autre. Cependant  $F_m$ , de type flux dans l'encaissant, est beaucoup plus frustré dans la diorite. L'éponte de la diorite recoupe parfois légèrement la foliation  $F_m$  de l'encaissant sans que cela puisse être interprété comme une réfraction de  $F_m$  car les variations d'orientation du plan de foliation sont faibles, continues et progressives. Dans un tel contexte de mise en place, les diorites de l'U.S.A. seraient l'équivalent, à un niveau structural supérieur des roches basiques de l'U.C. Nous verrons dans l'interprétation structurale générale, qu'il est possible de trouver une filiation dans la mise en place qui s'accorde avec l'évolution géochimique proposée par Fonteilles (1976, 1981a) entre les diorites de l'U.S.A. et les roches basiques charnockitiques de l'U.C. (lignée calco-alkaline  $\beta\beta'$  de Fonteilles, 1976).

Le granite de Lansac poinçonne dans le secteur nord du massif toute la série micaschisteuse. Dans la région de St-Martin (carte 1/25000), le granite est accordant avec  $F_m$  et la stratigraphie. Une mince bande de micaschistes à sillimanite et des niveaux assimilables au "marbre de base" sont préservés entre l'éponte du granite et les gneiss de la Rivérole. Toujours dans le même secteur, le granite emballe la diorite de Taïchac, pétrographiquement comparable à celle de Tournefort, mais se présentant ici sous la forme d'une longue bande, épaisse de 80 à 100 m, parallèle à l'éponte du granite. Ces observations permettraient de définir le granite de Lansac comme un massif supérieur sans racines visibles dont la base serait un plancher accordant gneissique ou micaschisteux.

Cependant, cette interprétation doit être tempérée dans la mesure où le secteur d'étude est fortement tectonisé: nous pourrions avoir l'illusion d'une structure intrusive originelle alors qu'en fait, la géométrie serait en grande partie liée à des déformations cassantes postérieures. Malgré cela, l'existence éventuelle d'un accident entre les séries de la Rivérole et le granite ne modifierait pas de façon incontournable la notion de plancher puisque le granite, au Sud du village de Lansac (cf. carte 1/25000), emballe, parallèlement à la foliation externe, une bande de gneiss de la Rivérole. Le granite, même à sa base, se met en place postérieurement à la foliation majeure car il englobe des panneaux de micaschistes à sillimanite affectés par  $F_m$  et alignés parallèlement à la surface du plancher et à la foliation majeure de l'encaissant. Dans ces conditions, la diorite de Taïchac, syn- $F_m$ , peut être considérée comme un élément non ingéré par le magma granitique, phénomène cartographiquement visible dans le secteur de Tournefort où des niveaux de diorite sont à cheval sur le contact granite - gneiss.

Les relations géométriques entre l'éponte est du granite orientée N-S et les isogrades de métamorphisme, varient progressivement du Sud vers le Nord. Au Sud, dans la région de Tournefort, le granite est accordant avec les séries de gneiss perlés; il recoupe avec des angles faibles (environ 10°) la foliation majeure des micaschistes à sillimanite. En poursuivant vers le Nord, les isogrades de l'andalousite et de la biotite sont recoupées par le

granite avec des angles de plus en plus forts. A l'extrémité nord du massif, dans la région de la Borde Vieille, le granite recoupe la série des schistes verts puis des calcschistes siluriens et développe une auréole de métamorphisme de contact. En fait, ce métamorphisme de contact est un peu particulier: il débute, dans les micaschistes à andalousite du métamorphisme général, sous forme d'une altération des cristaux d'andalousite en produits micacés. Il se manifeste de la même manière dans les faciès à Bi - Cd. Les observations, dans ces faciès, se rapprochent de celles de Soula *et al.* (1986 a, b) à propos du métamorphisme de contact rencontré autour des granites supérieurs des Pyrénées. Le métamorphisme de contact est particulier puisqu'il ne développe pas d'associations minérales d'un degré thermique supérieur à celui caractérisant la paragenèse du métamorphisme régional. Il est essentiellement dû à une forte réhydratation localisée des associations minéralogiques initiales. Dans les schistes verts et les schistes siluriens, l'auréole se développe en deux temps: tout d'abord lors d'un métamorphisme de contact s.s. à l'origine de petits blastes d'andalousite, puis par une réhydratation totale de ces derniers en produits micacés.

Les géologues toulousains ( Castaing *et al.*, 1973, Soula, 1982, Soula *et al.*, 1986a, 1986b) ont souvent proposé qu'il y ait, au niveau de la plupart des granites des Pyrénées, un passage continu des isogrades régionales à celles du métamorphisme de contact, les rétro-morphoses abondantes ayant pu faire croire à un métamorphisme de contact post-tectonique. Dans le cas du granite de Lansac, ce continuum ne peut être retenu car l'intrusion est bien post- $F_m$  et recoupe les isogrades régionales parallèles à  $F_m$ . Cependant, l'intrusion ne génère effectivement que des blastèses post-tectoniques pour la plupart liées à une forte réhydratation de minéraux préexistants.

Les relations blastèse - déformation dans les séries de l'U.S.A. vont maintenant être examinées à l'échelle de la lame mince.

#### b- La zone à sillimanite.

Elle est formée d'un niveau inférieur riche en fines injections quartzo-feldspathiques et d'un niveau supérieur pauvre en injections, avec en commun les mêmes relations métamorphisme - déformation. La figure 125 montre l'état de transposition dans de fines intercalations gréso-pélitiques. On note de fins interlits de quartz soulignant la présence de charnières de plis synschisteux  $P_m$ . Les flancs étirés représentent une transposition  $F_{m-1} / F_m$ .  $F_{m-1}$  est soulignée par la transition niveau quartzeux - niveau micacé, qui pourrait être interprétée comme un ancien  $S_0$  (stratification sédimentaire originelle). Cependant, l'état de recristallisation des niveaux quartzeux n'est pas incompatible avec une ancienne schistosité évoluée.  $F_m$ , de type plan axial des plis  $P_m$ , s'accompagne d'une blastèse orientée de Qz - Bi - Sil. Ainsi, dans la zone à sillimanite, le pic thermique du métamorphisme est contemporain de la déformation majeure.

Postérieurement au développement de  $F_m$ , la phase  $P_{m+1}$  individualise des microplis en chevrons d'une ouverture moyenne de 30 à 45°. Dans certains cas (fig. 126), la schistosité de crénulation  $F_{m+1}$ , cantonnée aux charnières des plis  $P_{m+1}$ , s'accompagne d'une blastèse  $Bi_2$  -  $Sil_2$ . La sillimanite secondaire se présente sous forme de grands prismes bien cristallisés mimétiques de la crénulation, alors que la sillimanite primaire, dans le

flux principal, est de type fibrolitique. La biotite secondaire cristallise en grandes lattes le plus souvent mimétiques de la foliation  $F_m$  plissée. L'association  $Bi_2 - Sil_2$  cristalliserait dans un climat thermique peu différent de celui de l'association  $Bi_1 - Sil_1 - Fk$ , seule la présence de feldspath potassique pouvant indiquer des températures plus élevées pour la paragenèse primaire. Ainsi, la définition du pic de métamorphisme devient ambiguë puisque des conditions thermiques sensiblement comparables s'étalent sur deux étapes de déformation.

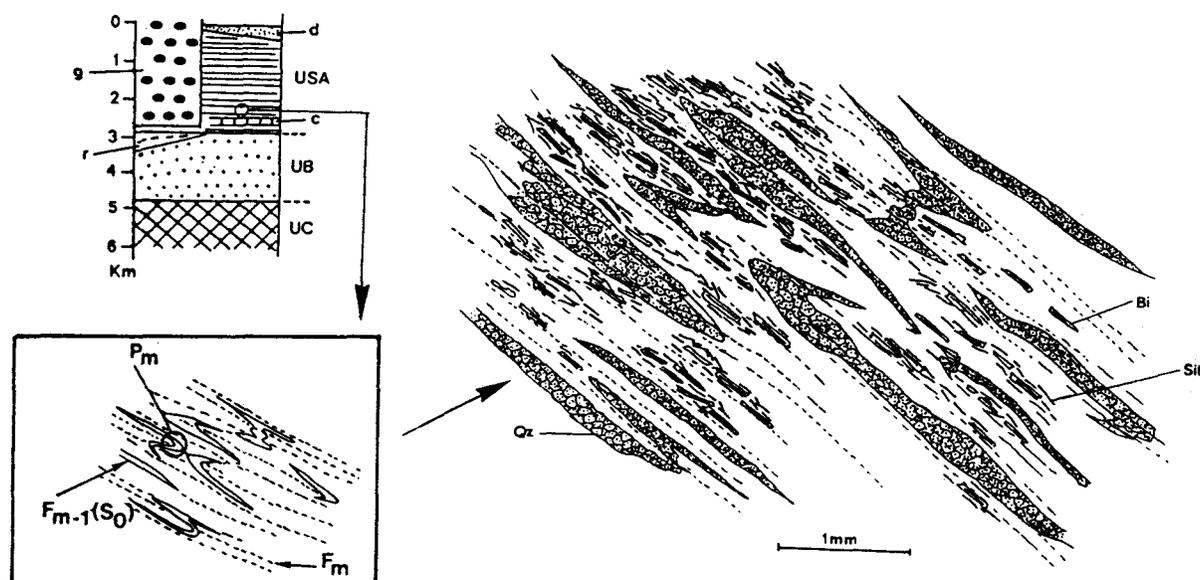


Fig. 125: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes à sillimanite : passée gréseuse montrant l'état de transposition des séries à ce niveau de la pile métamorphique (secteur de Latour de France).  
La schistosité de flux de type plan axial sur des plis isoclinaux  $P_m$  à flancs étirés, est associée à une blastèse de sillimanite caractérisant un pic de métamorphisme contemporain de la déformation majeure.

L'échantillon de la figure 126 montre la croissance de clinozoïsites en granules post- $P_{m+1}$  (car superposés à l'association  $Bi_2 - Sil_2$ ), essentiellement concentrés dans les zones riches en feldspath potassique. Il est impossible de faire croître ces zoïsites sans la présence de  $Ca^{2+}$ . Etant donnée l'absence quasi-totale de minéraux primaires calciques dans les micaschistes, le  $Ca^{2+}$  est donc métasomatique et pourrait provenir d'une fine intercalation carbonatée située à proximité. On pourrait aussi rattacher la présence de  $Ca^{2+}$  à l'étape d'albitisation tardive qui affecte la zone d'échantillonnage (environ 2 km au SSW de Montner). L'âge de l'albitisation est pour l'instant trop mal défini pour argumenter cette dernière hypothèse.

Dans les faciès injectés (fig. 127), la foliation majeure est contemporaine de l'association primaire à  $Bi - Sil - Fk - Qz$ . Les injections sous forme de filonnets à  $Qz - Fk$  (orthose) -  $Pl$  (oligoclase) recoupent la foliation majeure mais sont affectées par la phase  $P_{m+1}$  sous forme de microplis légèrement dissymétriques. Les injections sont donc post-déformation majeure et anté phase  $P_{m+1}$ . Ces filonnets quartzo-feldspathiques anté- $P_{m+1}$  doivent être dissociés de la mise en place du granite de Lansac car les panneaux de micaschistes, emballés par le granite, sont affectés par  $P_{m+1}$ . Le granite se met donc en place au moins de façon syn à post- $P_{m+1}$ , c'est à dire après les injections qui nous préoccupent. En fait, ils pourraient être la manifestation d'une remontée par

percolation à la base de l'U.S.A. des liquides anatectiques résiduels de l'infrastructure gneissique. A cette hypothèse déjà évoquée par Fonteilles (1981b), on pourrait ajouter que l'anatexie partielle de niveaux fusibles dans les micaschistes est capable d'induire les mêmes relations géométriques: le pic thermique, donc la fusion, est syn- $F_m$  ; la cristallisation du liquide produit est nécessairement postérieure à  $F_m$  et se positionne alors entre  $F_m$  et  $F_{m+1}$ . Nous verrons ultérieurement que cette dernière hypothèse doit être abandonnée. La figure 127 montre enfin, la croissance de biotites secondaires et de muscovites non déformées et superposées aux charnières des plis  $P_{m+1}$ . Ces minéraux post-déformation sont observés dans une auréole kilométrique autour du granite de Lansac et sont imputables aux dernières phases de cristallisation de ce dernier.

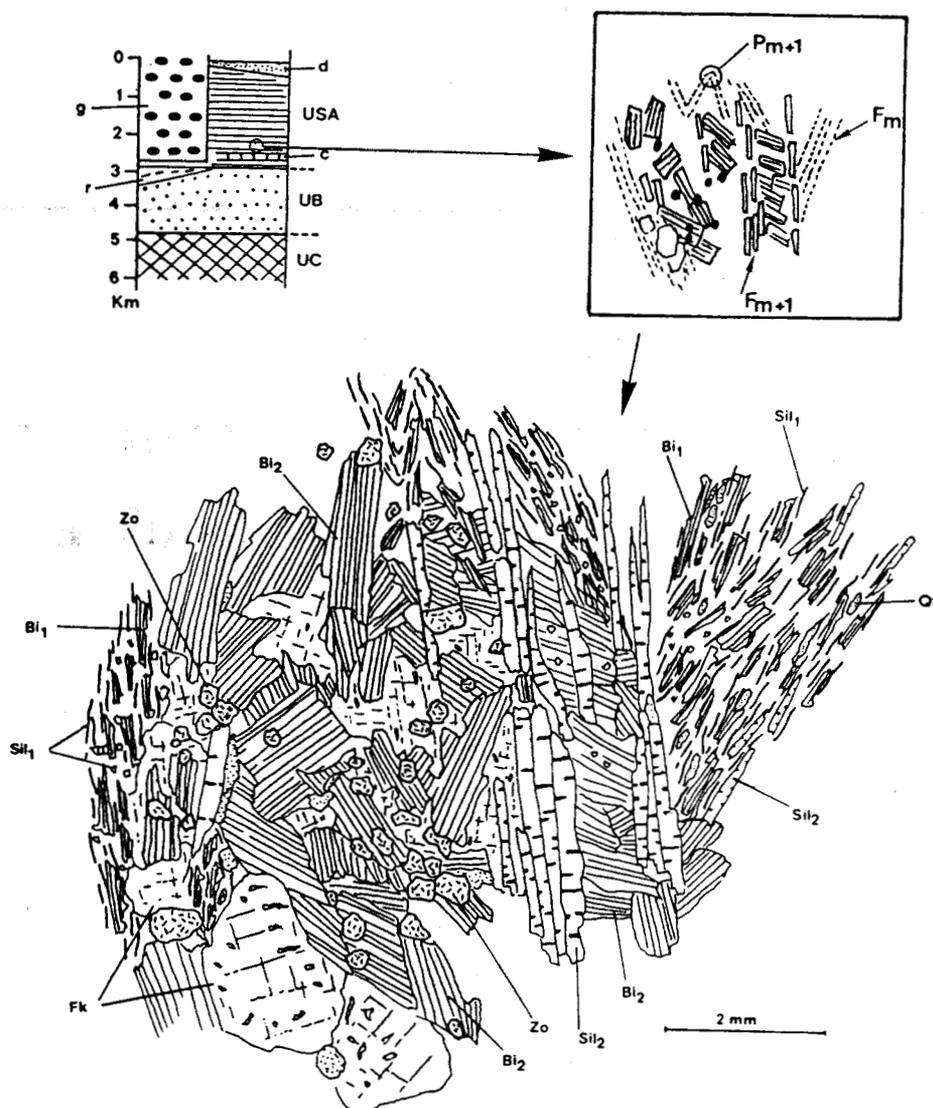


Fig. 126: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes à sillimanite : cas de blastèses post-déformation majeure (secteur de Montner).

La foliation majeure  $F_m$  à  $Bi_1$  -  $Sil_1$  -  $Qz$  est pliée en kinks ( $P_{m+1}$ ), cette phase plicative s'accompagnant d'une cristallisation de  $Bi_2$  -  $Sil_2$  :

- la biotite secondaire s'aligne sur les flancs de plis  $P_{m+1}$ ,
- la sillimanite secondaire est mimétique des plans axiaux des plis  $P_{m+1}$ .

Cette blastèse secondaire, identique à la paragenèse primaire, témoigne d'un étallement de conditions thermiques comparables sur deux étapes de déformation. Noter aussi la croissance de zoïsites post- $P_{m+1}$ , nécessitant un apport métasomatique de  $Ca^{2+}$ .

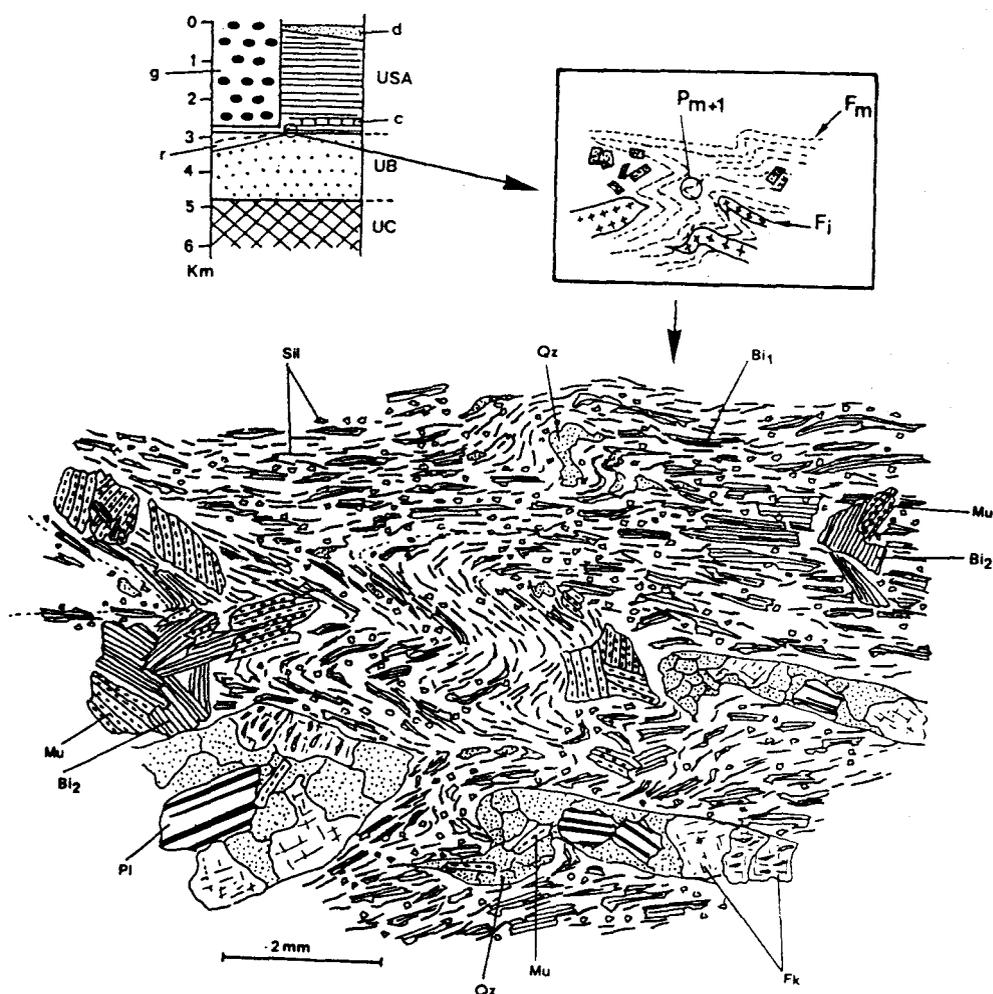


Fig. 127: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes injectés à sillimanite : position des injections dans la déformation (secteur de la vallée de l'Agly: Tournefort). L'échantillon montre clairement que la cristallisation des filonnets à Qz - Fk  $\pm$  Pl, se produit entre la déformation majeure générant  $F_m$  et la phase de kinks  $P_{m+1}$  (le filon est sécant sur  $F_m$  et replié par  $P_{m+1}$ ). Noter la blastèse post- $P_{m+1}$  de Mu  $\pm$  Bi<sub>2</sub> liée aux fluides de fin de cristallisation du granite de Lansac, en particulier sur les charnières des plis  $P_{m+1}$

### c- La zone à andalousite.

Cette zone ne révèle pas les fines injections quartzo-feldspathiques décelées à la base de la zone à sillimanite. Par contre, comme dans toute la zone à sillimanite sous-jacente, on rencontre fréquemment des injections pegmatitiques métriques à décamétriques post- $F_m$  à Qz - Bi - Mu (et parfois tourmaline). Ces corps témoignent de la percolation de fluides pneumatolytiques résiduels issus de la cristallisation des liquides anatectiques de l'infrastructure gneissique (pegmatites péri-anatectiques selon Fonteilles, 1970). Ces types de percolations fluides, indépendantes du champ thermique de l'anatexie, prennent la même forme dans la zone à sillimanite et dans la zone à andalousite. Par contre, les filonnets quartzo-feldspathiques sont présents à la base de la zone à sillimanite, thermiquement compatible avec une anatexie locale, et sont absents de la zone à andalousite située en deçà du champ de la fusion. Nous devrions, à priori, privilégier l'hypothèse d'une fusion partielle localisée comme origine des filonnets, la percolation des fluides de l'infrastructure affectant un volume plus

important sous forme de pegmatites. Cette hypothèse apparemment séduisante, ne rend malheureusement pas compte de la présence fréquente de filonnets quartzo-feldspathiques dans la diorite de Tournefort. En effet, d'après les considérations précédentes, ils devraient être issus d'une anatexie *in situ*, ce qui est incompatible avec le caractère réfractaire des metabasites. De fait, nous devons supposer que les filonnets et les pegmatites ont une seule et même origine: la percolation post- $F_m$  de fluides provenant de l'infrastructure.

La figure 128 rend compte des microstructures observables dans les faciès à andalousite. La foliation majeure s'accompagne d'une blastèse orientée à Bi -  $Mu_1$  - Qz. Elle correspond à une schistosité de crénulation avec blastèse de type plan axial de la phase  $P_m$ , elle-même sous la forme de plis en kinks très serrés. La foliation antérieure  $F_{m-1}$ , affectée par la phase de kink  $P_m$ , est difficilement interprétable car dans les niveaux où elle est visible, la blastèse Bi -  $Mu_1$  - Qz syn- $F_m$  s'aligne à la fois selon les surfaces plissées par  $P_m$  et sur les plans  $F_m$  (C, fig. 128). Dans certains niveaux gréseux,  $F_{m-1}$  est retrouvée à l'échelle décimétrique, mais l'état de recristallisation des matériaux est tel qu'il est impossible de savoir s'il s'agit d'une stratification originelle ou d'une schistosité évoluée. Les porphyroblastes d'andalousite se surimposent à  $F_m$  mais conservent globalement un allongement parallèle à cette dernière. En première approche, le pic du métamorphisme serait tardif par rapport à la déformation majeure. Cependant, l'intensité de la phase de crénulation  $P_{m+1}$  interdit ici de pousser plus loin les investigations concernant la position du pic de métamorphisme sur la déformation majeure. En effet, l'ensemble  $F_m$  - porphyroblastes d'andalousite est intensément repris dans cet échantillon, par une phase de kinks dissymétriques  $P_{m+1}$ . Ces plis sont soulignés par une déformation ductile de  $F_m$  et par la cataclase des andalousites plus compétentes. Même lorsque les porphyroblastes apparaissent pliés, l'observation de détail (B, fig. 128) montre que la déformation est accommodée par le comportement cassant des blastes. La phase  $P_{m+1}$ , post-pic de métamorphisme, ne développe qu'une schistosité de fracture frustrée, toujours localisée aux charnières des kinks et sans néogenèse visible. Dans l'échantillon considéré, la foliation est à pendage ENE 50°, les axes de kinks  $P_{m+1}$  sont sensiblement E-W et induisent des vergences au Nord. Nous verrons ultérieurement que ces orientations, dans un échantillon provenant du secteur rebroussé par l'intrusion du granite de Lansac, sont compatibles avec ce qui s'observe dans le reste du massif. La proximité du granite de Lansac, induit la présence systématique de lattes non déformées du  $Mu_2$  post- $P_{m+1}$  fréquemment à cheval sur les charnières des plis  $P_{m+1}$ .

Un pic thermique de métamorphisme post-foliation majeure  $F_m$ , conforterait les résultats de nombreux auteurs tels Seguret et Proust (1968 a, b), Guitard (1976), Zwart (1979), Vielzeuf (1984) ou encore Van den Eeckout (1986). Pour l'Ecole toulousaine (Soula, 1982, Soula *et al.*, 1986b), la blastèse d'andalousite serait quasi-synchrone de la déformation majeure en se basant sur les faits suivants:

- la foliation interne des andalousites est en continuité avec la foliation externe, mais elle présente une "évolution" moins grande car, en étant littéralement piégée par la croissance du blaste, elle a conservé des caractères initiaux alors qu'à l'extérieur du blaste, l'état de déformation s'est accentué. Par exemple, la foliation interne est une schistosité de crénulation alors que la foliation externe est de type flux; ou encore, foliations interne et externe sont toutes deux de type flux mais les minéraux de la foliation interne sont nettement moins bien orientés que ceux de la foliation externe;

- la foliation externe contourne partiellement les blastes d'andalousite.

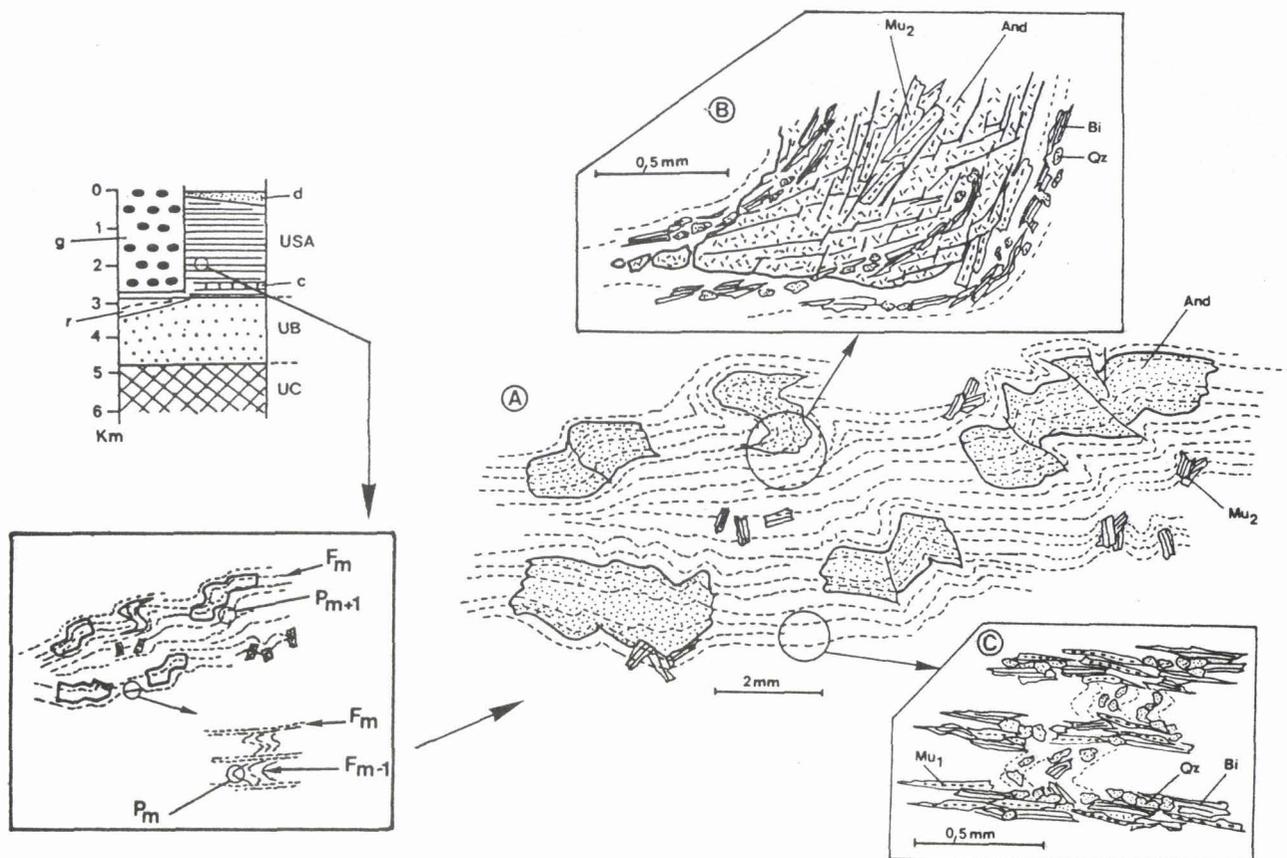


Fig. 128: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes à andalousite (secteur de Rasiguères). Il y a ici surimposition des porphyroblastes d'andalousite sur la foliation majeure, puis déformation de l'ensemble dans la phase  $P_{m+1}$ . Les andalousites accommodent la déformation  $P_{m+1}$  par fracturation alors que la foliation majeure subit le plissement (B). Noter que dans cet échantillon, la foliation majeure correspond à la cristallisation d'associations Bi -  $Mu_1$  - Qz dans le plan axial de microplis en chevrons très serrés (C). Cette blastèse syn- $F_m$  ne fait pas apparaître l'andalousite, mais l'intensité de la phase de crénulation  $P_{m+1}$  interdit de porter un jugement sur le caractère tardif ou post- $F_m$  de la blastèse des andalousites.

La figure 129 présente un échantillon de la base des micaschistes à andalousite, juste au dessus de l'isograde de la sillimanite où, rappelons le, le paroxysme thermique du métamorphisme est syn- $F_m$ . Comme précédemment, les andalousites cristallisent sur  $F_m$  et conservent un allongement préférentiel suivant cette foliation. Les minéraux syn- $F_m$  n'apparaissent pas plus grossiers dans les andalousites, foliations interne et externe sont toutes deux de type flux et il n'y a pas de désorientations des minéraux primaires par rapport à la foliation interne. Tout au plus, observe-t-on parfois un très léger contournement de la foliation externe autour des andalousites. Par contre, une caractéristique des zones peu affectées par la phase  $P_{m+1}$ , est de montrer une foliation majeure  $F_m$  qui n'est déformée qu'aux abords immédiats des blastes d'andalousite. En particulier, au centre de la figure, l'andalousite montre des traces de rotation dextre donnant un aspect en sigmoïde à la foliation interne du blaste. Ceci indiquerait que la déformation majeure continue de se développer lors de la croissance du blaste. Ce dernier se surimpose à un flux et une blastèse largement différenciés indiquant un avancement significatif de la déformation majeure dans l'échantillon. Le pic thermique doit être considéré comme tardif par rapport à la déformation majeure à ce niveau de la pile métamorphique. La forme des sigmoïdes associée à une linéation d'étirement syn- $F_m$  NE-SW indiquerait un déplacement du compartiment supérieur vers le Sud lors de la déformation majeure ( $F_m$  est ici orientée E-W).

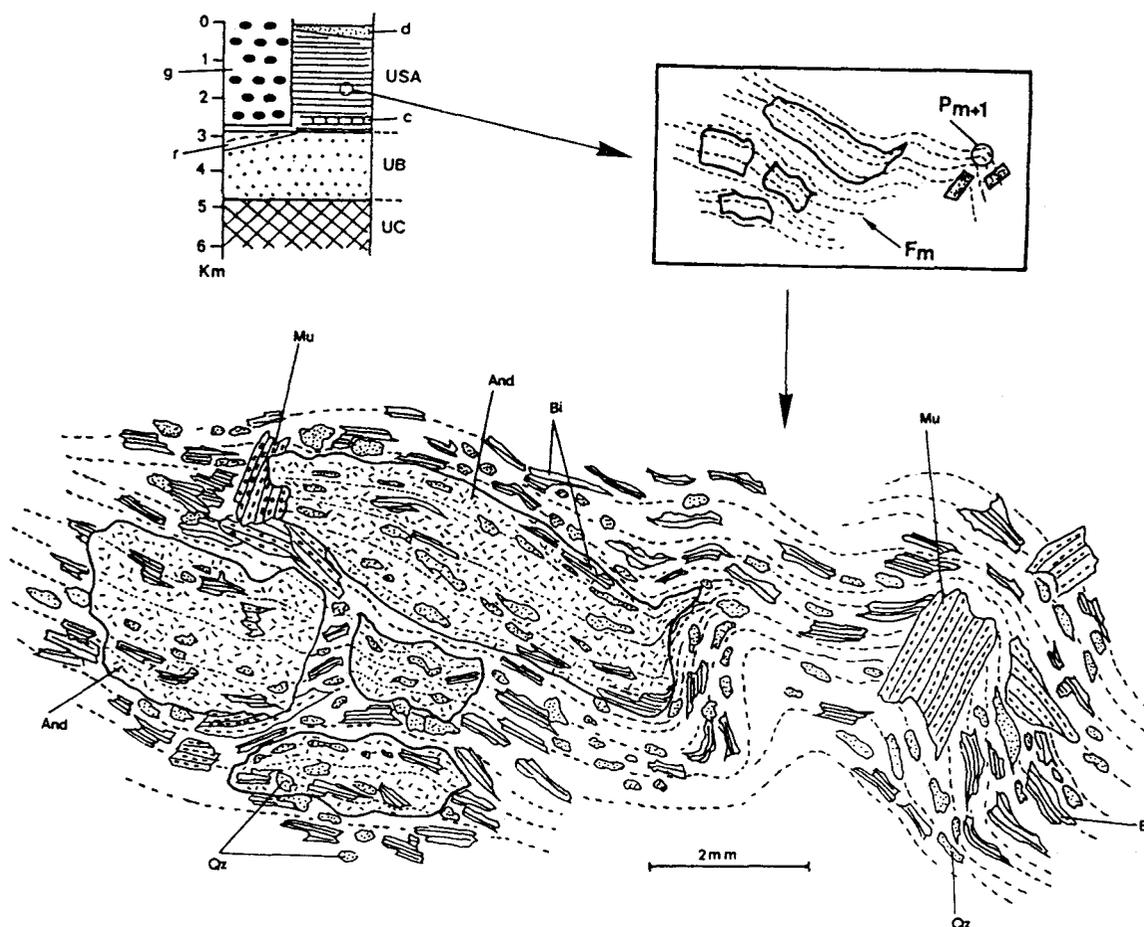


Fig. 129: Relations foliation interne aux porphyroblastes - foliation externe dans les micaschistes à andalousite (secteur de Rasiguères).

La foliation interne aux andalousites passe en continuité à la foliation externe sans modifications d'ordre géométrique, ni de différences dans la minéralogie constituant le flux. Tout au plus observe-t-on, sur quelques blastes, un contournement partiel de la foliation externe. Par contre, dans toute la lame mince étudiée,  $F_m$  n'est pas déformée sauf aux abords immédiats des cristaux d'andalousite. En particulier, au centre de la figure, l'andalousite montre des figures de rotation dextre donnant un aspect de sigmoïde à la foliation interne du blaste ce qui indiquerait que la déformation majeure continue de se développer lors de la croissance de l'andalousite. Le pic de métamorphisme hercynien peut donc, dans ces niveaux, être considéré comme tardif sur la déformation majeure.

On observera aussi la blastèse de muscovite post- $P_{m+1}$  parfois aux dépens de la périphérie des andalousites et qui préfigure ce que l'on observe au contact immédiat du granite de Lansac, à savoir, la transformation complète de cristaux d'andalousite ou de cordiérite en produits micacés.

#### d- La zone à biotite - cordiérite.

Dans ces faciès, les blastes, parfois centimétriques, de cordiérite présentent les mêmes caractères microstructuraux que les andalousites des niveaux précédents. En haut de la figure 130, la blastèse tardive de cordiérites sur la foliation majeure à plongement NNE 60° et à linéation d'allongement NE-SW, indique un déplacement général du compartiment supérieur vers le SW lors de la déformation majeure. La biotite apparaît, elle, plus ou moins alignée dans  $F_m$  à la base de la série, là où les cordiérites sont abondantes. Par contre, au sommet, près des schistes verts, là où elles sont le seul minéral typomorphe, les biotites en fines lattes brun-clair sont nettement sécantes sur  $F_m$  et présentent des relations avec la foliation majeure, comparables à celles que nous verrons dans les schistes verts à chloritoïde.

C'est à partir de la zone à Bi - Cd que sont observables les plis dissymétriques assez ouverts (environ 50 à 60°) syn- $F_m$ . Sur la figure 130, un tel pli apparaît dans des niveaux finement gréseux. La foliation majeure  $F_m$  de plan axial est caractérisée par un clivage qui ne se réfracte pas au contact niveau quartzeux - matrice phylliteuse. La néogénèse Bi - Mu s'allonge suivant ce clivage sans former une schistosité de flux car les minéraux restent clairsemés dans la matrice.

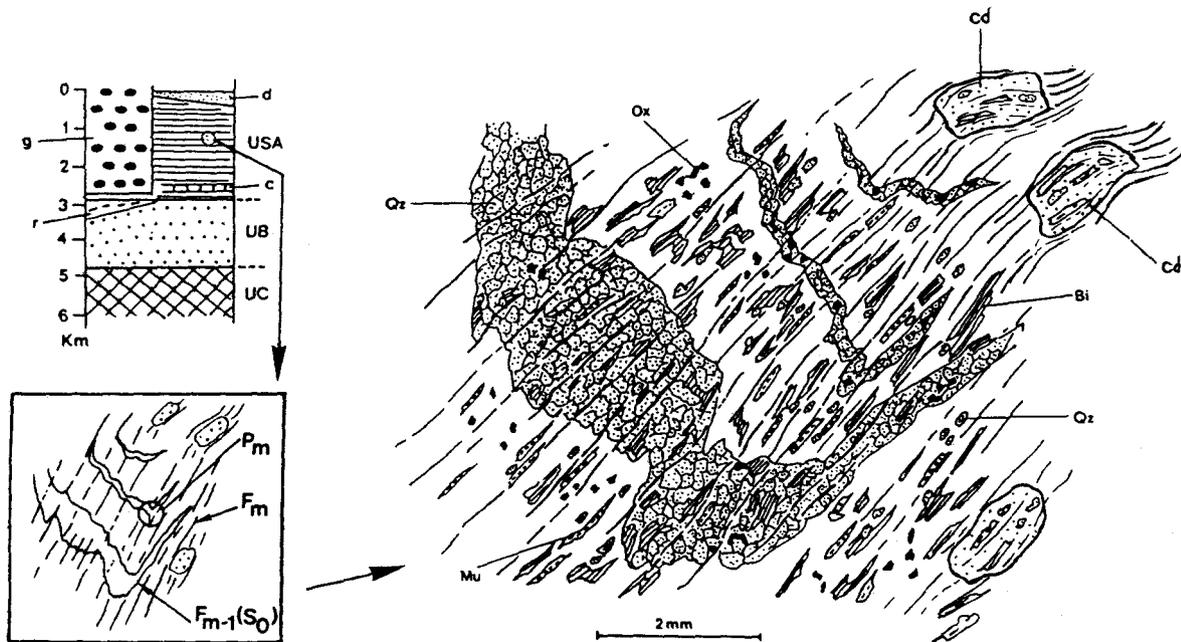


Fig. 130: Phase de déformation majeure dans les micaschistes à biotite et/ou cordiérite (secteur de Latour de France).

Le pli d'un niveau gréseux visible sur cette figuration est accompagné d'une schistosité de plan axial caractérisant la déformation majeure. Cette déformation est synchrone d'une cristallisation de biotite. Les blastes de cordiérite, peu fréquents et correspondant au pic de métamorphisme, sont tardifs sur  $F_m$ . Ils présentent les mêmes relations géométriques avec la foliation majeure que les blastes d'andalousite dans les niveaux sous-jacents (cf. fig. 129).

Alors que les plis  $P_m$  et la foliation  $F_m$  indiquent une intensité de déformation de plus en plus faible en montant dans la série, la phase de kink  $P_{m+1}$  (fig. 131) postérieure au pic de métamorphisme se généralise et s'accompagne d'une schistosité de fracture  $F_{m+1}$  particulièrement bien développée dans les charnières. Aucune néogénèse ne souligne cependant cette schistosité. Rappelons que les phases de déformation post-métamorphes s'expriment d'autant plus nettement que le degré de métamorphisme est faible. Soula *et al.* (1986b) expliquent ce résultat grâce à la compétence des roches qui augmente avec le degré des recristallisations métamorphiques syn-déformation majeure. Dans le cas du massif de l'Agly, les blastèses métamorphiques ne sont pas toujours synchrones de la déformation majeure, mais sont toujours anté- $P_{m+1}$ . L'influence de la compétence des matériaux sur le type de déformation est donc valable dans le massif de l'Agly et se traduit par des ondulations dans l'infrastructure gneissique, alors que dans la structure micaschisteuse, les plis en chevrons  $P_{m+1}$  sont accompagnés d'une schistosité de fracture type plan axial de plus en plus nette en montant dans la série, au fur et à mesure que l'intensité du métamorphisme diminue.

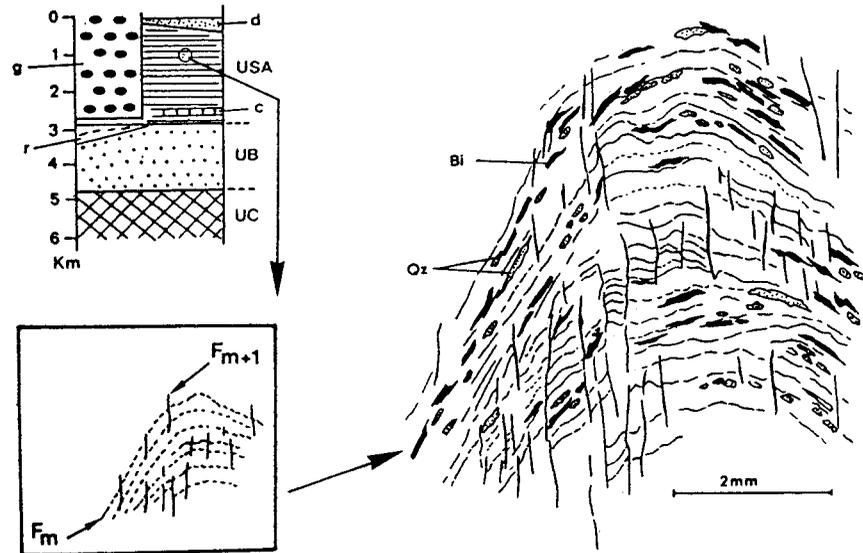


Fig. 131: Phase de déformation  $P_{m+1}$  dans les micaschistes à biotite (secteur de Lansac-est).  
La tête de pli reprenant la foliation majeure  $F_m$  est l'objet d'une belle schistosité de fracture  $F_{m+1}$  de type plan axial qui s'individualise d'autant mieux que les séries sont moins métamorphiques.

#### e- Les schistes verts et les formations siluro-dévonniennes.

Dans ces formations, les blastèses métamorphiques observables à l'échelle de la lame mince sont rares; par contre, on trouve très souvent les témoins de la déformation ayant conduit au développement de la foliation majeure. Dans les niveaux calcaro-gréseux (calcschistes) situés juste au dessous des marbres bleus attribués au Dévonien, l'alternance litho-stratigraphique est suffisamment contrastée pour permettre l'observation de nombreux plis syn-schisteux (fig. 132). Les plis  $P_m$  sont assez redressés avec des axes dont l'orientation majeure est WNW-ESE dans le Nord du massif (secteur de Planèzes), NNE-SSW à l'Est du massif dans la région de Forca-Réal.  $F_m$  est caractérisée par une fracturation de plan axial qui, dans les niveaux finement lités, ne se réfracte pas au contact de la stratification mais étire assez fortement cette dernière sur les flancs des plis  $P_m$ . Apparemment, il n'y a pas de blastèse métamorphique associée au développement de  $F_m$ .

Dans les faciès schistes verts, nous n'avons pu observer de relations blastèse - déformation que dans un niveau particulier, géochimiquement compatible avec l'apparition de chloritoïde et situé 20 à 50 m sous les formations calcschisteuses. Le chloritoïde (fig. 133) se surimpose systématiquement à  $F_m$  marquée par l'allongement de fins rubans de quartz et d'une fine fracturation dans la matrice phylliteuse.  $F_m$  conserve exactement le même aspect aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des cristaux de chloritoïde. Certains cristaux sont cependant légèrement contournés par  $F_m$  et montrent une rotation de 30 à 40° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre correspondant à un glissement le long de  $F_m$  de type normal, avec déplacement du compartiment supérieur vers le SW (la foliation dans cet échantillon plongeant de 70° vers le Sud). La croissance du chloritoïde débute donc postérieurement à l'individualisation de  $F_m$ , mais cette dernière continue de se développer alors que la blastèse se produit. De plus, la présence de cristaux n'ayant subi aucune rotation et non contournés par  $F_m$  indique que la blastèse se poursuit postérieurement à la déformation majeure. Si l'on admet logiquement que les événements associables au paroxysme thermique du métamorphisme et à la déformation majeure ne sont pas instantanés, mais constituent des phases plus ou moins étalées dans le temps, le paroxysme thermique du métamorphisme serait, à ce niveau de la pile métamorphique, tardi à post - déformation majeure.

Fig. 133: Relations blastase-déformation dans les schistes verts banc à chloritide (secteur de Rasigères: Tour de Trémoine). La foliation majeure est soulignée par de fins rubans de quartz. Les chloritides cristallisent sur une foliation majeure déjà individualisée. Certains cristaux sont cependant affectés par cette déformation puisqu'ils subissent des rotations dans  $F_m$  qui sont visibles sous forme de sigmoïdes entre foliation interne et foliation externe aux blastes. A ce niveau structural, le pic de métamorphisme serait donc tardif par rapport au développement de la déformation majeure.

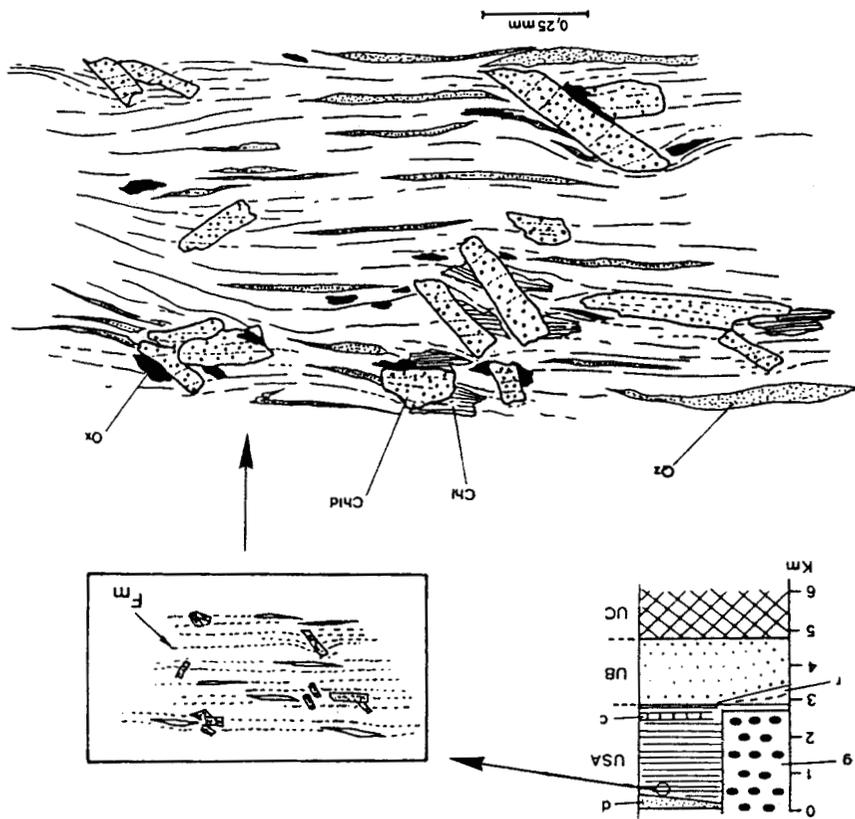
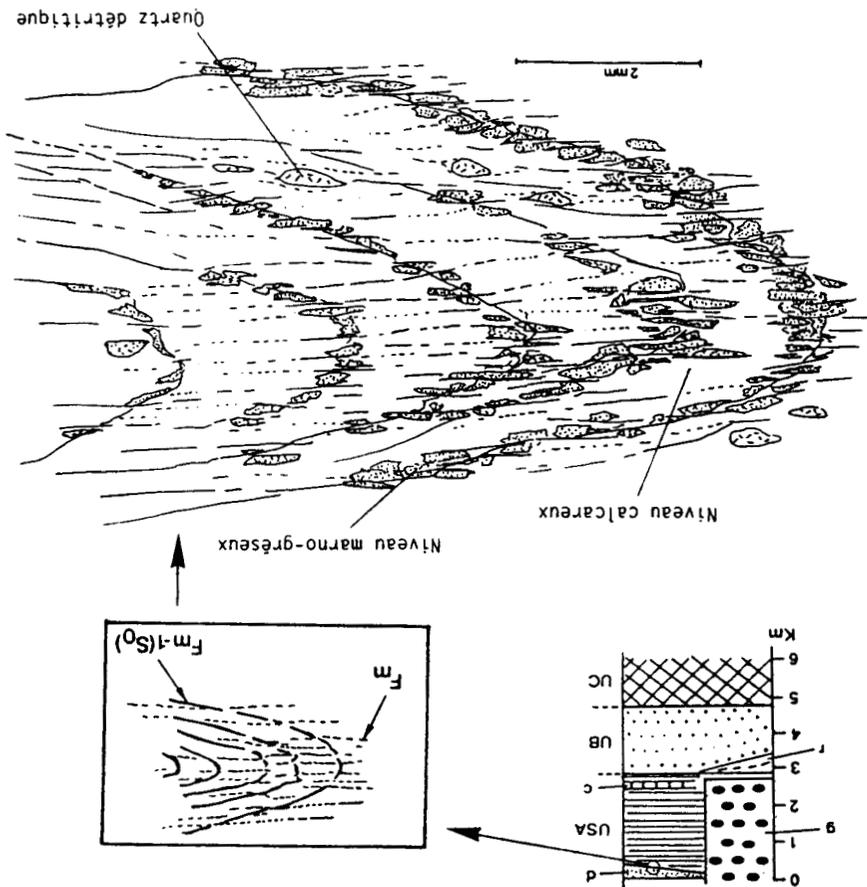


Fig. 132: Phase de déformation majeure dans les calcshistes siliceux (secteur de Rasigères: Roc-Courbe).



## IV- Conclusion.

Nous rappellerons les principales relations microstructurales entre le métamorphisme hercynien et les déformations décelables dans le massif de l'Agly, de bas en haut de la pile métamorphique, avant de les insérer dans une évolution structurale plus générale.

1 - Toutes les formations basiques d'affinité calco-alkaline (Fonteilles, 1981b), peuvent être considérées comme responsables de l'anatexie crustale et à l'origine des principaux granitoïdes du massif, Cela semble d'ailleurs être le cas pour d'autres massifs hercyniens des Pyrénées (Roux, 1977, Vielzeuf, 1984). Ces formations basiques ont perdu leur caractère magmatique originel puisqu'il s'agit de metabasites granulitiques dans l'U.C. et amphibolitiques dans l'U.S.A. Les metabasites de l'U.C., de texture granoblastique, sont foliées et emballées dans la granodiorite à orthopyroxène d'Ansignan non foliée mais présentant des mégacristaux d'orthose orientés parallèlement à ses épontes. La foliation  $F_m$  des metabasites de l'U.C. a pu être acquise à un niveau structural inférieur à celui atteint par la granodiorite. Les metabasites de la limite U.B. / U.S.A., intrusives dans les gneiss perlés et les micaschistes à sillimanite, sont affectées, avec leur encaissant direct, par la foliation majeure  $F_m$ .

2 - Dans l'U.C., la foliation majeure de l'encaissant épouse la forme des corps charnockitiques acides. Il s'agit d'une schistosité de flux géométriquement cohérente avec l'orientation des mégacristaux des granites.  $F_m$  serait ici contemporaine de la mise en place dynamique des magmas charnockitiques et de la cristallisation du magma anatectique. Cette connection est établie par les faits suivants:

- les leucosomes issus de la fusion partielle de l'encaissant gneissique sont affectés par  $F_m$ ;
- les paragenèses métamorphiques primaires dans les séries gneissiques, kinzigitiques et carbonatées sont antérieures à  $F_m$  qui est matérialisée par des blastèses, témoins d'une rétro-morphose hydrique sub-synchrone de la mise en place du granitoïde dans son encaissant actuel.

Le pic thermique du métamorphisme anté- $F_m$  coïncide avec le développement de l'anatexie et donc du magma charnockitique acide. Les fluides libérés lors de la cristallisation des charnockites acides et des corps leucocrates d'origine anatectique, marquent l'étape de réhydratation des paragenèses primaires au cours de la déformation majeure. Les metabasites de l'U.C., déjà largement recristallisées lors du pic thermique de métamorphisme de l'encaissant, sont essentiellement concentrées au sein des affleurements de charnockite acide, la masse magmatique jouant le rôle d'agent de transport.

3 - Dans l'U.B., les relations entre anatexie, pic de métamorphisme, injections granodioritiques, rétro-morphose hydrique et déformation majeure sont tout à fait comparables à celles observées dans l'U.C. Cependant, étant donné les faibles volumes injectés de granodiorite de Cassagnes, il est difficile de les rendre à elles seules, responsables de la déformation majeure. Etant donné le degré de fusion partielle affectant ces séries, il est peu vraisemblable que le développement de la foliation majeure ne soit liée qu'à un processus plicatif. En fait, comme pour les faciès gneissiques de l'U.C., il semblerait qu'un processus de déformation par écoulement

N-S de la masse anatectique en cours de cristallisation, régit le développement de la foliation majeure. Nous verrons dans l'étude structurale que le plan de foliation majeure s'accompagne d'un étirement minéral fruste NNE-SSW à NE-SW lorsque la foliation majeure est de direction E-W; cette linéation d'étirement devenant NW-SE à NNW-SSE dans l'Est du massif où la foliation majeure a une direction N-S à NNE-SSW. L'orientation moyenne des contraintes principales à l'origine de l'écoulement, serait en parfait accord avec le serrage qui, dans toutes les formations hercyniennes supérieures des Pyrénées, donne essentiellement des plis syn- $F_m$  dont les plans axiaux et les axes, peu inclinés, sont E-W (cf. phase DH1 : Lamouroux, 1987, phase F1 : Zwart, 1979, phase D2 : Soula, 1979, phase H2 : Majesté Menjoulas, 1979 (phases consignées sur le tableau XXII)).

4 - Dans l'U.S.A., le pic thermique de métamorphisme est syn-déformation majeure à la base des séries, puis plus tardif lorsque l'on monte dans la pile. Nous avons vu l'importance du contact gneiss - micaschistes qui limite les niveaux inférieurs, thermiquement tamponnés par l'anatexie, des niveaux supérieurs à fort gradient thermique. La zone-tampon semble aussi jouer un rôle important de frein à la montée du flux thermique puisque le maximum thermique est précoce par rapport à  $F_m$  dans la zone tamponnée, synchrone puis tardif dans les séries supérieures. Le phénomène s'explique physiquement par une accumulation de chaleur dans le domaine anatectique. Les quantités de chaleur, apportées par le bas de la série (par les intrusions basiques), sont stockées progressivement dans le temps par une augmentation du taux de magma anatectique. Actuellement, si l'on ne mesure pas de variations importantes des températures, par contre dans l'U.B., les quantités de matériaux leucocrates, diminuent en passant des migmatites aux gneiss anatectiques puis aux gneiss perlés. Notons que dans l'U.C., si l'on tient compte de l'importance de l'anatexie dans l'origine des charnockites acides, le degré de fusion partielle est au moins aussi élevé que celui des migmatites de l'U.B. Ainsi, les observations de terrain concourent à faire de l'infrastructure gneissique, une zone d'accumulation progressive de chaleur dans l'espace et le temps, ce qui retarde d'autant le développement des blastèses progrades dans les séries micaschisteuses supérieures.

L'U.S.A. est le siège d'une intrusion granitique volumineuse emballant et ingérant plus ou moins d'importants corps dioritiques injectés de manière précoce par rapport à la déformation majeure. La genèse de ce magma granitique pourrait être plus ou moins contemporaine du pic de métamorphisme, sa mise en place étant plus tardive. Celle-ci est, en effet, postérieure au moins à  $F_m$  à la base du massif granitique, et tardive à post- $F_{m+1}$  au toit car dans ces niveaux, le granite emballé des panneaux de micaschistes affectés par  $P_{m+1}$ . Malgré une mise en place tardive du granite, il n'y a pas de développement d'un véritable métamorphisme de contact, mais d'une auréole de réhydratation des blastèses primaires. La réhydratation est très forte dans les terrains situés au dessus de l'isograde de la sillimanite, sur une auréole de moins de 300 m de large. Plus loin, le phénomène est beaucoup plus diffus avec en particulier, l'apparition de grands cristaux non déformés de muscovite hystérogène. Dans les micaschistes éloignés du granite, par exemple le secteur de Montner, l'hydratation et la métagénèse des paragenèses primaires donnant des muscovites et des zoisites peuvent s'interpréter soit comme le résultat des percolations de fluides résiduels provenant de l'infrastructure, soit comme le résultat des albitisations tardives ( toujours post- $P_{m+1}$ ) affectant, d'Est en Ouest, le massif de l'Agly. Nous préférons la dernière hypothèse car les pegmatites issues de percolations provenant de l'infrastructure doivent être contemporaines des filonnets quartzo-

feldspathiques injectés dans les micaschistes à sillimanite. Or ces filonnets, donc les pegmatites, sont anté- $F_{m+1}$ ; le développement de muscovites et de zoïsites étant post- $P_{m+1}$ , ces minéraux ne peuvent donc pas être liés au développement des pegmatites.

En étudiant des échantillons prélevés dans la partie NE du massif, nous pouvons constater que les étirements de minéraux syn- $F_m$  sont compatibles en orientation avec les directions d'écoulement observées dans le domaine anatectique sous-jacent. Globalement, les étirements syn- $F_m$  dans les faciès micaschisteux se font suivant une direction NNE-SSW alors que la foliation majeure est orientée E-W dans cette partie du massif. En étudiant les figures de rotation des blastes dans la foliation majeure, il est possible de trouver la vergence des mouvements au cours du développement de  $F_m$  qui majoritairement se fait avec déplacement du compartiment supérieur vers le Sud.

**CHAPITRE V**

**CARACTERISATION DU**

**METAMORPHISME ALPIN AUX ABORDS DU**

**MASSIF DE L'AGLY**



## I- Objet de l'étude

Afin d'évaluer l'influence du métamorphisme alpin sur les paragenèses hercyniennes précédemment étudiées, nous avons abordé succinctement l'étude des paragenèses alpines des formations post-paléozoïques à dominante carbonatée encadrant le massif de l'Agly. Les relations de ces formations avec le matériel hercynien sont tectoniques et acquises, en partie, postérieurement au métamorphisme alpin. De ce fait, les conditions physiques du métamorphisme alpin subies par les formations post-paléozoïques peuvent être très différentes de celles affectant le bâti hercynien à la même période. Cette suggestion est pourtant largement modérée par deux séries d'arguments:

- la zonéographie métamorphique alpine se développe (Ravier 1959, Chouckroune 1974, Bernus-Maury, 1984) non pas verticalement, mais horizontalement et se moule sur de grandes lignes N110 de fragilité du socle. Cette géométrie particulière des isogrades limite donc les erreurs d'interprétation liées aux mouvements verticaux de la tectonique cassante postérieure au métamorphisme alpin;

- par ailleurs, dans le massif de l'Agly, plusieurs observations stratigraphiques permettent d'envisager des mouvements verticaux post-métamorphisme alpin assez réduits:

- dans le chaînon de la Tourèze au N.E. du massif (carte 1/25000), les faciès marmoréens renversés à pendage sud du Siluro-Dévonien reposent disharmoniquement sur le Lias. Or la base de ce Lias est conglomératique et remanie ce même Siluro-Dévonien. La disharmonie entre la base transgressive du Lias et le substrat paléozoïque se résume donc à des déplacements verticaux très limités;

- au coeur du massif, dans la région au Sud de la ligne St Arnac - Lansac, un certain nombre de formations mésozoïques et cénozoïques sont juxtaposées par des accidents verticaux au bâti hercynien. Ces affleurements ont d'abord été interprétés par Bureau (1963) comme les témoins d'une tectonique de nappes. Nous pensons, comme Fontailles (1970), qu'il s'agit plutôt d'effondrements verticaux de la couverture du bâti hercynien. En effet, au Roc de Lansac, immédiatement au Sud du village (carte 1/25000), les formations mésozoïques et cénozoïques reposent sur des micaschistes tachetés qui ne sont rencontrés qu'au contact supérieur du granite de Lansac. Etant donné la position géographique du lieu, l'hypothèse la plus simple rendant compte des observations, est de considérer la couverture schisteuse du granite et son recouvrement post-paléozoïque, comme effondrés, sans déplacements tangentiels. Dans une bande affleurant depuis le Nord du Pont de Caramany, jusqu'au lieu dit la "Rouhyre" (carte 1/25000), des formations de schistes verts et des lambeaux de Trias sont tectoniquement intercalés dans les gneiss anatectiques de l'U.B. le long d'accidents verticaux. Toujours dans cette bande, vers l'Ouest et vers l'Est, des formations carbonatées mésozoïques remaniant partiellement à leur base les schistes verts, sont aussi tectoniquement intercalées dans les séries anatectiques. Ces affleurements, limités par des failles verticales préservent globalement l'ordre stratigraphique de la couverture des séries anatectiques de l'U.B. L'hypothèse la plus simple est encore d'interpréter ces lanières de matériel alpin comme le résultat d'effondrements verticaux de la couverture dans les séries hercyniennes fortement métamorphiques.

En conclusion, les terrains post-paléozoïques affectés par le métamorphisme alpin n'étaient vraisemblablement pas, à l'origine, très éloignés horizontalement de la position qu'ils occupent actuellement par rapport aux faciès hercyniens. Si tel est le cas, la zonéographie du métamorphisme alpin étant horizontale, les conditions physiques du métamorphisme alpin, déterminées dans les formations mésozoïques, devraient refléter correctement celles subies par le bâti hercynien à la même époque.

## **II- Etude du métamorphisme alpin dans l'environnement du massif de l'Agly.**

### **1- Echantillonnage.**

Trois secteurs comportant des faciès mésozoïques métamorphiques ont été examinés. Du Sud vers le Nord, il s'agit:

- des formations jura-crétacées du bord sud du massif de l'Agly constituant les séries septentrionales du synclinorium de la forêt de Boucheville. Les échantillons proviennent de la région de Fenouillet (carte 1/25000);
- des formations mésozoïques pincées dans le massif de l'Agly au NW du Pont de Caramany;
- des formations carbonatées du chaînon de la Tourèze constituant un élément de la partie méridionale du synclinal de St Paul.

Les deux coupes effectuées sur le bord sud du massif dans la région de Fenouillet (fig. 134) s'avèrent extrêmement intéressantes, les formations de la barre urgonienne (carte 1/80000 Quillan, 1967) présentant une alternance de niveaux carbonatés et gréseux que le métamorphisme alpin a largement "minéralisé". Dans de nombreux échantillons, les minéraux du métamorphisme sont suffisamment nombreux et gros pour être étudiés à la microsonde de Castaing.

Les échantillons issus des formations pincées au sein du massif hercynien, proviennent de deux coupes (fig. 135) où affleurent des calcaires marmoréens gris-bleutés et une brèche monogénique les remaniant (niveau indiqué 5 de la figure 135). Une dizaine d'échantillons (série FD85177) a été prélevée dans ces niveaux et présente des minéraux analysables à la microsonde. Sur les deux coupes, affleure un faciès bréchique grossier de couleur rosâtre (niveau indiqué 6 sur la figure 135), la brèche d'Ansignan non métamorphique; les seuls minéraux métamorphiques visibles sont inclus dans des blocs remaniés. La nature post-métamorphe de cette brèche d'Ansignan et sa convergence de faciès avec celles décrites à Estagel, nous conduisent à la rapprocher de cette dernière supposée d'âge Vitrolien (Mattauer et Proust, 1962 ; Meurisse, 1975, Chouckroune, 1976).

Enfin, un certain nombre d'échantillons ont été prélevés dans le chaînon de la Tourèze le long d'une coupe N-S effectuée au niveau du roc de l'abeille (carte 1/25000 : 1,5 km au NW de Planèzes). Seul, l'échantillon MS8426k, calcaire bréchique et dolomitique du Kimméridgien, contient des minéraux micacés suffisamment gros

pour être étudiés à la microsonde. Les autres échantillons, dont le détail sera fourni plus loin, ont donc été analysés par diffraction X.

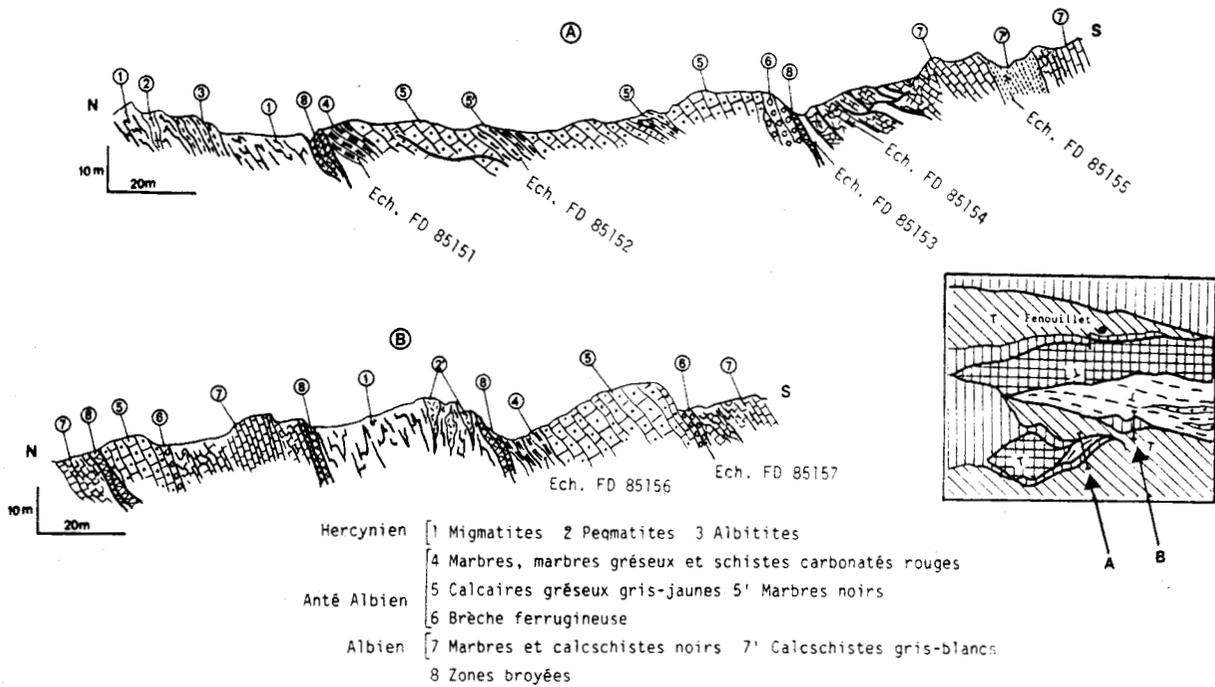


Fig. 134: Coupes sur le bord nord du synclinorium de Boucheville, à la terminaison ouest du massif de l'Agly. Lithologie et références de l'échantillonnage.

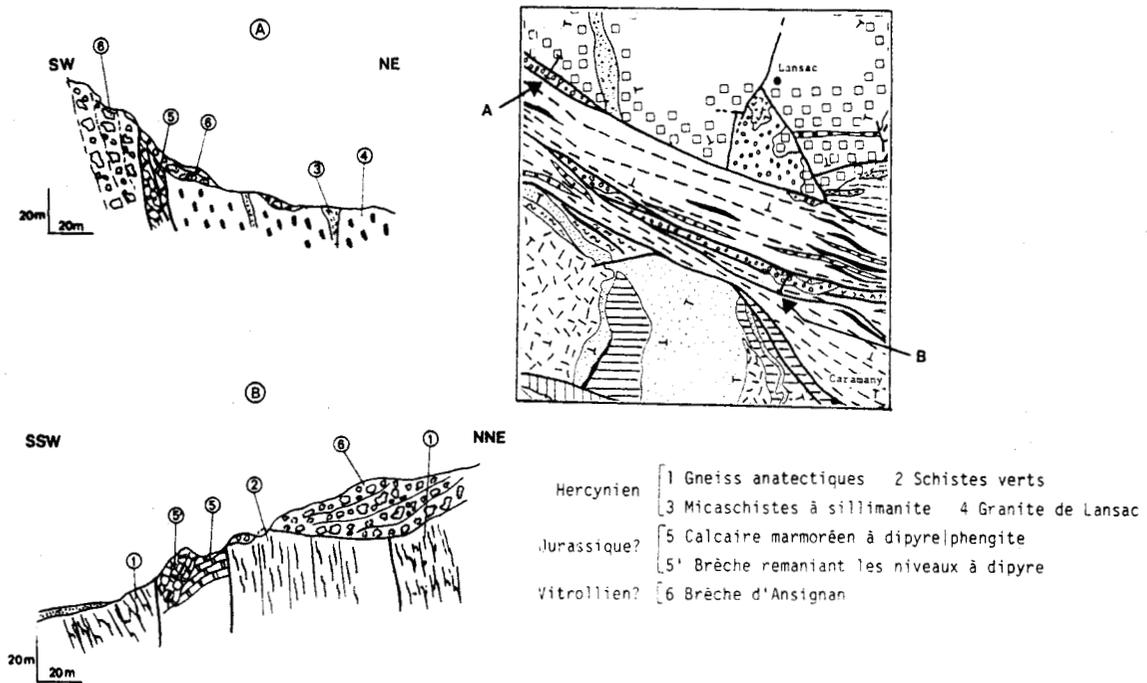


Fig. 135: Coupes à travers les formations méso et cénozoïques pincées au coeur du bâti hercynien du massif de l'Agly.

Seules les formations jurassiques sont affectées par le métamorphisme alpin et ont été échantillonnées sous la dénomination: FD 85177.

## 2- Minéralogie des blastèses du métamorphisme alpin dans les échantillons.

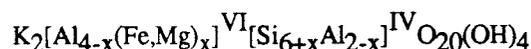
Selon Ravier (1959), le métamorphisme alpin se traduit par la marmorisation des termes carbonatés avec naissance de baguettes de scapolites. Dans les termes pélitiques ou marneux, le stade 1 est marqué par la recristallisation partielle des phyllosilicates détritiques, le stade 2, par la formation de cornéennes à biotite, enfin le stade 3, par la cristallisation de diopside. Dans le synclinorium de la forêt de Boucheville, Chouckroune (1974) a défini trois zones de métamorphisme: la zone à chlorite-muscovite, puis la zone à biotite, et enfin, la zone à biotite-diopside-anorthite s.l. Dans ces trois zones la blastèse locale de scapolites est fréquente. Pour ces deux auteurs, de telles associations minéralogiques confirment le rôle mineur de la pression lithostatique par rapport à celui du phénomène thermique.

### a- Etude par microsonde.

Afin de n'étudier que la minéralogie correspondant à des blastèses métamorphiques alpines (par opposition aux éventuels minéraux hérités), nous n'avons analysé que les minéraux cristallisés par exemple à cheval sur un ancien litage stratigraphique (S<sub>0</sub>) ou à cheval sur un contact galet/matrice dans des niveaux bréchiques. Quelques analyses représentatives sont consignées dans le tableau XXIII.

Les échantillons FD85151 a, FD85151 b, FD85156 (localisations: fig. 134) sur le bord nord du synclinorium de Boucheville, présentent une paragenèse à Mu-Chl. Les micas sont des muscovites s.s. ne présentant qu'une très faible substitution de l'Al<sub>VI</sub> par Fe<sup>2+</sup> - Mg<sup>2+</sup> (tab. XXIII, analyses 86-L22, 86-L23). Ceci doit s'interpréter comme un caractère métamorphique et ne correspond pas à un déficit géochimique du milieu en FeO - MgO par rapport à Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, puisque ces muscovites sont accompagnées d'une large blastèse de chlorites où la couche octaédrique et le feuillet brucitique sont saturés par Fe<sup>2+</sup> - Mg<sup>2+</sup> (ex. analyses 86-L28, 86-L32 de l'échantillon FD85151a, tab. XXIII). En ce qui concerne les chlorites, le rapport FeO/MgO varie assez fortement d'un échantillon à l'autre et même au sein d'un échantillon. Cependant, hormis l'échantillon FD85151 où ce rapport est voisin de 1, la tendance générale serait au développement de chlorites magnésiennes, de type clinochlore. Quelques scapolites ont été analysées (non consignées sur le tableau) ; les analyses bouclent à 90% et indiquent une richesse en H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, ... de ces minéraux dont la fraction de méionite est de l'ordre de 50-60%.

Les échantillons de la série FD85177 (localisation: fig. 135) enchassés au milieu du massif de l'Agly, présentent une paragenèse à dipyre - phengites. Le dipyre est une scapolite stable à basse température de composition moyenne 50 % marialite, 50 % méionite, mais dont les conditions de blastèse sont fortement liées au caractère réducteur du milieu et corrélativement à la richesse en SO<sub>2</sub> des fluides (Deer, Howie, Zussman, 1980). Tous les "micas blancs" analysés, de type phengite, ont une formule générale :



L'excès de Si en position tétraédrique est compensé, dans la balance des charges, par une substitution sur le site octaédrique de Al par Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>. Dans les phengites de l'échantillon FD85177, le nombre d'ions Si<sup>4+</sup> par

formule structurale varie de 6,7 à 6,9. Cet excès de  $Si^{4+}$  est compensé par une substitution de  $Al_{IV}$  où n'entre que  $Mg^{2+}$ , car les minéraux ne contiennent pas de  $FeO$ . La valeur  $Si / Al_{IV}$  est de l'ordre de 5,1 à 6,2 ce qui place bien ces minéraux dans le groupe des phengites et les distingue des muscovites s.s., à  $Si / Al_{IV} = 3,3$ , analysées au Sud du massif.

Echantillon Minéral Analyse	FD 85151 a				FD 85151 b				FD 85156		FD 85177		MS 8426k			
	Mu	Chl	Chl	Chl	Ill-Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg
	86-L22	86-L23	86-L28	86-L32	86-L35	86-L37	86-L38	86-L01	86-L02	86-L13	86-L15	86M66	86M67	86M68	86M70	86M71
SiO2	45,33	45,23	27,48	26,82	33,37	36,30	32,53	32,16	29,71	52,53	51,47	48,05	47,18	48,44	47,79	49,10
Al2O3	35,31	35,83	17,98	19,30	15,32	14,76	18,44	17,34	18,51	26,72	29,01	28,96	28,39	29,29	27,31	27,59
TiO2	0,01	0,00	0,01	0,00	0,47	0,46	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,56	1,16	0,41	1,16	0,39
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,00	0,03	0,05	0,03	0,00	0,00	0,09	0,01	0,02
Fe2O3																
FeO	0,07	0,61	24,67	23,52	13,38	8,55	2,44	8,57	9,16	0,00	0,00	1,05	1,83	1,29	2,73	2,27
MnO	0,06	0,01	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,27	0,36	0,06
MgO	0,22	0,08	16,47	15,84	23,22	24,72	32,71	28,18	27,66	5,54	5,08	3,10	2,64	2,86	2,95	2,51
ZnO	0,00	0,09	0,00	0,10	0,01	0,04	0,01	0,00	0,11	0,03	0,00	0,00	0,00	0,37	0,15	0,22
NiO	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,07	0,01	0,15	0,05
CaO	0,03	0,03	0,35	0,35	0,85	0,62	0,78	0,09	0,10	0,03	0,08	0,07	0,06	0,01	0,04	0,37
Na2O	0,24	0,25	0,02	0,04	0,07	0,29	0,04	0,02	0,00	0,13	0,07	0,28	0,21	0,23	0,07	0,43
K2O	11,30	11,50	0,09	0,06	0,26	2,70	0,05	0,09	0,11	10,37	11,39	10,77	10,69	11,29	11,17	10,83
Total	93,25	93,63	67,11	66,07	68,52	67,14	66,53	65,45	65,56	97,15	92,85	92,22	94,57	93,81	93,84	
Si	6,171	6,137	5,810	5,706	6,603	6,954	6,091	6,237	5,885	6,898	6,689	6,590	6,550	6,560	6,430	6,710
Al IV	1,829	1,863	2,190	2,294	1,397	1,046	1,909	1,763	2,112	1,102	1,311	1,410	1,450	1,440	1,570	1,290
Al VI	3,858	3,869	2,292	2,547	2,176	2,288	2,162	2,201	2,207	3,034	3,133	3,270	3,190	3,240	2,780	3,160
Ti	0,010	0,000	0,002	0,000	0,070	0,066	0,008	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,003	0,003	0,001	0,002
Cr	0,020	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,007	0,000	0,005	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,120	0,210	0,150	0,310	0,260
Fe2	0,075	0,069	4,362	4,185	2,214	1,370	0,382	1,390	1,517	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,045	0,016	5,190	5,022	8,847	7,058	9,128	8,145	8,165	1,084	0,984	0,630	0,540	0,580	0,590	0,510
Mn	0,070	0,001	0,007	0,005	0,000	0,003	0,003	0,008	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,040	0,080	0,000
Zn	0,000	0,009	0,000	0,016	0,001	0,006	0,001	0,000	0,016	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,080	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,040	0,004	0,079	0,080	0,180	0,127	0,156	0,019	0,021	0,004	0,011	0,010	0,010	0,000	0,058	0,050
Na	0,063	0,066	0,008	0,017	0,027	0,108	0,015	0,008	0,000	0,033	0,018	0,070	0,050	0,060	0,010	0,110
K	1,963	1,991	0,024	0,016	0,066	0,660	0,012	0,022	0,028	1,737	1,888	1,880	1,890	1,950	1,920	1,890

Tab. XXIII: Analyses par microsonde et formules structurales de minéraux micacés dans les formations mésozoïques touchées par le métamorphisme alpin.

Dans le chaînon de la Tourèze, l'échantillon MS8426k (niveau dans le Kimméridgien) a fourni des minéraux métamorphiques analysables à la sonde. Il s'agit de micas de type phengites dont la valeur  $Si / Al_{IV}$  est toujours supérieure à 4. Les analyses (tab. XXIII) montrent la présence de fer en quantité non négligeable (de 1 à 2,3% en masse de  $FeO$ ). Le fer dosé, est présenté sous la forme de  $FeO$ . Il importe de connaître les proportions de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , car dans le site octaédrique des phengites,  $Fe^{3+}$  s'associe comme ion trivalent avec l' $Al_{VI}$  alors que  $Fe^{2+}$ , sur le même site, peut se substituer à la paire  $Al_{VI} - Fe^{3+}$  en réponse à l'excès de silice du site tétraédrique.

Une méthode simple permet d'apprécier la présence ou non de  $Fe^{3+}$ . Dans une phengite, la formule structurale sans  $Fe^{3+}$  répond à l'équation :  $Al_{IV} = Al_{VI} - 2(2 - x) = (4 - x) - 2$ . Dans un diagramme représentant en nombre d'atomes les valeurs de  $Al_{IV}$  en fonction de  $Al_{VI}$  (A, fig. 136), les phengites de l'échantillon MS8426k (formules structurales calculées avec le fer bivalent) se placent au dessus de la droite  $Al_{IV} = Al_{VI} - 2$ . Il existe donc un léger déficit en  $Al_{VI}$  par rapport à l' $Al_{IV}$  qui suppose la présence de  $Fe^{3+}$  dans le site octaédrique. Si l'on affecte tout le fer dosé à la formation d'ions trivalents, la quantité  $Al_{VI} + Fe^{3+} - 2$  est équivalente à la quantité d' $Al_{IV}$ .

L'interprétation de la présence du fer sous forme d'ions trivalents, se confirme en étudiant la compensation de l'excès de silice du site tétraédrique par la substitution sur le site octaédrique. Si le fer est trivalent, seul  $Mg^{2+}$  substituera la paire  $Al_{VI} - Fe^{3+}$ . Dans ces conditions,  $Si = 6 + x$  et  $Mg = x$  d'où :  $Mg = Si - 6$ . En reportant les analyses de l'échantillon MS 8426k dans un diagramme  $Mg^{2+}$  en fonction de  $Si^{4+}$  (B, fig. 136), les points s'alignent correctement sur la droite  $Mg^{2+} = Si^{4+} - 6$ , ce qui confirme l'absence de  $Fe^{2+}$  dans le

site octaédrique et corrélativement la présence du fer uniquement sous forme d'ions trivalents dans ces minéraux.

D'une façon plus générale, dans les phengites analysées sur les échantillons de la Tourèze et les échantillons pincés au coeur du massif de l'Agly, la charge du site tétraédrique est toujours supérieure à -1,8 (elle correspond sur la formule structurale (24 atomes d'oxygène), et en valeur absolue, au nombre d'atomes de  $Al_{IV}$ ). La charge octaédrique est toujours assez élevée en valeur absolue (de -0,6 à -1,8), témoignant ainsi d'une substitution de l' $Al_{VI}$  par des ions bivalents. Ces caractéristiques concordent avec celles définies par Dunoyer de Segonzac(1969) pour les micas blancs de l'épizone.

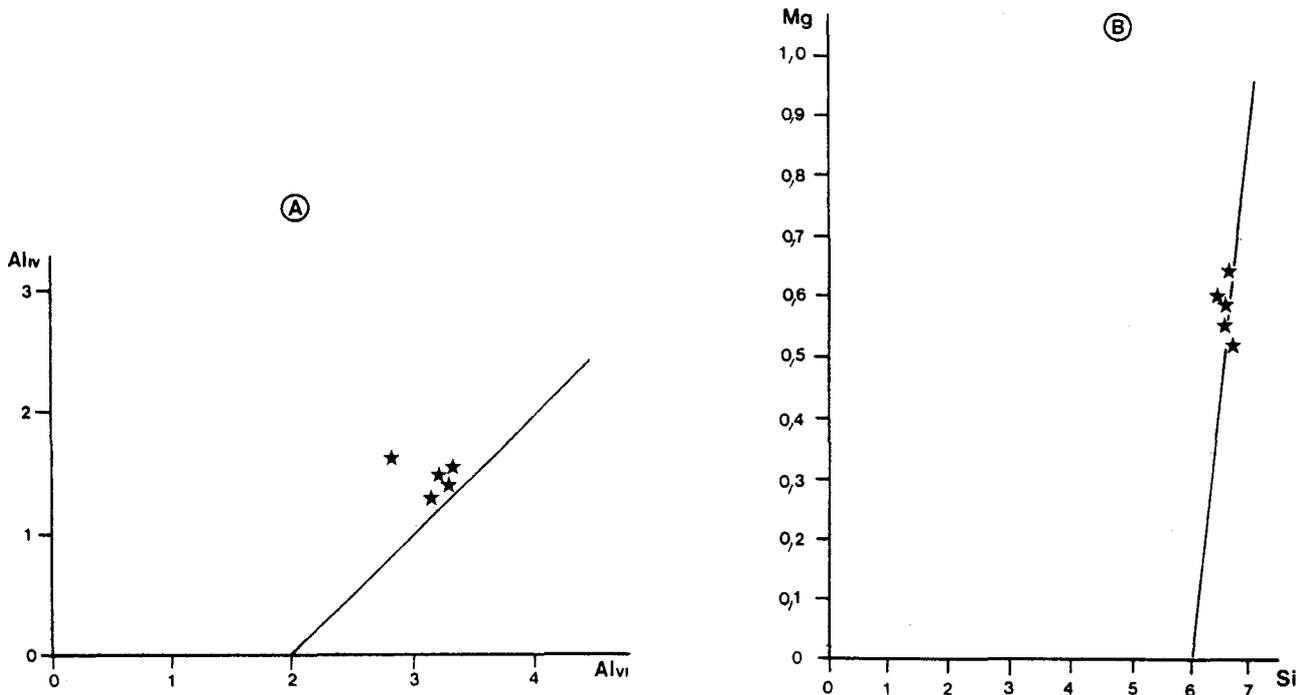


Fig. 136: A: Corrélation  $Al_{IV}$  (site tétraédrique) /  $Al_{VI}$  (site octaédrique) en nombres d'atomes dans la formule structurale des phengites de l'échantillon MS 8426k (Kimmeridgien du chaînon de la Tourèze).

La droite tracée:  $Al_{IV} = Al_{VI} - 2$ , place les points d'analyses dans le secteur où  $Al_{VI}$  est déficitaire par rapport à  $Al_{IV}$ , ce qui induit la présence de  $Fe^{3+}$  dans les phengites analysées.

B: Corrélation Mg / Si en nombre d'atomes dans la formule structurale des phengites de l'échantillon MS 8426k.

Les points d'analyses se reportent sur la droite  $Mg = 6 - Si$ , d'où l'absence de  $Fe^{2+}$  en substitution de l' $Al_{VI}$  dans les minéraux analysés.

#### b- Etude par diffraction X.

Cette étude reprend une partie des résultats inédits de Sion (1985) sur le chaînon de la Tourèze, dans des échantillons où la taille des minéraux métamorphiques est trop faible pour envisager une microanalyse. Dans la plupart des échantillons riches en carbonates, les diagrammes de poudre ne montrent que la présence de calcite, dolomite, quartz et plus rarement de phyllosilicates. Néanmoins, en s'intéressant, dans la pile de terrains concernés, aux niveaux marneux ou schisteux, la caractérisation des blastèses métamorphiques et/ou des phyllosilicates hérités est possible .

Dans la brèche liasique, les échantillons MS8425 e et 26 b correspondent à de fins interlits de calcaires marneux en plaquettes. Le diffractogramme obtenu sur des agrégats de particules orientées par sédimentation et de taille inférieure à  $2\mu m$ , présente des traces de chlorites, d'illite 2M, de kaolinite et de quartz (fig. 137).

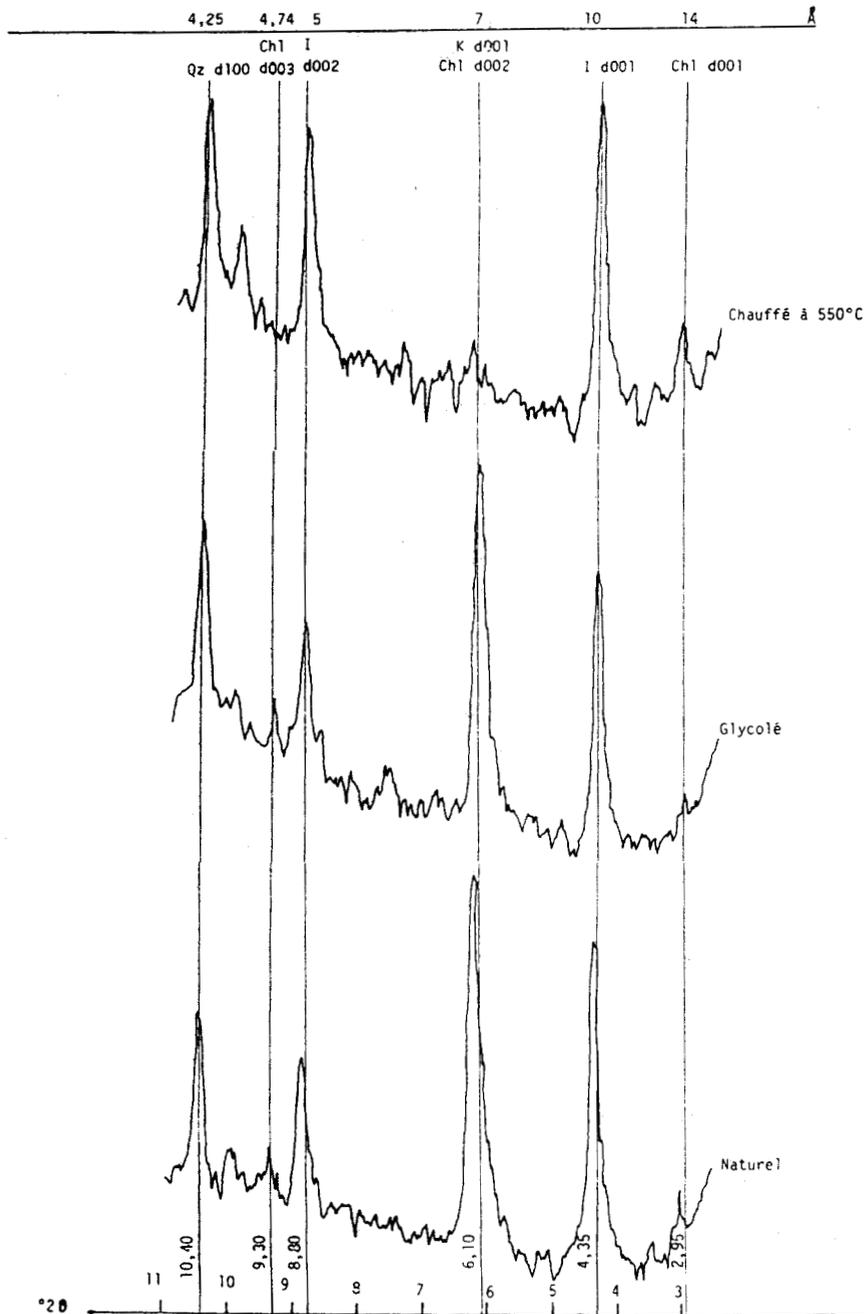


Fig. 137: Diffractogramme d'agrégats orientés issus de l'échantillon MS 8426b (calcaire en plaquettes du Lias de la Tourèze).

Dans les schistes noirs de l'Aalénien-Toarcien (ech. MS8426 d), un premier diagramme de poudres a montré, sans plus de précision à cause du chevauchement de nombreux pics, la présence de l'association chlorite - illite s.l. - quartz. Un diffractogramme sur agrégats orientés (fig. 138) permet de reconnaître le quartz, l'illite 2M s.l. On notera la présence d'un interstratifié ternaire smectite - illite - chlorite, pauvre en smectite car on observe peu de gonflement du pic à 13 Å sur le diffractogramme après passage au glycol de la préparation.

Les échantillons MS8426 e, 26 g, 26 h, 26 i ont été prélevés dans les calcaires oolithiques de l'Aalénien. Les minéraux reconnaissables sont : le quartz, l'illite 2M s.l. et parfois la kaolinite. Cette même association est retrouvée dans les calcaires dolomitiques du Kimméridgien (ech. MS8426 k) et les niveaux de brèche polygénique à matrice ferrugineuse attribués au Portlandien-Berriasien.

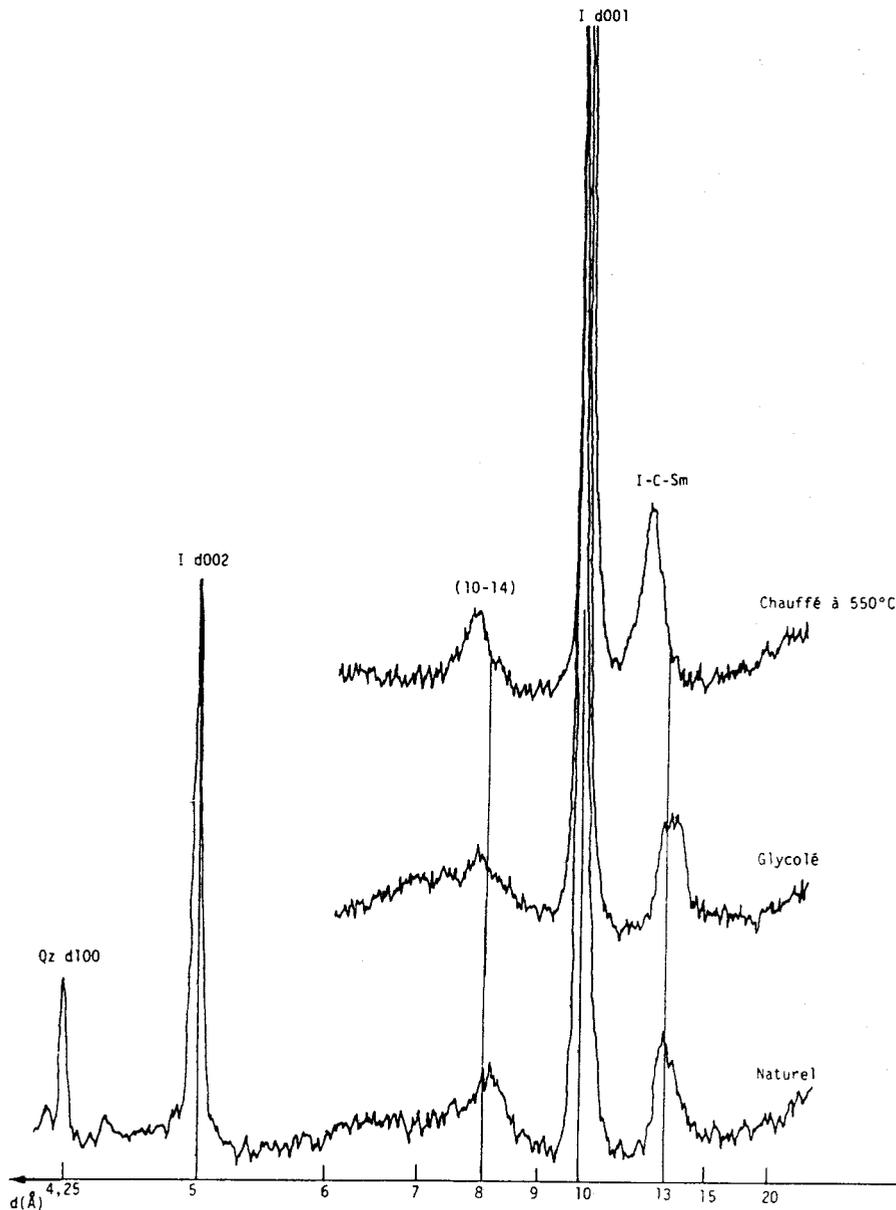


Fig. 138: Diffractogramme d'agrégats orientés issus de l'échantillon MS 8426d (calcaires et schistes noirs toarciens du chaînon de la Tourèze).

Quelles sont les conséquences de la présence de chacun des minéraux mis en évidence dans la fraction fine des échantillons de ce secteur?

\* L'illite s.l.

La largeur des raies de diffraction de l'illite est fonction de son état cristallin; lorsqu'elle est bien cristallisée, les pics du diffractogramme sont étroits; inversement il s'élargissent lorsque le minéral est mal cristallisé. A température croissante, l'illite passe d'un état désordonné: illite sédimentaire 1Md, à un état ordonné: illite 2M dont la structure se rapproche de celle des micas blancs. L'indice de cristallinité de l'illite (Kübler, 1968) se définit par la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å (raie 001). Cette valeur dépend donc de conditions expérimentales et de l'étalement du diffractogramme. Ainsi, dans un diagramme d'Esquevin (1969) (fig. 139), les limites diagenèse - anchizone - épizone basées sur la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å, dépendent des conditions expérimentales:

- les limites de Kübler (1968) sont définies avec un diffractomètre Philips 1010 à anticathode de cuivre sous 38 kV et 10 mA et un enregistreur Hewlett-Packard réglé pour  $10^\circ = 86,1$  mm;

- les limites d'Esquevin (1969) sont définies avec le même diffractomètre sous des tensions de 25 à 60 kV et des intensités de 10 à 80 mA avec un enregistreur Philips D7.

Dans les manipulations sur les échantillons précédemment cités, l'appareillage n'était pas spécifiquement étalonné pour définir ces limites supérieure et inférieure de l'anchizone. Cependant, l'enregistreur Mecci XX utilisé, réglé à  $10^\circ = 86$  mm, fournit des largeurs à mi-hauteur du pic à 10 Å qui, quelles que soient les limites utilisées, positionnent les minéraux analysés dans le domaine de l'épizone (fig. 139). Ainsi, le terme d'illite s.s., désignant dans le domaine sédimentaire le groupe des minéraux argileux à structure de mica, est impropre; les minéraux analysés devant alors correspondre au passage des illites s.s. aux micas de la série céladonite-phengite-muscovite.

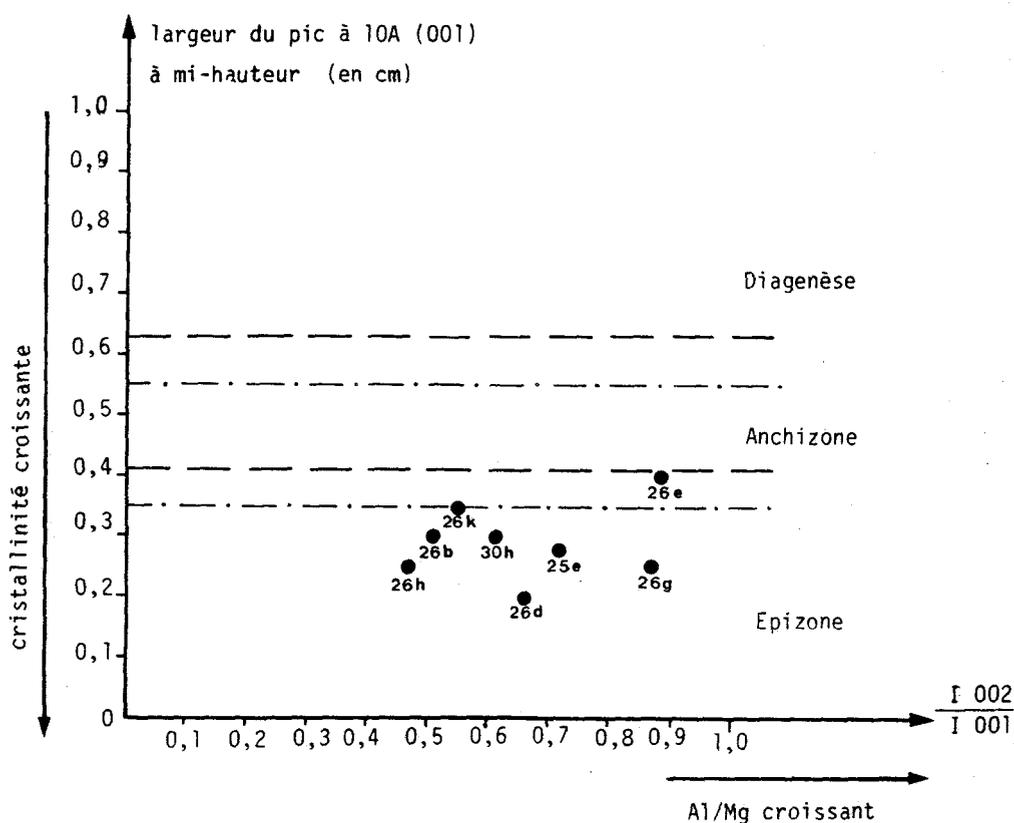


Fig. 139: Caractérisation des illites s.l. selon la méthode d'Esquevin (1969) pour l'ensemble des échantillons étudiés provenant des séries du chaînon de la Tourèze.

Les bornes inférieures et supérieures de l'anchizone sont tracées:

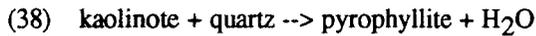
- en tiretés, d'après les travaux d'Esquevin (1969),
- en tiretés et pointillés, d'après les travaux de Kübler (1968).

#### \* Les chlorites et les interstratifiés.

Les chlorites, stables jusqu'à des températures élevées, ne sont pas significatives du degré de métamorphisme subi par la série. Par contre, nous avons mis en évidence, sur un seul échantillon (MS8426 d), la présence d'un interstratifié illite-chlorite ± smectite. Bien que, d'après Dunoyer de Segonzac (1969), l'association illite-chlorite soit caractéristique de l'anchizone, le caractère exceptionnel de la présence d'interstratifiés et leur cristallinité élevée (pic à 13 Å resserré sur la figure 138) s'accorderaient ici plus facilement avec un métamorphisme alpin épizonal déjà constaté par la présence d'illites s.l.

\* La kaolinite.

Bien qu'elle ne soit pas présente dans tous les échantillons, son absence dans certains niveaux n'est pas à relier à une évolution du métamorphisme alpin dans la pile étudiée. En effet, elle peut être présente à la fois en haut de la série dans le Portlandien-Berriasien et, en bas, dans les calcaires en plaquettes liasiques. Ce sont vraisemblablement les environnements paléogéographiques au cours de la sédimentation qui influent sur la présence, ou non de kaolinite. La persistance de ce minéral indique que les conditions P - T de la réaction



ne sont pas atteintes; c'est à dire:  $P = 1 \text{ à } 2 \text{ kbars}$  et  $T = 300^\circ\text{C}$ .

En résumé, l'étude de la fraction argileuse inférieure à  $2\mu\text{m}$  contenue dans la série jurassique du chaînon de la Tourèze, montre un métamorphisme alpin de type épizonal à  $P \leq 2 \text{ kbars}$  et  $T = 250 - 300^\circ\text{C}$ . Ces valeurs P - T ne sont pas incompatibles avec la présence de phengites épimétamorphiques dans l'échantillon MS8426 k.

### III- Conditions du métamorphisme alpin, son influence sur les paragenèses hercyniennes des faciès du massif de l'Agly.

La gradation horizontale du métamorphisme alpin avec diminution de son intensité du Sud vers le Nord dans la zone nord-pyrénéenne (Choukroune, 1974, Bernus-Maury, 1984), se vérifie dans les niveaux mésozoïques à proximité du massif de l'Agly. En effet, sur le bord sud du massif, au contact avec le synclinorium de Boucheville, les paragenèses à Mu - Chl - Sc caractérisent un métamorphisme plus fort que les dipyres et phengites des niveaux pincés au coeur du massif, niveaux eux-mêmes plus métamorphiques que les formations du chaînon de la Tourèze au Nord. Dans tous les cas de figure, le métamorphisme alpin autour du massif de l'Agly, ne dépasse pas la zone à Chl - Mu de Choukroune (1974) ou le stade 1 de Ravier (1959). Si l'on admet que les conditions de métamorphisme alpin, déterminées sur les formations mésozoïques, sont globalement significatives de celles supportées aux mêmes périodes par le bâti hercynien (section I de ce chapitre), il y a peu de chances pour, qu'avec un aussi faible degré, le métamorphisme alpin affecte de manière significative la trempe établie à P - T élevées sur les terrains hercyniens. A titre d'exemple, nous noterons que les minéraux post-cinématiques dans les micaschistes, tels les muscovites et les épidotes, constituant les associations de plus basse température observées dans ces faciès, sont stables aux environs de  $500^\circ\text{C}$ , température incompatible avec celle du métamorphisme alpin dans le secteur. Remarquons aussi, que dans les schistes verts du massif, aucune association minéralogique clairement attribuable au métamorphisme alpin n'a été décrite jusqu'à présent. Si ces faciès de la superstructure hercynienne du massif de l'Agly ne sont pas affectés par le métamorphisme alpin, on conviendra à fortiori qu'il en est de même des faciès anatectiques de l'infrastructure. Ainsi, cette étude succincte du métamorphisme alpin dans les environs immédiats du massif de l'Agly, permet de considérer que l'étape de métamorphisme alpin est sans conséquence sur les équilibres hercyniens initiaux, et n'entache pas les résultats thermobarométriques obtenus. De même, dans le cadre des relations métamorphisme-déformation, on pourra éliminer toute hypothèse qui impliquerait, au cours du métamorphisme alpin, une cristallisation de minéraux de haut grade dans les matériaux hercyniens du massif.

**CHAPITRE VI**  
**ETUDE STRUCTURALE**



## I - Introduction : présentation des problèmes posés par la structure du massif.

Les structures hercyniennes du massif de l'Agly, telle la foliation majeure, dessinent un demi-dôme. Elles sont orientées WNW-ESE au Nord et à l'Ouest du massif et N-S à l'Est. La rotation s'effectue autour d'une ligne NNE-SSW allant de la région de Caramany - Belesta au Sud, jusqu'au secteur Planèzes - Rasiguères - Latour de France au Nord. Cette ligne est marquée par la faille de Planèzes, accident qui, nous le verrons, n'est pas à l'origine des rotations observées. Au cours du chapitre concernant les relations métamorphisme-déformation, nous avons distingué dans le massif de l'Agly une infrastructure gneissique d'une superstructure essentiellement micaschisteuse. Le massif (fig. 140) est limité au Sud par l'accident de Belesta-Trilla, rameau nord de la faille nord-pyrénéenne qui met en contact les formations mésozoïques du synclinorium de Boucheville et l'infrastructure gneissique hercynienne. La limite nord du demi-dôme se fait par un accident remontant les formations de la superstructure hercynienne au niveau des formations mésozoïques du synclinal de St Paul. Vers l'Ouest, les deux synclinaux mésozoïques situés de part et d'autre du noyau hercynien se rejoignent au niveau de la lame urgonienne de Puylaurens, assurant ainsi la fermeture occidentale du massif de l'Agly. Vers l'Est, la terminaison du massif hercynien est assurée par le recouvrement des formations plio-quadernaires de la plaine perpignanaise sur la structure en demi-dôme.

Les rotations constatées dans le massif de l'Agly peuvent avoir trois origines totalement différentes:

- soit il s'agit d'une rotation originelle d'âge hercynien donc anté-alpin ; le massif serait alors un dôme hercynien à coeur gneissique et périphérie micaschisteuse comme, par exemple, le massif de l'Aston-Hospitalet (Soula, 1982, Verhoef *et al.*, 1984, Van den Eeckout, 1986) et comme bien d'autres massifs hercyniens de la zone axiale pyrénéenne (Soula *et al.*, 1986 a, b);

- soit, les rotations sont liées à des mouvements alpins. En effet, des noyaux métamorphiques hercyniens sont supposés avoir subi des rotations dans un système de coulissement senestre alpin orienté N 110 et d'âge post-Albo-cénomarien (Soula et Bessière, 1980, Lamouroux, 1987). De tels mouvements ont déjà été proposés dans les Pyrénées orientales par Meurisse (1973), Chouckroune (1976), Chouckroune et Mattauer (1978), Leblanc et Vaudin (1984);

- enfin, on peut envisager des phénomènes de basculements différentiels autour de la faille de Planèzes, axe NNE-SSW séparant les parties occidentale et orientale du massif hercynien.

Dans l'hypothèse d'un âge alpin de rotation, le mouvement attendu, puisque les coulissements sont senestres, se ferait dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Etant donné la forme du massif de l'Agly (fig. 140), une telle rotation imposerait une structure hercynienne initialement N-S. Le cisaillement alpin aurait entraîné la rotation à 90° de la portion de l'U.S.A. armée en coeur par le granite de Lansac. Ce type de mouvement se heurte à deux difficultés majeures:

- tout d'abord, la structure hercynienne originelle devrait être N-S, alors que l'orientation générale de la chaîne hercynienne des Pyrénées est essentiellement E-W (Zwart, 1979, Soula, 1982);

- la rotation imposerait ensuite de faire tourner le granite de Lansac et son encaissant schisteux immédiat dans un même mouvement homogène, car aucune structure de déformation liée à la rotation du seul massif de granite n'est visible dans les séries micaschisteuses. Dans cette hypothèse, ceci apparaît assez paradoxal, puisque le granite, matériau compétent et sans racines dans le cas présent, devrait se comporter mécaniquement comme un noyau dur isolé dans les matériaux ductiles que sont les micaschistes. En appliquant un cisaillement senestre à composante horizontale, le noyau dur granitique devrait tourner autour d'un axe vertical, entraînant par rotation des déformations dans les micaschistes comparables à celles que l'on constate, à petite échelle, dans les roches métamorphiques à porphyroblastes non déformables (cf. Ghosh et Ramberg, 1976, Simpson et Smith, 1983, Passchier et Simpson, 1986, Lamouroux, 1987). Ce n'est pas le cas puisque les formations de l'U.S.A. sont simplement rebroussées sur l'éponte est, par la mise en place du massif intrusif lui-même.

Les deux raisonnements ci-dessus plaident pour l'absence d'une rotation de 90° des séries de l'U.S.A. injectées par le granite de Lansac pour expliquer la forme en demi-dôme du massif. Si nous envisageons maintenant de faire tourner la partie de l'U.S.A. actuellement à l'Est du massif, en laissant le secteur granité en place, le mouvement de rotation obtenu se ferait alors dans le sens des aiguilles d'une montre et correspondrait à un coulisement E - W dextre qui paraît incompatible avec le caractère senestre des coulisements post-cénomaniens mis en évidence dans cette région des Pyrénées.

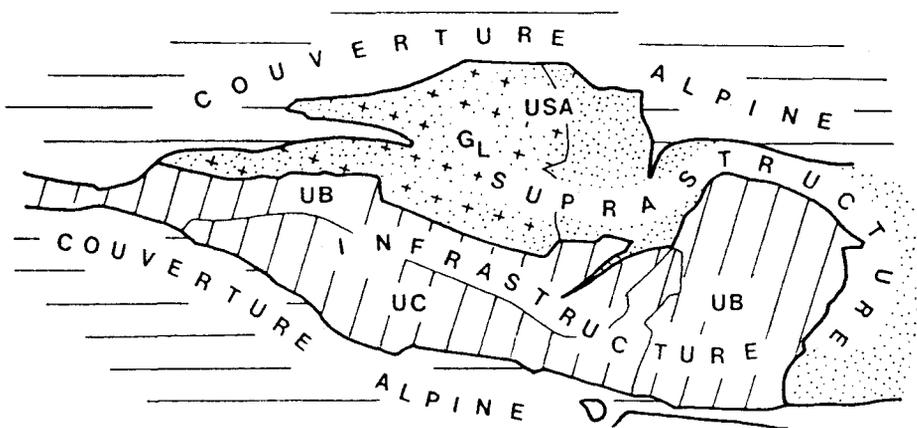


Fig. 140: Schéma simplifié de la structure en demi-dôme du massif de l'Agly.  
L'infrastructure gneissique et la superstructure micaschisteuse sont affectées par cette structuration recoupée au sud par un contact tectonique avec les formations du synclinorium de Boucheville.  
(G<sub>L</sub>: granite de St-Arnac - Lansac).

La cartographie de détail montre que le massif de l'Agly est parcouru de nombreux accidents qui diffèrent à la fois par leur orientation, mais aussi par la façon dont ils affectent les matériaux métamorphiques. L'inventaire des principaux accidents est donné sur le schéma structural de la figure 141. Nous ne reviendrons pas sur les noms donnés à ces failles se rapportant à la toponymie des lieux qu'elles intéressent. Par contre, ces accidents peuvent être discriminés grâce à leur comportement au sein des matériaux qu'elles affectent. Nous distinguerons:

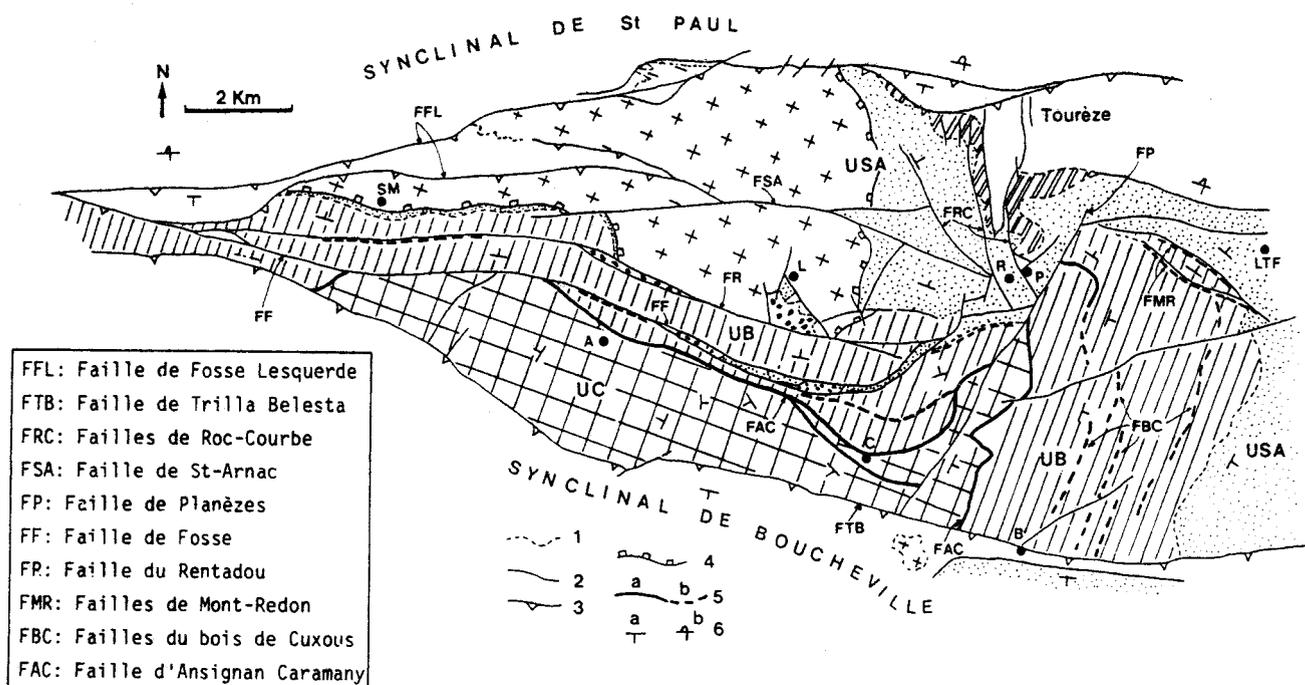


Fig. 141: Schéma structural du massif de l'Agly et dénomination des failles majeures.

1: contact stratigraphique; 2: zones cataclasées; 3: failles limitant le massif hercynien, le crochon est dirigé vers le compartiment supérieur; 4: contact tectonique du granite de Lansac; 5: zones blasto et ultramytonitiques, a: 30 à 50% de matériaux déformés, b: moins de 30% de matériaux déformés par rapport à un volume de référence; 6: pendages, a: normal, b: inverse.

- les contacts entre le massif hercynien et les synclinaux mésozoïques de St Paul et de Boucheville correspondant à l'indice "3" de la figure 141. Ces failles sont aisément reconnaissables sur le terrain, puisqu'elles mettent en contact des formations totalement différentes. Elles sont jalonnées par une cataclase grossière éminemment fragile qui affecte à la fois les formations hercyniennes et les ensembles carbonatés mésozoïques. Cette cataclase reprend fréquemment des cisaillements E -W à composante senestre visibles dans le Mésozoïque, faisant ainsi d'une partie de la surrection du massif de l'Agly vers sa position actuelle, un événement postérieur aux grands coulissements senestres alpins affectant la région;

- les accidents jalonnés de matériaux cataclasés, mais cette fois positionnés au coeur du massif hercynien. Indicés "2" sur la figure 141, ils sont caractérisés par des brèches et des micro-brèches de faille parfois associées à des minéralisations en oxydes de fer et de manganèse. Dans la plupart des cas, le sens de déplacement des compartiments ne peut être déterminé que par une interprétation à l'échelle de la carte. Ces failles se disposent selon deux directions principales sensiblement E-W et N-S, et affectent la structure rotationnelle du massif;

- l'éponte du granite de Lansac constitue le troisième type de contact anormal (indicé "4" sur la figure 141). Il est marqué de cisaillements à rejeu vertical et surtout par des figures d'écrasement de l'environnement immédiat du granite, ce dernier étant assez peu déformé. Ce type de contact souligne le caractère intrusif du granite dans son encaissant actuel;

- le quatrième type de contact anormal (indicé "5b" sur la figure 141) est souligné par des zones de mylonites et d'ultramytonites dans les formations de l'infrastructure gneissique du massif hercynien. Ces mylonites sont toujours plus ou moins diffuses dans la roche initiale, avec seulement 10 à 30 % de matériaux

déformés dans un volume de référence. L'épaisseur totale des volumes affectés n'excède pas 3 à 5 m. Ces accidents sont essentiellement E-W dans l'Ouest et le Nord du massif et N-S à NNE-SSW dans l'Est. Un cas particulier est constitué par les failles du Mont Redon (localisation fig. 141) qui, alors qu'elles sont situées dans la partie est du massif, restent orientées WNW-ESE. Leur pendage au Nord, supérieur à celui de la foliation majeure, les distinguent à fortiori des autres accidents du même type qui, eux, restent sub-parallèles à la foliation majeure. Nous verrons que ces accidents mylonitiques sont hétérochrones. Certains sont sensiblement synchrones et les autres postérieurs, à l'acquisition de la forme en demi-dôme du massif. Notons que dans la partie ouest du massif de l'Agly, les failles de Fosse et du Rentadou (fig. 141) constituent des accidents mylonitiques repris par une cataclase. Il en est de même à l'Est pour les failles du Mont-Redon;

- enfin, le cinquième type d'accident (indiqué "5a" de la figure 141), n'est représenté que par la faille d'Ansignan-Caramany. Hormis le décalage qu'il subit à cause du tracé de la faille de Planèzes, cet accident se suit d'Ouest en Est en subissant, parallèlement à la foliation majeure, la rotation générale de la géométrie du massif. Cet accident est caractérisé par le développement important d'ultramylonites avec, dans un volume de référence, plus de 50% du matériel initial mylonitisé. L'épaisseur de cette zone mylonitique peut atteindre 25 à 35 m.

Etant donné l'importance des accidents dans le massif de l'Agly et des différents types reconnus, la caractérisation de l'évolution du massif impose d'attribuer à ces failles une chronologie relative en précisant leur cohérence à la fois avec:

- les caractéristiques géométriques de leur tracé et de leurs jeux visibles;
- les corrélations à l'échelle de la carte, en particulier entre les parties ouest et est du massif,
- les conditions de déformation, en particulier dans les zones mylonitisées;
- enfin, les contingences propres aux conditions générales de l'évolution hercynienne du massif et de la tectonique globale d'âge alpin dans les Pyrénées.

L'étude analytique de la déformation s'effectuera au moyen de coupes à travers le massif. Nous nous attacherons ensuite à caractériser l'importance et la chronologie relative de chaque type d'accident. Suite à cela, nous proposerons un modèle d'évolution du massif lors de l'orogénèse alpine et au cours de sa formation à l'Hercynien. Nous replacerons, enfin, l'évolution proposée dans les synthèses ayant cours à l'heure actuelle et qui concernent la structuration générale des Pyrénées.

## **II - Etude analytique de la déformation dans le massif de l'Agly**

Cette étude se décompose suivant les trois entités structurales principales du massif:

- tout d'abord l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.), caractérisée par l'importance en volume des intrusions charnockitiques;
- puis l'unité de la Boucle de l'Agly - Belestia (U.B.), unité intermédiaire où nous insisterons particulièrement sur ses relations avec l'U.C. sous-jacente et l'U.S.A. sus-jacente;
- enfin, l'unité supérieure de l'Agly (U.S.A.) où, par la nature micaschisteuse des matériaux intéressés, il est possible de réaliser quelques développements de microtectonique.

## 1- La déformation dans l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.).

### a- Etude de coupes à travers l'unité.

Quatre coupes intéressent cette unité; leur localisation est donnée sur la figure 142. Trois d'entre elles (coupes A, B, C, fig. 143) se succèdent selon une ligne W-E puis WNW-ESE, parallèlement à l'allongement de l'unité au Nord de la faille de Trilla - Belesta (F.T.B.) (signification des abréviations des noms de failles sur la figure 141). La quatrième coupe (coupe D, fig. 144) est, elle, perpendiculaire aux trois autres et permet la mise en évidence du fonctionnement de l'accident Ansignan - Caramany (F.A.C.) qui sépare l'U.C. au Sud de l'U.B. au Nord.

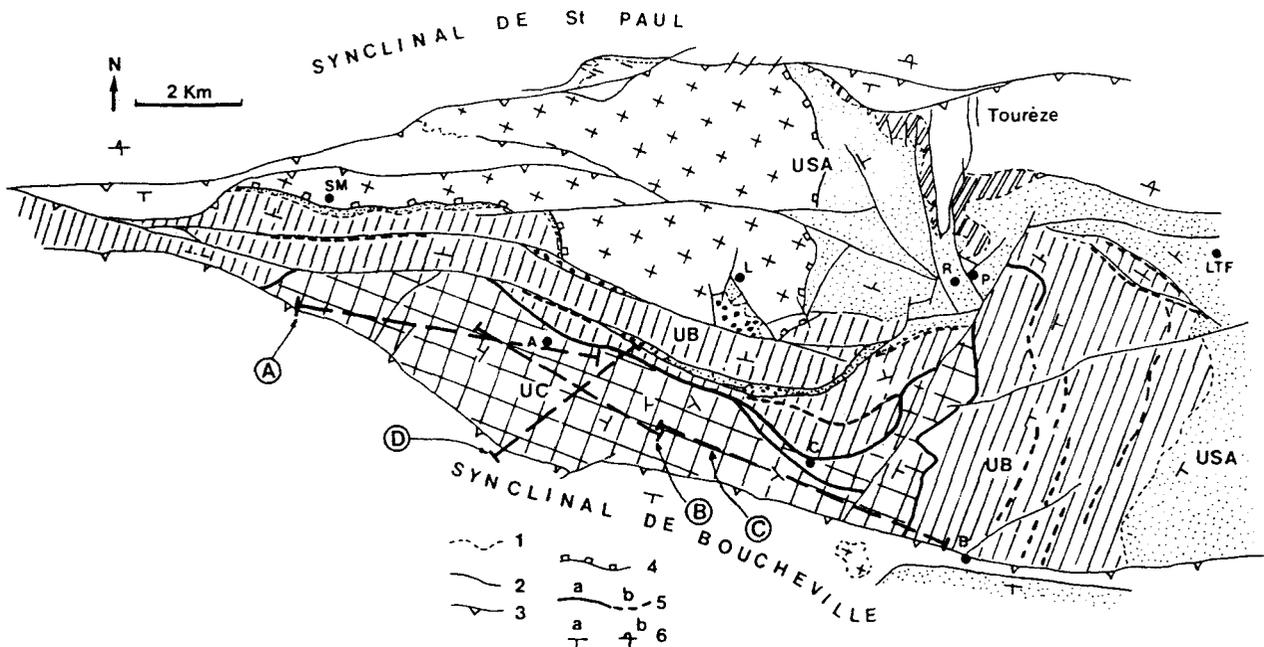


Fig. 142: Localisation des coupes A, B, C, D à travers l'unité de Feilluns - Caramany. Les figurés indicés 1, 2, 3, 4, 5, 6 ont la même signification que sur la figure 141.

Sur les quatre coupes, on remarque de façon générale, l'importance en volume des faciès charnockitiques acides et des corps basiques associés. Les corps leucocrates à  $Ga \pm Opx$  et les migmatites situés en bordure des masses charnockitiques ont une faible épaisseur en relation avec le niveau structural où s'introduit le magma charnockitique. En effet, encaissant et magma granitique étant tous deux dans des conditions thermiques initiales peu différentes, et dans une zone thermiquement tamponnée par l'anatexie, il est normal que le magma granitique n'engendre pas d'importantes fusions partielles dans l'encaissant au contact. Systématiquement accordants sur la foliation majeure de l'encaissant, elle-même déformée selon des plis d'axes N-S, les massifs charnockitiques se présentent sous trois formes principales:

- des petits dômes plus ou moins symétriques, tel le massif situé 800 m à l'Ouest de Feilluns sur la coupe A, figure 143;

- des bulles "extravasées", où le caractère intrusif du granite s.l. apparaît à la fois sur les coupes mais, aussi à l'échelle de l'affleurement. Ces bulles sont soit de type migmatitique, comme sur la coupe A, figure 143,

300 m à l'Ouest de Feilluns, ou encore au Roc de l'Arque, soit des ensembles complets avec des coeurs de granites charnockitiques, comme le massif du ravin de Camarère sur la coupe C, figure 143;

- des massifs importants en volume, tel le massif d'Ansignan, affleurement de charnockites s.l. le plus volumineux de l'U.C., qui correspond, tout du moins pour ce que l'on peut en voir, à une épaisse lame granitique orientée comme la foliation majeure de l'encaissant, c'est à dire à plongement moyen de 20° vers le WNW (coupe B, fig. 143). A propos de ce massif d'Ansignan, on constate que les gros bancs de corps basiques qu'il enveloppe, sont affectés d'une foliation marquée sensiblement parallèle à l'orientation planaire des mégacristaux d'orthose du granite. Sachant que de tels corps basiques sont, selon toute vraisemblance, le vecteur de la fusion à l'origine du magma granitique, les relations géométriques précédentes témoignent de deux choses:

- l'allochtonie du massif granitique par rapport à son encaissant actuel doit être limitée. Si tel n'était pas le cas, le parallélisme entre la foliation des corps basiques, l'orientation préférentielle des mégacristaux du granite et la foliation majeure de l'encaissant n'auraient certainement pas été conservés ;

- la cristallisation de la charnockite acide a dû se faire, au moins partiellement, pendant la déformation majeure qui affecte l'encaissant et les corps basiques et qui conduit à l'orientation des cristallisations primaires du magma granitique. Cette observation à l'échelle des coupes, place le pic de métamorphisme accompagné de l'anatexie granitique, avant la déformation majeure, ce qui concorde avec les observations à l'échelle de la lame mince dans ce secteur (cf. chap. IV section III-1).

Suite à la cristallisation des mégacristaux d'orthose, synchrone de la déformation majeure, les granites charnockitiques poursuivent leur mise en place, alors post-déformation majeure ; les massifs "extravasés" ouvrant la couverture foliée en sont le témoin. Un autre exemple de cette mise en place partielle, post-déformation majeure, est fourni par la masse granodioritique d'Ansignan. Ce granite est accordant avec l'encaissant sur son flanc ouest (coupes A, B, fig.143 à l'Est du Roc de l'Arque), mais déforme et rebrousse sur son flanc est, la couverture de marbres et de gneiss à silicates calciques (coupes B, C fig. 143 au Ravin del Tury et au Camp del Roure).

Dans toute la partie de l'U.C. située à l'Est de la granodiorite d'Ansignan et jusqu'à la faille de Planèzes, la foliation majeure  $F_m$  est largement affectée par la fin de mise en place des charnockites. En particulier au Camp del Roure, (coupe C, fig. 143), se développent des plis hectométriques d'axe N-S dans des marbres et des gneiss à silicates calciques. La coupe montre clairement un éclatement de la couverture et son pincement post- $F_m$  entre le granite d'Ansignan à l'Ouest et le massif de Camarère à l'Est. Dans la région de Caramany, les déformations tardives liées aux montées charnockitiques ont un déversement vers l'Est jusqu'à la faille de Planèzes, faille d'âge mésozoïque à rejeu décrochant senestre légèrement inverse.

A l'Ouest de cette faille (coupe C, fig. 143), l'U.C. est nettement moins armée en intrusions granitiques. La foliation majeure conserve alors un pendage constant de 20 - 25° vers l'Est. Cette homogénéité géométrique, associée aux faibles quantités de charnockites, souligne le rôle des granites comme moteur des déformations post- $F_m$  de l'encaissant gneissique. Ces déformations prenant immédiatement place après le développement de la déformation majeure, correspondent selon nous à la phase  $P_{m+1}$  auparavant mise en évidence, à l'échelle de la lame mince, essentiellement dans l'U.S.A. (chap. IV section III-3).

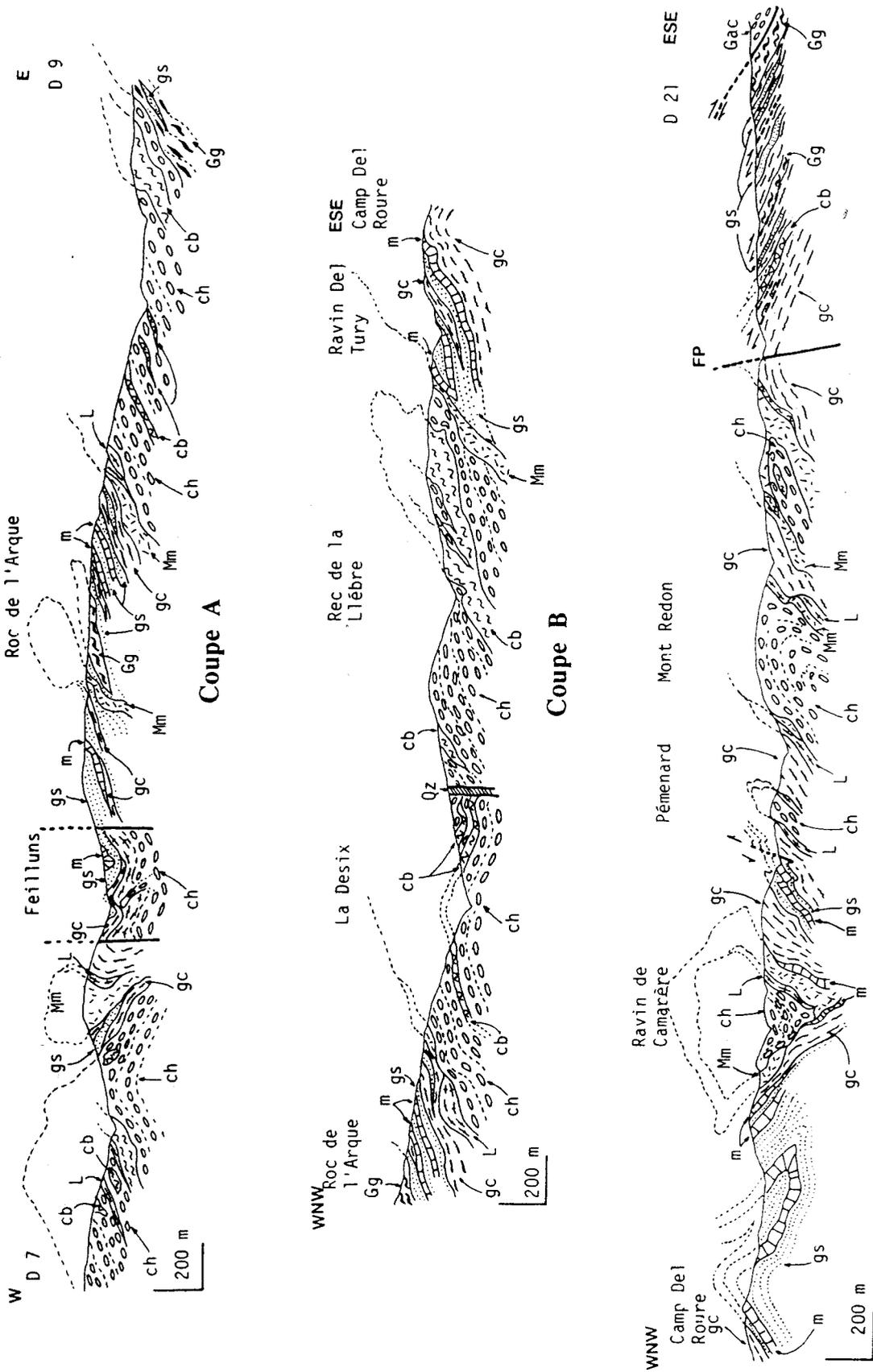


Fig. 143: Coupes A, B, C dans l'unité de Feilluns - Caramany parallèlement à son allongement dans le massif (localisation des coupes: fig. 142).  
**cb**: corps basiques; **ch**: charnockite de Cassagnes; **gc**: granodiorite de Cassagnes; **gc**: gneiss de Caramany; **Gg**: granito-gneiss du Pont de Trilla; **gs**: gneiss à silicates calciques; **L**: leucogranite à grenat; **m**: marbres; **Mm**: migmatites de la charnockite; **Qz**: filon de quartz.

Ce secteur oriental de l'U.C., s'il est pauvre en déformations plicatives post- $F_m$ , est par contre très riche en niveaux décimétriques d'ultramylonites sub-parallèles à  $F_m$ . Elles ont fonctionné en cisaillements plats, normaux avec une direction de rejeu NW-SE à W-E. Dispersées sporadiquement dans les séries, ces ultramylonites, tout en conservant les mêmes caractéristiques géométriques, se concentrent vers l'Est en une bande épaisse de 20 à 25 m qui constitue la portion N-S de la faille d'Ansignan - Caramany (F.A.C.: coupe C, fig. 143). Cette faille plate a un comportement normal avec déplacement du compartiment supérieur, c'est à dire l'U.B., vers l'Est (section III de ce chapitre). Dans cette région, la faille d'Ansignan - Caramany met en contact l'U.C. sous forme d'une épaisse bande compétente de gneiss du Pont de Trilla avec les migmatites et le granite de Cassagnes de l'U.B. En observant la carte à 1/25000, les gneiss du Pont de Trilla, niveau particulièrement raide, semblent, par leurs caractéristiques rhéologiques, être le lieu privilégié de passage de la faille d'Ansignan - Caramany, puisqu'ils jalonnent (dans l'U.C.) plus de 50% du tracé de l'accident.

La coupe D sur la figure 144 traverse, quant à elle, l'U.C. jusqu'à l'U.B. (vallée de l'Agly), du SW au NE, en passant au travers du massif charnockitique d'Ansignan. Elle montre qu'il faut être prudent vis-à-vis de la vergence des déformations post- $F_m$  qu'engendrent la fin de mise en place de massifs charnockitiques. Nous avons vu sur les coupes B et C, que la déformation  $P_{m+1}$  se faisait suivant des axes N-S avec une vergence est. La coupe D présente une ondulation en synforme d'axe WNW-ESE du granite d'Ansignan et des corps basiques inclus (camp del Prat). Le caractère ductile et pénétratif à l'échelle de l'affleurement de cette ondulation, la rend difficilement compatible avec une phase compressive alpine. Le bord nord du massif chevauche, par un contact ultramylonitique, sa couverture de gneiss du Pont de Trilla et de marbres. Les ultramylonites sont peu inclinées sur la foliation majeure et montrent un déplacement du compartiment sud vers le NNW - NW. 250 m plus au Nord, une autre bande ultramylonitique épaisse de 25m et parallèle à la précédente, fait chevaucher l'U.C. sur les faciès migmatitiques les plus profonds de l'U.B. Il s'agit de la portion WNW-ESE de la faille d'Ansignan - Caramany (F.A.C.). La géométrie observée sur cette coupe conduit à émettre deux idées :

- étant donné le caractère intrusif des charnockites acides, les ultramylonites faisant chevaucher le bord nord du granite d'Ansignan sur son encaissant, pourraient, à priori, correspondre à une exagération de la déformation engendrée lors de la fin de mise en place du granite, lui-même peu affecté par la déformation alors que l'encaissant l'est fortement;

- la faille d'Ansignan - Caramany, sub-parallèle à l'accident précédent (coupe D: fig. 144 et carte à 1/25000) et montrant une géométrie des déplacements identique, pourrait alors appartenir à la même génération et indiquer le caractère globalement intrusif de toute l'U.C. dans les migmatites de l'U.B.

Notons que les sens de déplacements observés sur la portion N-S de la F.A.C. (coupe C, fig. 143), sont compatibles avec ceux de la portion E-W et indiquent toujours une remontée de l'U.C. dans les migmatites de l'U.B., l'accident étant normal à pendage est sur son tracé N-S et inverse à pendage sud sur son tracé E-W. Cette remontée expliquerait la lacune d'environ 1,5 km d'épaisseur de terrains entre l'U.C. et l'U.B. que l'étude barométrique permet de proposer. Le caractère intrusif de l'U.C. dans l'U.B. pourrait avoir, comme moteur, l'instabilité engendrée dans l'U.C. par les montées de charnockites acides, l'anatexie généralisée dans l'U.C. et l'U.B. donnant aux matériaux les propriétés rhéologiques (densité et viscosité) nécessaires au développement d'un système diapirique (Ramberg, 1981, Soula, 1982).

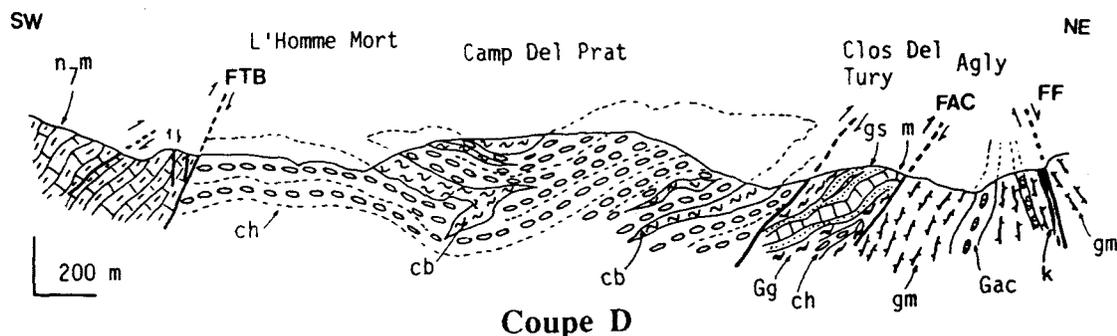


Fig. 144: Coupe D à travers l'unité de Feilluns - Caramany sub-perpendiculaire à son allongement (localisation: fig. 142).

**cb:** corps basiques; **ch:** charnockite acide; **Gac:** granodiorite de Cassagnes; **Gg:** granito-gneiss du Pont de Trilla; **gm:** gneiss migmatitiques; **gs:** gneiss à silicates calciques; **K:** kinzigites; **m:** marbres; **n7m:** marnes noires métamorphiques de l'Albien.

Cette hypothèse donne à la faille d'Ansignan - Caramany un caractère de contact soustractif (malgré sa position inverse sur son tracé E-W) lié à l'emboîtement de deux unités gneissiques. Les mylonites soulignant le contact sont alors l'équivalent à un niveau structural inférieur, de celles décrites par Soula *et al.* (1986b) à l'interface infra - superstructure des dômes gneissiques des Pyrénées Centrales. Un argument complémentaire à cette interprétation est fourni par le fait que la faille d'Ansignan - Caramany (F.A.C.) est le seul accident majeur continu dont le tracé et les directions de rejeu soient affectés par la structure en demi-dôme du massif. Sachant que cette géométrie ne peut être alpine, nous pourrions envisager que la faille d'Ansignan - Caramany soit antérieure à synchrone de la structuration en dôme. Les conditions de déformation haute-température accompagnant le développement des ultramylonites de cet accident (section III de ce chapitre), nous permettent de les associer au contexte thermique de diapirisme magmato-métamorphique affectant l'U.C.

Enfin, toujours à propos des ultramylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, signalons qu'elles sont systématiquement reprises sur le tracé E-W de l'accident par des plans de cisaillements fragiles à pendage sud à peine sécants sur les plans mylonitiques. Ces plans postérieurs à la mylonitisation fonctionnent en cisaillements normaux à déplacement du compartiment supérieur vers le SSW, c'est-à-dire dans le sens inverse du fonctionnement des zones ultramylonitiques. Cette remarque montre bien, qu'en passant trop vite sur l'affleurement, les risques de confusion entre deux étapes de déformation à signification différente sont importants. Nous verrons, en étudiant les séries de l'U.B., qu'il existe un équivalent des plans cisailants fragiles reprenant les mylonites de l'accident d'Ansignan - Caramany. Sur une foliation essentiellement à pendage nord, ils se positionneront cette fois avec un pendage nord et déplacement du compartiment supérieur vers le NNE.

#### b- Etude de la déformation majeure hercynienne.

Dans toutes les séries encaissantes des charnockites, alors que les déformations plicatives postérieures à la foliation majeure sont fréquentes, les rares plis, apparemment contemporains de la déformation majeure, sont essentiellement observés dans les formations de marbres et de gneiss à silicates calciques. Le fluage aisé des carbonates à haute température est à l'origine de véritables convolutes soulignées par les niveaux plus quartzeux. Il est bien évidemment impossible de définir une orientation principale à ces figures de déformation.

Par contre, dans la foliation majeure des séries gneissiques et kinzigitiques, les étirements de grenats et l'alignement des biotites permettent la définition d'une linéation minérale syn-déformation majeure. Etant donnée, l'intensité des déformations postérieures, la restauration fréquente des assemblages minéralogiques (chap. IV) et l'état de migmatitisation des séries, cette linéation reste frustrée, difficile à observer clairement sur les affleurements. A fortiori, on comprendra que la détermination des sens de déplacements sur cette linéation, ne soit pas chose facile. Pour les définir de façon indubitable, il faudrait systématiquement prendre de gros échantillons, statistiquement représentatifs étant donné la granulométrie grossière des faciès, et en faire deux sections: l'une suivant le plan  $F_m$ , l'autre perpendiculaire à la première et contenant la linéation d'étirement. Cette étude est en cours, nous ne présenterons donc que les résultats relatifs aux orientations des linéations d'étirement syn- $F_m$ . Etant donné les importants changements d'orientation de la foliation majeure causés par les intrusions charnockitiques, les mesures (fig. 145: hémisphère inférieure d'une projection de Wulf) sont regroupées par zones à déformation majeure cohérente en distinguant:

- le secteur du Vivier, compris entre le village du même nom et la faille NNE-SSW passant à Feilluns (carte 1/25000) ;
- le plateau de Feilluns qui regroupe les formations peu pentées au toit de la charnockite d'Ansignan;
- le plateau de Trilla correspondant aux formations en plis hectométriques d'axes N-S sous la granodiorite d'Ansignan;
- enfin, les séries gneissiques à l'Ouest du village de Caramany.

Dans le secteur du Vivier (A, ronds vides, fig. 145), les plans de foliation majeure sont fortement pentés majoritairement au Nord. Quelques plans sont à pendage sud, en particulier à proximité de la faille de Fosse qui bascule tardivement certains blocs. Les linéations syn- $F_m$  plongent de 40 - 60 ° au NE pour les foliations à pendage nord et de 70 ° au SE pour les foliations à pendage sud. En remettant à l'horizontale les blocs à pendage nord où la série est estimée normale, la linéation syn- $F_m$  est orientée NNE-SSW, direction comparable à celle obtenue en remettant à plat les blocs à pendage sud en tenant alors compte du caractère inverse de la série.

Sur le plateau de Feilluns (A, ronds pleins, fig. 145), l'ensemble de la série repose normalement sur la granodiorite d'Ansignan avec des pendages de 10 à 20 ° vers le SSW ou le NNE. La linéation minérale syn- $F_m$  est alors très faiblement pentée suivant une direction NNE-SSW à NE-SW. Elle est donc décalée dans le sens des aiguilles d'une montre de 15 à 30 ° en azimut par rapport à la ligne de plus grande pente de la foliation majeure. Nous verrons qu'il en est de même dans les migmatites peu pentées de l'U.B. à l'Est de Belesta.

Sur le plateau de Trilla (B, ronds pleins, fig. 145), la série est pliée suivant des axes horizontaux N-S (coupes B, C, fig. 143) par pincement entre deux importantes masses charnockitiques. Les foliations majeures sont à plongement est ou ouest de 30 à 50 ° suivant que l'on se place d'un côté ou de l'autre du Camp Del Roure (coupe C, fig. 143 et carte 1/25000). Dans cette position de la foliation majeure, les linéations d'étirement syn- $F_m$  restent peu pentées vers le NNE ou le S - SSW. En dépliant la série autour d'un axe horizontal N-S, la remise à plat de la foliation majeure, n'affecte pratiquement pas l'orientation en direction de la linéation syn- $F_m$  qui reste globalement NNE-SSW à NE-SW.

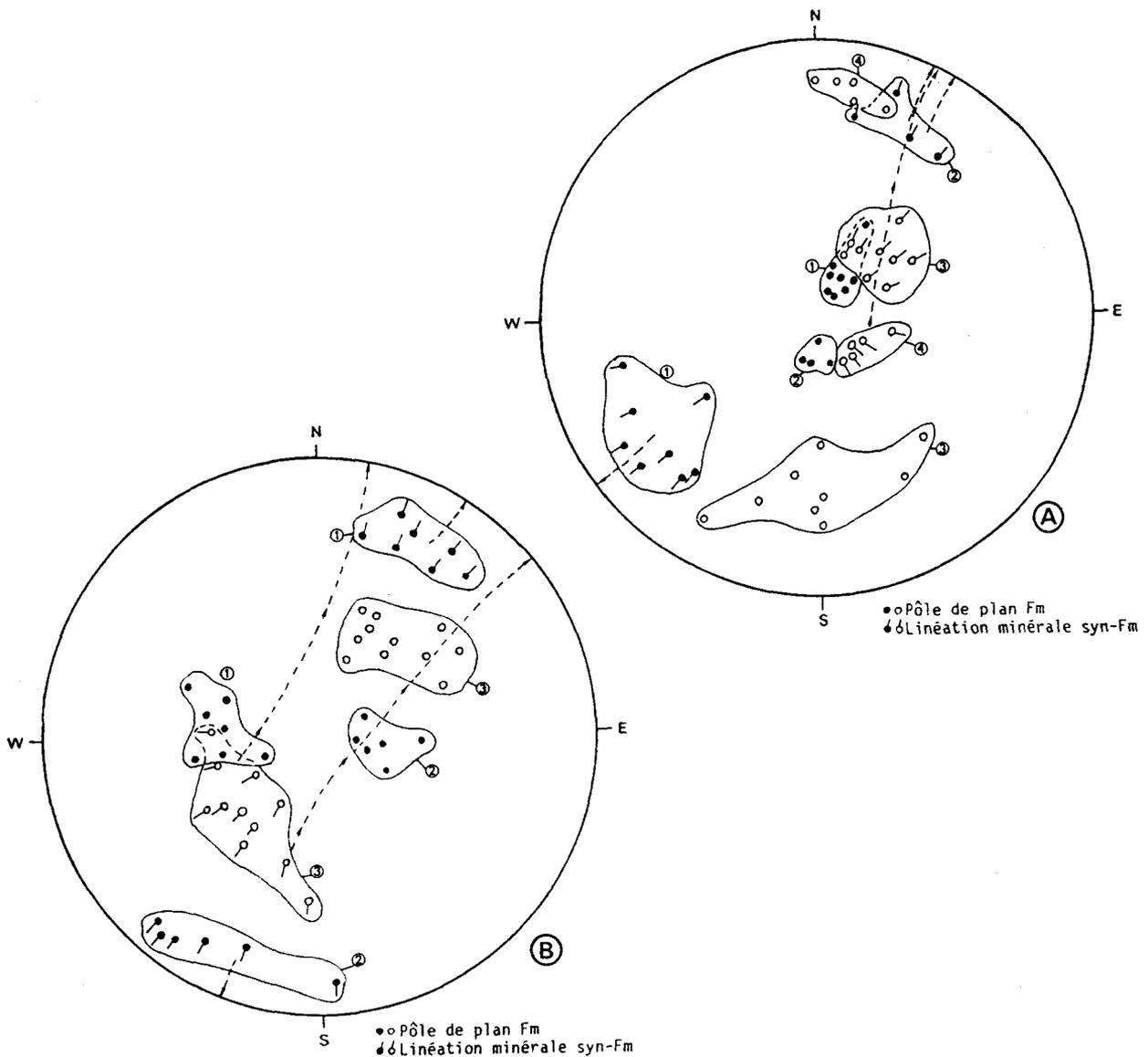


Fig. 145: Foliations majeures et linéations minérales associées dans les séries encaissantes de l'unité de Feilluns - Caramany (hémisphères inférieures de projections de Wülf).  
 A: secteur du plateau de Feilluns (ronds pleins) et secteur du Vivier (ronds vides).  
 B: secteur du plateau de Trilla (ronds pleins) et secteur de Caramany-Ouest.

Dans le secteur de Caramany-Ouest (B, ronds vides, fig. 145) les séries sont essentiellement à pendage de 40 - 60 ° au SSW - SW. Etant donnée sa position par rapport aux migmatites de l'U.B. plus au Nord, la série peut être globalement considérée comme inverse. En tenant compte de cette position et en remettant à plat la foliation majeure par rotation autour d'une direction N120 correspondant à la fois à celle de l'accident d'Ansignan - Caramany et à celle de la foliation, les linéations syn-F<sub>m</sub> s'orientent alors N-S à NE-SW.

En résumé, il semblerait qu'une direction de déplacement NNE-SSW à NE-SW préside au développement de la déformation majeure. Comme cette déformation est, au moins dans l'U.C., en relation directe avec la mise en place générale des cortèges charnockitiques, il faudrait retrouver dans l'arrangement planaire des granites, un allongement préférentiel des mégacristaux d'orthose suivant une direction NNE-SSW à NE-SW. Cette étude n'a pas été entreprise de façon systématique, mais d'après nos observations et celles de Bouchez (communication

personnelle), il semblerait qu'au coeur de la granodiorite d'Ansignan, une telle orientation soit retrouvée. A notre avis, seule l'importante masse granodioritique d'Ansignan est à même de fournir cette orientation du flux général. En effet, les autres pointements, de par leur petite taille et leur forme en bulles, sont vraisemblablement la manifestation d'orientations parasites sur la direction principale d'écoulement qui conduisent au percement plus ou moins vertical des formations encaissantes.

## **2- L'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (U.B.) et ses relations avec les autres unités du massif.**

Les principales caractéristiques de l'U.B. sont les suivantes:

- cette unité est entièrement touchée par l'anatexie hercynienne et montre une diminution du degré de fusion partielle en montant dans les séries;

- l'U.B. subit la rotation en demi-dôme de l'ensemble du massif et constitue une bande intercalée entre l'U.C. au Sud et l'U.S.A. vers le Nord et l'Est. Les pendages généraux sont redressés vers le Nord dans la portion orientée WNW-ESE du massif; ils sont faibles et dirigés vers l'Est dans la partie orientée N-S.

- Les séries de l'U.B. sont beaucoup moins épaisses à l'Ouest (1000 à 1200 m) qu'à l'Est du massif (2000 à 2500 m). Rappelons que d'après les conclusions de l'étude thermobarométrique, l'épaisseur de la zone-tampon anatectique que constitue l'U.B. devait être de l'ordre de 4000 m. Cette différence importante entre les épaisseurs actuelles et les épaisseurs initiales trouve son explication dans la présence, sur l'ensemble des faciès de l'U.B., de très nombreuses zones mylonitiques décimétriques sub-parallèles à la foliation majeure et indiquant, dans leur ensemble, des comportements de cisaillements soustractifs.

### **a- Etude de coupes à travers la partie orientée E-W du massif.**

Afin d'illustrer la structure générale de l'U.B., six coupes rayonnées, car réalisées perpendiculairement à  $F_m$  qui subit une rotation de  $90^\circ$ , ont été tracées d'Ouest en Est (localisation des tracés sur la figure 146). Les coupes E et F (fig. 147), dans la portion occidentale du massif, présentent l'U.B. coincé entre l'U.C. au Sud et le granite de Lansac au Nord en position structurale équivalente des séries micaschisteuses de l'U.S.A.

La coupe E (fig. 147) montre bien la différence de structure générale entre l'U.C. et l'U.B. Alors que dans l'U.C., le long de la Matassa, la foliation majeure est géométriquement inféodée à la forme des dômes charnockitiques, dans l'U.B. par contre,  $F_m$  conserve un fort pendage vers le Nord sur toute la coupe. Au niveau de cette même coupe E, l'accident Ansignan-Caramany (F.A.C.) est rejoint par une faille verticalisée : la faille de Fosse (F.F.). Cette dernière qui provoque une cataclase plus ou moins grossière des matériaux hercyniens, pince plus à l'Est, dans la vallée de l'Agly, une brèche éocène. Ainsi sur la coupe E, le contact verticalisé entre les gneiss du Pont de Trilla (U.C.) et les migmatites de l'U.B., correspond à un rejeu tectonique postérieur au contact originel. De part et d'autre de la zone cataclasée par la faille de Fosse, on retrouve des zones ultramylonitiques à fort pendage vers le Sud, agissant en failles inverses avec déplacement du compartiment supérieur vers le NNW. Ces mylonites doivent être considérées comme l'ancienne trace de la faille d'Ansignan - Caramany.

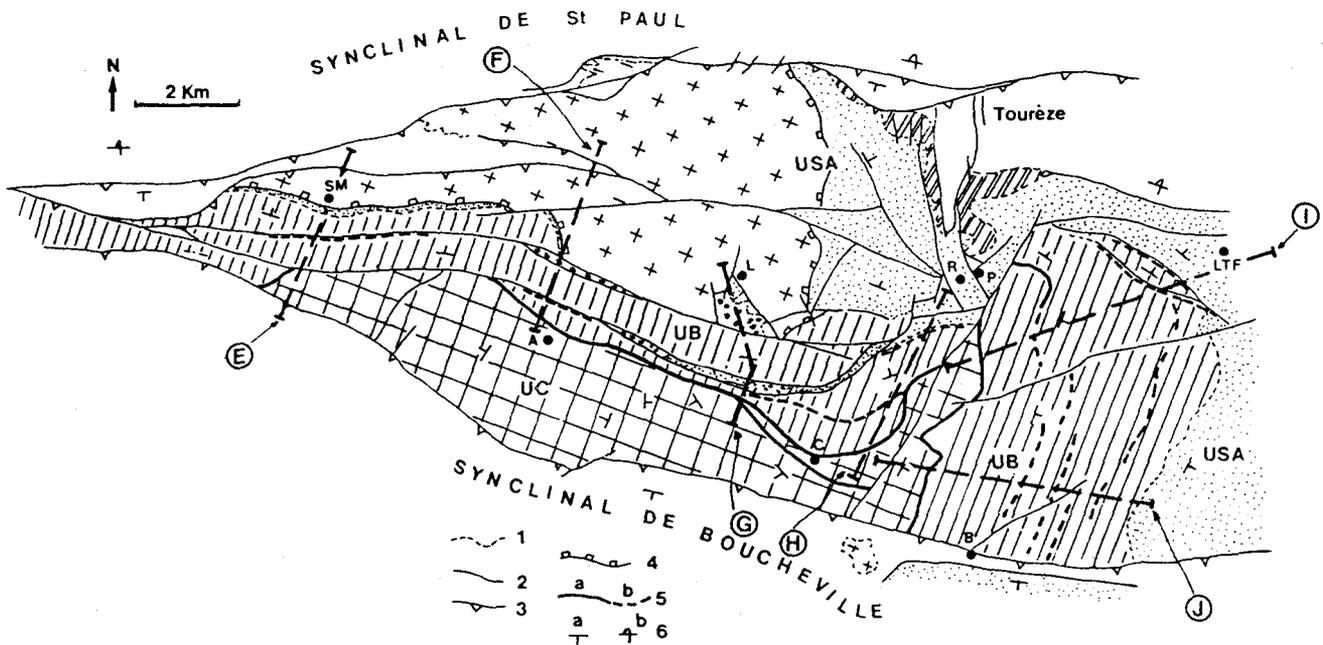


Fig. 146: Localisation des coupes E, F, G, H, I, J à travers l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta. Les figurés indicés 1, 2, 3, 4, 5, 6 ont la même signification que sur la figure 141.

Toujours sur la coupe E (fig. 147), en se dirigeant vers le Nord, on constate que les séries de l'U.B. sont incomplètes, puisque seules affleurent les migmatites accompagnées de septas kinzigitiques, de quelques passées de gneiss perlés et de filons accordants de granite de Cassagnes. Ces formations les plus profondes de l'U.B. passent, vers le Nord, directement aux gneiss de la Rivérole par un accident à pendage redressé au Nord : la faille du Rentadou (F.R.). Cette dernière est bordée sur son flanc sud par les carrières d'albitites de la commune de St Martin où les migmatites de l'U.B. et les blastomylonites de l'accident sont albitisées. L'ensemble est ensuite cataclasé par un rejeu tardif. Par conséquent, il est rare d'avoir des informations claires sur le sens de déplacement dans les zones mylonitiques. Elles fonctionneraient, apparemment, en faille normale et pourraient expliquer tout ou partie de l'amincissement constaté conduisant à la juxtaposition des migmatites profondes avec les formations supérieures de l'U.B. équivalentes des gneiss perlés que sont les gneiss de la Rivérole.

Ces gneiss de la Rivérole (coupe E, fig. 147) se comportent comme un bloc épais de 500 m à pendage redressé vers le Nord. Ils incluent des intercalations parallèles à  $F_m$  d'un granitoïde leucocrate faiblement orienté à Qz - Fk - Mu. Etant donné la proximité du granite de Lansac, deux interprétations peuvent être proposées quant à la présence de ce granitoïde:

- soit il s'agit d'injections périphériques au granite de Lansac, comparables aux aplites à grenats dans les micaschistes de la région de Tournefort (carte 1/25000);

- soit il s'agit d'un granite anatectique correspondant à la fusion de certains niveaux dans les gneiss de la Rivérole.

La présence d'un banc de ce granitoïde associé à quelques lambeaux de gneiss de la Rivérole, le tout emballé dans le granite de Lansac, 500 m au SE du village du même nom (carte 1/25000) et l'absence totale de figures d'injection de ce granitoïde dans les gneiss, plaident largement en faveur, d'une anatexie in-situ de niveaux fusibles dans les gneiss de la Rivérole comme origine du granitoïde leucocrate.

La coupe F (fig.147) fournit des renseignements complémentaires sur la signification des failles de Fosse (F.F.) du Rentadou (F.R.) qui découpent d'Ouest en Est les migmatites de l'U.B. Dans ce secteur, la faille d'Ansignan - Caramany (F.A.C.) fait reposer directement la granodiorite d'Ansignan sur une antiforme affectant les migmatites de l'U.B. Cette antiforme d'axe WNW-ESE, s'étend du méridien d'Ansignan jusqu'au Nord de Caramany (carte 1/25000). Le flanc sud de la structure a peu d'extension car il est très vite recoupé par l'accident d'Ansignan - Caramany qui fonctionne, ici encore, en faille inverse.

C'est sur le flanc nord de l'antiforme que se développent les failles de Fosse et du Rentadou. La faille de Fosse (600 m au N d'Ansignan: coupe F, fig. 147) est ici peu perturbée par le rejeu cataclastique qui la caractérise plus à l'Ouest (coupe E, fig. 147). Nous voyons (encadré inférieur gauche de la coupe F) qu'elle développe une série de bandes blastomylonitiques à fonctionnement normal et avec déplacement du compartiment supérieur vers le Nord. Ces blastomylonites sont à peine sécantes sur la foliation majeure qui fournit les bandes de nourrissage de la zone déformée. A échelle décimétrique, les vergences sont déterminées à la fois par les sigmoïdes des bandes de nourrissage, le sens des plis d'entraînement et les étirements des mégacristsaux d'orthose du granite de Cassagnes affecté par la mylonitisation (section III de ce chapitre).

L'accident du Rentadou est souligné par l'affleurement pincé des brèches éocènes du Serre de Verges. Ces pincements qui s'alignent sur des zones mylonitiques plus anciennes, correspondent à des effondrements tardifs de la couverture du massif hercynien. Ainsi, les gneiss de la Rivérole (encadré inférieur droit de la coupe F) sont assez fortement mylonitisés sur une dizaine de mètres au Nord de l'affleurement des brèches du Serre de Verges. Ces mylonites comparables à celles de l'accident de Fosse, sont peu sécantes sur  $F_m$  et fonctionnent aussi en failles normales à déplacement du compartiment supérieur vers le Nord. Le parallélisme du tracé cartographique et l'identité de fonctionnement des zones mylonitiques, tendraient à faire des accidents de Fosse et du Rentadou, des failles de même génération, du moins pour leur activité précoce. Concernant l'âge à du fonctionnement mylonitique de ces accidents, nous verrons que les mylonites de Fosse et du Rentadou se développent dans des conditions thermiques nettement plus basses que celles associées au fonctionnement de l'accident d'Ansignan - Caramany. De plus, nous serons conduits à associer la faille du Rentadou avec celles du Mont-Redon qui, à l'évidence recoupent partiellement la structure en dôme dans le NE du massif. Ainsi, l'âge de ces failles serait plus tardif que celui de la faille d'Ansignan - Caramany et donc, postérieur à la structuration initiale en dôme.

La partie septentrionale des coupes E, F de la figure 147, illustre bien les relations entre le granite de Lansac et les séries sous-jacentes. Une mince bande de micaschistes injectés à sillimanite et un niveau de marbre assimilable au "marbre de base" (Fontailles, 1970) sont situés entre les gneiss de la Rivérole et les premiers affleurements de granite de Lansac. Que le contact granite/encaissant soit un contact initial (base intrusive du granite) ou une juxtaposition de séries de part et d'autre d'un contact tectonique lié à des mouvements post-intrusion, la géométrie générale du secteur indique un parallélisme entre  $F_m$  des gneiss et des micaschistes, la base du granite et les panneaux de micaschistes emballés dans le granite. Un tel dispositif plaide pour le caractère accordant de la base du granite de Lansac.

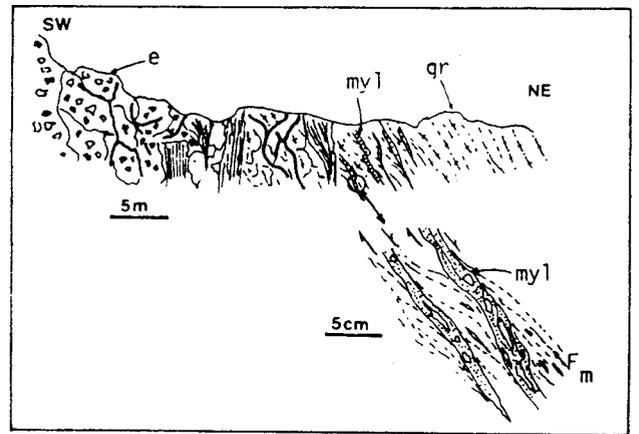
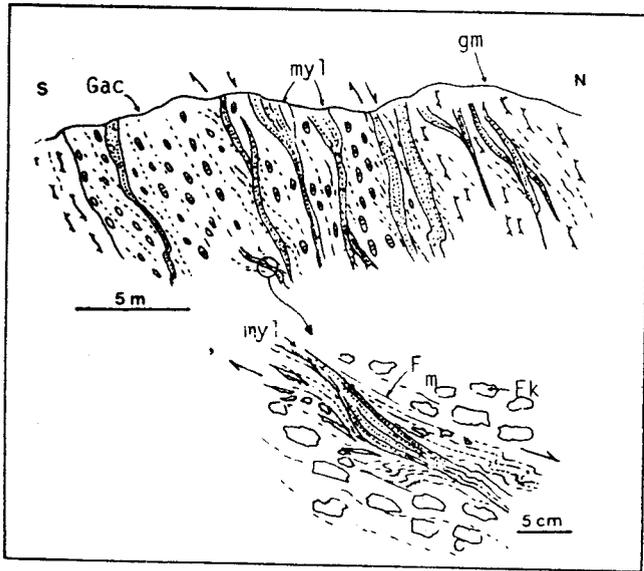
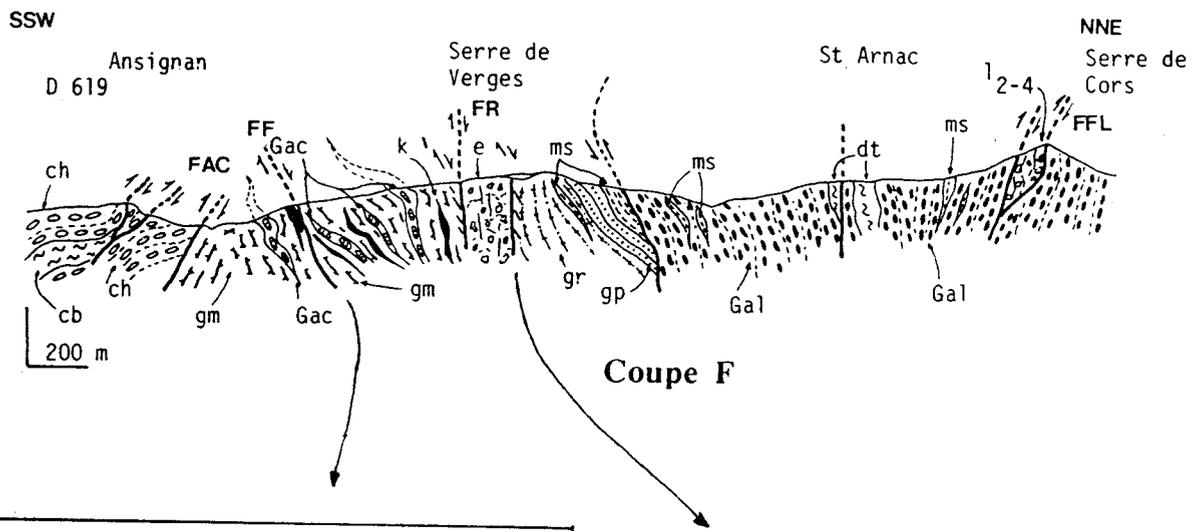
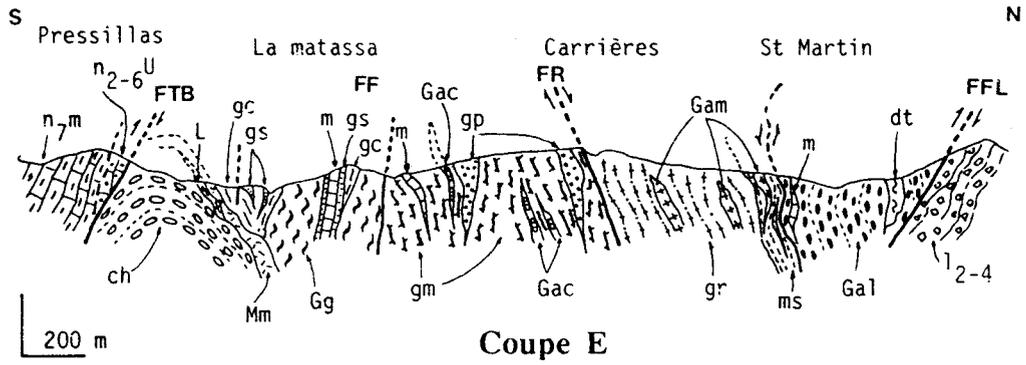


Fig. 147: Coupes E et F montrant les relations U.C. - U.B. - U.S.A. dans la partie occidentale du massif de l'Agly (localisation des coupes: fig. 146).

cb: corps basiques; **ch**: charnockite acide; **dt**: diorite de Tournefort ou de Taichac; **e**: brèche éocène d'Ansignan; **Fm**: foliation majeure; **Gac**: granodiorite de Cassagnes; **Gal**: granite de Lansac; **Gam**: granitoïde à biotite - muscovite; **gc**: gneiss de Caramany; **Gg**: granito-gneiss du Pont de Trilla; **gm**: gneiss migmatitiques; **gr**: gneiss de la Rivérole; **gs**: gneiss à silicates calciques; **K**: kinzigites; **L**: leucogranite à grenat; **l<sub>2-4</sub>**: conglomérats et calcaires du Lias inférieur; **m**: marbres; **Mm**: migmatites de la charnockite; **ms**: micaschistes à sillimanite; **myl**: mylonites; **n<sub>2-6</sub>U**: Urgonien métamorphique; **n<sub>7</sub>m**: marnes noires métamorphiques de l'Albien.

En se déplaçant vers l'Est par rapport à la position des deux coupes précédentes, les coupes G et H de la figure 148 (localisation: fig. 146) présentent clairement l'accident d'Ansignan - Caramany (F.A.C.) à pendage sud et à rejeu inverse, soulignant le caractère intrusif de l'U.C. dans les migmatites de l'U.B. Ces dernières sont pliées en une antiforme de moins en moins resserrée en se déplaçant vers l'Est, où se surimpose la vallée de l'Agly.

La coupe G procure un affleurement limité de migmatites au contact de l'U.C. Au Nord de la vallée de l'Agly, elles sont remplacées par des gneiss anatectiques en partie cachés, à ce niveau, par les alluvions de l'Agly, mais bien mieux visibles au droit de Caramany (coupe H, fig. 148). Une zone mylonitique de 10m d'épaisseur matérialise le contact migmatites / gneiss anatectiques. Avec un pendage redressé vers le Nord, ces mylonites ont un comportement de faille normale (coupe H, fig. 148: 400m au Nord du ravin de la Moulière). Elles sont recoupées au NE de Caramany par l'accident d'Ansignan - Caramany dont la direction s'infléchit vers le NE (carte 1/25000).

Le contact anormal migmatites / gneiss anatectiques participe au phénomène d'amincissement de la série métamorphique hercynienne postérieurement au pic thermique (les mylonites sont post- $F_m$ , et le pic thermique est anté- $F_m$ ). Par sa géométrie au Nord de Caramany, il est antérieur au contact intrusif de l'U.C. dans l'U.B., ce qui implique qu'une partie de l'amincissement des séries hercyniennes de l'U.B. soit anté à syn-structuration en dôme du massif. Le caractère synchrone ferait du contact tectonique migmatites / gneiss anatectiques un témoin du début de la montée, plus vaste, de l'U.C. dans l'U.B.

Rappelons que les failles de Fosse et du Rentadou (F.F. et F.R.: fig. 147) ont montré un jeu mylonitique primaire dans le sens d'un amincissement des séries postérieurement à la mise en place de l'U.C. dans l'U.B. Ces observations témoignent du caractère pluriphasé ou au moins du large espacement dans le temps des phénomènes d'amincissements. Toujours à propos des amincissements, la masse des gneiss anatectiques à plongement Nord (coupe H, fig. 148) est découpée dans la région de la Boucle de l'Agly, par une succession de plans de cisaillements E-W à pendages redressés au Nord et dont les stries de glissement montrent un comportement normal avec des directions d'étirement vers le N - NNE. Ces cisaillements fragiles s'opposent aux zones de mylonites ductiles, mais la géométrie des déplacements indique aussi un amincissement des séries anatectiques.

Dans le secteur des coupes G et H, le caractère normal du fonctionnement de zones mylonitiques des failles de Fosse et du Rentadou, est perturbé par leur rejeu qui conduit au pincement de formations méso- et cénozoïques au coeur des séries gneissiques hercyniennes. Les affleurements du Roc de Lansac (coupe G, fig. 148), comportent à la fois des brèches calcaires éocènes, des niveaux de calcaires à dipyre, mais aussi du granite de Lansac et des éléments de sa couverture de schistes tachetés. Etant donné la présence, au Nord, du granite en place, il n'est pas nécessaire d'envisager de grands mouvements transverses afin de rendre compte des juxtapositions ; des effondrements sub-verticaux sont suffisants. Cette conclusion n'est pas sans conséquence:

- tout d'abord, les brèches éocènes se déposent à priori non loin du toit du granite de Lansac, témoignant ainsi d'une forte remontée avant le Vitrollien (âge de la brèche d'Estagel proposé par Meurisse, 1975) en horst du massif de l'Agly avec une partie de sa couverture mésozoïque;

- la faille de Fosse, piège à la fois l'Éocène, le Mésozoïque et les schistes verts hercyniens. Cela signifie que les schistes verts, avec les calcaires mésozoïques, formaient la couverture complète de l'infrastructure gneissique.

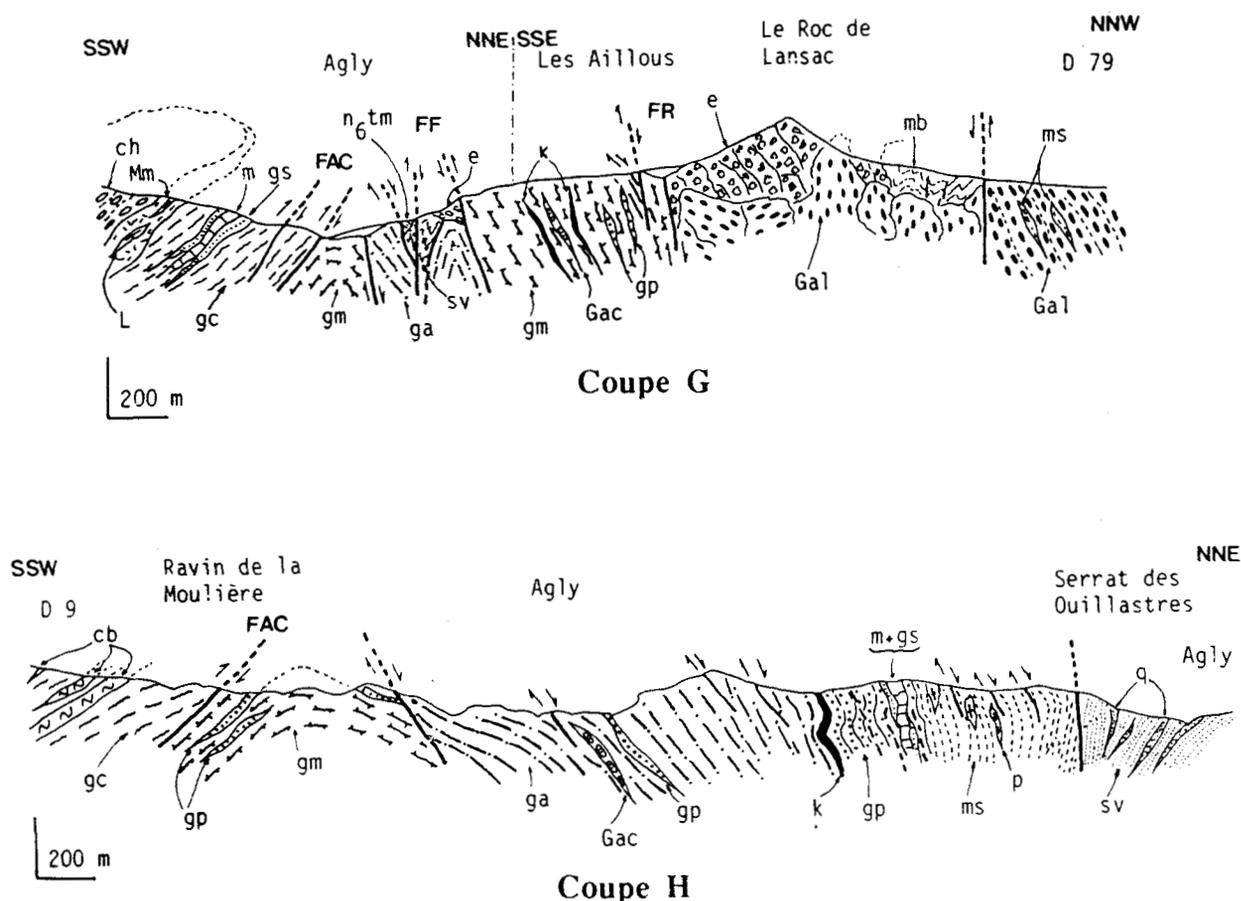


Fig. 148: Coupes G et H montrant les relations U.C. - U.B. - U.S.A. dans la partie centrale du massif de l'Agly (localisation des coupes: fig. 146).

**cb**: corps basiques; **ch**: charnockite acide; **e**: brèche éocène d'Ansignan; **ga**: gneiss anatectiques; **Gac**: granodiorite de Cassagnes; **Gal**: granite de Lansac; **gc**: gneiss de Caramany; **gm**: gneiss migmatitiques; **gp**: gneiss perlés; **gs**: gneiss à silicates calciques; **K**: kinzigites; **L**: leucogranite à grenat **m**: marbres; **mb**: micaschistes à biotite; **Mm**: migmatites de la charnockite; **ms**: micaschistes à sillimanite; **n<sub>6</sub>tm**: formations mésozoïques indifférenciées métamorphiques; **p**: pegmatites; **q**: quartzites; **sv**: schistes verts.

Sur la coupe H de la figure 148, au Nord de la Boucle de l'Agly, le passage U.B. - U.S.A. est continu avec l'apparition à l'affleurement des gneiss perlés, du marbre de base, puis de la série de micaschistes injectés à sillimanite. On ne constate pas de brusques variations du pendage au passage infrastructure gneissique - superstructure micaschisteuse. Cependant, les gneiss perlés et les micaschistes de ce secteur sont affectés de plans de cisaillements normaux, faiblement sécants sur la foliation majeure et à fort pendage vers le Nord. Ils témoignent des fréquentes disharmonies tectoniques post-métamorphes rencontrées entre infrastructure gneissique compétente et superstructure micaschisteuse incompetente telles qu'elles sont décrites dans de nombreux massifs hercyniens des Pyrénées ( Guitard, 1970, Zwart, 1979, Soula, 1982, Soula *et al.*, 1986b, Van den Eeckout, 1986). Ces cisaillements normaux, à déplacement du compartiment supérieur vers le N - NNE, comme leurs homologues dans les gneiss anatectiques plus au Sud (vallée de l'Agly, coupe H, fig. 148), témoignent d'un

amincissement de la pile métamorphique. L'âge relatif de l'ensemble de ces plans de cisaillements fragiles est difficile à définir : nous y reviendrons en étudiant le secteur Est du massif. Contentons-nous pour le moment de poser le problème :

- si nous attribuons ces cisaillements à la formation du dôme gneissique, ils sont alors la réponse à un niveau structural supérieur de la déformation mylonitique du contact U.C./U.B., et correspondent à des délaminations par écartement des séries supérieures lors de la montée du cœur gneissique et granitique. Mais dans ce cas, on est en droit de penser que les orientations de ces plans de cisaillement épouseront la forme du dôme et que les sens de déplacement se répartiront radialement autour du cœur de la structure. Nous verrons ultérieurement que ce n'est pas le cas. Il faudrait aussi expliquer que la même étape de déformation puisse développer dans les mêmes niveaux structuraux, à la fois des zones mylonitisées "à chaud" comme celle du contact migmatites / gneiss anatectiques de la vallée de l'Agly ou encore la faille d'Ansignan - Caramany, et des cisaillements fragiles "à froid", par exemple ceux rencontrés dans les gneiss anatectiques ;

- dans une seconde hypothèse, ces cisaillements fragiles pourraient être la manifestation dans un socle hercynien d'une extension (alpine?) tardive ou postérieure au développement des zones mylonitiques type failles de Fosse et du Rentadou qui, elles-mêmes, seraient postérieures à la structuration en dôme du massif hercynien. Ce postulat est étayé par la présence dans les formations du chaînon de la Tourèze de plans cisailants tout à fait comparables à ceux rencontrés dans le bâti hercynien, et par un étirement suivant une direction NNE-SSW des oolites dans les calcaires aaléniens. Il semblerait que le massif de l'Agly subisse une extension globalement N-S depuis sa structuration hercynienne en dôme jusqu'aux phases alpines antérieures aux grands systèmes E-W décrochants senestres. Si ce phénomène est plus ou moins continu, devant un tel étalement dans le temps du système extensif, il devient difficile de dater le fonctionnement des cisaillements fragiles qui nous intéressent. Les mêmes causes pouvant produire les mêmes effets, ces cisaillements fragiles peuvent très bien, malgré une géométrie et des sens de déplacements comparables, être hétérochrones.

#### b- Exemples de plis $P_m$ et $P_{m+1}$ dans la partie orientée E-W du massif.

L'étude analytique de la partie de l'U.B. orientée E-W ne livre que peu de données sur les phases plicatives hercyniennes  $P_m$  et  $P_{m+1}$ . En effet, le caractère anatectique des matériaux rend peu propice le développement de déformations plicatives pénétratives. Dans les migmatites et les gneiss anatectiques, les rares structures plicatives syn- $F_m$  sont des têtes de plis isoclinaux dont les plans axiaux redressés ont une direction allant de N070 à N130. Nous verrons, en étudiant les rares linéations minérales syn- $F_m$ , que la direction de ces plans axiaux reste cohérente avec la direction principale d'étirement lors de la déformation majeure. Ces séries sont, par contre, fréquemment affectées d'ondulations décamétriques post- $F_m$  dont les axes redressés ont des directions N-S à NE-SW. Nous pensons qu'elles sont l'équivalent des plis d'axes N-S de l'U.C. et qu'elles correspondent, par analogie d'orientation, à la phase  $P_{m+1}$  observée dans cette partie du massif sur les quelques niveaux micaschisteux coincés entre les gneiss de la Rivérole et le granite de Lansac. Ces ondulations sont ensuite reprises par l'antiforme WNW-ESE de la vallée de l'Agly.

Les séries de la Rivérole, homogènes et compétentes, montrent le développement important de plis soulignés par  $F_{m-1}$ . Une crénulation décimétrique (A, fig. 149), génère des plis symétriques dont les axes plongent de 40 à 60° vers le NE. La foliation majeure  $F_m$ , de type schistosité de fracture plus ou moins accompagnée d'une blastèse à Bi-Fk-Qz, est parallèle aux plans axiaux des plis c'est à dire à plongement de 60 à 70° vers le Nord ou le NE. L'allongement minéralogique des blastèses dans le plan de foliation majeure, se faisant essentiellement suivant un axe NNE-SSW (voir plus loin), on conviendra qu'avec des axes parallèles à l'allongement, ces plis syn- $F_m$ , représentent des structures de "type a". De telles structures seraient aussi fréquemment rencontrées dans les gneiss oeilés du massif du Canigou (observations inédites de Salel, 1987, Soliva, 1987).

Dans les micaschistes à sillimanite, entre les gneiss de la Rivérole et le granite de Lansac, des zones métriques où  $F_m$  a un pendage constant vers le Nord, alternent avec des zones où  $F_m$  est affectée de plis  $P_{m+1}$  (B, fig. 149). Ces plis intéressent à la fois  $F_m$  et  $F_i$ , relative aux fines injections quartzo-feldspathiques post- $F_m$ . Les axes de ces plis sont fortement redressés à pendage moyen de 60 à 80° vers le NNE - NE. La schistosité de fracture  $F_{m+1}$ , parallèle aux plans axiaux des plis  $P_{m+1}$  est, elle même, sub-parallèle à l'orientation générale de la foliation majeure. Les plis  $P_{m+1}$  en tant que tels sont relativement symétriques (B, fig. 149). Par contre, l'alternance de zones non plissées et de zones plissées crée fréquemment des figures déversées soit vers l'Ouest soit vers l'Est, de telle sorte qu'il est impossible de définir une vergence générale de la phase  $P_{m+1}$  dans ce secteur.

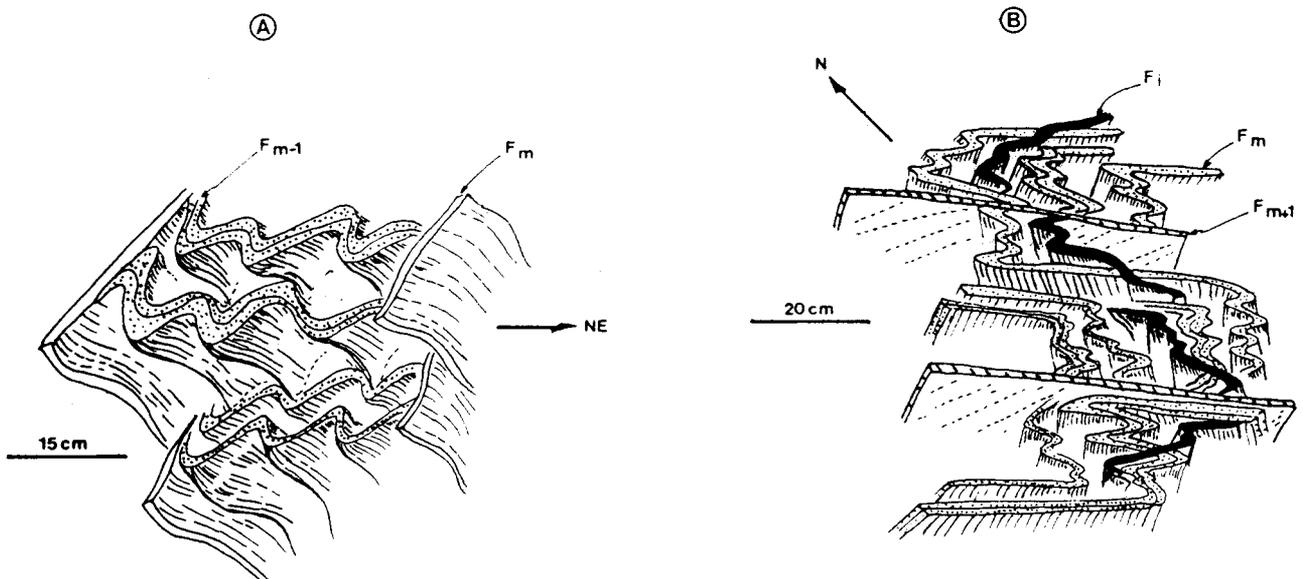


Fig. 149: A: Microplis syn-déformation majeure dans les gneiss de la Rivérole.  
B: Phase de crénulation  $P_{m+1}$  dans les micaschistes injectés à sillimanite. On remarquera le caractère post- $F_m$  et anté- $F_{m+1}$  des injections quartzo-feldspathiques.

### c- Etude de coupes à travers la partie orientale du massif.

Deux coupes I et J (fig. 150) intéressent la partie est de l'U.B. où la foliation majeure est essentiellement N-S. Elles débutent à l'Ouest par le contact tectonique U.C./U.B. (faille d'Ansignan - Caramany). Les séries étant en position normale à pendage est, ce cisaillement plat, soustractif, amincit les séries. Les rejets

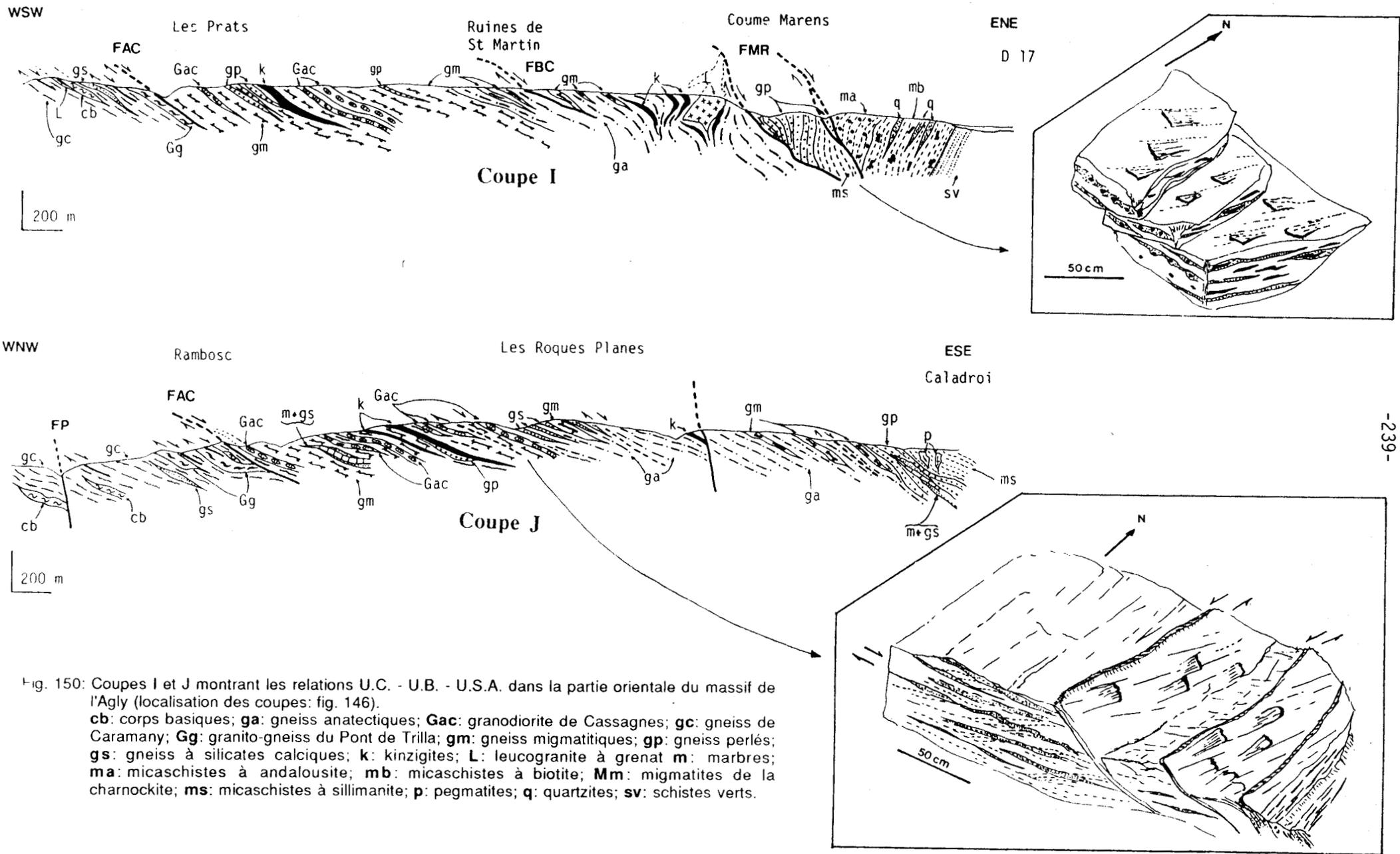
sont orientés E-W à NW-SE avec compartiment supérieur (U.B.) se déplaçant vers l'Est. Rappelons que ces mouvements sont compatibles avec ceux observés sur la portion E-W de l'accident, ce dernier engendrant une montée relative de l'U.C. par rapport à l'U.B.

C'est dans la portion orientée N-S du massif de l'Agly que s'individualisent le mieux à l'affleurement les formations de l'U.B. Elles débutent par des faciès migmatitiques avec des intercalations gréseuses, perlées et quelques niveaux marmoréens. (Rambosc: coupe J, fig. 150). De nombreux septas kinzigitiques et quelques filons de granite de Cassagnes servent, dans ce secteur, de niveaux repères pour suivre les variations de direction de la foliation majeure. Le pendage des séries, s'il peut changer d'orientation, reste cependant toujours de l'ordre de 10 à 20° vers l'Est. Cette unité migmatitique est, en tout point, comparable à celle affleurant dans la région de Fosse (cf. carte 1/25000) ou au Nord d'Ansignan (carte 1/25000 et coupe F, fig. 147).

A l'Est, au dessus des migmatites, affleurent les séries anatectiques. Contrairement à ce qui se produisait dans la portion E-W du massif (coupes G, H, fig. 148), le contact migmatites - gneiss anatectiques n'est pas mylonitique. On perd, de surcroît, la trace des accidents cartographiques linéaires mylonitiques bien développés à l'Ouest que sont les failles de Fosse et du Rentadou. Par contre, depuis les ruines de St Martin au Nord (coupe I) jusqu'aux Roques Planes au Sud (coupe J), la foliation majeure  $F_m$  se résoud fréquemment en zones blastomylonitiques centimétriques à décimétriques parallèles à  $F_m$ . Certaines zones de mylonites peuvent se suivre de façon plus ou moins continue et constituer un fin réseau d'accidents délaminant la série des gneiss anatectiques: il s'agit du réseau des failles du bois de Cuxous (localisation: fig. 141) non représenté comme tel sur la carte à 1/25000 en raison de la ténuité des zones déformées. Ces mylonites, diffuses dans la roche (encadré: coupe J, fig.150) fonctionnent comme des cisaillements normaux soustractifs avec des déplacements du compartiment supérieur dans le sens du pendage de la foliation majeure. Le sens de déplacement est indiqué par les étirements minéraux dans  $F_m$  et l'allure en sigmoïdes des bandes de nourrissage des zones mylonitiques. Foliation majeure  $F_m$  et bandes mylonitiques sont recoupées par d'autres cisaillements de direction sensiblement identique mais plus pentés (de 30 à 40° vers l'Est). Ces cisaillements sont essentiellement fragiles engendrant des stries de glissement peu pentées et orientées N010 - N190 à N030 - N210. Dans de rares cas, la déformation le long de ces plans peut s'accroître pour constituer de fines bandes mylonitiques avec déplacement du compartiment supérieur vers le NNE (encadré: coupe J, fig. 150). Ainsi, dans les gneiss anatectiques et les gneiss perlés des coupes I et J, il existe deux déformations cisailantes successives:

- une première génération parallèle à  $F_m$ , se comportant en cisaillement soustractif normal et au rejet sub-perpendiculaire à la direction de  $F_m$ . La déformation est essentiellement ductile et reste cohérente avec le fonctionnement soustractif des zones mylonitiques de l'accident Ansignan - Caramany. Cette première série pourrait donc être assimilée à la déformation affectée ou engendrée par la structuration en dôme du massif de l'Agly;

- la seconde génération de cisaillements, postérieure à la première, reste sub-parallèle à  $F_m$  mais est plus pentée. Par les rejets développés, dont la direction reste constante NNE-SSW quelles que soient les orientations des plans de cisaillement, la déformation est essentiellement de type décrochante sénestre dans ce secteur du



massif où la foliation majeure est orientée N-S. Cette déformation à dominante fragile s'accroît parfois pour donner de fines structures mylonitiques. Elle est postérieure à la structuration en dôme du massif hercynien. Nous avons tendance à la rapprocher de la phase qui génère à l'Ouest les mylonites des failles de Fosse et du Rentadou. On peut, en effet, envisager que la déformation post-dôme liée à un étirement NNE-SSW, accommode ses structures de déformation en fonction de la position géométrique de l'anisotropie des matériaux :

- dans la partie du dôme gneissique où la foliation majeure est orientée E-W, c'est à dire perpendiculairement à la direction d'étirement, la déformation génère des mylonites soustractives "froides" (voir section III de ce chapitre) constituant les failles de Fosse et du Rentadou; nous allons voir qu'il en est de même des failles du Mont Redon (localisation: voir fig.VI-2) ;

- dans la partie du dôme gneissique où la foliation majeure est orientée N-S, c'est à dire dans la direction de l'étirement, la déformation se fait par délamination fragile et, dans un moindre degré, par une mylonitisation suivant des plans décrochants proches des plans de la foliation majeure. Cette déformation tardive des séries gneissiques est assez pénétrative pour devenir le fait le plus visible dans l'Est du massif. En ajoutant à cela qu'elle se superpose à une linéation d'intersection entre deux plans peu différents dans cette partie du massif que sont la surface structurale et la foliation majeure, on comprendra l'importance qui fut donnée par Fonteilles (1970) à la "ligne structurale NNE-SSW" dans l'Est du massif de l'Agly. Nous pensons cependant qu'un arbre ne doit pas cacher la forêt, et en particulier que les étirements minéraux syn- $F_m$  orientés dans ce secteur vers le SSE (voir fig. 151), ainsi que la mylonitisation de première génération, sont les éléments les plus importants pour définir la structuration de cette partie du massif.

Alors que sur la coupe J dans la région de Caladroi (fig. 150), exceptées les disharmonies en cisaillements normaux, le contact infrastructure gneissique - superstructure micaschisteuse est de type stratigraphique, la coupe I dans la région de la Coume Marens présente un passage infra-superstructure plus complexe. La transition, tout en respectant la succession normale des séries, est affectée de deux zones de cisaillements qui dissocient les gneiss anatectiques de l'ensemble gneiss perlés - micaschistes à sillimanite d'une part, et les micaschistes à sillimanite des micaschistes à andalousite d'autre part. Ces contacts tectoniques constituent les failles du Mont Redon (F.M.R.). L'observation à l'échelle de l'affleurement de ces deux types de contacts est donné dans l'encadré de la coupe I figure 150. Il s'agit de plans de glissements et de blastomylonites sur une dizaine de mètres d'épaisseur à pendage de 40 - 45° vers le NE. Les plans de glissement et les blastomylonites fonctionnent parallèlement et se comportent comme des cisaillements normaux à déplacement du compartiment supérieur vers le NNE. Cette direction est matérialisée par des stries sur les plans de glissements, l'allongement des "perles" de feldspath potassique et les bandes de nourrissage dans les blastomylonites. Nous sommes enclins à associer ces failles du Mont Redon aux déformations fragiles et aux rares mylonites associées qui viennent d'être décrites dans les formations gneissiques plus au Sud (coupe J, fig. 150). Les raisons en sont multiples:

- tout d'abord, les failles du Mont Redon sont la manifestation d'un étirement NNE-SSW;
- elles associent à la fois blastomylonites et cisaillements fragiles dans un même mouvement général;
- la présence partagée de mylonites par rapport aux cisaillements fragiles, constitue un argument

complémentaire indirect qui étaye l'hypothèse précédemment développée, suivant laquelle l'étirement NNE-SSW développe préférentiellement des failles normales mylonitiques lorsque la foliation majeure est perpendiculaire à la direction d'étirement, et des cisaillements fragiles décrochants lorsque la foliation majeure est parallèle à la direction d'étirement. Dans le cas des failles du Mont Redon, la foliation majeure occupe une position géométrique intermédiaire entre ces deux extrêmes, ce qui conduit à une répartition plus équilibrée entre plans de glissements et blastomylonites;

- enfin, on constate que les deux failles du Mont Redon dans l'Est du massif ont à la fois la même définition géométrique et la même fonction que le jeu mylonitique primaire de la faille du Rentadou à l'Ouest du massif. Situées de part et d'autre de l'accident de Planèzes (fig. 141 et carte 1/25000), elles fonctionnent en failles normales à déplacement du compartiment supérieur vers le N - NNE. Elles participent à l'amincissement post-métamorphe des séries de l'U.B. et mettent en contact les formations migmatitiques ou anatectiques avec les formations supérieures de l'U.B. (gneiss perlés ou gneiss de la Rivérole). Les failles du Mont Redon à l'Est et la faille du Rentadou à l'Ouest seraient un seul et même accident lié à l'étirement NNE-SSW, postérieur à la structure en dôme du massif et décalé par le jeu senestre de la faille de Planèzes. Lorsque la foliation majeure hercynienne était E-W, l'accident s'est positionné suivant cette direction, lorsque la direction de la foliation majeure s'infléchit au NW-SE, l'accident, postérieur à cette géométrie, n'épouse que partiellement la rotation; sa direction est affectée d'une virgation moins importante que celle de  $F_m$ , ce qui rend sécant les directions des deux plans (carte 1/25000).

Cette interprétation des zones mylonitiques de Fosse-Rentadou et du Mont Redon met l'accent sur les phénomènes de la réutilisation des structures antérieures lors d'une déformation, comme l'a clairement exprimé Lamouroux (1987) à propos des mylonites alpines de la zone axiale des Pyrénées. L'association de zones mylonitiques et de cisaillements fragiles connexes peut s'expliquer à la fois comme nous l'avons fait : c'est à dire, à un instant "t" donné, par une adaptation de la déformation en fonction de la géométrie recoupée, mais aussi par une évolution dans le temps de la même phase de déformation qui, en passant des mylonites aux cisaillements fragiles, accomode l'anisotropie croissante et l'augmentation de compétence du matériau déformé.

#### d- Etude de la déformation majeure hercynienne.

En essayant de définir les grandes directions présidant au développement de la déformation majeure dans les séries de l'U.B., nous nous sommes intéressés aux linéations d'allongement minéral dans le plan de foliation majeure. Comme dans le cas des formations encaissantes de l'U.C., cette linéation, et par conséquent, les sens de déplacement suivant  $F_m$ , sont difficiles à mettre en évidence dans les matériaux touchés par l'anatexie. Dans les formations de l'U.B., cette étude est encore compliquée par deux phénomènes:

- tout d'abord, les séries sont pauvres en minéraux comme les grenats ou les grandes lattes de biotites, ce qui élimine partiellement la présence d'un référentiel permettant de définir correctement le sens de l'étirement majeur dans la foliation. En fait, les seuls phénocristaux qui seraient utilisables sont les feldspaths. Malheureusement, ils sont fréquemment rendus coalescents par l'anatexie pour former des litages sub-continus où il est difficile de mesurer un allongement;

- ensuite, sans préjuger de leur âge et de leur importance, la mylonitisation et/ou les délaminations fragiles ne laissent que trop peu de niveaux où on est certain d'une bonne préservation de la structuration originelle.

Nous ne présenterons ici que les résultats relatifs aux directions des linéations minérales syn- $F_m$  ; une étude systématique des sens de déplacements, nécessitant l'observation de sections correctement orientées (cf. section II-1 de ce chapitre), est en cours. Le stéréogramme de la figure 151 (hémisphère inférieure d'une projection de Wulf) regroupe les mesures réalisées dans les formations migmatitiques et anatectiques de l'U.B. de deux secteurs: le secteur de la Boucle de l'Agly et la région de Latour de France (ronds pleins) d'une part, le secteur de Cuxous - Belesta (ronds vides) d'autre part.

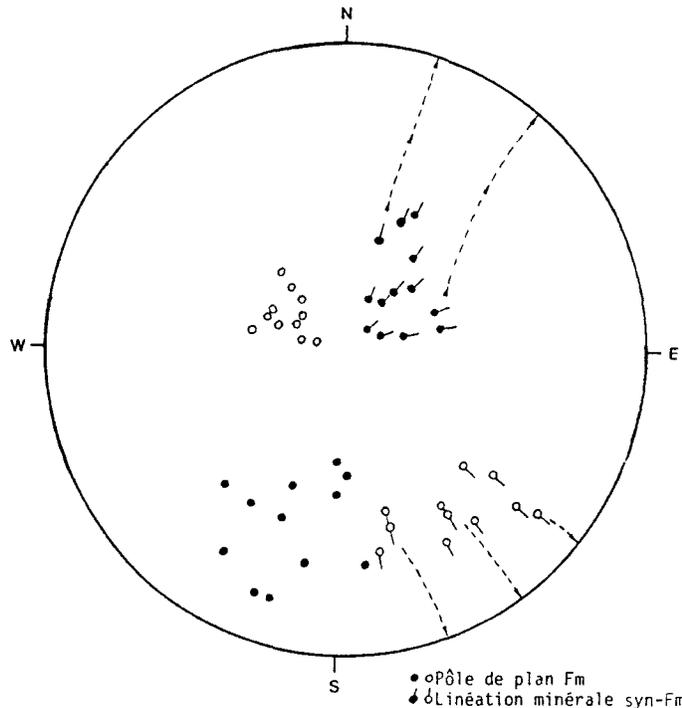


Fig. 151: Foliations majeures et linéations minérales associées dans les formations migmatitiques et anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (hémisphère inférieure d'une projection de Wulf).  
Secteur de la vallée de l'Agly - Latour de France (ronds pleins) et secteur Cuxous - Belesta (ronds vides).

Dans la première zone, la foliation majeure est à pendage moyen de  $50 - 70^\circ$  au N - NE, les linéations minérales syn- $F_m$  s'orientent du NNE-SSW à l'ENE-WSW et plongent fortement vers le NE. Dans la seconde zone, la foliation majeure est à pendage faible de  $10$  à  $30^\circ$  vers le SE, les linéations plongeant à peu près des mêmes angles vers le SSE. Dans les deux cas, les séries étant normales, la remise à plat de la foliation majeure par rotation autour de sa direction, ne modifie pas fondamentalement la direction des linéations syn- $F_m$  (fig. 151).

La caractéristique commune de ces deux secteurs, particulièrement visible à l'affleurement quelque soit la position de la foliation majeure, est l'écart angulaire de  $10$  à  $25^\circ$  dans le sens des aiguilles d'une montre sur le plan de foliation entre la linéation minérale et la ligne de plus grande pente. Cet écart, moins évident sur la figure 151 à cause du regroupement des mesures, avait déjà été remarqué sur les formations du plateau de Feilluns dans l'U.C. (A, fig. 145).

Globalement, en faisant abstraction de la partie est du massif de l'Agly dont nous verrons l'interprétation ultérieurement, les directions de transport contemporain de la déformation majeure sont similaires dans toutes les formations touchées par l'anatexie (U.C. et U.B.). Alors que dans l'U.C. nous évoquons un contexte d'écoulement magmatique comme origine partielle de la foliation majeure, il apparaît que ce concept d'écoulement d'une masse plastique comme origine de la foliation majeure peut être étendu à l'ensemble des séries touchées par l'anatexie. Notons que cette direction de transport NNE-SSW est parfaitement parallèle aux contraintes principales qui développent les phases plicatives syn-déformation majeure dans les séries micaschisteuses des Pyrénées et dont les plans axiaux sont grossièrement orientés E-W à ESE-WNW (tab. XXI, XXII).

### 3 - Analyse de la déformation dans l'unité supérieure de l'Agly (U.S.A.).

#### a- Etude comparée des déformations hercyniennes entre le Nord et l'Est du massif.

L'étude des formations micaschisteuses et schisteuses de la superstructure porte essentiellement sur la partie NE de l'U.S.A., comprise entre Latour de France et l'éponte N-S du granite de Lansac à l'Est. Ce secteur a été divisé (fig.152) en trois zones où, pour chacune d'entre elles, la déformation hercynienne est estimée cohérente:

- la zone A immédiatement au Nord de la diorite de Tournefort;
- la zone B entre le granite de Lansac et le Roc Courbe;
- la zone C entre le monoclin inverse jurassique de la Tourèze au Nord, et l'infrastructure gneissique du Mont Redon au Sud.

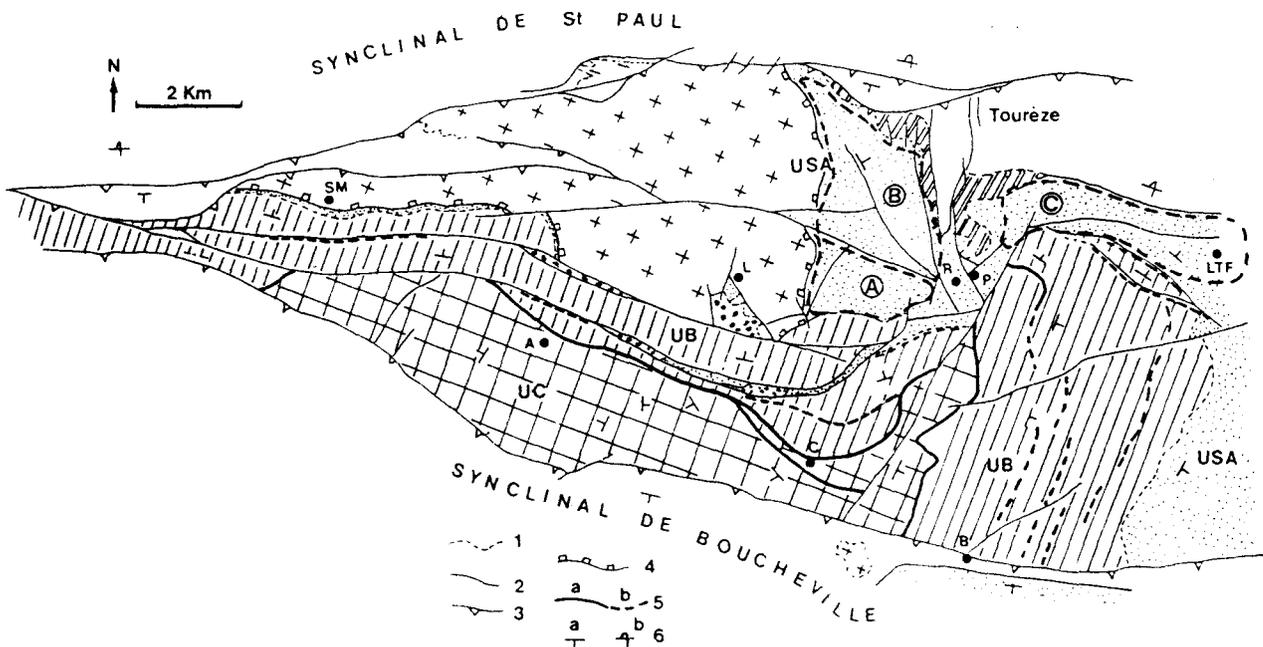


Fig. 152: Localisation des zones à foliation majeure homogène dans la partie nord-est de l'unité supérieure du massif de l'Agly. Les figurés indicés 1, 2, 3, 4, 5, 6 ont la même signification que sur la figure 141.

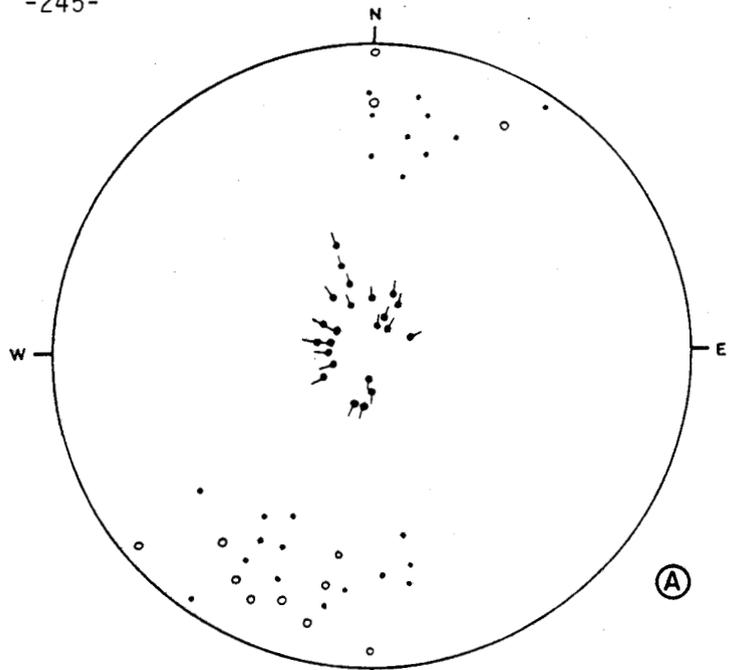
Nous avons reporté sur stéréogramme (projection de l'hémisphère inférieure) les éléments géométriques de la déformation hercynienne : foliation majeure  $F_m$ , axes des plis  $P_{m+1}$ , plans de cisaillement associés aux plis  $P_{m+1}$ , c'est à dire des plans proches de la schistosité de fracture  $F_{m+1}$ , lorsqu'elle existe. Ce report effectué zone par zone a deux objectifs:

1 - vérifier que la phase  $P_{m+1}$  est bien antérieure à la mise en place du granite de Lansac. Nous avons vu dans le chapitre concernant les relations métamorphisme-déformation, que des panneaux de micaschistes affectés par la phase de plis  $P_{m+1}$  étaient emballés dans le granite de Lansac, ce qui traduit le caractère fini- à post  $P_{m+1}$  de la mise en place du granite. En effet, dans le cas d'une mise en place synchrone, on peut parfaitement envisager que la phase de "kink", affectant les panneaux de micaschistes inclus dans le granite, corresponde à une déformation  $P_{m+1}$  plus précoce que celle mise en évidence à l'extérieur du granite. Pour vérifier le caractère soit syn- soit post- $P_{m+1}$  de la mise en place du granite, nous étudierons les variations angulaires d'orientation subies par les axes  $P_{m+1}$  dans l'encaissant micaschisteux déformé par le granite. Si ces variations sont identiques à celles subies par  $F_m$ , alors le granite aura déformé de façon homogène  $F_m$  et  $P_{m+1}$  : la phase  $P_{m+1}$  sera antérieure à la mise en place du granite. Par contre, si ces variations angulaires subies par les axes  $P_{m+1}$  sont moindres que celles enregistrées par  $F_m$ , c'est que la géométrie de la phase  $P_{m+1}$  aura accommodé l'évolution progressive de la déformation au cours de la montée granitique, soit une mise en place du granite de Lansac partiellement syn- $P_{m+1}$ ;

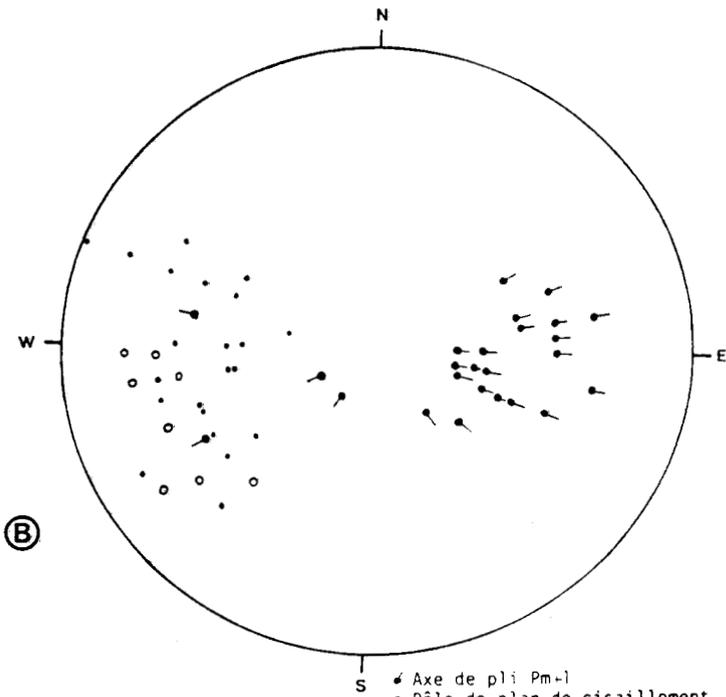
2 - si l'homogénéité de la phase  $P_{m+1}$  est vérifiée dans le secteur NE du massif, nous pourrions comparer son orientation à celle déduite de nos propres observations et des travaux de Pascal *et al.* (1976) dans l'Est du massif. Ainsi, il sera possible de vérifier si la forme en dôme du massif affecte le développement de cette phase  $P_{m+1}$  comme le suggérait, dans l'U.C., le recouplement par la faille d'Ansignan-Caramany des plis d' axes N-S liés à la fin de la mise en place des charnockites et que nous avons attribués à la phase  $P_{m+1}$ . Notons qu'en démontrant le caractère postérieur par rapport à  $P_{m+1}$ , à la fois de l'intrusion du granite de Lansac et de la structuration en dôme, alors il y a de bonnes chances pour que ces deux événements soient liés, l'intrusion de l'U.C. dans l'U.B. étant alors l'équivalent, à un niveau structural inférieur, de la montée du granite de Lansac dans la superstructure micaschisteuse.

Les données géométriques brutes sont reportées sur la figure 153.

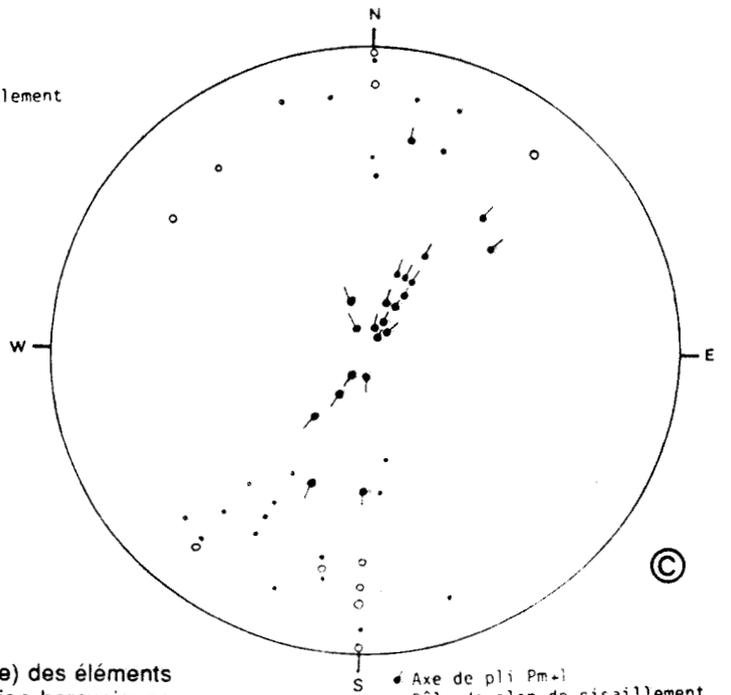
Dans la zone A : les plans de foliation majeure ont une direction moyenne N120, avec un pendage toujours supérieur à 50° préférentiellement vers le Nord, bien qu'un certain nombre d'affleurements (10 sur 24) aient un pendage vers le Sud. Les axes de plis  $P_{m+1}$  sont regroupés autour du centre du cercle de projection, témoignant ainsi de pendages de l'ordre de 70°. Ils sont, par contre, étalés en orientation sur un croissant angulaire de 180° allant du NNE au SSW en passant par l'Ouest. La majorité (14 sur 24) semble s'orienter dans une direction générale N-S. La dispersion des axes se retrouve parfois sur un même affleurement sans pour autant que l'on puisse l'attribuer à un plissement post  $P_{m+1}$ . En fait, aux abords du granite de Lansac, la plupart des faciès ont subi une tectonique fragile de blocs qui disloque la série. Etant donné l'aspect très redressé des axes  $P_{m+1}$ , la moindre variation d'orientation du bloc conduit à de forts écarts angulaires sur la direction des axes  $P_{m+1}$ . Il semble néanmoins que la direction moyenne des axes  $P_{m+1}$  soit bien N-S. Les plans de cisaillement



- Axe de pli  $P_{m+1}$
- Pôle de plan de cisaillement associé aux plis  $P_{m+1}$
- Pôle de plan  $F_m$



- Axe de pli  $P_{m+1}$
- Pôle de plan de cisaillement associé aux plis  $P_{m+1}$
- Pôle de plan  $F_m$



- Axe de pli  $P_{m+1}$
- Pôle de plan de cisaillement associé aux plis  $P_{m+1}$
- Pôle de plan  $F_m$

Fig. 153: Projection de Wulff (hémisphère inférieure) des éléments géométriques principaux de la déformation hercynienne dans la partie nord-est de l'unité supérieure du massif de l'Agly. Chaque projection est relative aux zones géographiques A, B, C définies sur la figure 152 (Les abréviations  $F_m$ ,  $P_{m+1}$ , sont conformes à leur définition au tableau XXI).

associés à  $P_{m+1}$  sont de type plan axial, très redressés et orientés WNW-ESE comme la foliation majeure  $F_m$ . Ils se comportent en majorité comme des décrochements senestres. Notons enfin que dans cette zone, la plupart des plis sont symétriques de forme comparable à celle observée dans les micaschistes à sillimanite au Nord des gneiss de la Rivéroie (B, fig. 149).

La zone B est constituée de séries allant des micaschistes à andalousite aux schistes verts. Les plans de foliation majeure sont principalement orientés NNW-SSE avec des pendages de 40 à 70° vers l'Est. Les axes de plis  $P_{m+1}$  sont regroupés suivant une direction N070 à N110 avec un plongement de 20 à 45° vers l'Est. On constate qu'en montant dans la série, les plis  $P_{m+1}$  deviennent dissymétriques à vergence Nord. Les plans de cisaillement associés à la phase  $P_{m+1}$  restent très proches de la foliation majeure  $F_m$ , mais le comportement senestre observé en zone A est ici fréquemment occulté par un faible rejeu, postérieur, en faille normale.

Ainsi, entre la zone A et la zone B, la foliation majeure, mais aussi les plans de cisaillement, géométriquement associés à  $P_{m+1}$ , ont tourné de 70° vers le Nord. Ceci tendrait à prouver le caractère post- $P_{m+1}$  du granite. Concernant les axes de plis de la phase  $P_{m+1}$ , la désorientation de ces derniers en zone A ne permet pas d'avaliser pleinement le phénomène ; nous pouvons uniquement constater que les axes  $P_{m+1}$  en zone B sont orientés dans une direction opposée au cadran balayé par ceux de la zone A.

La zone C, immédiatement à l'Est des zones A et B, est suffisamment éloignée du granite pour ne pas subir son influence. La foliation majeure est orientée de façon identique à celle de la zone A : E-W à WNW-ESE. La valeur moyenne du pendage, préférentiellement vers le Nord reste élevée, de l'ordre de 50 à 65°. Les axes de plis  $P_{m+1}$  ont une direction très homogène NNE-SSW avec des pendages, surtout au Nord, de 45-50° et plus rarement quelques pendages forts au Sud. Les plis sont souvent légèrement dissymétriques à vergence vers le NW. Les plans de cisaillement associés aux plis  $P_{m+1}$  ont, pour la plupart, un fort plongement vers le Nord avec un comportement de faille normale décrochante senestre.

En comparant les zones B et C, nous voyons que la rotation dextre de 70° de la foliation majeure  $F_m$  est intégralement retrouvée sur les éléments géométriques de la phase  $P_{m+1}$ . Comme il était supposé, la mise en place du granite s'accompagne de la déformation conjointe de  $F_m$  et de  $P_{m+1}$ , indiquant ainsi son caractère post- $P_{m+1}$ .

L'exploitation des données géométriques brutes possède cependant deux inconvénients:

- En zone A et en zone B, la verticalisation des séries peut être en partie liée à la mise en place du granite lui-même, ce qui perturberait, par dislocation des séries, la distribution des axes  $P_{m+1}$  en zone A. Par contre en zone C, éloignée du granite, la proximité du contact tectonique redressé avec les formations liasiques de la Tourèze, permet d'envisager la déformation alpine comme une origine possible aux forts pendages de  $F_m$  dans cette zone. Cette éventualité donnerait un asynchronisme dans l'origine de la position géométrique de  $F_m$  entre zones A et B d'une part et zone C d'autre part, ce qui affecterait la validité des résultats précédents;

- le deuxième inconvénient provient de la difficulté que nous aurions à comparer les déformations  $P_{m+1}$  dans la partie NE du massif où la foliation majeure est redressée, à celles de l'Est du massif où  $F_m$  est "plate".

Afin de remédier aux problèmes, nous avons, pour chaque affleurement des zones A, B et C, remis à plat la foliation majeure (en la faisant tourner d'un angle aigu autour de sa direction). Les axes  $P_{m+1}$  subissent alors une rotation. Leurs reports stéréographiques après rotation, sont consignés sur la figure 154:

- la zone A qui, avant rotation, montrait une dispersion importante sur un hémicercle ouest des directions d'axes de plis  $P_{m+1}$ , voit maintenant ces mêmes axes orientés N-S avec des pendages faibles à 60% vers le Nord, 40% vers le Sud. Cette direction N-S est cohérente avec les résultats obtenus, avant rotation, en zone C, c'est-à-dire loin de l'intrusion granitique. Dans cette zone, tectoniquement disloquée, la remise à plat de  $F_m$ , s'avère un bon moyen de tester l'homogénéité des phases de déformations antérieures;

- la zone B montre des axes de plis  $P_{m+1}$  à faibles pendages vers l'E-ESE et vers l'WNW-SW. La dispersion est cette fois plus forte qu'avant la remise à plat de  $F_m$ . Ceci est, à notre avis, le fait d'une foliation majeure originelle soumise à d'assez fortes variations angulaires de son pendage et de sa direction, par la présence du granite de Lansac. C'est lorsque les axes  $P_{m+1}$  sont proches d'une inclinaison de 45° sur la verticale, qu'ils montreront la dispersion la plus faible, comme c'est le cas lorsque  $F_m$  est dans sa position initiale; par contre en mettant  $F_m$  à plat, on accentue l'étalement en direction des axes  $P_{m+1}$ ;

- en zone C, après remise à plat de  $F_m$ , les axes de plis  $P_{m+1}$  conservent globalement leur orientation originelle NNE-SSW.

Ainsi, la remise à plat de la foliation majeure confirme la rotation des axes  $P_{m+1}$  par la montée du granite. Cette rotation des structures  $P_{m+1}$ , en tous points identique à celle subie par  $F_m$ , montre clairement l'aspect post- $P_{m+1}$  de l'intrusion granitique. En éliminant la déformation engendrée par la montée granitique, les axes  $P_{m+1}$  dans le Nord-Est du massif de l'Agly sont orientés perpendiculairement à la direction de la foliation majeure, c'est-à-dire, essentiellement N-S sur une foliation majeure E-W.

Quelques observations complémentaires de la déformation hercynienne dans la couverture schisteuse de l'Est du massif de l'Agly ont été effectuées dans le secteur de Montner. Les micaschistes à sillimanite qui affleurent ont un pendage moyen de 15 à 25° vers l'Est et sont affectés par la phase  $P_{m+1}$ . Comme le montre la figure 155, sur cet affleurement en coupe sub-parallèle à la direction de  $F_m$ , la phase  $P_{m+1}$  se manifeste à la fois par des kinks décimétriques et par des plis métriques accompagnés de cisaillements disharmoniques entre niveaux à dominante gréseuse (pointillés) et niveaux schisteux (tiretés). Les axes de ces deux types de plis sont sub-horizontaux E-W ou à pendage faible de 10-15° vers l'Est ou l'Ouest. Les cisaillements associés sont sensiblement orientés comme  $F_m$  et plongent de 10 à 20° vers l'Est. Cisaillements et plis montrent une vergence générale des mouvements vers le Nord. Ainsi, les axes de kinks restent sub-perpendiculaires à la direction de la foliation majeure, la dissymétrie avec vergence nord est compatible, après rotation de 90°, avec les vergences ouest déterminées sur les plis  $P_{m+1}$  au Nord du massif.

Ces observations sont confirmées par les travaux de Pascal *et al.* (1976) dans les schistes verts de la région de Força-Real - Montner. Nous avons regroupé sur stéréogramme (fig. 156) les mesures de la phase H4 de ces auteurs correspondant à notre phase  $P_{m+1}$ . Tous les axes de plis plongent de 5 à 25° vers l'ESE alors que la foliation majeure est à pendage N110, 20°. Ainsi, les orientations et les figures géométriques de  $F_m$  et de la phase  $P_{m+1}$  sont comparables, à 90° près, avec celles observées dans le Nord du massif de l'Agly. Dès lors, on

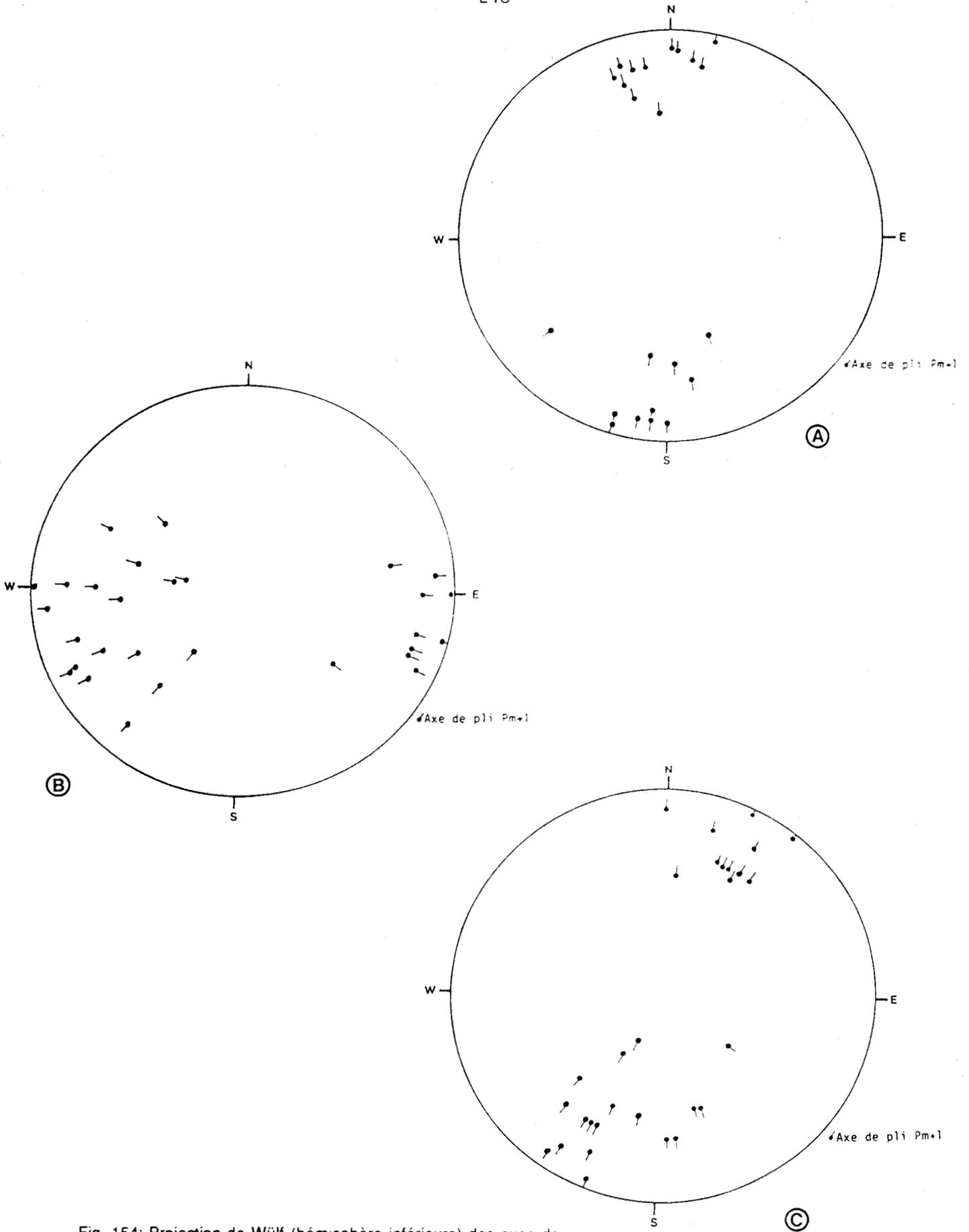


Fig. 154: Projection de Wülf (hémisphère inférieure) des axes de plis en kink  $P_{m+1}$  après remise à l'horizontale de la foliation majeure par rotation autour de sa direction. Chaque projection est relative aux zones A, B, C définies sur la figure 152.

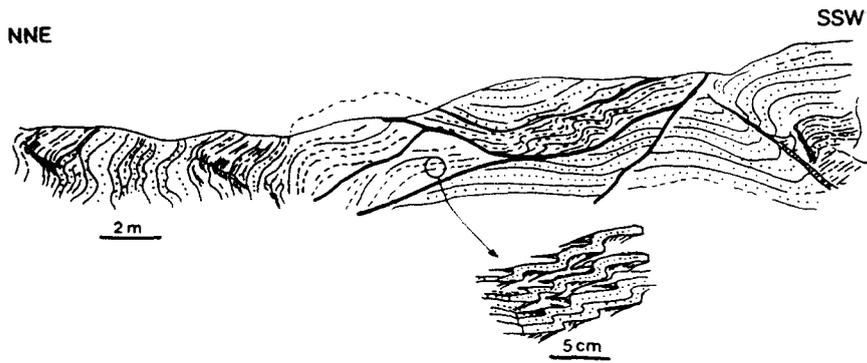


Fig. 155: Affleurement de micaschistes à sillimanite sur la D 612, 1 km au Sud-Est de Montner, montrant l'aspect et l'orientation de la déformation  $P_{m+1}$ . Les pointillés correspondent aux niveaux gréseux, les tiretés, aux niveaux schisteux.

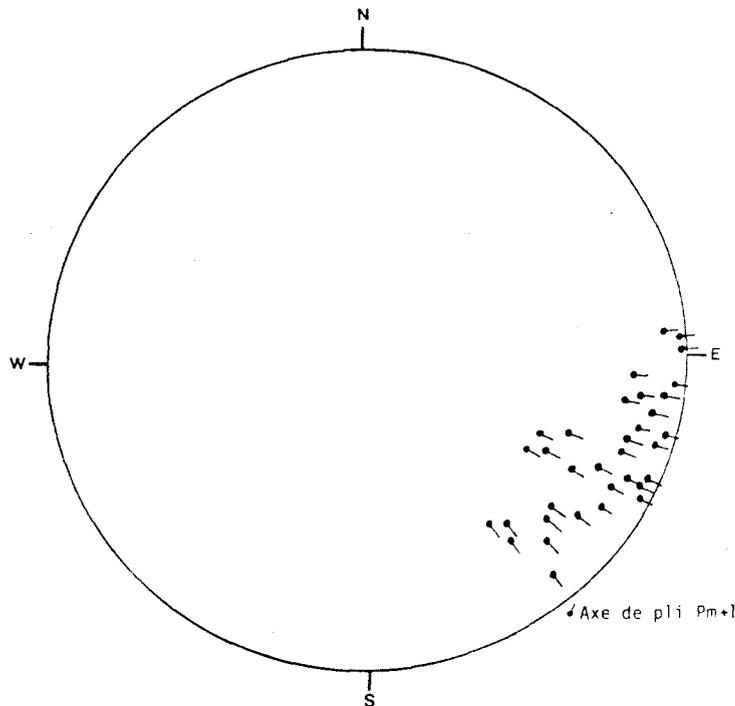


Fig. 156: Projection de Schmidt (hémisphère inférieure) des axes de kinks  $P_{m+1}$  dans le secteur de Forca-Real d'après Pascal et al. (1976). (La phase  $P_{m+1}$ , correspond à la déformation H4 des auteurs orécités).

peut avancer que la forme en demi-dôme affecte à la fois la foliation majeure et les structures  $P_{m+1}$  dans toute l'étendue du massif de l'Agly. Le développement de ce dôme (dont la seule moitié NE n'est visible à l'affleurement) serait donc post  $P_{m+1}$ , comme l'est la mise en place du granite de Lansac. Avant d'aller plus loin dans l'interprétation de la structuration en dôme du massif, on ne manquera pas de rapprocher les rotations supportées par les axes et plans axiaux de la phase  $P_{m+1}$  avec celles subies par les linéations minérales syn-déformation majeure mesurées dans les formations anatectiques de l'U.B. (fig. 151). Ces mêmes linéations d'étirement syn-déformation majeure, n'ont pas été étudiées de façon systématique dans les formations micaschisteuses de l'U.S.A. Cependant, de par les échantillons prélevés dans ces séries, on constate que ces linéations dans l'U.S.A. ont les mêmes caractéristiques géométriques que celles des formations de l'U.B. ou de l'U.C. L'étirement minéral dans le plan de foliation majeure se place globalement à 10 ou 20 ° d'écart dans le

sens des aiguilles d'une montre par rapport à la ligne de pendage. Ainsi, au Nord du massif où la foliation majeure est préférentiellement positionnée en E-W, les linéations d'étirement ont une direction moyenne NNE-SSW à NE-SW. A l'Est du massif dans la région de Montner - Caladroi, les linéations d'étirement plongent faiblement dans un quadrant SE - S alors que la foliation plonge au SE. Ajoutons, d'après les rotations syn-déformation majeure des blastes (chap. IV, section III-3b, 3c, 3d), qu'avec une linéation au NNE, la foliation majeure s'induirait par un déplacement du compartiment supérieur vers le Sud.

#### b- Interprétation géométrique des rotations de structures observées.

Nous pensons que les rotations mises en évidence dans la géométrie de la phase  $P_{m+1}$ , mais aussi celles subies par les linéations d'étirement syn-déformation majeure, ne peuvent résulter d'un basculement des séries par une déformation cylindrique autour d'un axe N-S (type faille de Planèzes). La figure 157 le montre.

Soit un référentiel constitué de  $F_m$  sub-horizontale à linéation minérale NNE-SSW et d'axes  $P_{m+1}$  N-S à déversement vers l'Ouest (A, fig. 157). Pour obtenir, par déformation cylindrique, les orientations et pendages actuels de  $F_m$  dans l'U.S.A., il faudrait d'abord plier le référentiel suivant un axe N-S pour obtenir le pendage général de  $F_m$  dans la partie est du massif (fig. VI-18 B). On devrait ensuite redresser, autour d'un axe E-W, la partie ouest restée horizontale pour obtenir l'orientation E-W de  $F_m$  dans la partie nord du massif (B, fig. 157). Ce type de déformation cylindrique n'entraîne pas de fortes variations d'orientation des linéations syn-déformation majeure ni des axes  $P_{m+1}$  entre le domaine à pendage nord et celui à pendage est.

Par contre, en envisageant une déformation post- $P_{m+1}$ , en une surface cônica autour d'un axe subvertical (C, fig. 157), les linéations d'étirement syn- $F_m$  et les axes  $P_{m+1}$  gardent la même attitude par rapport à la direction de  $F_m$  dans la rotation de cette dernière, ce qui est vérifié sur le terrain. Dans une telle hypothèse, on notera que les vergences des plis  $P_{m+1}$  restent cohérentes au Nord, à l'Est et dans le secteur affecté par les virgations issues de la mise en place du granite de Lansac.

Le choix dans le référentiel d'une linéation syn- $F_m$  NNE-SSW et d'une orientation N-S des axes de plis  $P_{m+1}$ , n'influe pas sur le principe de la démonstration précédente. Ces directions sont choisies car elles correspondent à une orientation dominante dans la portion du massif où la direction de  $F_m$  est E-W, conforme à l'alignement général de la chaîne hercynienne des Pyrénées (Zwart, 1979). En ce qui concerne la direction de transport NNE-SSW lors de la déformation majeure, elle s'accorde avec d'autres observations dans les Pyrénées Orientales, en particulier dans le massif du Canigou (Salel, 1987, Soliva, 1987). Pour ce qui est des plis  $P_{m+1}$ , les observations de Soula (phase D3, 1979), Zwart (phase F3, 1979) et Lamouroux (phase DH2, 1987) positionnent pour l'essentiel, l'équivalent de notre phase  $P_{m+1}$  avec des surfaces axiales redressées, orientées WNW-ESE à NW-SE et des axes N-S à NE-SW.

Dans cette hypothèse générale, la phase  $P_{m+1}$  à axes N-S, associée à  $F_m$  E-W dans la superstructure, est l'équivalent des ondulations et des plis beaucoup plus ouverts mais de même orientation dans l'infrastructure gneissique de l'U.B. et de l'U.C.. On peut attribuer cette différence de style de la déformation  $P_{m+1}$  de l'infrastructure par une compétence plus forte des séries gneissiques liées aux fortes recristallisations métamorphiques. L'hypothèse de Dixon (1975) qui associe une nette augmentation de l'intensité de la

déformation de l'infrastructure vers la superstructure au développement d'un diapir magmato-métamorphique ne peut être directement appliquée au massif de l'Agly, puisque la forme en dôme serait ici post- $P_{m+1}$ . Si la phase  $P_{m+1}$  devait être l'écho de la mise en place en dôme diapirique des unités profondes, il faudrait que les plis  $P_{m+1}$ , au moins dans les formations supérieures de l'U.S.A., aient des axes dont la direction enveloppe plus ou moins la forme générale du dôme, ce qui n'est pas le cas puisqu'ils rayonnent autour de cette structure générale.

En poursuivant le raisonnement, on en arrive à considérer que la mise en place de la partie visible des charnockites acides dans les séries de l'U.C. ne peut pas, à elle seule, être considérée comme la cause de la structure en dôme de tout le massif de l'Agly, puisqu'elle ne s'accompagne que de déformations de type  $P_{m+1}$  à axes N-S antérieures au dôme. La mise en place générale du dôme a comme conséquence le développement de la faille ultramylonitique d'Ansignan - Caramany, dont le tracé et les vergences de déplacements correspondent à une mise en place générale de l'ensemble de l'U.C. dans les migmatites de l'U.B. Cette extrusion se révèle être postérieure à la mise en place de la partie visible des charnockites acides et des structures plicatives associées  $P_{m+1}$ , entre Trilla et Caramany (carte 1/25000), puisque l'accident d'Ansignan - Caramany recoupe la granodiorite et les plis  $P_{m+1}$ .

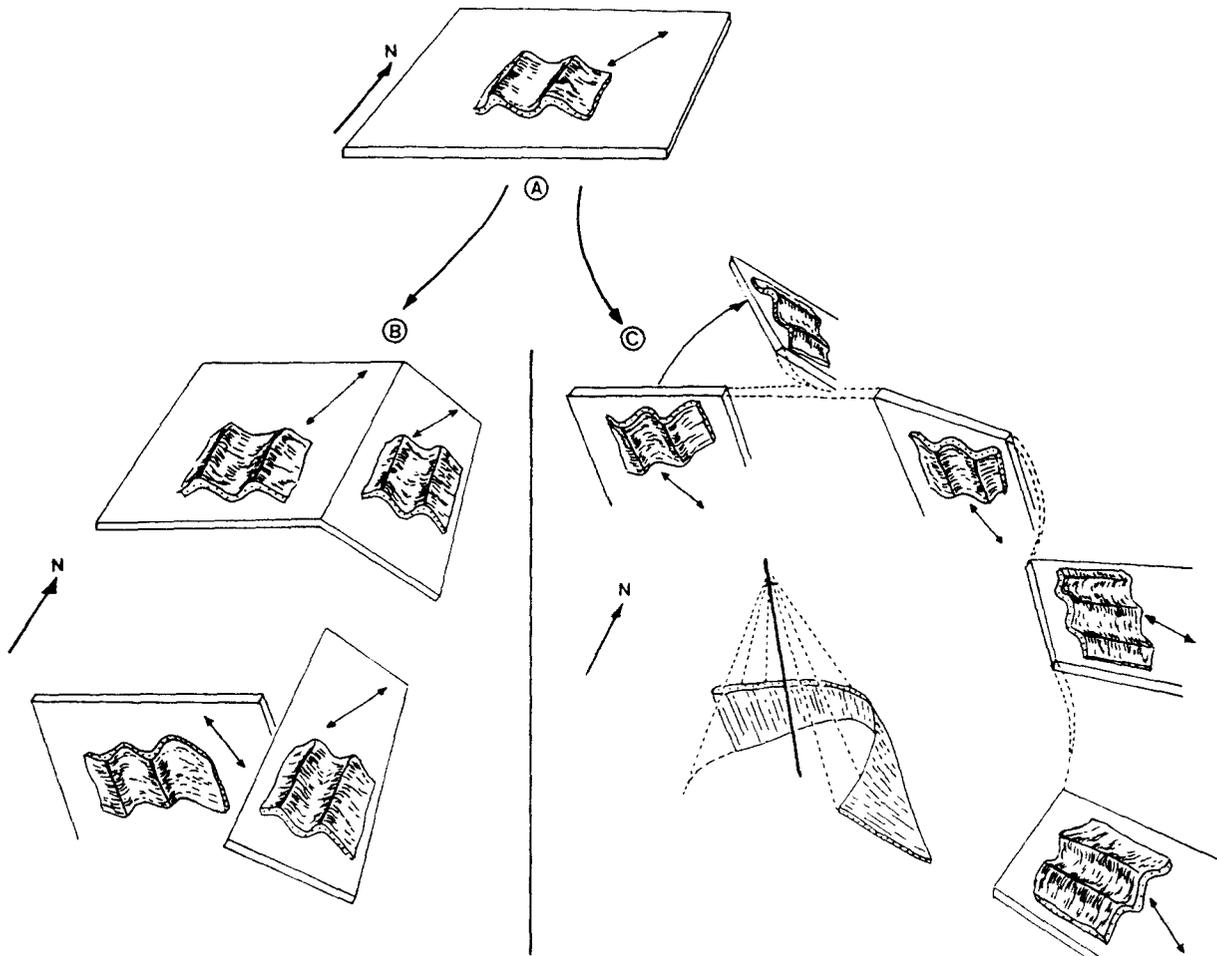


Fig. 157: Modèle synthétique de déformation post- $P_{m+1}$  rendant compte de la forme en demi-dôme du massif de l'Agly.

A: Référentiel de base avant structuration du massif: plan de foliation majeure, linéation d'étirement dans la foliation majeure, axe de pli  $P_{m+1}$ .

B: Déformation cylindrique rendant compte des variations d'orientation du plan de foliation majeure mais pas des variations d'orientation de la linéation d'étirement syn- $F_m$  ni de celles des axes de plis  $P_{m+1}$ .

C: Déformation conique d'axe sub-vertical rendant compte à la fois des variations d'orientation du plan de foliation majeure, de la linéation d'étirement syn- $F_m$ , des axes et vergences de la phase  $P_{m+1}$ . Dans la zone nord, ont été ajoutés les changements d'orientations liés à la mise en place du granite de Lansac.

### c- Etude du secteur particulier de Planèzes - Rasiguères.

Le cadre de rotation générale des structures du massif de l'Agly, est quelque peu perturbé dans le secteur de Planèzes - Rasiguères où affleurent des schistes verts et les formations siluro-dévonienne du Roc-Courbe. Ce secteur (fig. 158) est haché de failles sub-verticales indicées  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ , sans préjuger de leur âge relatif et qui permettent de distinguer trois zones:

- à l'Ouest, on observe des séries fortement rebroussées par l'intrusion du granite de Lansac, constituant un ensemble normal à fort pendage vers l'Est de schistes verts, couronnés d'un banc de porphyrite, puis d'un banc à chloritoïde et enfin d'une masse de calcschistes siluriens. Les deux failles  $F_3$  découpent cet ensemble avec des rejeux sub-verticaux faibles ou nuls au Nord, et plus importants au Sud. La faille  $F_3$  la plus occidentale met en contact les formations calcschisteuses avec les formations triasiques et liasiques, déversées vers le Nord, du Ravin de Trémoine (fig. 158 et carte 1/25000);

- au droit de Rasiguères, encadrées par les failles  $F_2$  et  $F_3$ , les formations de schistes verts et de calcschistes sont fortement redressées voire renversées suivant une direction E-W qui correspond ici à une orientation logique, non perturbée, de la foliation majeure dans ce secteur du massif. On constate l'affleurement de deux bandes de calcschistes parallèles entre elles et séparées d'environ 1 km. La bande septentrionale, à pendage renversé de  $70 - 80^\circ$  vers le Sud, repose tectoniquement sur les formations mésozoïques constituant la fermeture SW du chaînon de la Tourèze. Hormis les rotations de structures liées au granite de Lansac et le découpage par les failles  $F_3$ , cette bande semble en parfaite continuité avec les formations équivalentes décrites dans le secteur ouest. La bande méridionale, à pendage vertical ou renversé vers le Sud, est encadrée par des formations de schistes verts, en particulier par le niveau de porphyrite et de schistes à chloritoïde. Cet affleurement constituerait, selon nous, une structure plissée isoclinale syn-déformation majeure, parfaitement compatible avec les microplis de transposition à surfaces axiales verticales E-W et d'axes sub-horizontaux observés dans les calcschistes. Corrélativement, la présence des deux bandes calcschisteuses dans ce bloc de Rasiguères serait aussi associable au plissement à grande échelle syn- $F_m$  de l'ensemble de la série schisteuse et calcschisteuse;

- les affleurements de la partie orientale du secteur constituent le Roc-Courbe à proprement parler. Il s'agit d'une structure en "S" à coeur de marbres dévoniens encadrés par des calcschistes, des niveaux de porphyrite et de schistes à chloritoïde. L'hypothèse d'une grande structure isoclinale syn- $F_m$  comme origine à ce redoublement de série, est étayée par la parfaite conformité entre le plan de symétrie de la figure de redoublement, la foliation majeure et les surfaces axiales des microplis de transposition dans les calcschistes. Ajoutons que les plans de disharmonie tectonique entre marbres et calcschistes sont, eux aussi, parallèles à la foliation majeure et laminent parfois les calcschistes au point de les faire disparaître complètement. La structuration en "S" est postérieure : la partie septentrionale du Roc-Courbe constitue une synforme ouverte à bord nord tectonisé et renversé sur les formations liasiques du chaînon de la Tourèze; la partie centrale constitue une antiforme ouverte à flanc sud fortement penté. Ce flanc sud est, lui même, repris par la faible composante senestre des failles  $F_2$  qui assurent une continuité de la structure avec la bande méridionale de calcschistes dans le bloc de Rasiguères (fig. 158).

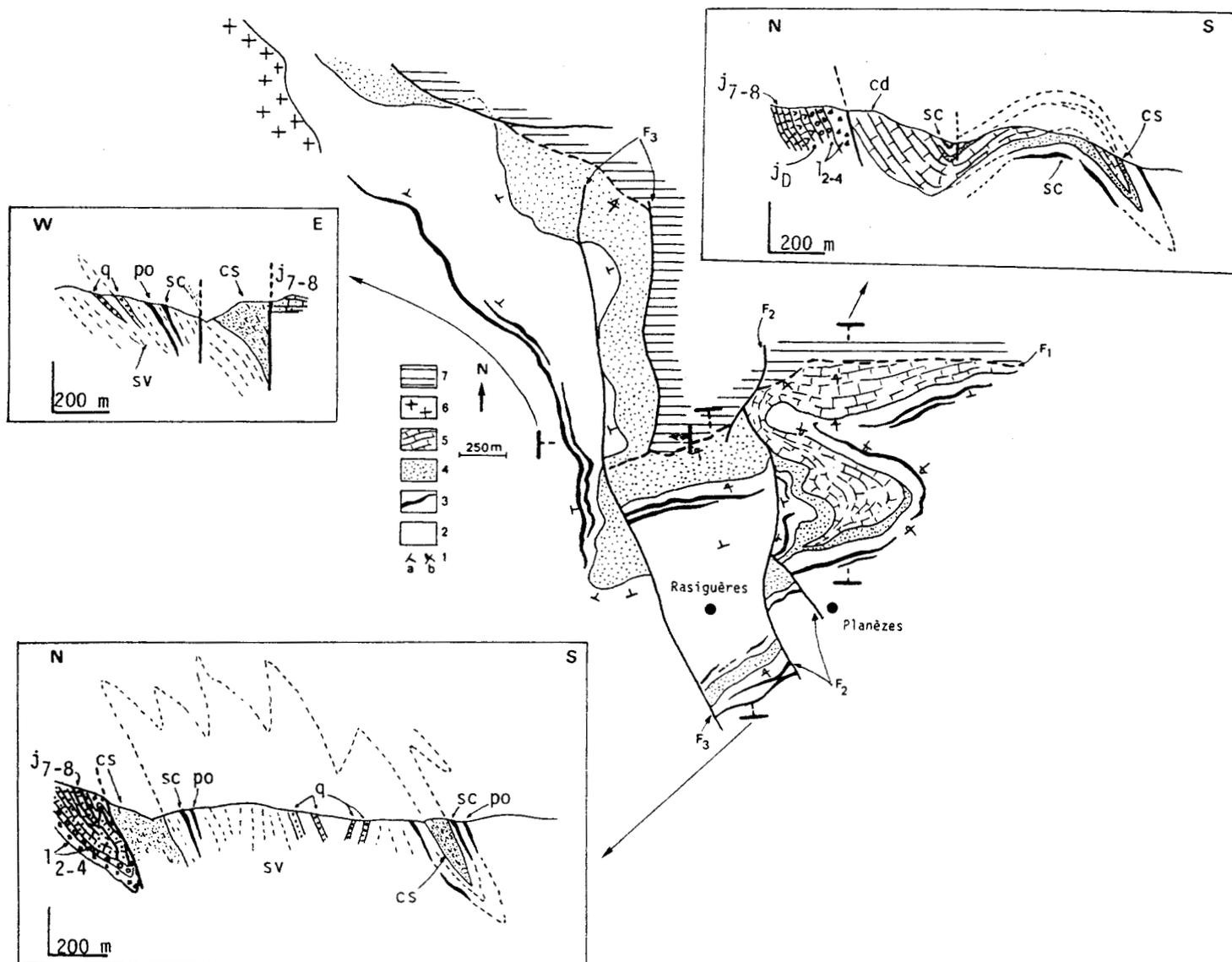


Fig. 158: Carte et coupes des affleurements siluro-dévonien du secteur de Rasiguères - Planèzes.  
**F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>**: failles alpines indiquées sans préjugés sur leur âge relatif; **1**: pendage, **a**: normal, **b**: inverse; **2**: schistes verts (**sv**); **3**: porphyrite (**po**) et schistes à chloritoïde (**sc**); **4**: calcschistes siluriens (**cs**); **5**: marbres siluro-dévonien (**cd**); **6**: granite de Lansac; **7**: formations mésozoïques (**l<sub>2-4</sub>**: Lias inférieur, **j<sub>D</sub>**: dolomies du Dogger, **j<sub>7-8</sub>**: Kimméridgien).

Avant d'aller plus loin dans l'interprétation de la structure du Roc-Courbe, nous pouvons confronter les observations de plis syn-F<sub>m</sub>, dans ce secteur, aux affleurements de calcschistes de la partie est du massif, au Col de la Dona. D'après les éléments cartographiques de Pascal *et al.* (1976) (A, fig. 159), on assiste à une multiplication des affleurements de bandes de calcschistes siluriens qui, en tenant compte de la rotation générale des structures, est comparable aux observations faites dans le bloc de Rasiguères. Dans le secteur à l'Ouest du pli de Calce, ces auteurs ont interprété les affleurements multiples comme issus d'une succession stratigraphique normale, où le Silurien est représenté par une alternance de faciès typiquement calcschisteux et de schistes pélitiques. Nous pensons que cette position est critiquable et nous préférons interpréter les redoublements, comme le témoin d'une isoclinalisation à grande échelle, contemporaine de la foliation majeure, pour les raisons suivantes :

- tout d'abord, comme dans les affleurements du Roc-Courbe, les formations de calcschistes sont encadrées du banc à chloritoïde, et plus rarement d'un fin niveau de porphyrite;

- l'épaisseur des niveaux de schistes pélitiques entre deux affleurements de calcschistes est très fluctuante sur de faibles distances. A pendage redressé vers le NE ou le SW, la largeur affleurante entre les deux bandes de calcschistes est de 120 m à l'Ouest de Calce, alors qu'elle est de 1500 m au Col de la Dona (A, fig. 159). Le faible rejeu de l'accident E-W séparant les deux zones et le pendage plus faible au Col de la Dona, n'expliquent pas, à eux seuls, cet écart. On notera aussi, qu'au contact schistes pélitiques / calcschistes, la foliation majeure se résoud fréquemment en une disharmonie tectonique similaire à celles observées au Roc-Courbe;

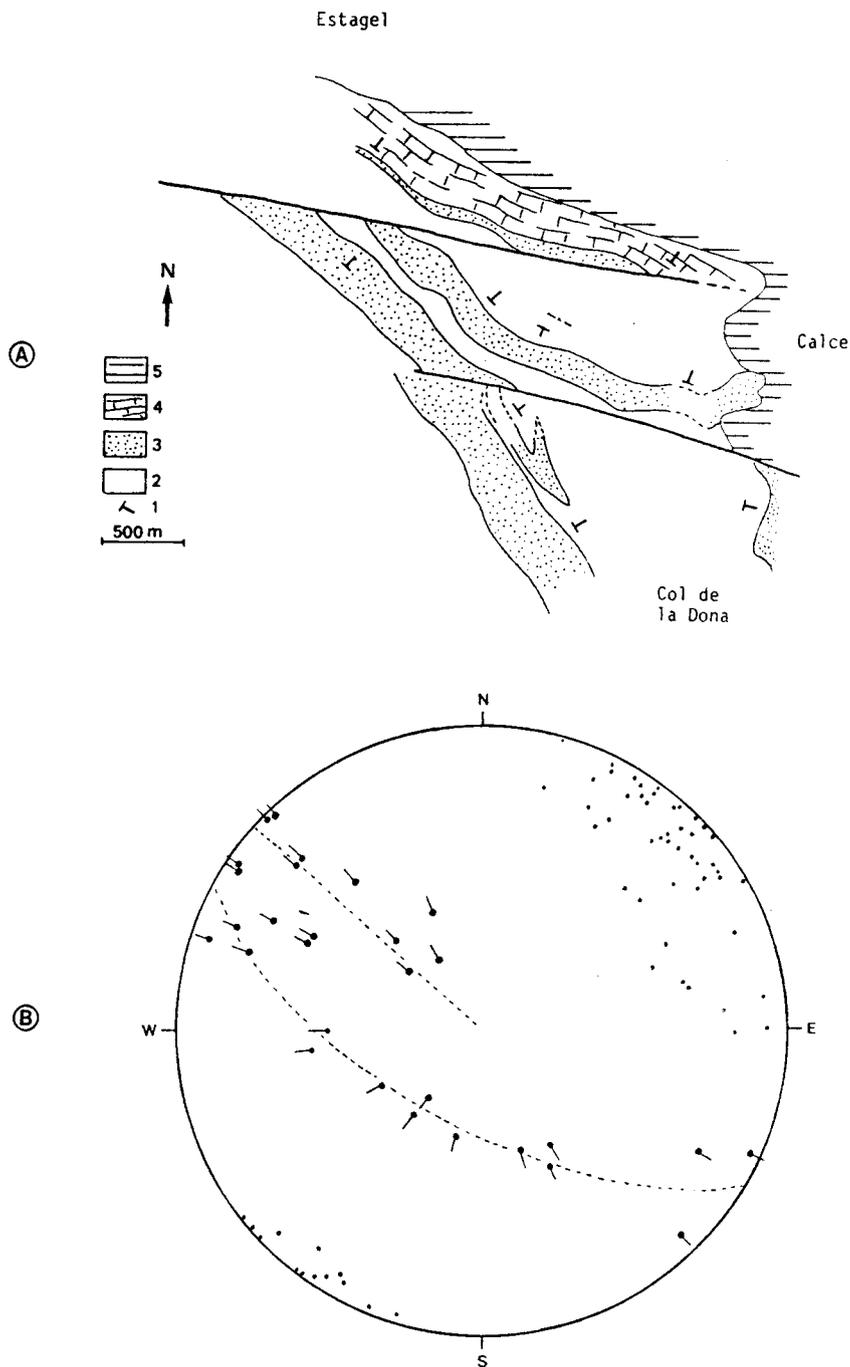


Fig. 159: A: Carte simplifiée d'après Pascal et al. (1976), des affleurements de Siluro-Dévonien dans la région de Calce (partie orientale du massif).  
1: pendage; 2: schistes verts; 3: calcschistes siluriens (cs); 4: marbres siluro-dévonien; 5: formations mésozoïques.  
B: Projection de Schmidt d'après Pascal et al. (1976) des pôles de pendage de la foliation majeure et des axes de plis syn-déformation majeure dans les formations hercyniennes du secteur de Calce.

- on observe, au NW du Col de la Dona (A, fig. 159), une structure de terminaison périnclinale aiguë, visible sur plus de 500 m et dont l'orientation est parfaitement compatible avec la direction principale suivant laquelle s'orientent les axes de microplis syn- $F_m$  mesurés dans la région (B, fig. 159). Ces axes de plis s'orientent majoritairement suivant une direction NW-SE, leur dispersion sur deux grands cercles du stéréogramme étant liée d'après Pascal *et al.* (1976) "à l'existence de plis anté-schisteux perturbant l'orientation des surfaces  $S_0$  qui avaient des orientations variables au moment de la phase de plis  $H_3$ " et " au basculement tardif de type kink".

Afin d'interpréter la structure plicative qui affecte le pli isoclinal des séries siluro-dévonniennes de Roc-Courbe, une étude de la répartition statistique des plans de foliation majeure a été entreprise. L'affleurement est divisé en quatre zones à déformation homogène (fig. 160). Seules les zones 1 (synforme) et 2 (antiforme) présentent des traces évidentes du caractère polyphasé de la structure. Le resserrement du pli isoclinal synschisteux est tellement marqué, que l'on peut assimiler le flanc normal et le flanc inverse à un seul et même référentiel, sans craindre le risque de dispersion dans la détermination de l'axe de la structure plicative postérieure.

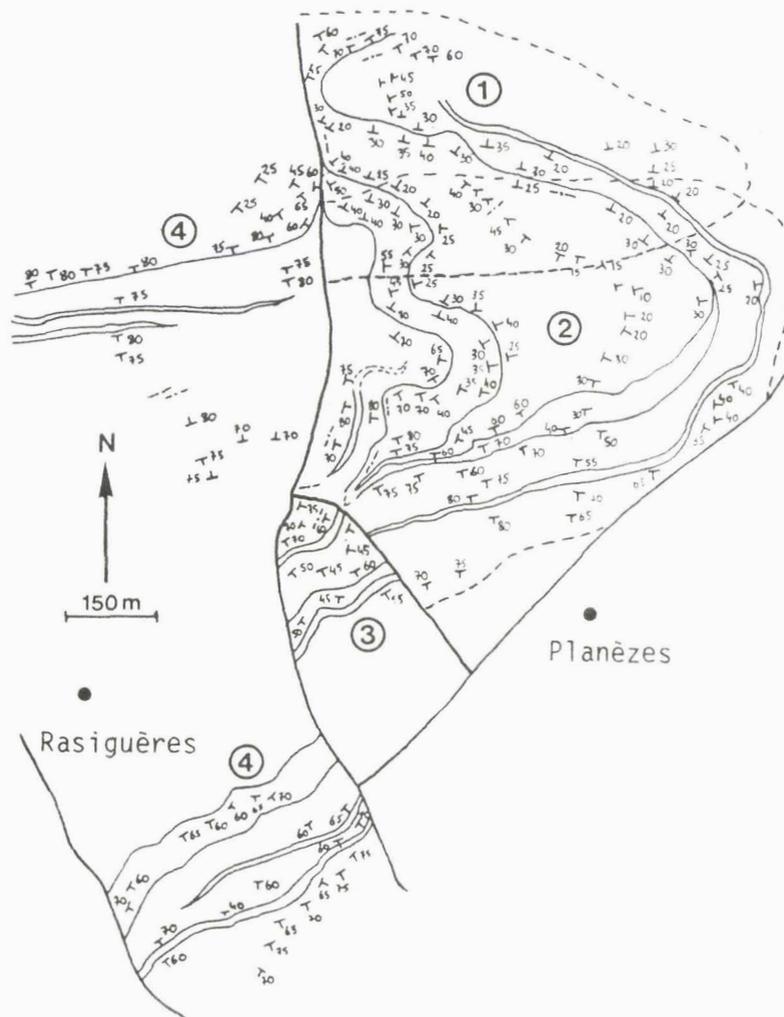


Fig. 160: Découpage en zones à déformation homogène de l'affleurement siluro-dévonien de Roc-Courbe. Les zones 1 et 2 sont affectées par la déformation plicative post-déformation hercynienne majeure; les zones 3 et 4 constitueraient des secteurs homogènes non perturbés par le plissement tardif.

La projection de Schmidt des pôles de pendage de la foliation majeure, associée à un contourage de répartition statistique sur chacune des zones 1 et 2 (fig. 161) donne une direction ENE-WSW aux grands plis ouverts post-déformation majeure. Les axes ( $\pi_1$ ,  $\pi_2$ ,  $\pi_3$  fig. 161) plongent faiblement vers l'ENE ou le WSW.

Etant donné la position moyenne de la foliation majeure à pendage vers l'est, cette direction pourrait être compatible avec celle de la phase  $P_{m+1}$ . En fait, la phase  $P_{m+1}$  affecte ici les calcschistes sous forme de plis décimétriques à surface axiale plate et dont les axes sont systématiquement suivant la ligne de pendage de la foliation majeure. Ces axes subissent donc les rotations observées dans la sigmoïde du Roc-Courbe et sont donc antérieurs à la phase plicative mise en évidence.

En se restreignant à une simple réouverture de cette structure autour d'un axe ENE-WSW, les zones 1 et 2 seront alors représentées par une structure isoclinale syn-foliation majeure et d'axe N-S. Dans ce secteur du massif de l'Agly, cette position apparaît assez paradoxale. On s'attendrait à observer une structure majeure plutôt orientée E-W, d'autant que dans le bloc de Rasiguères (zone 4, fig. 160), non affecté par la phase tardive, la foliation est orientée E-W à NE-SW. Une simple compression N-S n'est donc pas suffisante pour expliquer la structure en "S" du Roc-Courbe. Nous pensons que cet affleurement, avec la région de Lesquerde (Leblanc et Vaudin, 1984 et carte 1/25000) font partie des rares secteurs du massif hercynien ayant subi une forte déformation plicative par le biais des décrochements senestres alpins. En plaçant horizontalement les contraintes principales dans une direction NE-SW à ENE-WSW, on génère un cisaillement simple senestre orienté E-W. Une ligne primitivement orientée NE-SW dans ce cisaillement subira à la fois un raccourcissement N-S et des rotations senestres à l'origine d'une sigmoïde correspondant exactement à la structure du Roc-Courbe.

Une reconstitution du secteur de Planèzes - Rasiguères, après la dotation du massif et l'intrusion du granite de Lansac, peut être proposée (fig. 162). Dans la région de Planèzes, la foliation majeure est localement orientée NE-SW à ENE-WSW. Les valeurs du pendage sont difficiles à exprimer, par contre, grâce à l'excellent niveau repère que constituent les calcschistes siluriens, des plis isoclinaux à grande échelle, contemporains de la déformation majeure, sont mis en évidence. Ils font affleurer deux bandes siluro-dévonniennes dont la plus méridionale disparaît vers l'Est. Dès que nous abordons les schistes verts et, à fortiori, les micaschistes, la trace de ces plis n'existe plus, non pas parce qu'ils sont absents, mais plutôt parce que les repères lithologiques manquent et que la transposition croissante finit par laminer complètement les structures plicatives syn- $F_m$ . A l'Ouest de la région de Planèzes - Rasiguères, la bande septentrionale de calcschistes siluriens en position normale sur les schistes verts, s'infléchit vers le Nord dans la virgation des structures liée à la montée du granite de Lansac. Il est difficile de savoir si cette inflexion est aussi brutale que celle dessinée sur la figure 162, car nous n'avons qu'une connaissance médiocre des effets provoqués par les failles verticales qui l'affectent postérieurement (failles  $F_3$ , fig. 158). Néanmoins cette inflexion reste importante, car elle conditionnera la paléogéographie locale en constituant:

- le point d'ancrage et la terminaison ouest du chaînon de la Tourèze, synclinal de terrains jurassiques (et quelques lambeaux de Trias) à flanc sud renversé, coïncé entre le massif de l'Agly, au Sud et l'Albo-Cénomaniens du bassin de St Paul, au Nord, qui lui-même se place dans l'alignement E-W des grandes structures en "pull-apart" de l'avant-pays des massifs nord-pyrénéens (Chouckroune et Mattauer, 1978);

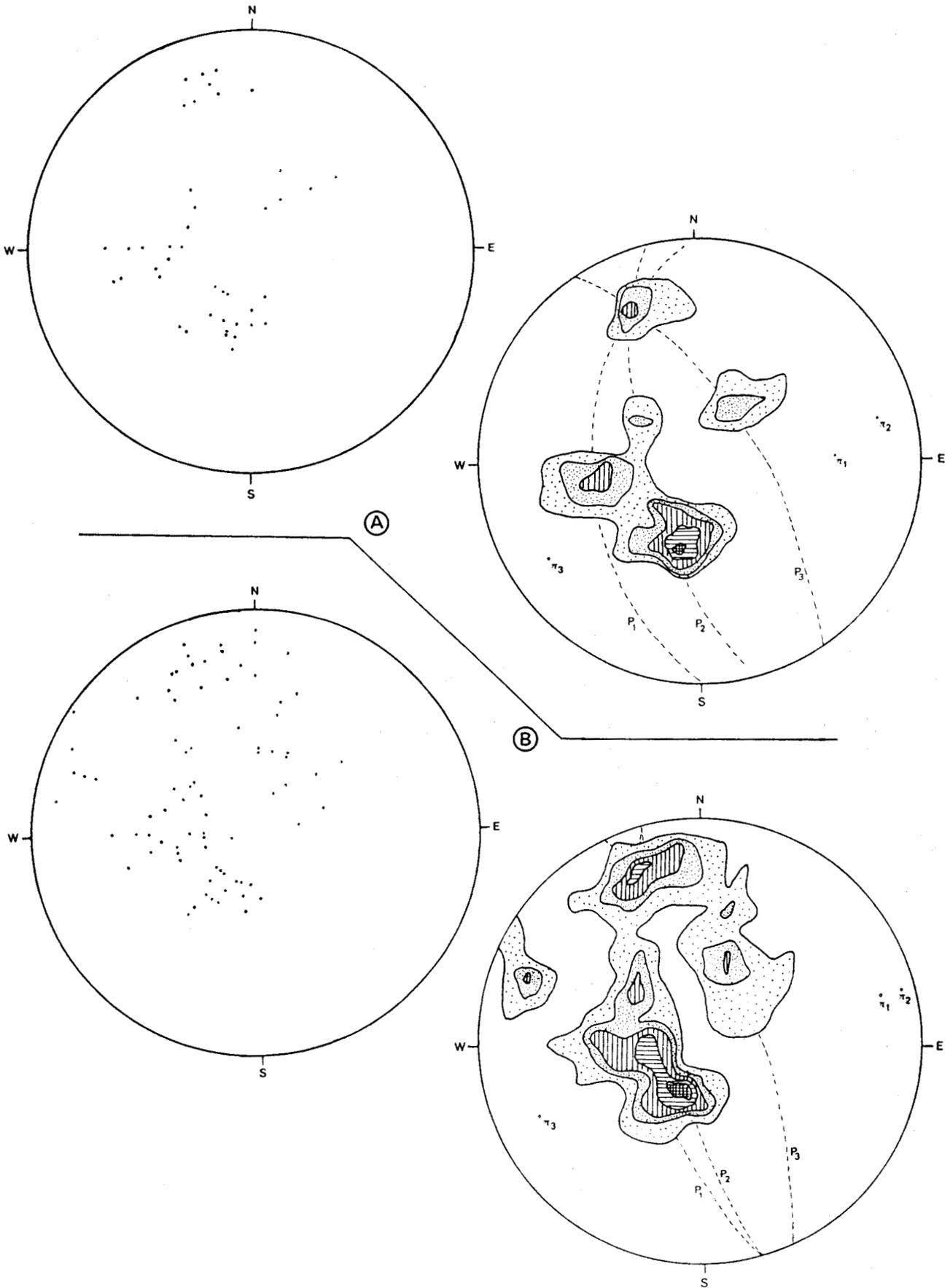


Fig. 161: Projections de Schmidt des pôles de pendage de la foliation majeure des séries de Roc-Courbe et répartition statistique afférente.

A: zone 1 (fig. 160) en synforme; 54 points ; contours 2, 4, 6, 10, 15%.

B: zone 2 (fig. 160) en antiforme; 85 points; contours 1, 3, 5, 7, 10%.

- une zone de faiblesse du bâti hercynien, où se manifestent les déformations alpines donnant naissance à la sigmoïde de Roc-Courbe, ou encore aux nombreuses failles cataclastiques sub-verticales de direction N-S assimilables, pour partie, aux ramifications de la faille de Planèzes, pour partie, à de petits décrochements synthétiques contemporains des grands coulissements E-W senestres à l'origine des bassins albo-cénomaniens.

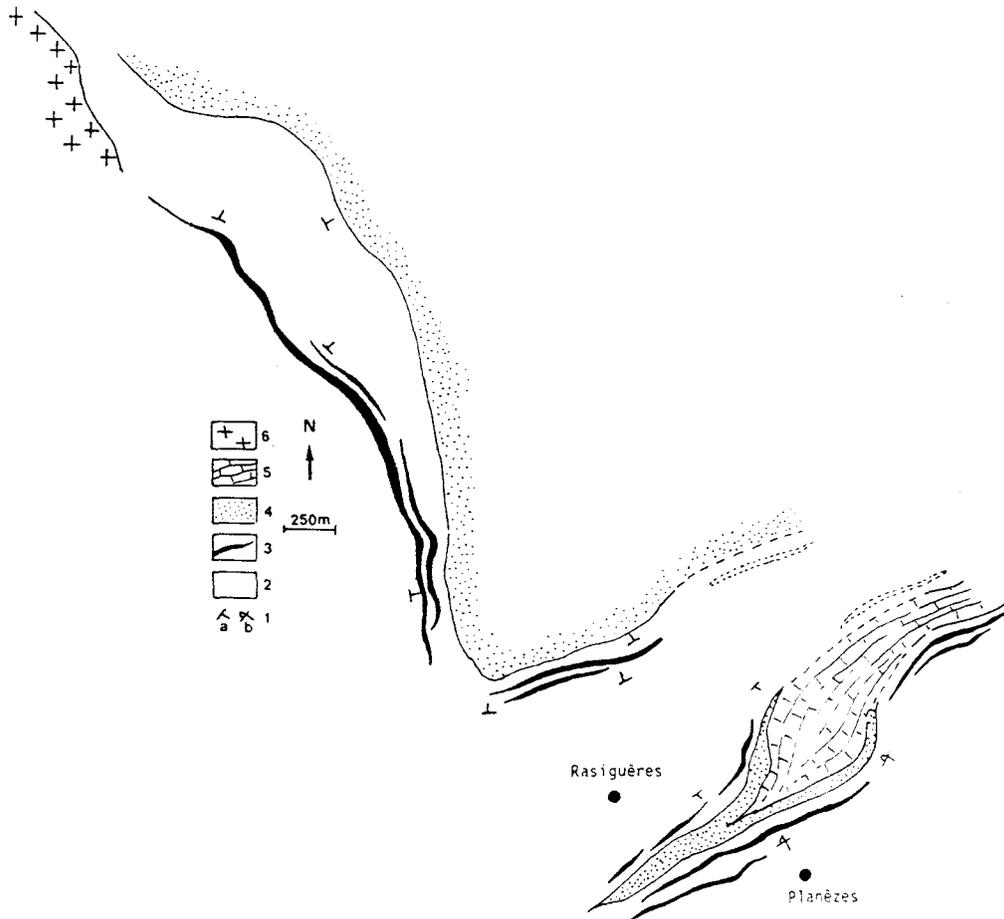


Fig. 162: Reconstitution cartographique de la région de Rasiguères - Planèzes après la structuration en dôme du massif et avant les étapes de déformations alpines.  
1: pendage, a: normal, b: inverse; 2: schistes verts; 3: porphyrite et schistes à chloritoïde; 4: calcschistes siluriens; 5: marbres siluro-dévoniens; 6: granite de Lansac.

#### 4 - Conclusion à l'étude analytique de la déformation.

Nous résumerons les principaux traits de la déformation observable dans les matériaux hercyniens du massif de l'Agly.

1- Malgré la présence, dans le domaine anatectique, de rares reliques antérieures aux paragenèses primaires du métamorphisme hercynien, aucune trace de déformation anté-foliation majeure n'est observable dans les secteurs que nous avons étudié. Dans les formations épimétamorphiques de l'Est du massif, Pascal *et al.* (1976), ont mis en évidence une phase aschisteuse, en plis métriques ouverts, antérieure à la déformation majeure. l'orientation de ces structures est impossible à déterminer, par contre, d'après ces auteurs, la relative dispersion des axes de plis syn-déformation majeure incomberait à cette phase antérieure qui perturbe l'attitude de la surface  $S_0$ .

2- La phase de déformation, à l'origine de la foliation majeure enregistrée par tous les faciès métamorphiques du massif, se différencie du point de vue de ses mécanismes, en fonction du niveau structural.

Dans tout le domaine touché par l'anatexie, la déformation majeure n'est pas à l'origine d'importantes structures plicatives. Les rares plis observés, constituent le plus souvent des structures d'écoulement pour lesquelles il est difficile de définir une orientation. Seuls les niveaux les plus compétents comme les séries gneissiques de la Rivérole, présentent des plis syn-déformation majeure dont les axes ont une direction constante et mesurable. Avec des axes N-S à NE-SW, parallèles aux allongements minéraux dans  $F_m$ , ces plis constituent des structures de "type a". Dans la masse anatectique générale, la déformation majeure affecte fortement les mélanosomes et beaucoup plus faiblement les leucosomes, la foliation afférente restant cependant de type flux. Compte tenu des rotations de structures post-déformation majeure, cette foliation se positionne essentiellement suivant une direction E-W avec une direction de l'écoulement, matérialisée par les allongements minéraux, suivant une direction N-S à NE-SW. Les granodiorites profondes, intrusives dans les séries gneissiques (charnockites de l'U.C. et granite de Cassagnes de l'U.B.), se mettent en place au cours de cette déformation majeure et présentent une ségrégation planaire de leurs porphyrocristaux d'orthose parallèle à la foliation majeure de l'encaissant.

Au dessus de la limite de l'anatexie, dans les séries micaschisteuses et schisteuses, la déformation majeure se manifeste sous forme de plis isoclinaux, bien visibles dans le domaine épimétamorphique, avec développement d'une schistosité de plan axial. En descendant dans la pile métamorphique, la transposition ne préserve que localement les charnières de ces mêmes plis. La structuration additive des séries micaschisteuses de la superstructure est compatible avec les observations faites dans l'infrastructure gneissique: les axes de plis, comme la direction de la foliation majeure sont essentiellement orientés E-W à WNW-ESE, la linéation de transport dans le plan de foliation majeure étant NNE-SSW à NE-SW. A en croire les quelques figures de rotations des blastes dans la foliation majeure, cette structuration (de "type b") est l'objet de déplacements des compartiments supérieurs vers le Sud.

A priori, la foliation majeure dans tout le massif était originellement peu pentée. En effet, si l'on admet que les charnockites acides et les sills accordants de granite de Cassagnes, constituent des intrusions profondes qui n'ont pas pour habitude de se mettre en place verticalement, alors leur injection lors de la déformation majeure conditionne l'attitude sensiblement plate de la foliation dans tout le domaine anatectique. Un exemple de cette attitude primaire serait fourni par la charnockite d'Ansignan et son encaissant du plateau de Feilluns (carte 1/25000). Cette géométrie plate doit pouvoir s'étendre à l'ensemble de la série micaschisteuse, puisque nous n'avons jamais décelé de forts recoupements entre la foliation majeure de l'infrastructure gneissique et celle de la superstructure micaschisteuse.

3- Postérieurement à la déformation majeure, on définit une phase plicative  $P_{m+1}$ , présente dans toute la pile métamorphique, mais qui n'est jamais pénétrative au point d'effacer, même partiellement, les structures de la déformation majeure.

Dans l'U.C., cette phase se présente, sans foliation exprimée, sous forme de figures d'écrasement ou de grands plis liés vraisemblablement à la fin de la mise en place des charnockites. Les axes de ces structures sont essentiellement N-S et correspondent aussi, aux directions des grandes ondulations observées dans le massif charnockitique d'Ansignan.

Ces mêmes ondulations caractérisent la phase  $P_{m+1}$  dans toutes les formations de l'U.B., l'orientation initiale des axes restant globalement N-S.

Dans les séries micaschisteuses et schisteuses de l'U.S.A., la phase  $P_{m+1}$  affecte plus fortement les matériaux, sous la forme de plis centimétriques à métriques relativement serrés, ou sous forme de "kink-bands". Dans les deux cas, les surfaces axiales restent proches du plan de foliation majeure et possèdent une direction originelle E-W à WNW-ESE, les axes de plis étant orientés NNW-SSE à NNE-SSW. Ces plis ne génèrent qu'une rare schistosité de fracture. Par contre, ils sont systématiquement accompagnés de cisaillements métriques normaux parallèles aux plans axiaux avec une forte composante du rejet vers l'Ouest, compatible avec la dissymétrie du plissement. Notons que la phase  $P_{m+1}$  décrite ici, est retrouvée avec les mêmes orientations dans toutes les Pyrénées (Majesté-Menjoulas, 1979, Soula, 1979, Zwart, 1979, Lamouroux, 1987).

4- Suite aux déformations précédentes, se développe une étape importante de l'histoire du massif de l'Agly, sans qu'ils soit réellement possible de définir une chronologie relative entre les trois événements que sont :

- la remontée à l'état solide des séries de l'U.C. dans les migmatites de l'U.B., qui se traduit par une mylonitisation "chaude" concentrée au contact U.C./U.B., diffuse dans les migmatites de l'U.B., mais à l'origine d'une partie importante de l'amincissement post-métamorphe;

- l'intrusion du granite de Lansac dans les séries micaschisteuses du Nord du massif et, à son contact, le redressement et/ou les virgations des structures antérieures;

- l'acquisition de la forme en dôme du massif.

En regardant le tracé de l'accident d'Ansignan-Caramany, qui suit la rotation générale des structures, on est tenté de placer la remontée de l'U.C. dans l'U.B., avant l'acquisition de la forme en dôme. Pour ce qui est de l'intrusion du granite de Lansac, ni les structures qu'il affecte, ni la position géométrique qu'il occupe, ne permettent de le situer chronologiquement par rapport à la montée de l'U.C., ou par rapport au développement du dôme. Notre position vis-à-vis de ce problème serait d'unifier les trois événements dans une même phase générale de remontée de matériaux profonds et de magmatisme. La forme courbe de la faille d'Ansignan - Caramany correspondrait alors à une géométrie originelle, comme peut l'être l'épente d'un massif intrusif tel le granite de Lansac. Dans ce contexte général de remontée de matériaux profonds, il est difficile d'exclure du processus, l'intrusion du granite de Lansac. Si ce dernier (non daté) a un âge moyen de 280 MA, comme la plupart des granites supérieurs des Pyrénées (Autran, 1980), alors que les charnockites sont datées à 314 MA (Respaut et Lancelot, 1983), sa mise en place est chronologiquement compatible avec l'intrusion de l'U.C. dans l'U.B., puisque les mylonites de l'accident d'Ansignan - Caramany recoupent la charnockite. Les phénomènes de domation et de mise en place granitique sont alors parfaitement corrélables, en surface, avec le développement des bassins stéphano-permiens et le volcanisme du Stéphaniens inférieur.

5- Postérieurement à sa structuration en dôme, l'ensemble du massif de l'Agly est assujéti à un étirement dans la direction N 030. Dans la partie du massif où la structuration générale est orientée E-W, cet étirement se concentre dans le développement d'accidents mylonitiques "froids" de direction sub-perpendiculaire à

l'étirement, et par conséquent, se comportant comme des accidents normaux. Ces failles, de grande extension géographique, participent à l'amincissement des séries métamorphiques et permettent, par exemple, la réduction des séries de gneiss anatectiques de l'U.B. dans la partie centrale du massif, ou encore, la juxtaposition des migmatites profondes de l'U.B. avec les gneiss supérieurs de la Rivéroie. Dans la partie est du massif, où la structuration initiale est sensiblement orientée suivant la direction d'étirement, se développent des mylonites "froides" et des plans de cisaillement, de direction parallèle à l'étirement, qui se comportent comme des failles normales, décrochantes, senestres. Dans ce secteur, la participation à l'amincissement des séries est moindre, par contre la trace de la déformation est beaucoup plus uniformément répartie, ce qui perturbe souvent l'observation des structures antérieures. L'âge de cette phase d'extension est difficile à positionner car nous verrons (section III de ce chapitre) que la datation absolue des zones mylonitiques s'obtient sur une paragenèse statique post-déformation, dont les minéraux phylliteux (biotites, chlorites) sont connus pour la facilité avec laquelle leurs systèmes radiométriques se réouvrent. Ainsi, l'âge obtenu n'a que peu de chances de correspondre à celui de la déformation mylonitique. Ajoutons que la présence de plans cisailants fragiles associés aux mylonites et fonctionnant de façon conforme, témoigne d'un étirement qui s'est développé sur une période suffisamment longue pour que le contexte de la déformation passe d'un régime ductile à un régime fragile.

6- Nous pouvons ensuite regrouper toutes les déformations cataclastiques (plus rarement plicatives) alpines qui se superposent ou recourent les structures mylonitiques et les cisaillements que nous venons de décrire. On distinguera:

- les failles sub-verticales de direction NNE-SSW à NNW-SSE associées ou constituant la faille de Planèzes. Ces accidents fonctionnent préférentiellement comme des décrochements senestres et affectent les formations du Jurassique supérieur du chaînon de la Tourèze. Notons que la faille de Planèzes passant au droit de la zone de fragilité du bâti hercynien, c'est à dire dans la zone de rotation principale de la structure en dôme, décroche les formations du massif hercynien d'environ 2,5 - 3 km;

- les accidents précédents sont recoupés ou interrompus par des failles sub-verticales E-W à NW-SE se comportant aussi comme des décrochements senestres. Ces accidents ont une influence restreinte sur les formations hercyniennes hormis dans de rares zones comme celle de Roc-Courbe, où le décrochement senestre E-W s'accompagne du développement de sigmoïdes et d'une compression N-S.

7- Enfin, notons que les accidents mylonitiques développés suivant une direction N110 dans les séries de l'U.B., lors de la phase d'étirement NNE-SSW, ont un rejeu vertical tardif qui, localement, pince, au coeur des migmatites hercyniennes, des formations de la couverture mésozoïque et cénozoïque du massif.

### **III- Les zones mylonitiques: leur importance dans le développement d'un modèle de structuration du massif de l'Agly.**

#### **1- Remarques préliminaires.**

Dans la zone anatectique du massif de l'Agly, l'analyse de la déformation s'appuie essentiellement sur :

1- les linéations minérales syn-déformation majeure. Qu'il s'agisse de linéations d'étirements ou de croissance syn-cinématique de minéraux allongés, dans l'un et l'autre cas, l'allongement moyen des minéraux est synonyme de direction de transport. On constatera que la structuration principale, associée à un comportement visco-plastique des séries à l'hercynien, ne favorise pas le développement de phases de plis homogènes et pénétratifs;

2- les zones de cisaillements, soit mylonitiques, soit fragiles, post-déformation majeure. En effet, après cristallisation et structuration, le domaine anatectique constitue une masse composite litée dont le degré d'anisotropie et de compétence est élevé. La déformation est alors préférentiellement accommodée par des cisaillements plutôt que par des plis. Ainsi, la caractérisation de la déformation post-structuration primaire repose sur l'interprétation des zones de cisaillements mylonitiques. Leur étude comporte deux approches principales:

- une investigation depuis l'échelle de la lame mince jusqu'à celle du grain lui-même, dans le but de cerner les modes de déformation et les conditions dans lesquelles ils se développent ,

- une analyse géométrique des zones de cisaillement par rapport aux autres structures; l'étude se fait alors depuis l'échelle de l'échantillon macroscopique jusqu'à celle du massif tout entier.

#### **2- Les principaux mécanismes de déformation observés dans les zones mylonitiques: essai de caractérisation des conditions de développement des cisaillements en fonction du comportement des phases minérales affectées.**

Toutes les zones mylonitiques du massif, associant des niveaux porphyroclastiques et des milieux ultrafins, résultent d'une déformation continue (déformation plastique) au sens défini par Nicolas (1984), c'est-à-dire: "La déformation plastique résulte du déplacement relatif d'éléments structuraux dont la taille et la nature déterminent le mécanisme de déformation". Dans toute l'étude qui suivra, nous comparerons les observations faites dans les zones mylonitiques de basse température constituant les failles de Fosse, du Rentadou et du Mont-Redon, par opposition aux zones mylonitiques de plus haute température type faille d'Ansignan - Caramany. Cette étude est essentiellement le fruit d'une analyse de la déformation finie observée en microscopie optique sur les faciès porphyroclastiques. L'observation du milieu ultrafin (grain de diamètre  $\leq 10 \mu\text{m}$ ) sera abordée ultérieurement.

##### **a- Les ruptures, rotations et glissements blocs sur blocs accompagnés de dissolution - recristallisation.**

Le comportement fragile participe presque systématiquement à la réduction de taille des cristaux millimétriques à centimétriques des associations Opx - Fk - Pl - Ga et Ga - Fk - Pl dans les mylonites de la faille

d'Ansignan - Caramany, et des associations Ga - Fk - Pl dans les mylonites de type Mont-Redon. La réduction de la taille des grains se produit par rupture fragile. D'après nos observations, la cataclase s'effectue de façon progressive (fig. 163) par:

- développement de fractures dans le minéral;
- rotation libre des blocs dans le sens du cisaillement;
- développement de microfractures conduisant à une granulation des extrémités des blocs dont la rotation n'est plus libre.

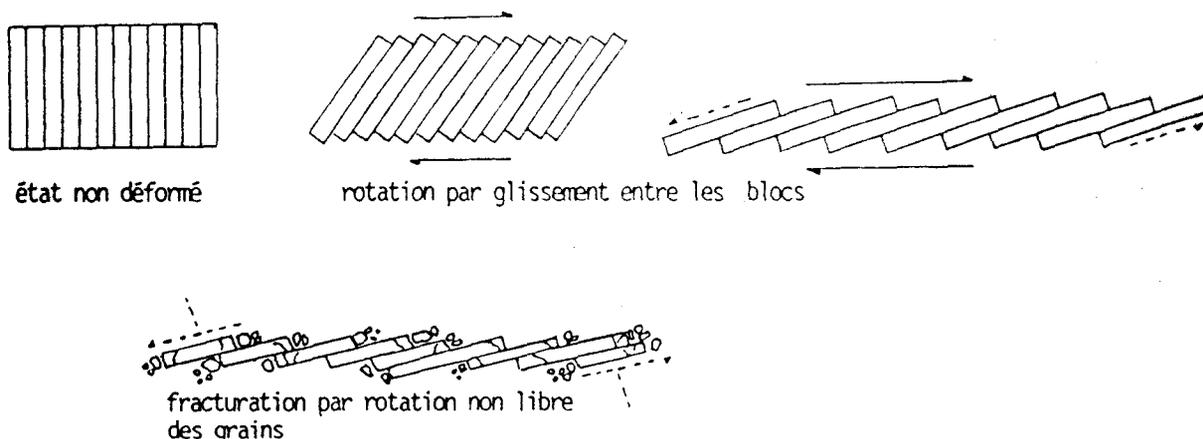


Fig. 163: Cataclase progressive dans les mylonites du massif de l'Agly: exemple d'un système en rotation dextre.

C'est ensuite qu'apparaissent les phénomènes de dissolution-recristallisation. Très souvent, les grains rompus sont assujettis à des processus de dissolution accélérés par l'augmentation de la surface spécifique. Dans les mylonites étudiées, ils s'effectuent sur place, c'est-à-dire, aux extrémités mêmes des blocs, engendrant ainsi des sigmoïdes millimétriques à centimétriques de type  $\sigma$  dans la classification de Passchier et Simpson (1986) (fig. 164). La différence entre structure  $\sigma$  et  $\delta$  est essentiellement basée sur l'explication suivante: dans une structure  $\sigma$ , le claste est déformable et les queues de cristallisation correspondent à la "déformée du claste" dans un processus de dissolution - recristallisation in situ; par contre, dans une structure  $\delta$ , le claste est un noyau indéformable et dans sa rotation, il engendre des figures d'entraînement ainsi que la cristallisation, dans les zones de moindre pression, d'un matériel "importé".

Ces mécanismes sont surtout développés aux dépens des grenats et des feldspaths, minéraux réfractaires à la déformation ductile, dans les mylonites type faille du Mont-Redon. Les feldspaths présentent des structures  $\sigma_a$  ou  $\sigma_b$  (C, D, fig. 164) alors que les grenats se présentent sous la forme de structures  $\sigma_a$  ou, beaucoup plus rarement, en structures complexes  $\sigma$ - $\delta$  (H, fig. 164). Dans ce cas, c'est le grenat qui se déforme et fournit les queues de type  $\sigma$ , relayées ensuite par la cristallisation de quartz en queues de type  $\delta$ .

Dans les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, les figures  $\sigma$  ou  $\delta$  sont beaucoup plus rares, la cataclase s'accompagne d'une forte déformation plastique des grains, ou alors, la multiplication des ruptures fragiles et les glissements blocs sur blocs entraînent des taux de déformation supérieurs à 1000% transformant par exemple un grenat millimétrique en une bande de grains de 50 à 100  $\mu\text{m}$  de diamètre maximal.

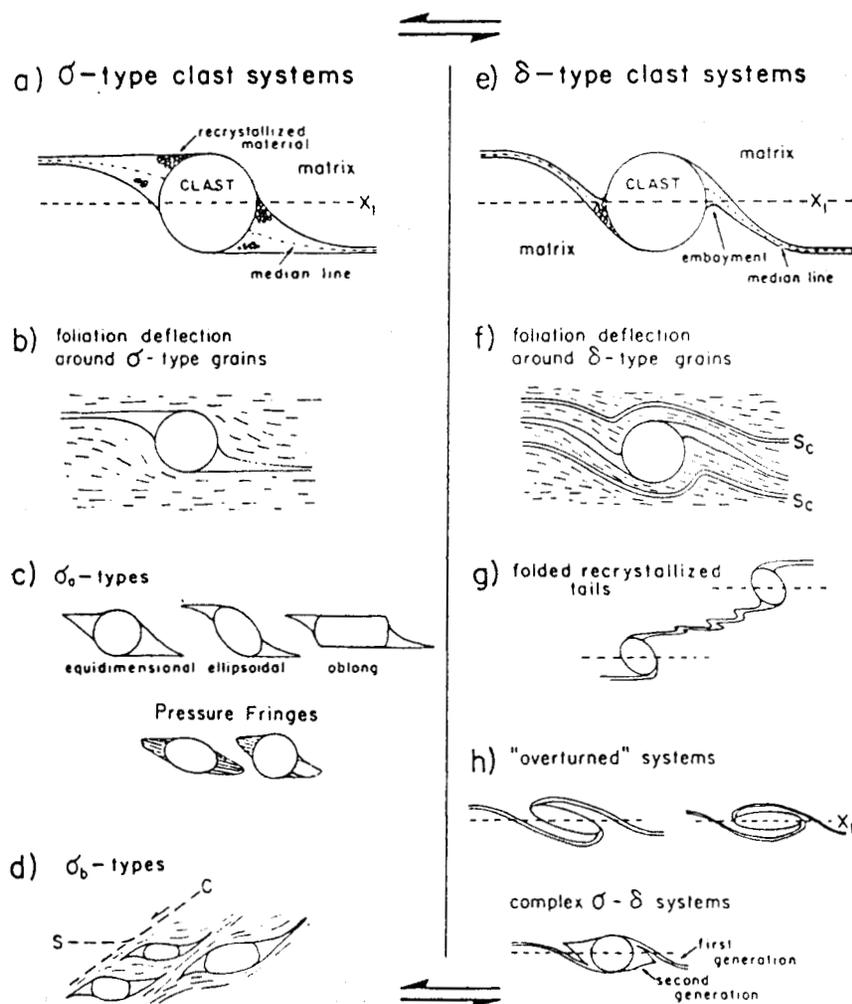
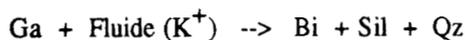
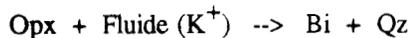


Fig. 164: Classification des systèmes porphyroclastiques sur l'exemple d'une rotation senestre d'après Passchier et Simpson (1986).

On constate la participation d'une phase fluide dans la déformation. Ainsi, à l'approche du milieu ultrafin, les porphyroclastes, d'abord réduits en grains de taille inférieure à 100  $\mu\text{m}$ , subissent une rétomorphose partielle. Dans le cas des mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, ce sont les orthopyroxènes et les grenats qui sont les plus touchés :



Conjointement, on note des blastèses très localisées de muscovite en croissance épitaxiale sur les orthoses. Pour les mylonites type faille du Mont-Redon, la rétomorphose affecte les rares porphyroblastes de grenats, progressivement transformés en produits chloriteux aux abords du milieu ultrafin. Les feldspaths potassiques sont, quant à eux, cataclasés puis transformés en fines paillettes micacées. Dans les deux types de mylonites, la blastèse rétrograde est syn-cinématique car elle s'aligne dans le flux généré par le cisaillement et pénètre dans le milieu ultrafin sous forme de bandes de nourrissage.

Les paragenèses rétrogrades syn-cinématiques permettraient de dissocier les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany développées en contexte de haute température (faciès amphibolite), des mylonites des failles de Fosse, Rentadou et du Mont-Redon apparues par opposition en climat de plus basse température.

L'importance relative de la cataclase dans ce dernier type de mylonites s'accorde parfaitement avec la distinction thermique effectuée.

#### b- La déformation plastique.

Ce terme regroupe les mécanismes de déformation continue intracrystalline. Dans la plupart des échantillons étudiés, toute ou partie des phases minérales prise dans une bande mylonitique, est déformée plastiquement. En ce sens, les mylonites de l'Agly sont conformes aux descriptions de White et al. (1980) , Passchier (1982).

En toute rigueur, la déformation plastique des grains obéit à des mécanismes où la présence d'un fluide instigateur de transformations chimiques, est exclue. Cependant, en termes de déformation finie, les observations qui sont faites répondent à des mécanismes de déformation intracrystalline, même si la participation de fluides dans le développement des zones mylonitiques ne peut être exclue, comme en témoignent les rétomorphoses associées aux processus cataclastiques.

#### - le glissement intracrystallin.

Il est particulièrement actif dans les rubans de quartz et se manifeste sous la forme d'extinctions "onduleuses" en bandes sub-perpendiculaires à l'allongement du ruban donc aux plans de glissements. Cette déformation plastique du quartz se produit dès les basses températures, en particulier dans les mylonites type Mont-Redon. Dans les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, les lits de quartz sont moins fréquents et correspondent, nous le verrons, à une déformation plastique de plus haute température. D'après les travaux de Bouchez (1977), le système de glissement plan de base [0001] et de direction basale a serait prédominant dans ces déformations basse température.

#### - la flexion, le pliage, le maclage et le clivage

Etant donné l'aspect pluriphasé des matériaux où seul le quartz peut se déformer par glissement, la déformation plastique n'est jamais homogène. En cas d'impossibilité de glissement, seuls des flexions et pliages localisés, des maclages et des clivages peuvent accommoder la déformation. Ces phénomènes sont particulièrement visibles dans les feldspaths lors de leur rotation dans un cisaillement. Lorsque le plan [010] devient parallèle à la contrainte principale, se développent suivant ce plan, des "macles en coin", des clivages souvent accompagnés de recristallisations, et un pliage perpendiculaire à la contrainte principale. Notons que dans toutes les mylonites observées, la rotation des clastes se poursuivant après déformation plastique des minéraux, les structures de flexion - pliage et les clivages ne constituent plus des indicateurs de la direction de la contrainte principale.

Ce type de déformation dans les feldspaths est observé sur toutes les bandes mylonitiques du massif et ne semble pas constituer un bon critère d'estimation des conditions thermiques de la déformation. Cependant, dans le cas des biotites de taille supérieure au millimètre, les déformations par pliage et flexion sont systématiques dans les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, alors que c'est la cataclase qui prédomine dans les mylonites du Mont-Redon.

Remarquons enfin que la flexion et le pliage sont les déformations presque systématiques, avec la cataclase, affectant les orthopyroxènes des mylonites d' Ansignan - Caramany. Toujours à propos de ce minéral, l'observation fréquente de rotations continues sur plus de 90° des clivages [010], suggérerait aussi la présence d'une déformation par glissement intra-cristallin

- Les mécanismes de "haute température".

Ces mécanismes font en grande partie appel au phénomène de diffusion activé par l'élévation thermique. A haute température, les diffusions actives facilitent la migration des dislocations et leur arrangement en sous-joints dans les grains, donnant ainsi des textures polygonales. Ce phénomène participe à la restauration du milieu ce dernier continuant à se déformer à contrainte sensiblement constante. Les sous-joints sont très difficilement perceptibles en microscopie optique, mais sont parfaitement visibles en microscopie électronique en transmission.

En augmentant la contrainte (fig. 165), la restauration cède place aux déformations plastiques par recristallisation primaire (syn-cinématique = dynamique, post-cinématique = recuit statique). Les néoblastes sont issus de deux mécanismes différents:

- soit ce sont d'anciens sous-grains issus de la restauration par augmentation et empilement des dislocations sur d'anciens sous-joints, on parle alors de recristallisation par rotation de sous-grains (rotation faible du réseau cristallin de part et d'autre du mur de dislocation) où la parenté entre le néoblaste et le cristal hôte entraîne une conformité d'orientation cristalline;

- soit il y a nucléation en périphérie des clastes là où la déformation a été la plus forte, augmentant ainsi le taux de dislocation.

La recristallisation secondaire s'effectue à température élevée. Les néoblastes se développent par migration des joints. Il s'agit de mécanismes de recristallisation par nucléation - migration où un grain se développe en phagocitant les autres. Dans ce cas, les désorientations entre néoblaste et cristal hôte sont fréquents.

Les champs relatifs  $\sigma.T$  des mécanismes de restauration et recristallisation sont consignés sur la figure 165. Dans le cas des mylonites de type Mont-Redon, seuls les clastes de quartz et de rares feldspaths potassiques présentent une recristallisation de "basse température" de type recristallisation par rotation de sous-grains, ou une nucléation en périphérie des grains. Les processus majeurs de déformation restent le glissement dans les quartz et la cataclase dans les autres phases.

Par contre, dans les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, les rubans de quartz sont constitués d'agrégats polygonisés et de clastes hôtes accueillant des néoblastes d'assez grande taille. Dans le cas des feldspaths et des plagioclases, la recristallisation génère des néoblastes assez fortement désorientés qui témoigneraient d'une recristallisation par nucléation - migration et conforterait le caractère haute - température des mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany. Dans le cas des milieux porphyroblastiques, les observations de la recristallisation dynamique ne sont pas ou peu perturbées par un recuit statique qui, nous le verrons, affecte fortement le milieu ultrafin. On n'observe pas, en particulier dans les agrégats de quartz, la présence de joints triples à 120° caractéristiques de la recristallisation statique, s'opposant à la recristallisation dynamique, dans la mesure où elle répond à une diminution des énergies de surface entre les grains, et non pas à une évolution issue

des énergies mises en jeu dans la déformation (Nicolas et Poirier, 1976, Poirier, 1976). Corroborant l'aspect dynamique de la recristallisation dans le milieu porphyroblastique, on note que dans certains échantillons feldspathiques (peu affectés par la rétro-morphose hydrique qui gêne l'observation), les néoblastes périphériques aux clastes entrent dans le nourrissage du milieu ultrafin.

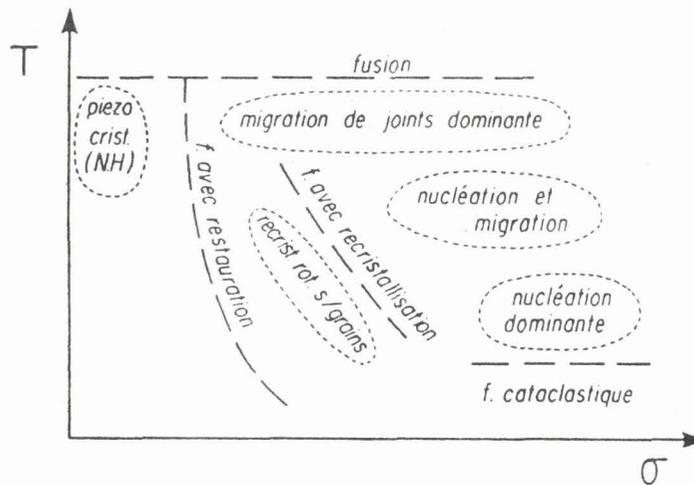


Fig. 165: Répartition dans un diagramme contrainte - température des domaines de déformation plastique par recristallisation et leurs relations avec les différents modes de fluage (f), d'après Nicolas (1984).

### c - Remarques à propos de la superplasticité.

Ce mécanisme est fréquemment invoqué lorsque les milieux porphyroblastiques évoluent en bandes ultramylonitiques présentant des grains dont la taille est inférieure à 10  $\mu\text{m}$ . Le principe de la déformation superplastique est voué au glissement aux joints de grains, le processus de diffusion moléculaire minimisant les frictions aux interfaces. Ashby et Verral (1973) ont proposé un modèle où le glissement aux joints de grains est accommodé par diffusion de matière en surface (A, fig. 166), alors que le modèle de Chung et Davies (1979) propose un glissement par diffusion des lacunes initialement présentes aux joints triples (B, fig. 166).

Bien que l'analyse de la déformation finie dans les ultramylonites puisse parfois se corréliser aux modèles métallurgiques de superplasticité (Boullier et Gueguen, 1975, Passchier, 1982), dans le cas des mylonites de l'Agly, malgré la présence importante d'un milieu ultrafin à taille de grains de l'ordre de 3 à 5  $\mu\text{m}$  (Paquet et Delay, 1989 et annexes) le mécanisme de superplasticité reste difficile à démontrer.

Dans le cas des mylonites des failles de Fosse, du Rentadou et du Mont-Redon, les faciès porphyroclastiques présentent essentiellement des caractéristiques de déformation basse-température, ce qui est incompatible avec la superplasticité. Dans un tel contexte, la présence du milieu ultrafin serait associable à la conjonction d'une cataclase importante et d'une rétro-morphose hydrique syn-cinématique. Par exemple, les grenats, minéraux fragiles, sont cataclastés jusqu'à une taille de grains de l'ordre de 50  $\mu\text{m}$ , parfois moins (jusqu'à 10  $\mu\text{m}$ ). Ces grains de petite taille sont alors affectés par la rétro-morphose sous la forme d'une association Bi - Chl + Qz, et ce sont ces derniers minéraux qui participent au nourrissage de la zone ultramylonitique. Dans l'association Bi - Chl + Qz, le glissement intracristallin et la polygonalisation devraient encore permettre une diminution de la taille des grains, d'autant que la présence de H<sub>2</sub>O favorise l'adoucissement du matériau, en particulier des quartz (Boullier et Bouchez, 1978).

Dans le cas des mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, la constitution polyphasé du matériau initial n'exclue pas, à priori, à l'éventualité d'une déformation superplastique, puisqu'il y a ségrégation par cataclase et rétromorphose hydrique des minéraux entrant dans le milieu ultrafin. Cependant, l'analyse par diffraction X (Paquet et Delay, 1989 et annexes) révèle la présence dans ce milieu de tous les minéraux de la roche mère. Par exemple, au réservoir de Caramany, où le cisaillement affecte la charnockite, l'association Ga - Fk - Pl - Opx - Qz est retrouvée dans le milieu ultrafin. Dans les niveaux leucocrates, la présence sous forme de grains de 3 à 5 µm de l'association Qz - Fk - Pl en proportions équivalentes est systématique. Par conséquent, la présence d'un matériau composite de taille relativement grossière rend difficile l'invocation de la superplasticité, qui impose des échanges diffusionnels dans un milieu dominé par la présence d'une phase, et dont la taille de grains ne doit pas excéder le micron (Paquet et Delay, 1989). Il semblerait que la recristallisation dynamique soit à l'origine du milieu ultrafin, comme le soulignent les bandes de nourrissage où les néoblastes de Fk - Pl autour des clastes entrent sans réduction de taille dans l'ultramylonite. Le grenat et le pyroxène sont systématiquement rétromorphosés, lorsque la cataclase amène la taille des grains à moins de 100 µm. Leur participation au milieu ultrafin se fait donc par les produits de leur rétromorphose, c'est à dire l'association haute température Bi - Sil - Qz. Notons que cette notion de température élevée est étayée par la présence, certes rare, d'orthopyroxène dans le milieu ultrafin, ce qui impose des températures élevées supérieures à 550°C (Van Duysen, 1982).

#### d - Conclusion

L'étude des mécanismes de déformation dans les mylonites, basée sur l'observation du milieu porphyroclastique et ses relations avec le milieu ultrafin montre que:

1- dans toutes les mylonites, la déformation s'accompagne d'une réhydratation, l'apport de fluide adoucit le matériau en développant à la fois la plasticité des minéraux, mais aussi en activant la transformation des phases les plus raides (Ga - Opx) en phases plastiques (micas, Qz, ...). La rétromorphose syn-cinématique serait l'une des causes du développement important du milieu ultrafin, en particulier dans les mylonites de basse température type faille de Mont-Redon.

2 - les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany sont développées dans un contexte thermique élevé comme en témoignent:

- les paragenèses rétrogrades syn-cinématiques à Bi - Qz, Bi - Sil - Qz,
- l'importance d'une recristallisation dynamique dominante dans le quartz et les micas par rapport au glissement, cette recristallisation dynamique étant également efficace dans les orthoses et les plagioclases,
- la déformation plastique par glissement, pliage, voire par recristallisation partielle de l'orthopyroxène;

3 - Corrélativement, les mylonites des failles de Fosse, du Rentadou et de Mont-Redon sont générées dans un contexte thermique moins élevé que celui des mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany. L'écart de température n'est pas forcément très important, peut-être guère plus de 100°C, mais il est suffisant pour:

- développer des paragenèses rétrogrades syn-cinématiques à Bi - Chl - Mu - Qz aux dépens des grenats et des feldspaths potassiques,

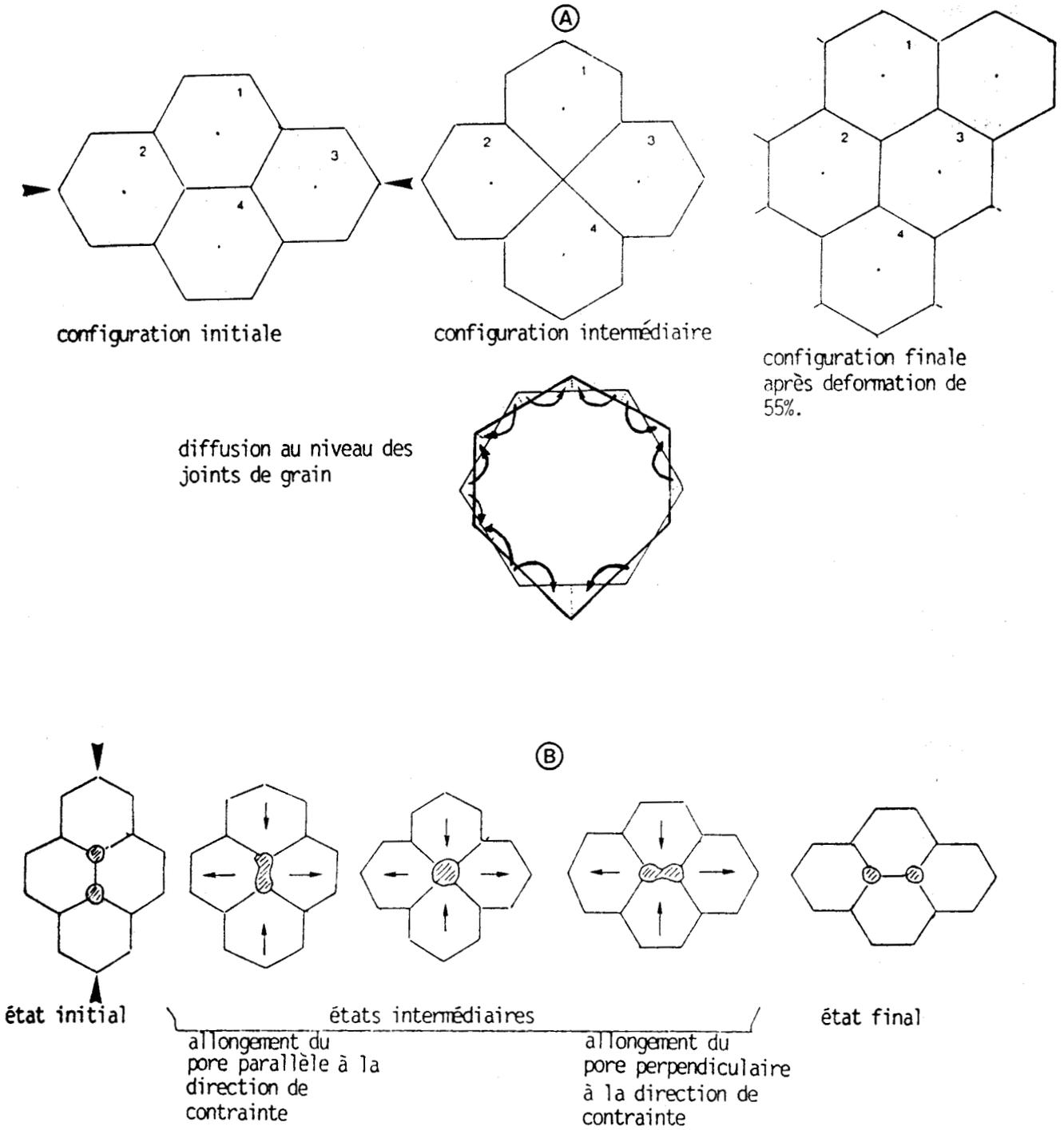


Fig. 166: Modèles de métallurgie physique sur le mode de fonctionnement de la superplasticité:  
A: par diffusion aux joints de grains, d'après Ashby et Verral (1973)  
B: par diffusion de lacunes aux joints triples, d'après Chung et Davies (1979).

- privilégier les glissements dans le quartz et les micas par rapport à la recristallisation dynamique,
- de manière générale, développer préférentiellement les ruptures cataclastiques, mécanisme de "basse" température et de forte contrainte, par rapport aux processus de déformation plastique avec recristallisation, mécanismes de plus haute température (fig. 165). Ceci n'est pas sans conséquence. Par exemple,

le milieu ultrafin qui se développe plus facilement par recristallisation plutôt que par cataclase, n'excède jamais 20% d'un volume de référence dans les mylonites de type Mont-Redon, alors qu'il est toujours supérieur à 50% sur le tracé de la faille d'Ansignan - Caramany. Corrélativement, l'observation de figures rotationnelles type  $\sigma$  et plus rarement  $\delta$  (fig. 163) est fréquente et facilite la détermination du sens de déplacement dans les mylonites du Mont-Redon, alors que ces mêmes structures sont rares dans les mylonites d'Ansignan - Caramany;

4 - enfin, dans les mylonites d'Ansignan - Caramany, où les conditions thermiques de genèse permettent d'invoquer le mécanisme de super - plasticité dans le développement du milieu ultrafin, la composition multiphasée, associée à une taille de grains assez forte (3 - 5  $\mu\text{m}$ ) constitue un argument allant à l'encontre d'un tel mécanisme.

### 3 - Les apports de l'étude du milieu mylonitique ultrafin.

Un exemple d'étude du milieu ultrafin a fait l'objet d'une récente publication (Paquet et Delay, 1989 b) dont le contenu est fourni en annexe. Dans ce travail, on se proposait de comparer le milieu ultrafin des mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany, dans le massif de l'Agly, avec des formations de la bande mylonitique majeure du massif de Saint Barthélémy, séparant les migmatites supérieures des gneiss granulitiques inférieurs.

Les quatre méthodes employées sont: diffraction X et analyse microchimique pour la caractérisation des phases, microscopie électronique à balayage et en transmission afin d'apprécier les conditions de déformation dans le milieu. La technique d'utilisation de ces outils et les arguments d'interprétation étant entièrement consignés en annexe, nous ne retiendrons ici que les principaux résultats.

Dans les mylonites affectant la charnockite du massif de l'Agly, le milieu ultrafin est constitué par les phases Bi - Qz - Sil - Fk - Pl - Opx - Ga, c'est - à - dire les minéraux de la roche non déformée plus ceux issus de la rétro-morphose haute température du grenat et de l'orthopyroxène. Alors que les associations Bi - Sil - Qz étaient syn-cinématiques dans les milieux porphyroblastiques, et s'interprétaient comme la conjugaison d'une recristallisation dynamique et d'une rétro-morphose hydrique, la même association dans le milieu ultrafin traduit cette fois, par les microstructures qu'elle développe, une recristallisation secondaire post-déformation. Cette étape statique s'est développée dans les mêmes conditions de haute température que celles de la déformation. Ajoutons que la composition des plagioclases déformés et recristallisés dans des queues de sigmoïdes ou dans le milieu ultrafin, est identique à celle des clastes.

Dans les mylonites de St Barthélémy, l'évolution semble plus complexe. Dans les niveaux porphyroclastiques, les grenats et les biotites ne présentent pas d'évolution de composition ou de rétro-morphose lors de la diminution de la taille des grains, et sont retrouvés sans variation de composition dans les interlits ultrafins. Par contre, le plagioclase montre une nette tendance à l'albitisation qui peut être, soit syn-cinématique traduisant une déstabilisation rétrograde lors de la déformation, soit post-cinématique et caractériser un recuit

statique post-déformation. Dans les niveaux ultrafins plus épais, l'ambiguïté est levée. En effet, les plagioclases sont entièrement albitisés et les micas ont une composition attestant d'une forte chloritisation. Le développement de cette nouvelle paragenèse correspond, par les textures observées, à un stade de recuit statique post-déformation. Ainsi, les mylonites du massif de Saint Barthélémy pourraient s'être développées dans des conditions thermiques élevées, mais elles ont subi une évolution statique post-cinématique dans le faciès schistes verts. Cette rétomorphose est d'autant plus marquée que le milieu est fin, l'augmentation de surface spécifique activant très certainement les rééquilibrations.

L'investigation poussée sur le milieu ultrafin des mylonites de type Mont-Redon dans le massif de l'Agly est en cours. Apparemment, il serait comparable à celui observé dans les mylonites de St Barthélémy, c'est-à-dire ayant subi une évolution statique dans le faciès schistes verts. Cependant, à la différence des mylonites de Saint Barthélémy, les milieux porphyroblastiques ont montré une recristallisation dynamique accompagnée de la croissance de muscovite aux dépens de feldspath potassique, et d'intermédiaires Bi - Chl aux dépens du grenat. Par conséquent, l'écart thermique entre l'étape de déformation et le recuit serait plus faible dans les mylonites du Mont-Redon que celui constaté dans les mylonites du massif de St Barthélémy.

L'apparition d'un recuit statique n'est pas sans conséquence dans l'étude générale des zones mylonitiques. Il peut fortement gêner la diagnose des conditions de la déformation en occultant partiellement ou totalement les structures syn-déformation. Dans le cas des zones cisailées de type Mont-Redon dans le massif de l'Agly, ou celles du St Barthélémy, le recuit pourrait faire croire au développement à basses températures des zones mylonitiques, alors qu'en fait, le milieu porphyroclastique, moins touché par l'étape post-cinématique, montre une déformation à des températures supérieures.

La deuxième conséquence, liée à la présence d'une recristallisation statique, provient de l'adjonction d'une inconnue dans l'histoire de la zone mylonitique: quel laps de temps s'est-il écoulé entre la déformation majeure et l'étape statique? Il est très souvent difficile d'en juger. Il est par contre certain, que la blastèse post-cinématique gouverne les datations absolues. Dans les mylonites de St Barthélémy, Costa et Maluski (1988) ont donné par la méthode  $Ar^{39} - Ar^{40}$  aux biotites et aux muscovites, un âge de 110 - 100 MA. Cette estimation est peu différente des valeurs de 102 MA sur les biotites et 85 MA sur les muscovites, obtenues dans des micaschistes hercyniens au SW de Prades par Goldberg et Maluski (1988). De la même façon, Albarède *et al.* (1978) avaient obtenu des âges typiquement alpins dans des matériaux hercyniens du massif de l'Agly. Dès lors, il est évident que la période d'âge absolu 110 - 90 MA correspond à une étape thermique qui remet à zéro l'équilibration du système radiométrique  $Ar^{39} - Ar^{40}$ . Les datations de Costa et Maluski (1988) entrant dans cet intervalle et concernant des minéraux associables à un recuit, cela nous incite à placer le fonctionnement de la bande mylonitique majeure du massif de St Barthélémy avant cet épisode thermique statique à 110 - 100 MA. De St Blanquat et Brunel (1988) évoquent, à ce sujet, un fonctionnement soit tardi-hercynien soit créacé.

Dans le massif de l'Agly, aucune datation absolue sur les zones mylonitiques elles mêmes n'a été proposée. Etant donné le recuit évident qui affecte ces cisaillements ductiles, les âges obtenus ne pourraient

certainement pas caractériser l'âge de la déformation. L'étude de la nature des phases impliquées dans la déformation et leurs conditions de stabilité nous ont permis de dissocier les mylonites "chaudes" de la faille d'Ansignan - Caramany, des mylonites de plus basse température des failles de Fosse, Rentadou et de Mont-Redon. L'argument thermique seul n'est pourtant pas suffisant pour invoquer deux étapes distinctes de déformation. En effet, les mylonites de type Mont-Redon affectent des niveaux structuraux supérieurs à ceux impliqués dans la faille d'Ansignan - Caramany. On pourrait parfaitement envisager que ces deux types de mylonites soient sub-contemporains, les différences de température de déformation étant simplement le fait de la différence de position structurale des accidents.

Néanmoins, les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany se développent avec des paragenèses syn et post-cinématiques comparables à celles produites par la rétro-morphose hydrique hercynienne des faciès gneissiques et charnockitiques de l'U.C. Dans le cas des mylonites type Mont-Redon, affectant les migmatites de l'U.B., les paragenèses syn et post-cinématiques sont équilibrées à plus basse température, alors que les conditions de rétro-morphose hercynienne ne sont pas fondamentalement différentes de celles de l'U.C. Si les deux séries de mylonites étaient de même génération, pourquoi l'une se développerait-elle dans les conditions de la rétro-morphose hercynienne et pas l'autre?

Certes une réponse est envisageable. Si l'on suppose que les deux types de mylonites sont contemporains et que le recuit statique, dans le faciès schistes verts, des mylonites du Mont-Redon est comparable à celui des cisaillements du St Barthélémy, alors, la blastèse statique est alpine. En prenant l'hypothèse unitaire qui regroupe toutes les mylonites de l'Agly en une même phase de déformation, on est conduit à donner un âge alpin à la recristallisation statique des mylonites d'Ansignan - Caramany dans le champ de la sillimanite. Cette dernière conclusion va à l'encontre:

du degré de métamorphisme alpin, au plus épizonal, constaté dans les formations environnantes du massif;

de l'absence d'une forte remobilisation des phases du métamorphisme hercynien, ce que ne manquerait pas d'apporter un métamorphisme alpin atteignant l'isograde de la sillimanite dans les environs immédiats du massif.

La pétrographie des zones mylonitiques s'accommoderait mieux de deux étapes distinctes de déformation. Les arguments les plus convaincants restent cependant d'ordre géométrique à l'échelle de l'affleurement ou du massif. Dans l'étude analytique de la déformation (chap. VI - section II), nous avons largement insisté sur les différences géométriques qui existent entre les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany et celles de type Mont-Redon.

Rappelons que les plans mylonitiques de la faille d'Ansignan - Caramany et d'un certain nombre de cisaillements moins importants dans l'U.B., sont toujours sub-parallèles à la foliation majeure. Ces plans, et surtout les sens de déplacement qui leur sont associés, tournent de 90° en suivant la forme en demi-dôme du massif.

A l'opposé, Les mylonites des failles de Fosse, du Rentadou et du Mont-Redon recoupent la structure en dôme, en particulier les failles du Mont-Redon au Sud de Latour de France. Dans la portion E-W du massif, ces

mylonites ont aussi un pendage de 20° à 30° plus faible que celui de la foliation majeure. Conjointement, dans la portion N-S du massif, des plans de cisaillements fragiles, et plus rarement des mylonites pentées vers l'Est, recoupent les cisaillements mylonitiques assimilables dans l'U.B. à la déformation observée sur la faille d'Ansignan - Caramany. Nous associons ces plans tardifs et les failles type Mont-Redon dans la mesure où, quelle que soit leur orientation, ils sont la manifestation constante d'un étirement N030.

Les deux déformations successives vont dans le sens d'un amincissement post-métamorphe des séries hercyniennes. L'argumentaire relatif au sens de déplacement dans les zones mylonitiques et les conséquences de ces derniers sur l'interprétation rétrotectonique, vont maintenant être abordés.

#### 4 - Les sens de déplacements dans les zones de cisaillements mylonitiques.

La détermination des sens de déplacement dans les zones de cisaillements mylonitiques dépend beaucoup de la nature du matériau affecté et des mécanismes prédominants de la déformation. Ainsi, les failles de Fosse, du Rentadou et du Mont-Redon, à cataclase importante, fournissent, lorsqu'elles ne sont pas reprises postérieurement, des indications claires. Les observations sont encore facilitées quand les mylonites cisailent des niveaux à perles de feldspaths qui représentent un référentiel de choix lorsqu'il s'agit de positionner la direction de l'étirement minéral. Toujours dans ces faciès, la présence de structures C-S, de sigmoïdes  $\delta$  dans les rotations de clastes et de plis d'entraînement dans les interlits les plus compétents, sont autant d'indications sur le sens des déplacements.

Dans le cas de la faille d'Ansignan - Caramany, les critères cinématiques se compliquent. Tout d'abord, les matériaux affectés sont variés, puisque les mylonites se développent à partir de gneiss à silicates calciques, de gneiss de Caramany et du Pont de Trilla, ou encore à partir des charnockites acides. Tous ces faciès sont caractérisés par une forte hétérogénéité granulométrique et des propriétés mécaniques différentes. De plus, l'importance de la déformation plastique, associable à la quantité en volume du milieu ultrafin, engendre des étirements tels que plus aucune structure asymétrique n'est visible dans les blastes, ce qui réduit d'autant les possibilités de déterminer le sens des déplacements. Dans ces mylonites, il faudra uniquement compter sur les sigmoïdes des bandes de nourrissage au contact du milieu ultrafin. L'utilisation de ces structures curvi-planaires laisse toujours une petite incertitude sur la position exacte de la direction de transport. On peut aussi s'intéresser à la vergence des plis d'écoulement ou d'entraînement qui affectent le matériau mylonitique lui-même. Malheureusement, l'aspect non cylindrique de ce type de déformation ne permet pas d'éliminer totalement l'ambiguïté concernant la direction de transport.

Les échantillons déformés qui vont être présentés ont été choisis en fonction:

- de leur localisation sur le tracé des accidents afin de vérifier sur de grandes distances la cohérence des déplacements;
- de leur représentativité concernant les figures de déformation qu'ils contiennent;
- de la diversité des matériaux affectés, en particulier pour la faille d'Ansignan - Caramany.

Sur les schémas présentés (fig. 167 à 172), lorsque le plan de coupe est subvertical, une seule ligne orientée est figurée; lorsque le plan de coupe est penté, deux lignes sont tracées afin de définir complètement l'orientation du plan. Bien évidemment, la partie supérieure du dessin correspond à la partie supérieure de l'échantillon sans préjuger du caractère normal ou inverse de la série. Dans le cas des mylonites d'Ansignan - Caramany, la mise en évidence de la linéation de transport a nécessité la multiplication des sections rayonnées sur un échantillon. Nous avons choisi de présenter les structures les plus significatives.

Les échantillons FD85145 - 146 sont prélevés sur le tracé N 110 de la faille d'Ansignan - Caramany au Km 44 de la route D9 situé entre les deux villages. Le cisaillement mylonitique affecte un gros bloc de gneiss du Pont de Trilla injecté d'un filon épais de 10 m de charnockite acide pauvre en porphyrocristaux d'orthose (localisation: carte 1/25000 et A, fig. 173). Dans les mylonites d'origine charnockitique supposée (Opx dans le milieu ultrafin), le milieu ultrafin est abondant (voir les 2 schémas du haut fig. 167), la foliation mylonitique est à pendage moyen au 200 - 40, 210 - 40. Sur une section verticale contenant cette ligne de pendage, le fort allongement des objets et les sigmoïdes des bandes de nourrissage indiquent un déplacement majeur du compartiment supérieur vers le Nord. En regardant la foliation mylonitique sur une tranche parallèle à sa direction, on constate une légère asymétrie indiquant une composante minimale de déplacement vers l'Ouest du compartiment supérieur. L'aspect secondaire de cette composante est soutenu par le faible allongement des grains dans la section. On peut multiplier les observations sur d'autres échantillons et constater systématiquement le jeu du compartiment supérieur, avec une forte composante vers le Nord et une faible composante vers l'Ouest. Les niveaux mylonitiques issus des gneiss du Pont de Trilla (voir les deux schémas du bas de la figure 167) confirment ces orientations. On remarquera que, sur ces faciès riches en Fk - Pl - Ga, le volume des niveaux ultrafins est réduit. Il faudrait peut-être y voir une accommodation de la déformation en fonction de la compétence initiale de la roche.

En conclusion, avec un rejet moyen du compartiment supérieur vers le NNW, la faille d'Ansignan - Caramany est inverse sur cette partie N110 de son tracé et fait remonter les formations de l'U.C. sur les migmatites de l'U.B.

L'échantillon FB85144 (fig. 168) provient d'un cisaillement satellite de la faille d'Ansignan - Caramany qui affecte la charnockite au réservoir de Caramany (carte 1/25000 et A, fig. 173). Ici encore, le milieu ultrafin est abondant et souligne le plongement SSW 30° - 50° du plan mylonitique. Les sigmoïdes des bandes de nourrissage sont fortement marquées suivant la direction du pendage et indiquent un déplacement du compartiment supérieur vers le Nord (schéma en bas à gauche, fig. 168). Sur les sections les plus visibles à l'affleurement, c'est-à-dire globalement orientées E-W (2 schémas du haut, fig. 168), toutes les bandes mylonitiques sont soumises à un microplissement de vergence WNW. On pourrait penser qu'il s'agit d'une phase pllicative post-foliation mylonitique. En fait, lorsque l'on taille des sections rayonnées de l'WNW - ESE à N - S dans l'échantillon, on observe continûment ce même type de microplis sans modification de forme générale. Ceci indiquerait une dispersion rayonnée des axes de ces plis qui correspondraient non plus à des déformations cylindriques, mais plutôt à des structures d'écoulement. Les caractéristiques de ces plis et leur vergence vers le N -

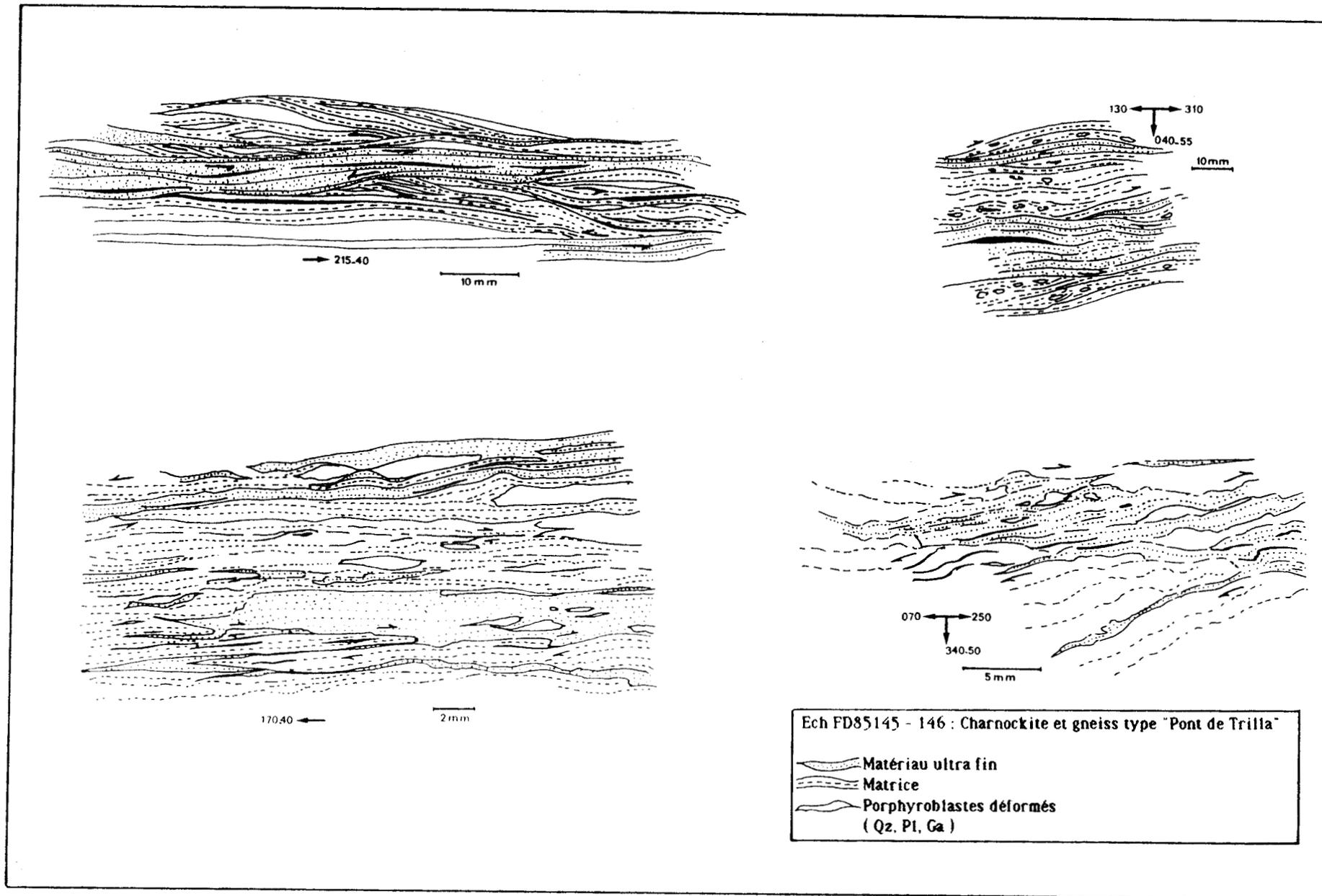


Fig. 167: Critères de sens de déplacement dans les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany sur son tracé WNW-ESE.

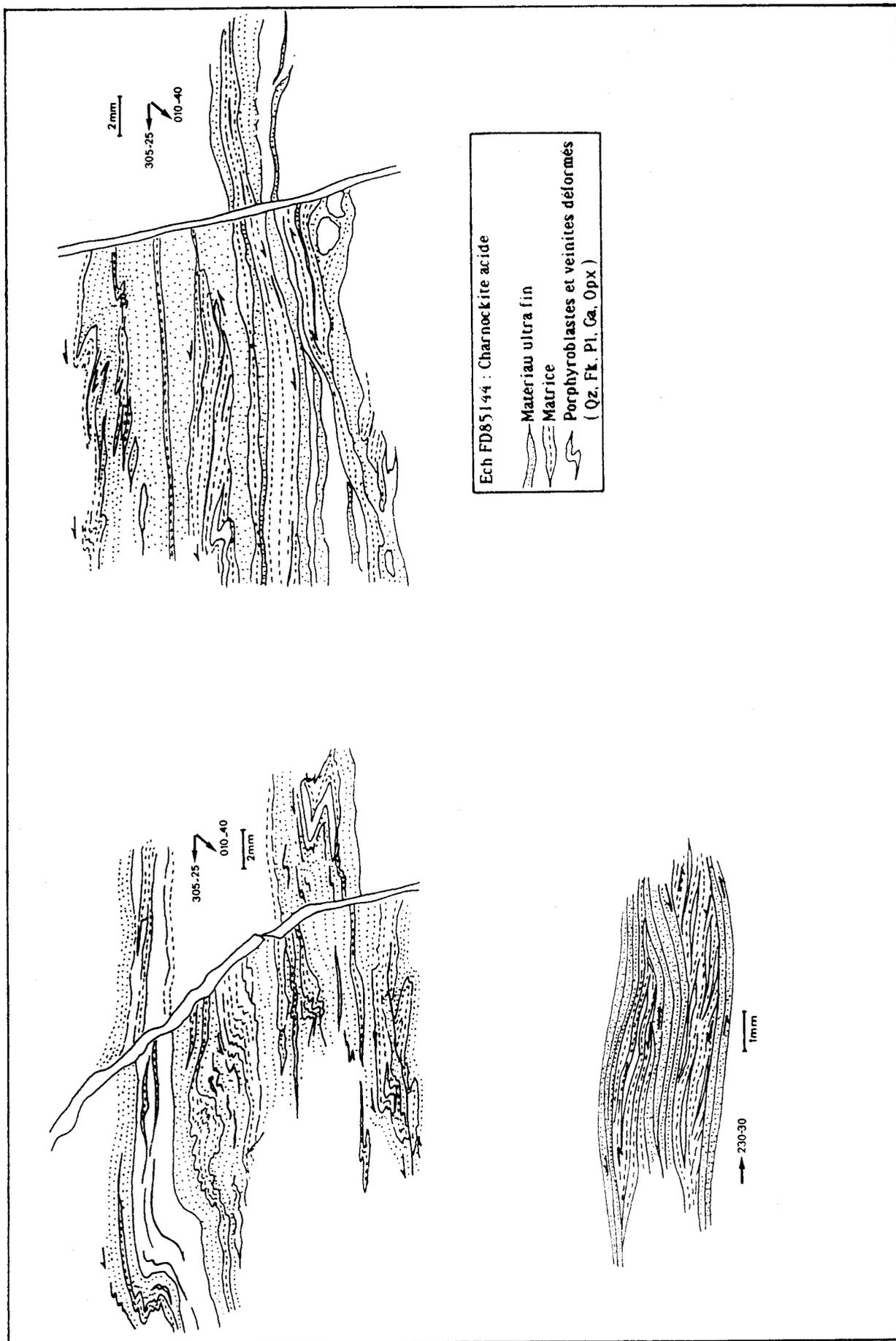


Fig. 168: Critères de sens de déplacement dans les mylonites d'un accident satellite de la faille d'Ansignan - Caramany sur son tracé WNW-ESE.

NNW, compatible avec le sens principal du cisaillement, nous invitent à en faire des marqueurs de la fin de la déformation plutôt que de les associer à une phase post-mylonites. Cet accident fonctionne donc comme la faille principale d'Ansignan - Caramany: en faille inverse à déplacement du compartiment supérieur vers le NNW.

Sur le tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany, la foliation mylonitique plonge de 20 à 25° vers l'Est. Aussi bien dans les gneiss de Caramany (ech FD85139, fig. 169, localisation: B, fig. 173) que dans les formations de type Pont de Trilla (ech FD85141-142, fig. 170), les étirements majeurs des blastes se placent à peu près suivant la direction du pendage des mylonites. Cette direction est conforme, aux rotations de structures près, à celle observée sur le tracé N 110 de l'accident. Les plis tardifs ont ici des vergences NE à Est, les sigmoïdes des bandes de nourrissage du milieu ultrafin montrent clairement un déplacement du compartiment supérieur étalé de l'ENE à l'ESE. Les incertitudes concernant la position exacte de la direction du jeu du compartiment supérieur sont absolument conformes à celles relevées sur le tronçon E-W de l'accident. Les plis tardifs de la déformation mylonitique sont observables, en particulier, sur les échantillons déformés de gneiss à silicates calciques (ech FD85143, fig. 171). Le fluage aisé des carbonates dans une déformation de haute température provoque une phase plicative intense qui n'est jamais cylindrique. Les axes observés sont courbes et toutes les vergences s'étalent en continu du Nord à l'Est (fig. 171). On assiste à de véritables phénomènes de bourrage dans les charnières, affectant aussi bien du matériau ultrafin que des blastes et des agrégats. De telles structures d'écoulement rendent aléatoire la définition d'une direction principale de transport. Notons cependant, que toutes les vergences mesurées restent dans un quadrant allant du Nord à l'Est. Lorsqu'on réussit à trouver des niveaux non plissés (schéma du bas fig. 171), les figures de nourrissage indiquent un cisaillement normal à déplacement du compartiment supérieur vers l'Est.

Dans la sélection des échantillons relatifs à la faille d'Ansignan - Caramany, nous avons évité, en particulier sur le tracé N 110 de l'accident, de retenir les secteurs cisailés de manière fragile, postérieurement cette fois, au fonctionnement des mylonites. Au cours de l'étude analytique de la déformation (section II de ce chapitre), la présence de tels cisaillements postérieurs avait été précisée. Ils se placent suivant une direction sensiblement comparable à celle des plans mylonitiques, mais recouper ces derniers par le biais de leur pendage de 5° à 20° plus élevé. Ces surfaces de rupture fragile fonctionnent en faille normale à déplacement du compartiment supérieur vers le Sud, c'est-à-dire en sens contraire du jeu des plans mylonitiques. Ces surfaces donnent parfois naissance à d'importantes structures listriques qui occultent complètement l'étirement mylonitique plus ancien.

Il faut donc prendre garde aux interprétations rapides sur l'affleurement, d'autant que le fonctionnement en sens opposé des deux phases cisailantes peut provoquer de fâcheuse confusions. Les plans cisailants fragiles conformes aux séries à pendage sud seraient l'équivalent des surfaces de rupture fragile conformes aux séries de l'U.B., à pendage nord cette fois, dans la vallée de l'Agly ou au Sud de Latour de France. Dans les deux cas, ils constituent la réponse, en domaine fragile, à un étirement N-030. Leur caractère post-mylonites d'Ansignan - Caramany et leur position conforme par rapport à une foliation majeure souvent redressée en font, selon nous, des structures postérieures à l'acquisition de la forme en dôme du massif. Cette hypothèse est confortée par le

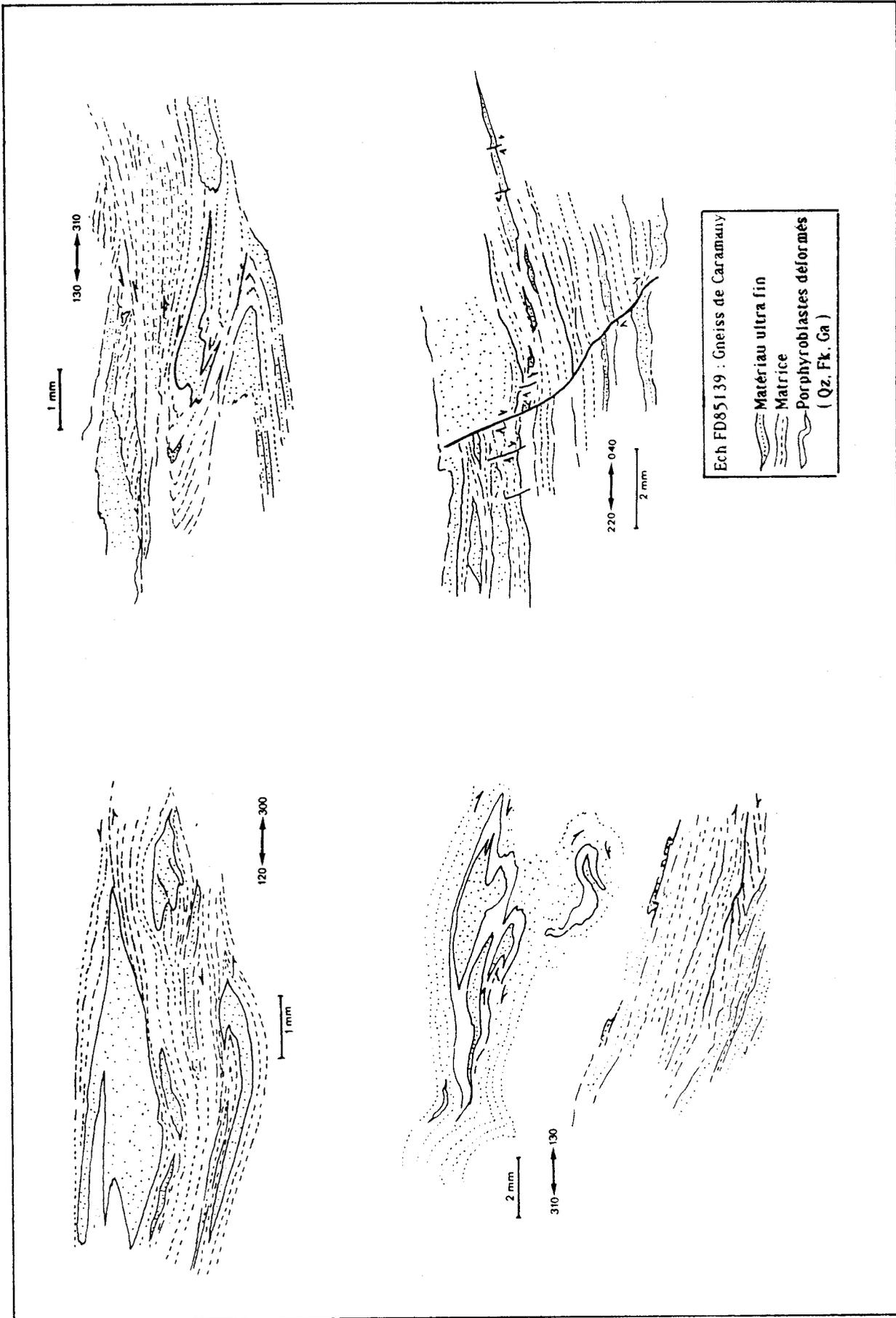


Fig. 169: Critères de sens de déplacement dans un gneiss de Caramany sur le tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany.

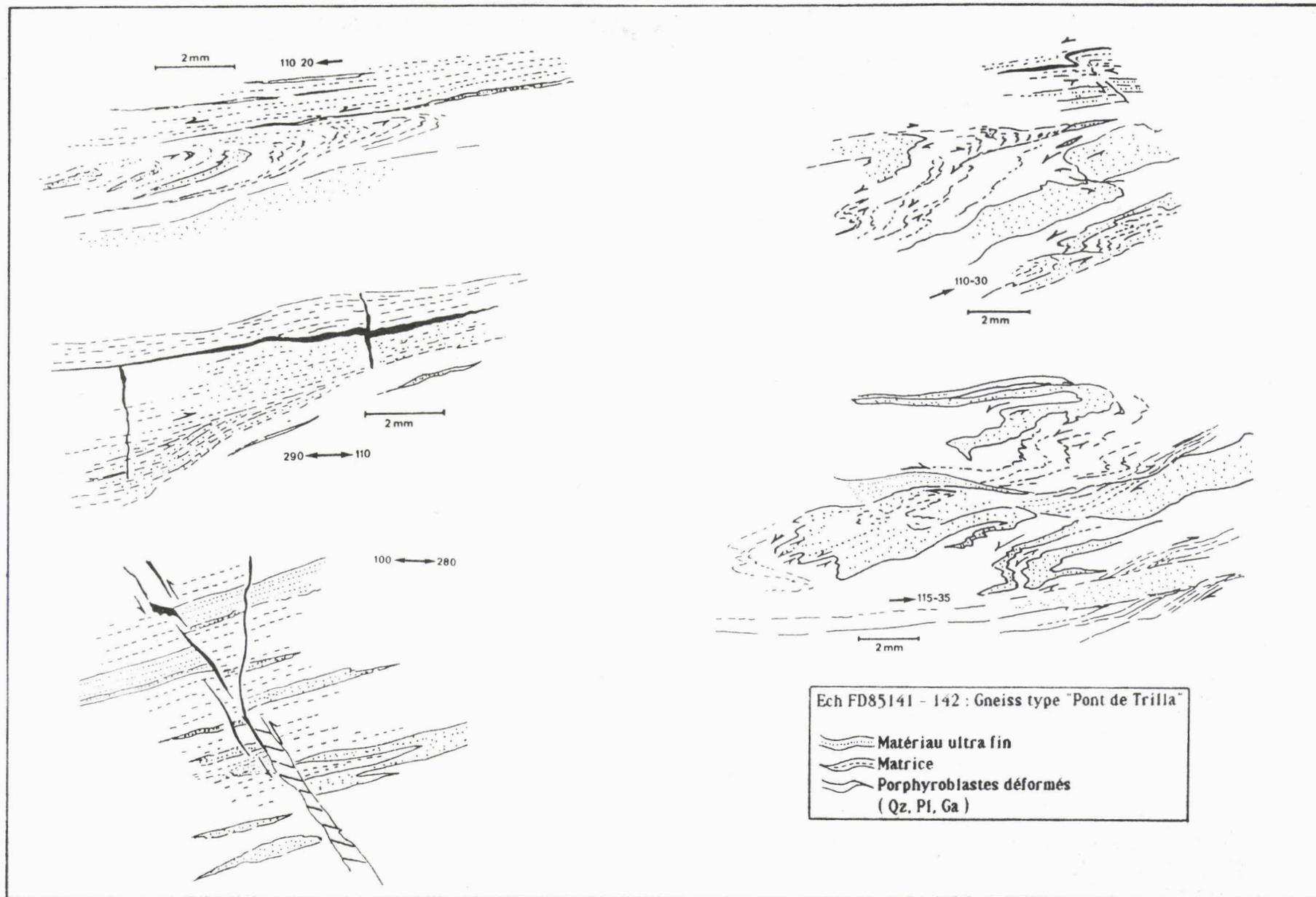


Fig. 170: Critères de sens de déplacement dans un gneiss du Pont de Trilla sur la tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany.

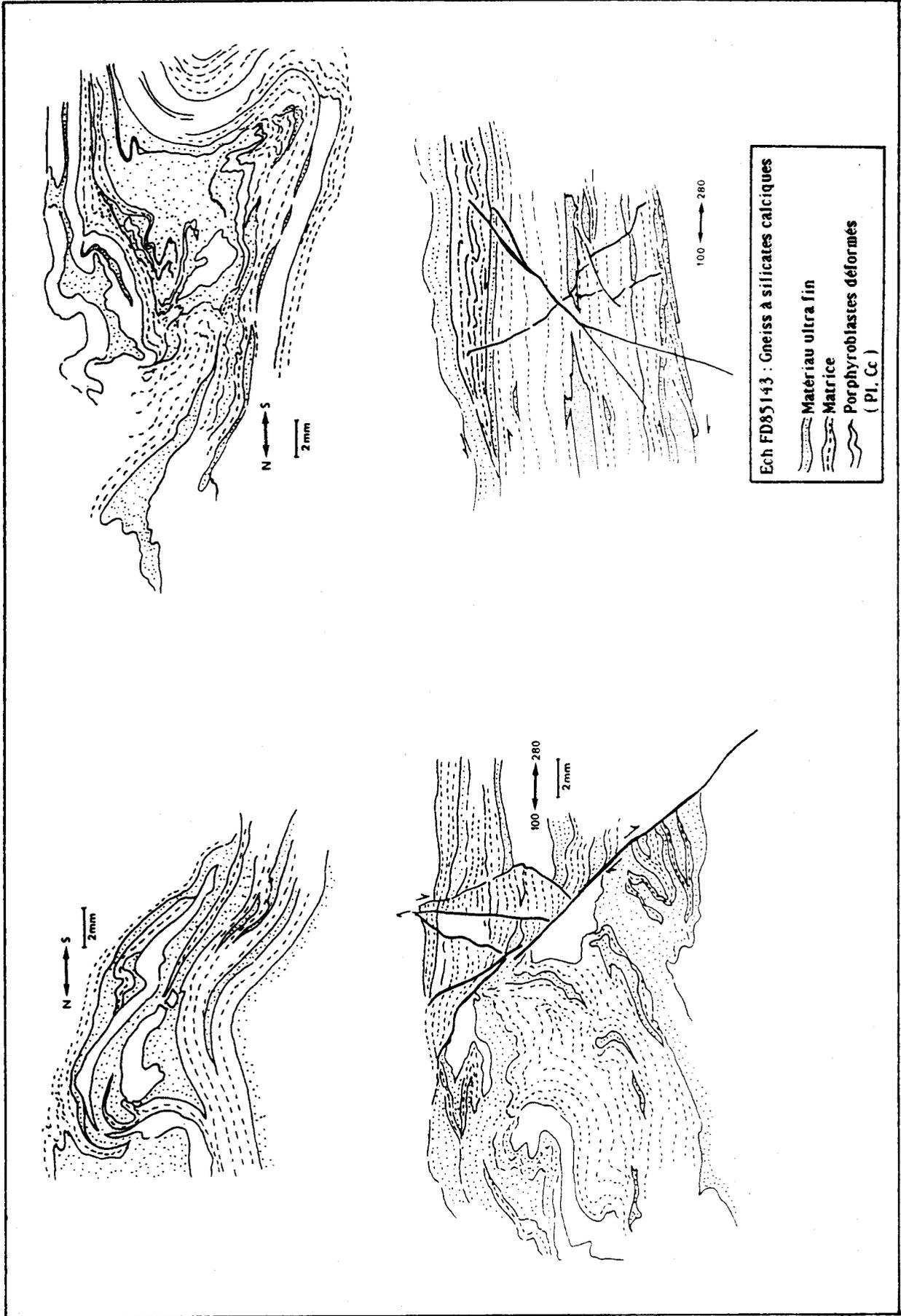


Fig. 171: Niveau de gneiss à silicates calciques pris dans la déformation mylonitique sur le tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany.

parallélisme et l'homogénéité de fonctionnement qu'ils ont par rapport aux mylonites de type Mont-Redon recoupant elles-mêmes le dôme.

Dans les échantillons de mylonites des failles de Fosse et du Mont-Redon (ech FD8620 a, b, c, d, fig. 172, localisation, D, fig. 173), la déformation de basse température et le référentiel que constituent les perles feldspathiques, simplifient la reconnaissance des critères de fonctionnement du cisaillement. L'allongement caractéristique et particulièrement net des anciennes perles de feldspath permet de fixer précisément au NNE - SSW la direction de transport quelque soit l'attitude du plan mylonitique (comparer les deux schémas du haut de la figure 172). Sur toutes les sections perpendiculaires au plan mylonitique et contenant la linéation de transport, les plis d'entraînement, les sigmoïdes de nourrissage du milieu ultrafin, les rotations de clastes de type  $\delta$  (classification de Passchier et Simpson, 1986) et enfin, les structures C-S développées dans les lentilles de feldspath, indiquent un comportement des mylonites en faille normale avec déplacement du compartiment supérieur vers le NNE.

Il n'a pas été jugé utile de présenter en détail des échantillons provenant de la région de Belesta - Caladroi, où l'éirement N-030 se manifeste surtout par des plans de rupture fragile et plus rarement par quelques mylonites "froides" dont les figures de déformation sont strictement identiques à celles de la figure 172. L'association d'un éirement N-030 sur des plans cisailants à pendage 15 - 40° vers l'Est fait de ces structures des failles normales à jeu essentiellement décrochant senestre (C, fig. 173).

La figure 173 effectue la synthèse des observations relatives aux mylonites du massif de l'Agly. Sur son tracé N-110, la faille d'Ansignan - Caramany montre un fonctionnement inverse (A, fig. 173) où le rejet principal est orienté vers le Nord, une faible composante se développant vers l'Ouest. Le fonctionnement global devrait donc déplacer le compartiment supérieur dans une direction N à NW. Sur son tracé N- S (B, fig. 173), la faille est normale à déplacement du compartiment supérieur vers l'Est, la faible composante des plis d'écoulement tardifs vers le Nord pouvant infléchir la direction moyenne de transport vers l'ENE.

La géométrie du plan mylonitique et des directions de déplacement subissent les rotations de 90° liées à la forme en dôme du massif. On pourrait alors considérer le développement des mylonites d'Ansignan - Caramany comme anté-dôme. Mais l'hypothèse unitaire (section II-4 de ce chapitre) d'une structuration en dôme à la fois contemporaine de l'intrusion du granite de Lansac et de la remontée de l'U.C. dans l'U.B. nous paraît plus harmonieuse. En se référant aux expérimentations de Ramberg (1981), la dômation pourrait répondre à une compression de la croûte en profondeur. La genèse à chaud des mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany (isograde de la sillimanite: T = 550 - 600°C) est compatible avec un comportement plastique de l'ensemble des matériaux profonds, ce qui favoriserait la structuration en dôme. On peut aussi évoquer un phénomène de "push-up" lié aux masses intrusives à l'origine des granites supérieurs. Il est sûr que la remontée de l'U.C. dans l'U.B. n'est pas directement liée aux intrusions visibles de charnockites, puisque ces dernières sont mylonitisées à l'état

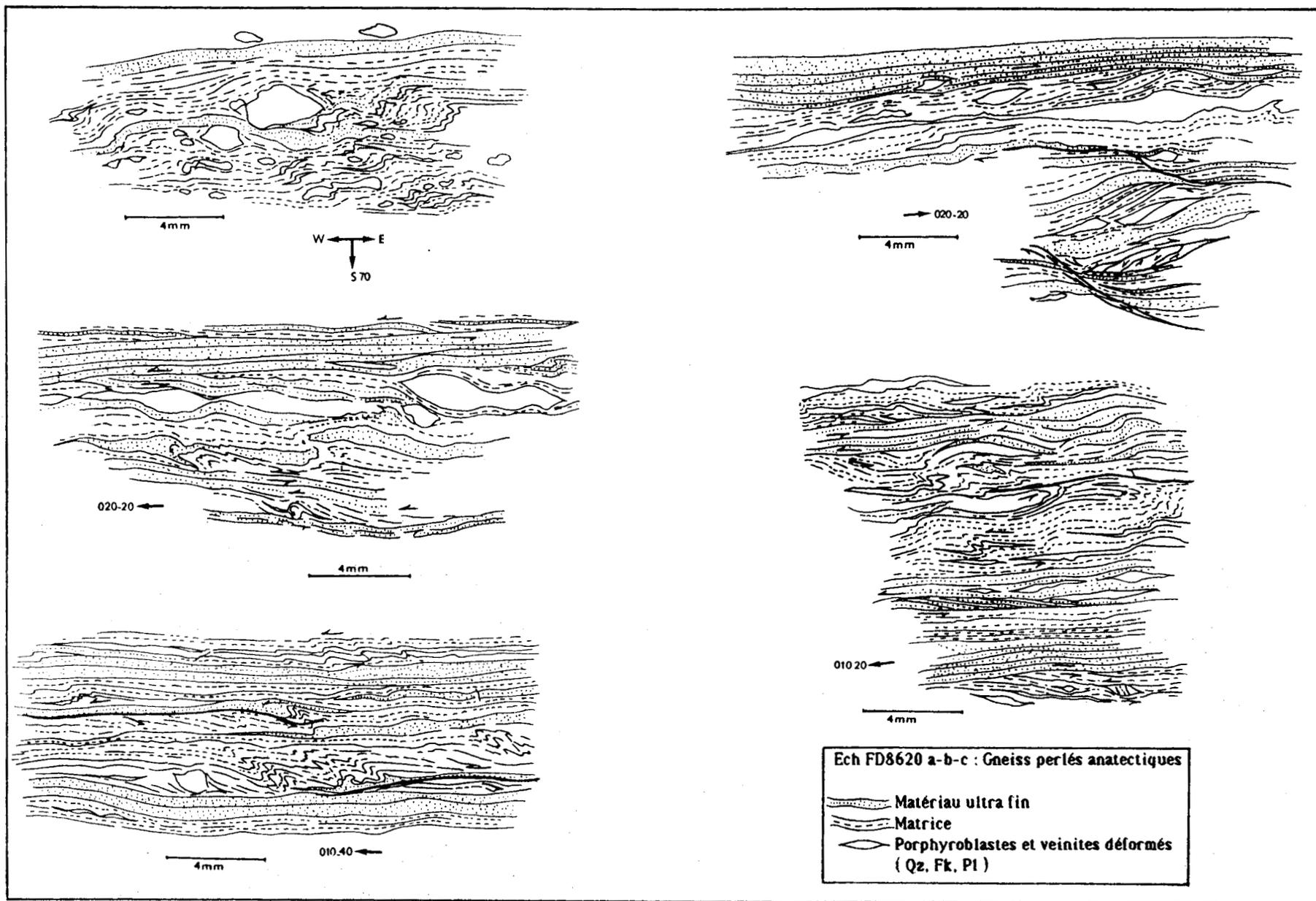


Fig. 172: Critères de déplacements dans les mylonites des failles du Rentadou et de Mont-Redon.

solide dans un contexte thermique compatible avec celui de leur rétro-morphose. Par contre l'hypothèse du "push-up" peut s'appuyer sur un âge moyen des granites supérieurs plus récent que celui des charnockites elles-mêmes (charnockite à 314 MA selon Respaut et Lancelot, 1983 - âge moyen des granites supérieurs: 280 MA).

Quelque soit le mécanisme envisagé, la remontée en dôme de l'ensemble des roches profondes provoquerait une extension en surface propice au développement des bassins et du volcanisme stéphano-permien.

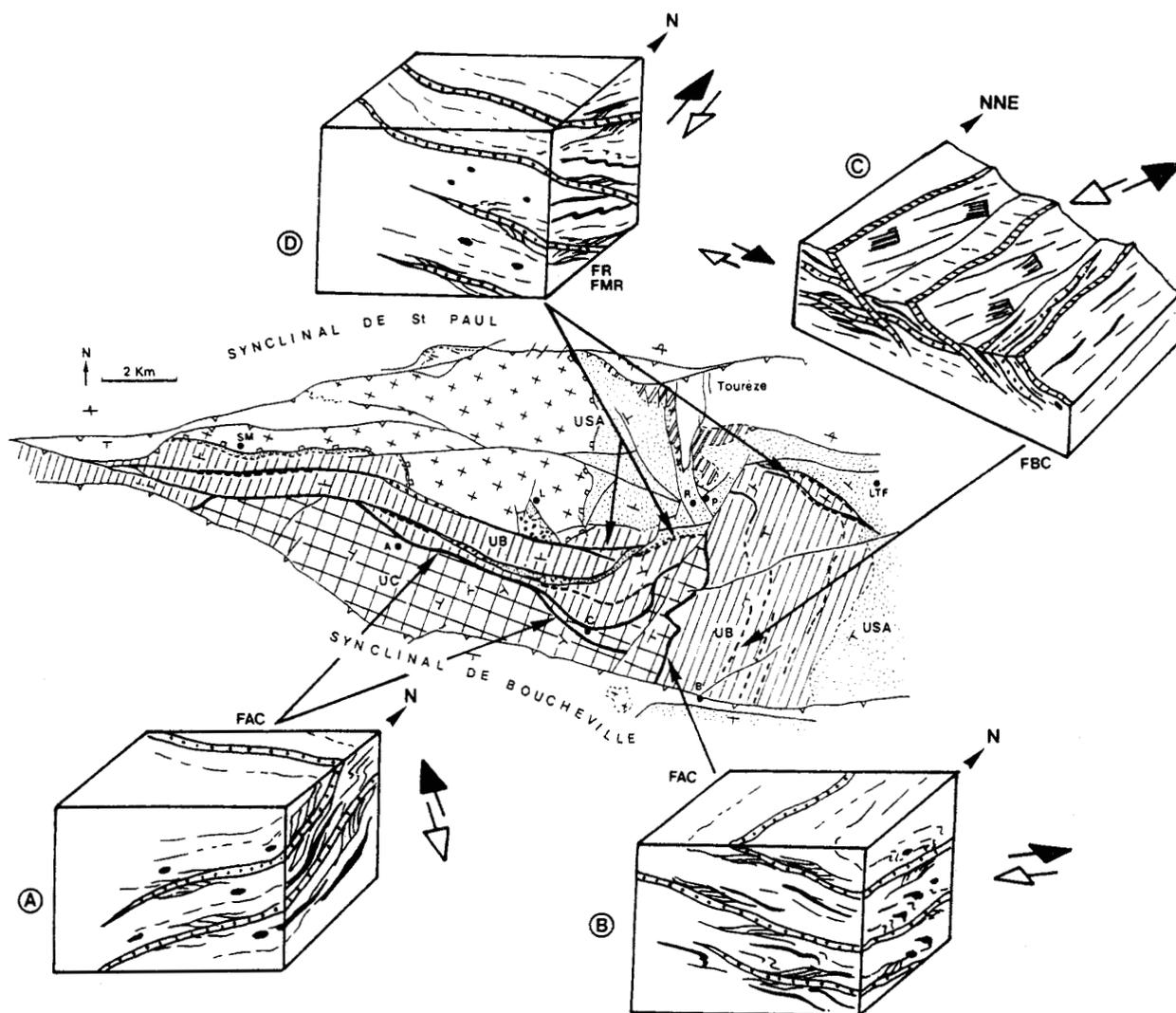


Fig. 173: Synthèse des sens de déplacement dans les mylonites du massif de l'Agly.

**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).

le plongement sud de 40 - 50° de la faille d'Ansignan - Caramany et son fonctionnement inverse sur son tracé N 110, constitueraient une attitude originelle. En effet, étant donnée la position générale des masses charnockitiques, à peine modifiée par rapport au contexte initial de mise en place, le caractère inverse de la faille ne peut être dû à son renversement tardif, car celui-ci aurait dû basculer aussi les masses charnockitiques par

rapport à leur position initiale, ce qui n'est pas le cas. Un basculement tardif devrait aussi générer des déformations cataclastiques des mylonites rigides comparables à celles que l'on observe lorsque, par exemple, le jeu de la faille de Fosse affecte l'accident d'Ansignan - Caramany (coupe E fig. 148). De telles déformations n'ont pas été observées. Par conséquent, la structure inverse de l'accident d'Ansignan - Caramany doit s'intégrer dans le processus unitaire de remontée de l'U.C. dans l'U.B. et serait l'équivalent d'une éponte de masse intrusive qui, dans sa montée, "déborde" sur son encaissant comme le fait partiellement, par exemple, le granite de Lansac sur son bord est.

Les mylonites des failles de Fosse, du Rentadou et de Mont-Redon sont associées à un étirement N 030 postérieur à la structuration en dôme. Cette chronologie se confirme:

- tout d'abord par le caractère basse-température de ces mylonites par opposition aux mylonites haute-température de la faille d'Ansignan - Caramany;
- par une direction principale E-W des accidents qui, en particulier au Sud de Latour de France, recoupe les rotations de la foliation majeure (D, fig. 173);
- et enfin, dans l'Est du massif, par les plans de rupture fragile et les cisaillements mylonites, tous deux décrochants senestres liés à l'étirement N 030, et qui recoupent de fines bandes mylonitiques normales et conformes à la foliation majeure, mylonites elles mêmes assimilables aux amincissements produits par la mise en forme du dôme (C, fig. 173).

Tous ces repères structuraux étant maintenant clairement définis, un modèle général d'évolution tectonique du massif de l'Agly peut être avancé.

## **5 - Evolution tectonique générale du massif de l'Agly.**

Cette présentation se décomposera en deux volets:

- l'un constituant une lecture rétrotectonique de la déformation afin d'éliminer les différentes étapes de déformation postérieures à la structuration hercynienne en dôme. On aboutit au schéma de ce qu'aurait pu être le massif de l'Agly à l'affleurement s'il n'avait pas été ou peu modifié après l'orogénèse hercynienne;
- l'autre se présentant sous forme d'une succession de coupes interprétatives de l'ensemble du massif lors de sa structuration hercynienne.

### **a - Présentation rétrotectonique du massif de l'Agly de l'actuel à la fin de l'orogénèse hercynienne.**

Le massif a été l'objet, au cours du Tertiaire, d'une tectonique de blocs pinçant notamment des brèches vitrolliennes au cœur de formations hercyniennes (A, fig. 174). L'amplitude des jeux, verticaux pour l'essentiel, est difficile à quantifier car le niveau d'érosion anté-vitrollien n'est pas connu de manière explicite. Notons néanmoins, qu'il existe quelques pointements de brèches où cette dernière semble reposer directement par contact stratigraphique sur le socle hercynien. De toute façon, ces jeux sub-verticaux sur une foliation hercynienne fortement redressée n'auront jamais un rôle prépondérant dans la restitution. On se contentera de gommer les affleurements de Vitrollien du schéma structural actuel (A, B, fig. 174).

Les décrochements E-W senestres d'âge albo-cénomaniens (Choukroune et Mattauer, 1978) correspondent à l'ouverture de bassins sédimentaires en "pull - apart", affectent peu le bâti hercynien. On ne trouve au cœur du massif que trois failles kilométriques pouvant rendre compte de cet épisode tectonique: une passant au milieu du granite de Lansac, une autre passant au Nord de Latour de France, séparant les micaschistes des schistes verts au Nord et interrompant le tracé de la faille de Planèzes, enfin la dernière traversant de l'ENE à l'WSW toute la partie est de l'U.B. (A, fig. 174). Le rejet visible horizontal senestre excède rarement 500 m, il est simplement restitué par translation en sens inverse le long de l'accident, sans prendre en compte le déplacement vertical qui n'influe pas sur la restitution des épaisseurs étant donné le caractère très redressé des accidents.

Toujours dans le cadre des déformations albo-cénomaniennes, il faudra aussi restituer le secteur de Roc-Courbe au Nord des villages de Planèzes et Rasiguères. L'étude détaillée de ce secteur particulier a été abordée lors de l'analyse de la déformation (section II-3 de ce chapitre). Nous rappellerons simplement l'ambiguïté relative à l'origine des failles verticales N-S qui découpent la structure de forme sigmoïdale du Roc-Courbe. Cette caractéristique devrait les rendre postérieures aux coulissements E-W, mais elles sont anastomosées sur la partie nord de l'accident de Planèzes, lui-même interrompu par le coulissement E-W au Nord de Latour de France. Étant donnée la faible influence de leur rejet, nous avons choisi de restituer la structure du massif en les éliminant en même temps que les cisaillements E-W albo-cénomaniens (B, fig. 174). Une interprétation plus détaillée sera proposée à partir de celle de l'accident de Planèzes.

L'étape suivante dans la restitution du massif hercynien, consiste en l'élimination du rejet décrochant senestre légèrement inverse de la faille de Planèzes (B, C, fig. 174). Le rejet de cet accident NNE - SSW à fort pendage vers l'Est, est estimé à partir du décalage senestre du marbre de base redressé de part et d'autre de l'accident. La composante inverse est éliminée par un écartement en ciseau autour de la terminaison nord qui après avoir éliminé le rejet horizontal, permet le raccord de l'accident d'Ansignan - Caramany (C, fig. 174). Cette restitution confond les failles mylonitiques de Fosse, du Rentadou et du Mont-Redon en une seule structure plus ou moins diverticulée et de direction générale E-W. On remarquera jusqu'à présent que tous les déplacements effectués lors de cette analyse rétrotectonique, n'ont pas une influence primordiale sur le changement d'épaisseur de l'U.B.

Arrêtons nous quelques instants sur la signification de la faille de Planèzes. Son caractère décrochant senestre pourrait la rapprocher de l'étirement N 030 qui produit les mylonites basse-température de même direction affectant l'U.B. dans l'Est du massif et la faille normale de Fosse - Rentadou - Mont-Redon à l'Ouest. Dans cette interprétation, la faille de Planèzes est postérieure aux cisaillements ductiles puisqu'elle les décroche, mais elle peut obéir à la même étape générale de déformation, plus tardive et cette fois en régime fragile. Elle se positionnerait à un endroit du massif marqué par la faiblesse relative du bâti hercynien, c'est-à-dire, le secteur de plus forte rotation de la structure hercynienne en demi-dôme. Corrélativement, si l'on associe au même contexte de déformation les failles N-S à NNW - SSE qui découpent l'U.S.A. du secteur de Rasiguères, on comprend alors leur disposition anastomosée depuis l'accident de Planèzes, puisque la zone de fragilité maximale de l'U.S.A. est constituée par l'importante virgation des structures autour de l'éponte orientale du granite de Lansac. Cette

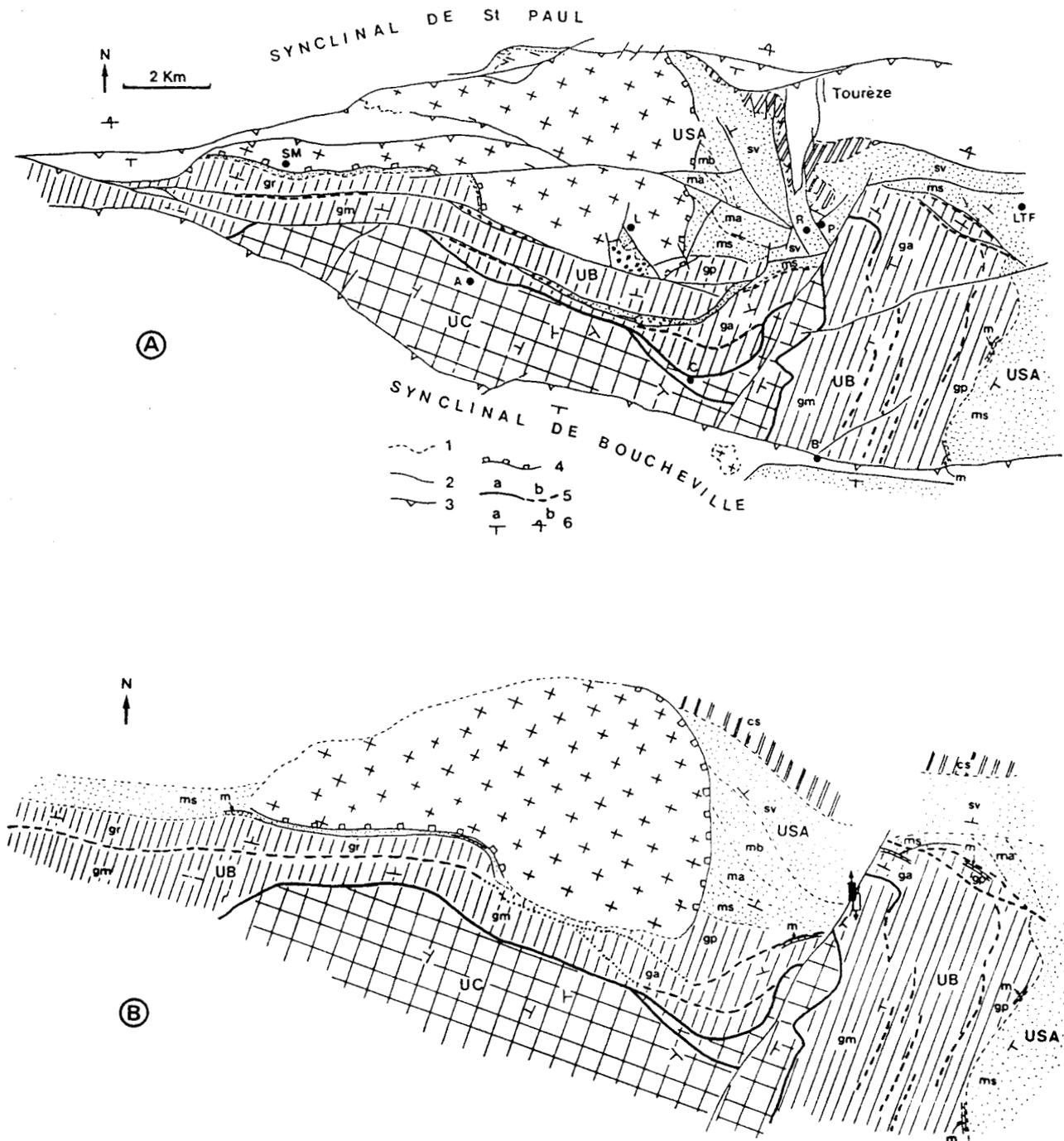


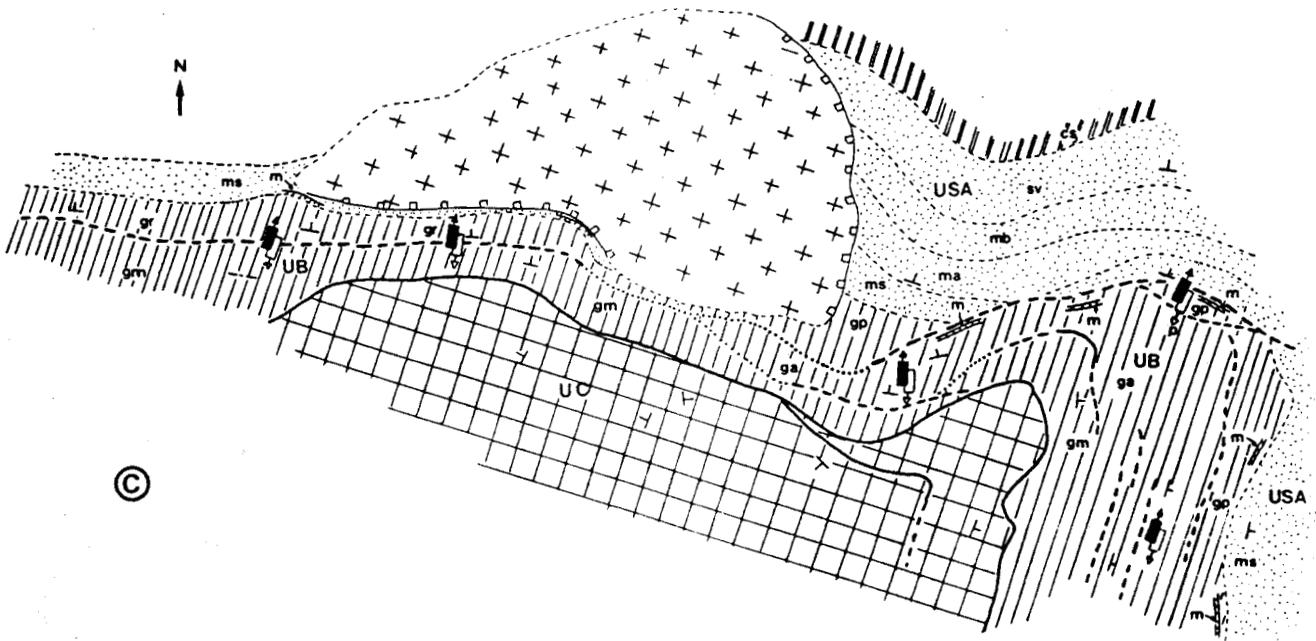
Fig. 174: Reconstitution rétrotectonique du massif de l'Agly de l'actuel jusqu'à l'acquisition de la structure en dôme.

1: contact stratigraphique; 2: zones cataclasées; 3: failles limitant le massif hercynien, le crochon est dirigé vers le compartiment supérieur; 4: contact tectonique du granite de Lansac; 5: zones blasto et ultramylonitiques, a: 30 à 50% de matériaux déformés, b: moins de 30% de matériaux déformés par rapport à un volume de référence; 6: pendages, a: normal, b: inverse. Flèches noires et blanches: déplacement relatif des compartiments supérieur (noir) et inférieur (blanc) d'une faille.

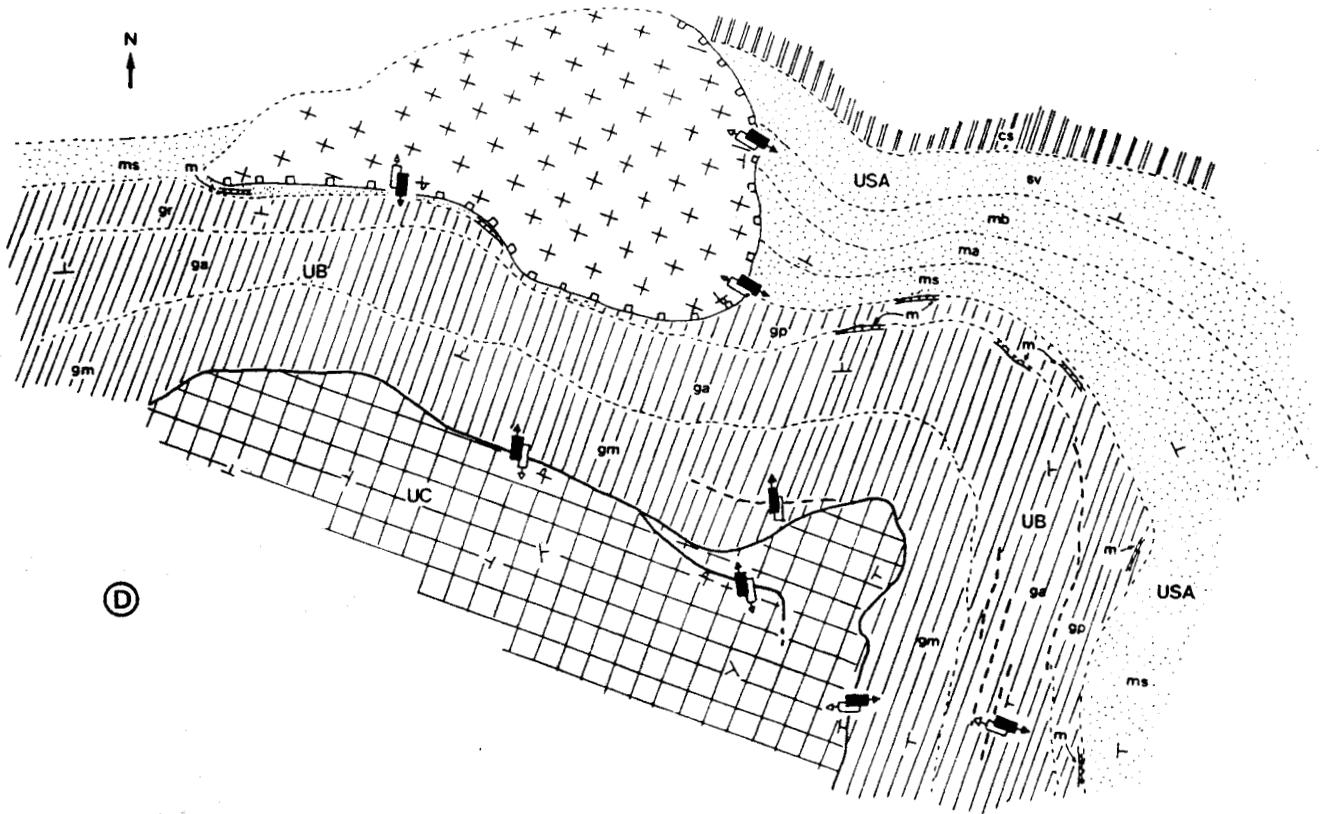
gm: gneiss migmatitiques; ga: gneiss anatectiques; gr: gneiss de la Rivéroie; gp: gneiss perlés; m: marbres; ms: micaschistes à sillimanite; ma: micaschistes à andalousite; mb: micaschistes à biotite; sv: schistes verts; cs: calcschistes siluriens.

A: structure actuelle.

B: Structure reconstituée au Crétacé moyen (anté-Albo-Cénomaniens).



©



©

C: Structure reconstituée au Crétacé inférieur.

D: Structure reconstituée à la fin de l'Hercynien (Permien) après basculement théorique et fictif du dôme pour faire affleurer les unités profondes et les unités supérieures au même niveau structural.

virgation étant décalée d'environ 1,5 km vers le NW par rapport à la rotation du dôme dans l'infrastructure gneissique (carte 1/25000), le tracé de la faille de Planèzes, au contact infra - superstructure, se diverticule vers le NW en une série d'accidents qui empruntent la nouvelle direction de fragilité. L'étirement N 030 étant précurseur des décrochements N 110 albo-cénomaniens, le recoupement de la sigmoïde du Roc Courbe par les accidents attenants à la faille de Planèzes doit être rapporté à un rejeu tardif, pouvant par exemple se produire lors des premières phases alpines compressives N-S, sensibles dès le Sénonien dans les Pyrénées Orientales (Choukroune et Mattauer, 1978).

Le schéma D de la figure 174 est obtenu après élimination des effets du fonctionnement des failles mylonitiques normales type Mont-Redon et des mylonites basse-température décrochantes senestres de l'Est du massif. En fait, si l'on se contentait de restituer la structure uniquement à partir du jeu de ces accidents, le granite de Lansac devrait se situer à l'aplomb de l'U.C., les deux unités ne pouvant pas se représenter dans le même plan horizontal. Il faut considérer la figure 174 D comme le résultat de l'élimination du jeu des failles type Mont-Redon et d'un basculement de l'ensemble vers le Nord, afin de replacer au même niveau structural le granite de Lansac et l'U.C. Ce dernier schéma pourrait correspondre à une forme cartographique possible du massif hercynien s'il n'avait pas subi d'étirement N 030.

Il est difficile d'apprécier le taux d'amincissement produit par cette étape. Dans l'Est du massif, le comportement décrochant des mylonites suivant la direction de la foliation majeure (C, fig. 174) ne doit pas produire d'importants amincissements. Ainsi, la réduction de 4 jusqu'à 2,5 - 2 km d'épaisseur de l'U.B. dans cette partie du massif (chap. III, section VII) est essentiellement liée à la dômation hercynienne. L'étirement N 030 amincit cependant les séries dans la partie du massif orientée E-W puisque, cette fois, les failles sont normales. En admettant que l'amincissement issu de la dômation hercynienne soit identique dans tout le massif, l'U.B. coincée entre le granite de Lansac et l'U.C. devrait avoir environ 2,5 km d'épaisseur. En regardant à propos de ce secteur la figure 174 C, on constate que même avec une attitude redressée de la foliation, la largeur d'affleurement permet d'estimer au plus à 1,5 km l'épaisseur de l'U.B. Les failles mylonitiques basse-température type Mont-Redon, la mylonitisation diffuse et les cisaillements fragiles contemporains de l'étirement N 030 devraient donc, à cet endroit, éliminer à peu près 1 km de série.

Cet étirement mylonitique N 030 peut se positionner à l'intérieur d'un large intervalle de temps. Nous savons qu'il est postérieur à la structuration en dôme, selon nous d'âge stéphano - permien, et antérieur aux coulissements senestres albo-cénomaniens. Un étirement comparable en direction, mais non mylonitique, s'observe fréquemment dans les formations jurassiques du chaînon de la Tourèze en affectant, par exemple les oolites des calcaires aaléniens. Il peut globalement correspondre à l'instabilité soulignée par la multiplication des brèches syn-sédimentaires dans toutes les formations jurassiques du secteur (chap. I). La seule observation de terrain qui puisse préciser l'âge de la mylonitisation basse-température du massif de l'Agly demeure l'albitisation systématique, suivant un réseau fissural E-W, qui post-date ces structures.

Un âge anté-triasique des albités du massif de Salvezines a été proposé par Pascal (1979). Il repose, comme dans le cas du massif de l'Agly, sur une albitisation limitée aux matériaux hercyniens, eux-mêmes

recouverts par des formations triasiques et plus récentes non albitisées. Cette interprétation nous paraît rapide. En effet, la métasomatose alcaline s.l. provient de la percolation de fluides au travers de roches silico - alumineuses. Ce fluide, en déséquilibre chimique avec l'encaissant, produira des transformations métasomatiques s.s. telles le remplacement progressif des feldspaths par l'albite, le développement d'amphiboles sodiques à partir de pyroxènes. On observera aussi la dissolution du quartz et la néo-formation d'albite. Face à un tel mécanisme de développement des albitites du massif de l'Agly, on comprendra aisément qu'elles n'affectent pas les carbonates. Le fluide percolant doit être fortement chargé en sodium. Dans la mesure où des auteurs comme Wickham et Taylor (1985, 1987) invoquent, pour d'autres problèmes et à d'autres périodes, une contamination de la croûte continentale par la percolation d'eau de mer en contexte distensif, il est à priori tout à fait possible d'envisager un processus comparable comme origine de l'albitisation. Elle se produirait par percolation per descensum, en contexte distensif, d'eau au travers des formations carbonatées du Mésozoïque, une partie de la charge en sodium pouvant être acquise dans les formations triasiques. L'albitisation se fait alors dans le réseau fissural E-W du matériau hercynien, réseau déjà préfiguré par l'étirement N 030 en régime ductile puis fragile.

Notons que les gammes pression - température déterminées par Maruejol (1989) sur des albitites du Brésil développées par le même mécanisme d'infiltration:  $P = 1 - 2$  kbars,  $T = 250 - 450$  °C sont compatibles avec le contexte de recristallisation secondaire dans le faciès schistes verts des mylonites issues de l'étirement N 030 du massif de l'Agly. Dans ces conditions, l'âge des albitisations reste à déterminer. Etant donné qu'elles post-datent les mylonitisations basse-température et sachant qu'à ce jour, aucun matériau albitisé n'a été retrouvé remanié dans les formations jurassiques du chaînon de la Tourèze, il semblerait, conformément aux idées de nombreux auteurs (Vielzeuf et Kornprobst, 1984, Mattauer, 1985, De St Blanquat et al., 1986), qu'un étirement crétaé anté Albo - Cénomanié reste l'hypothèse la plus judicieuse.

#### b - Modèle de structuration hercynienne du massif de l'Agly.

Ce modèle doit prendre en compte à la fois les déformations hercyniennes visibles, mais aussi le contexte général du métamorphisme hercynien.

L'histoire du protolithe, avant le pic thermique du métamorphisme hercynien, est difficilement appréciable en partie à cause d'une forte anatexie des matériaux lors du pic thermique. L'étude pétrographique a souligné la présence rare de reliques de disthène dans les migmatites de l'U.B. et de spinelles inclus dans les grenats de septa alumineux. Ces minéraux pourraient être les témoins d'une évolution prograde du métamorphisme hercynien sous une pression supérieure à celle qui caractérise le pic thermique (évolution ascendante d'une boucle dans un diagramme P-T). Ils peuvent aussi correspondre à la trace d'un métamorphisme plus ancien suggéré par l'isochrone  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  à 565 MA obtenue sur certains gneiss de Caramany et les migmatites de l'U.B. par Vitrac-Michard et Allègre (1975). Aucun argument ne permet de trancher entre ces deux possibilités.

Le pic thermique du métamorphisme est anté-déformation majeure dans l'infrastructure. Il est le fait d'une importante remontée de corps basiques qui génère l'anatexie (A, fig. 175). D'après Wickham et Taylor

(1987), l'infiltration d'eau de mer lors du métamorphisme prograde ne descend guère sous la limite infrastructure gneissique - superstructure micaschisteuse. En conséquence, l'anatexie de l'infrastructure ne peut être que le fait d'une augmentation de température et d'une mobilisation de l'eau de constitution du matériau initial et d'un apport magmatique (Fonteilles 1981a, b). L'hypothèse de "rifting" prônée par Wickham et Oxburgh (1986) comme origine de la chaîne hercynienne des Pyrénées, même si un contexte extensif ne peut être généralisé à toute évolution hercynienne (Matte et Mattauer, 1987) permet d'expliquer les homogénéisations du  $\delta O^{18}$ ,  $\delta D$  (Deuterium) d'un certain nombre de zones touchées par l'anatexie. Malgré le caractère harmonieux de cette hypothèse, la présence d'un rift s.s. reste incompatible avec l'origine calco-alcaline des roches basiques. Nous préférons envisager la présence d'un système compressif en profondeur qui, d'ailleurs n'interdit pas une extension en surface. Ajoutons qu'un système en compression est plus à même de rendre compte du caractère additif de la déformation majeure hercynienne qui succède immédiatement à la montée des roches basiques précoces.

La montée des corps basiques serait aussi à l'origine des magmas charnockitiques acides et de la granodiorite de Cassagnes. La forte contamination crustale de ces magmas granitiques et leur caractère accordant, imposent des lieux de genèse pas trop éloignés de la position qu'ils occupent lors de leur mise en place. La datation à 314 MA (Respaut, Lancelot 1983) de la charnockite d'Ansignan positionnerait à la limite Namurien - Westphalien la montée des corps basiques et le pic thermique du métamorphisme dans l'infrastructure gneissique.

La structuration hercynienne générant la foliation majeure (B, fig. 175) est caractérisée dans l'infrastructure gneissique par un écoulement plat vers le S - SW de la masse anatectique. La mise en place des granites profonds dans leur encaissant actuel, ainsi que la cristallisation des leucosomes du milieu anatectique, se font au cours de cette déformation majeure. L'aspect additif de cette phase est exprimé dans la superstructure micaschisteuse par des microplis de transposition de "type b" et par des redoublement de séries, notamment dans les calcschistes siluriens (section II-3 de ce chapitre).

Dans l'infrastructure, cette étape s'accompagne de la rétomorphose hydrique des paragenèses primaires, sous l'effet de la libération des fluides issus de la cristallisation des granites profonds et du milieu leucocrate de l'encaissant anatectique. Le contexte P-T évolue peu, seule la remobilisation diffuse des fluides à l'origine d'augmentations locales de  $PH_2O$  constitue le facteur déterminant de cette rétomorphose. La conséquence d'un tel mécanisme est une bonne préservation des caractères initiaux des paragenèses primaires. Ces conditions P-T que nous proposons, sont sensiblement plus faibles que celles avancées par Vielzeuf (1984): elles se situent à  $T = 650\text{ }^{\circ}C$  dans toute l'infrastructure gneissique tamponnée par l'anatexie,  $P = 4$  kbars dans l'encaissant immédiat des charnockites acides.

Dans la superstructure micaschisteuse, la déformation s'accompagne d'une montée progressive des isothermes engendrant un pic thermique plus ou moins étalé et surtout de plus en plus tardif par rapport au développement de la foliation majeure lorsqu'on monte dans les séries. Ce retard par rapport à l'infrastructure proviendrait de l'anatexie elle-même: une augmentation progressive du degré de fusion partielle monopoliserait suffisamment les quantités de chaleur apportées sans évolution des températures pour retarder l'élévation thermique dans le domaine non anatectique. L'élévation ne se fait que lorsque la cristallisation du milieu anatectique libère les énergies stockées.

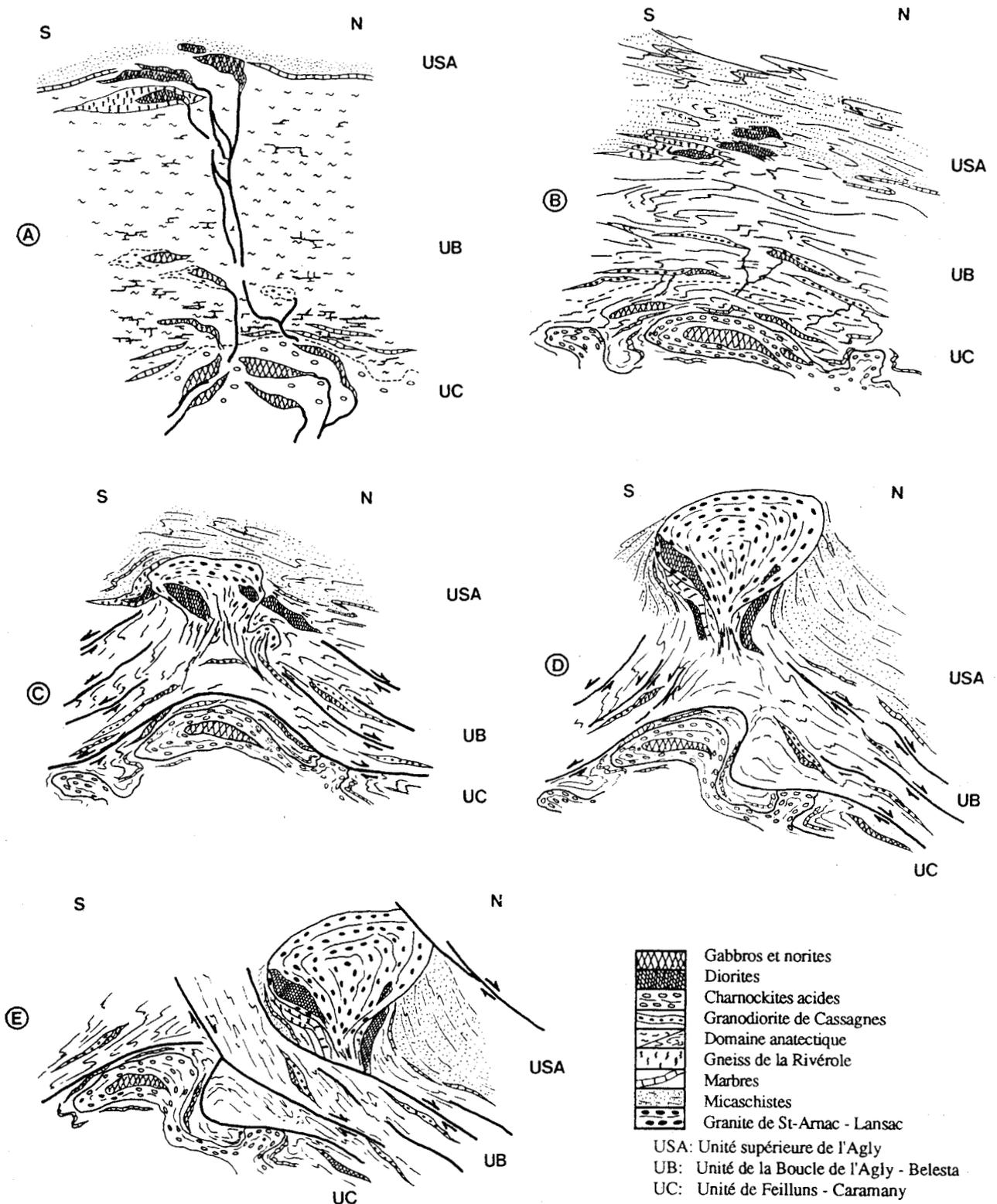


Fig. 175: Structuration hercynienne du massif de l'Agly et délamination majeure crétacée.

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

La phase  $P_{m+1}$ , antérieure à la structuration en dôme, se développe suivant des axes de plis essentiellement N-S qui supposent à priori une compression à  $90^\circ$  de celle générant la foliation majeure. Cette phase se caractérise, dans toute l'infrastructure, par des ondulations décamétriques affectant aussi bien les séries encaissantes que les granites profonds. Elle doit se positionner alors que les granites profonds, bien que largement cristallisés, n'ont pas achevé leur mise en place. Ceci est particulièrement visible dans l'U.C. chargée en intrusions charnockitiques où ces dernières, postérieurement à la foliation majeure de l'encaissant, développent des figures d'écrasement et des plis d'axes N-S parallèles aux ondulations affectant ce granite lui-même. Cette phase compressive, alors que les granites sont encore ductiles, serait à l'origine du percement en bulles extravasées des charnockites au cœur de l'U.C.

Alors que dans l'infrastructure la déformation  $P_{m+1}$  est coaxiale et à l'origine des figures symétriques, dans la superstructure par contre, la déformation est non coaxiale. Elle développe des plis serrés et des "kink-bands" à vergence NW à Ouest dans un système de cisaillements subparallèles à la foliation majeure, et dont la composante visible aujourd'hui sur les formations redressées autour d'un axe E-W est décrochante senestre. Cette déformation non coaxiale dans la superstructure du massif de l'Agly est généralisée avec des orientations générales comparables à toutes les Pyrénées (Soula 1979, 1982, Zwart 1979).

Quoiqu'observable à tous les niveaux de la pile métamorphique du massif, la déformation  $P_{m+1}$  n'est pas d'une importance fondamentale dans l'évolution tectono-métamorphique hercynienne. En effet, sauf dans l'U.C., elle n'est pas à l'origine de fortes variations à grande échelle de l'attitude de la foliation majeure ni d'un amincissement, ou à l'inverse de superpositions majeures. Elle ne s'accompagne pas non plus de blastèses caractéristiques, tout au plus observe-t-on des cristallisations dans la superstructure qui sont peu différentes de celles des paragenèses primaires. Cette observation témoigne d'une chute thermique très lente postérieurement au pic du métamorphisme, lenteur propice au maintien prolongé du comportement ductile des matériaux et constituant un argument de poids quant aux possibilités de développement d'un dôme postérieurement à la foliation majeure.

La structuration en dôme (C, D, fig. 175) fait suite à la phase  $P_{m+1}$ . Dans notre hypothèse unitaire de montée de l'U.C. dans l'U.B. et d'intrusion du granite de Lansac dans la superstructure, la dômation serait essentiellement stéphanienne et s'associerait en surface au développement en extension N-S de bassins sédimentaires accompagné d'un volcanisme andésitique. Ce contexte extensif ne doit pas être généralisé à l'ensemble de la croûte continentale. Au contraire, nous pensons qu'il répond à une phase compressive en profondeur éjectant les matériaux profonds vers la surface (Ramberg 1981, Soula 1982, Brun 1983), cette phase étant éventuellement épaulée d'un "push up" puisque la dômation s'accompagne de montées magmatiques. Etant donnée la forme allongée E-W de l'U.C. du granite de Lansac, mais aussi de beaucoup de structures en dôme dans les Pyrénées (Soula et al., 1986 a), la compression majeure s'opérerait suivant une direction N-S à NE - SW. Elle ne s'oppose pas, bien au contraire, à un amincissement important des séries dans leur remontée, l'éjection vers le haut entraînant le développement "à chaud" de zones ultramylonitiques à fonctionnement normal et diminuant fortement l'épaisseur de l'infrastructure gneissique (C, D, fig. 175).

Dans ce processus, la superstructure micaschisteuse ne semble pas subir d'amincissements importants. L'épaisseur des séries micaschisteuses varie peu, que l'on soit éloigné ou à proximité du granite de Lansac.

Conjointement, l'estimation du gradient thermique hercynien sur la pile actuelle n'excède pas 80°C / km (chap. III section VII). Cette valeur est à peine supérieure aux estimations moyennes faites dans des formations équivalentes des Pyrénées, après élimination des effets de la tectonique (Mercier *et al.* 1988). Ainsi, l'amincissement supporté par les séries micaschisteuses serait nul ou faible, marquant de fait, la différence de comportement mécanique entre infra et superstructure. Cette dernière serait ployée mais non amincie dans la dômentation et se contenterait de glisser d'un seul tenant sur l'infrastructure, les mylonitisations diffuses, les importantes disharmonies et les cisaillements fragiles au contact de l'infrastructure témoignant de ce déplacement relatif.

La dômentation dans une phase compressive répondrait à une déformation non coaxiale à l'origine d'un renversement partiel vers le Nord des séries. Le développement d'un dôme gneissique asymétrique est comparable aux modèles de déformation dans la croûte en régime ductile proposés par Brun (1983), Choukroune *et al.* (1987). L'asymétrie développée trouverait son interprétation dans une remontée ductile dont l'étalement est bloqué vers le Sud par le noyau que constitue la zone axiale. Cette asymétrie ne peut pas être clairement observée sur le granite de Lansac, puisqu'actuellement son éponte nord est occultée par la remontée à l'Alpin du massif tout entier sur le synclinal jura - crétacé de St Paul.

La succession des figures 175 C et D propose une montée verticale du granite de Lansac, et corrélativement, une verticalisation hercynienne des séries de l'U.B. aujourd'hui coincées entre l'U.C. et le granite. Etant donné que les déformations alpines affectant intimement le massif hercynien sont toujours conformes à la structuration hercynienne (section II-4, III-5a de ce chapitre et E, fig. 175), elles ne modifient pas beaucoup l'attitude de la foliation majeure. Dès lors, l'observation actuelle d'une juxtaposition des charnockites à plat avec les migmatites de l'U.B. et le granite de Lansac redressé, ne peut pas résulter d'un basculement tardif postérieur à une mise en place à plat du granite de Lansac. Si tel était le cas, cela supposerait une position originelle redressée de la charnockite difficilement compatible avec sa condition de granite profond et son mode de mise en place.

Dans la structuration en dôme du massif, se pose le problème des traces d'alimentation du granite de Lansac. La montée que nous suggérons, sous forme d'une bulle se dissociant de ses racines (D, fig. 175), associée aux amincissements alpins par étirement N 030 (E, fig. 175), expliquerait l'absence de traces d'alimentation à l'affleurement dans les migmatites de l'U.B., tout en préservant le critère d'une montée verticale. On pourrait aussi envisager une alimentation latérale, venant par exemple du Nord, et dont les traces ne sont plus visibles à cause du rabotage alpin remontant le massif en horst; cette hypothèse s'associe cependant plus difficilement avec la montée verticalisée du granite. Enfin, on pourrait voir dans les sills de granite de Cassagnes, la trace cristallisée d'une montée à l'état magmatique lors de la déformation majeure: la masse magmatique serait restée bloquée au sommet de l'infrastructure, avant d'éclater dans la superstructure micaschisteuse lors de la phase compressive à l'origine du dôme. Cette dernière hypothèse mériterait une étude géochimique fine comparée entre la charnockite d'Ansignan, le granite de Cassagnes et le granite de Lansac afin d'être confrontée à ses propres implications. Cette étude n'entrait pas dans le cadre de ce travail, mais constitue un axe de recherche parmi les nombreux autres développements qui pourraient être menés sur le massif de l'Agly.



**CHAPITRE VII**  
**CONCLUSIONS GENERALES**



La popularité du massif de l'Agly, au moins au niveau français, est reflétée par le nombre de camps de terrain qui s'y arrêtent et dont le but sera d'initier les étudiants en Sciences de la Terre à la géologie des roches profondes. Il est vrai que ce massif présente, sur une surface restreinte et dans une pile reconstituée de moins de 6 km d'épaisseur, des faciès allant des schistes verts épizonaux aux charnockites acides et corps basiques à Opx. Pour certains auteurs (Fonteilles et Guitard, 1968, Autran et al., 1970, Fonteilles, 1970) qui considèrent cette pile comme une série continue, un tel resserrement des isogrades imposerait un gradient thermique de l'ordre de 150°C / km.

### 1- La caractérisation du métamorphisme hercynien.

L'étude pétrographique appuyée par une cartographie fine du massif montre:

- que la définition d'un gradient thermique moyen sur tout le massif est sans fondement en ce sens que, dans toute l'infrastructure gneissique il est proche de zéro alors qu'il atteint 80°C/km dans la superstructure micaschisteuse;

- que le contexte granulitique s.s. des unités les plus profondes, défini dans ces faciès (Fonteilles, 1970, 1976) par l'apparition d'orthopyroxène, ne s'applique qu'aux roches magmatiques intrusives de l'orogénèse hercynienne. Dans ces faciès, l'orthopyroxène est largement rétomorphosé au contact de son encaissant actuel, lui-même sans orthopyroxène et à une température primaire ne dépassant pas 700°C.

L'âge des granulites a été l'objet de controverses, d'aucuns les considérant comme anté-hercyniennes (Vitrac-Michard et Allègre, 1975, Roux, 1977), d'autres les développant lors du métamorphisme hercynien (Vielzeuf, 1984). Dans le cas du massif de l'Agly, le problème se résoud de lui-même. Avec des âges estimés entre 305 et 314 MA (Respaut, 1981, Postaire, 1982, Respaut et Lancelot, 1983) pour le protolithe charnockitique et le métamorphisme hercynien de l'encaissant, le contexte granulitique s.s. est bien hercynien. Ces observations ne mettent pas pour autant en cause l'âge précambrien de l'infrastructure gneissique. Les relations Précambrien gneissique - Paléozoïque inférieur carbonaté puis micaschisteux sont reconnues dans toutes les Pyrénées, et quoique les datations absolues donnant un âge infra-cambrien au matériel gneissique dans le massif (Vitrac - Michard, 1975, Vitrac - Michard et Allègre, 1975) puissent être controversés (Fonteilles, 1981 b), il ne semble pas que la position stratigraphique des gneiss soit à remettre en cause. La nature même du protolithe a été détaillée par Fonteilles (1976 - 1981a, b) comme une ancienne série grauwackeuse (grés lithiques), intercalée de passées carbonatées et de shales. On y trouverait aussi des niveaux de tufs volcaniques d'affinité tholéitique et de grosses lentilles traduisant un magmatisme ancien.

Plus que la nature même du protolithe, ce sont surtout les contraintes thermiques qu'il aurait pu subir avant le pic thermique du métamorphisme hercynien, qui restent impossible à définir. Les seuls minéraux non typomorphes, antérieurs aux paragenèses primaires hercyniennes, sont de rares reliques de disthène dans les migmatites de l'U.B. et quelques spinelles ferrifères inclus dans les grenats de niveaux hyperalumineux. La rareté, et surtout l'absence d'évolution visible entre ces reliques et les paragenèses primaires, interdisent de porter un jugement sur l'origine des phases non typomorphes, qui peuvent aussi bien être la trace d'un métamorphisme

anté-hercynien que la manifestation d'une cristallisation précoce dans l'évolution prograde du métamorphisme hercynien.

Les "gneiss basiques à orthopyroxène" (Fonteilles, 1970) qui servaient initialement d'argument au contexte granulitique des séries paradérivées profondes, sont, selon nous, des corps basiques injectés à l'Hercynien avant la déformation majeure, comme le sont ceux inclus dans la charnockite acide. La thermométrie de ces faciès révèle des températures de 900°C stabilisant l'association Opx - Cpx, alors que le pic thermique du métamorphisme hercynien dans les gneiss alumineux est inférieur à 700°C. Même si l'on conteste l'origine de l'équilibre mesuré (pic thermique ou équilibration diffusionnelle postérieure), cet écart de 250°C reste difficilement explicable dans le cadre d'une interstratification s.s. des roches à Opx - Cpx et d'une soumission à un même contexte métamorphique que les gneiss alumineux environnants. La montée précoce (anté-Wesphalien) de roches basiques, vecteur du flux thermique à l'origine du métamorphisme et de l'anatexie, constitue une bien meilleure interprétation. La déformation majeure en profondeur induit une mise en conformité géométrique de tous les éléments du protolithe, et donne ainsi l'illusion d'une interstratification des corps basiques.

Fonteilles (1981 b) voit, dans la genèse des leucosomes de l'encaissant gneissique, un double mécanisme correspondant à la fois à une fusion partielle in situ du protolithe et à la participation d'un fluide transmigmatique riche en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O issu de la fusion à plus grande profondeur. Cet apport pseudo-métasomatique limite la participation de la fusion partielle dans le développement des leucosomes des séries actuellement visibles. Ce modèle constitue un crédit complémentaire aux températures assez basses de 650°C que nous trouvons dans le domaine anatectique, dans la mesure où le degré de fusion partielle in situ est toujours plus faible que ce que la quantité de néosome laisse présager.

Parallèlement, l'incompatibilité chimique du fluide transmigmatique avec les formations à forte tendance alumineuse et ferro-magnésienne expliquerait le caractère isochimique de l'anatexie vis-à-vis de ces éléments (Fonteilles, 1981 b). C'est pourquoi la nature restitutive des kinzigites ne peut être démontrée par l'étude du rapport MgO / MgO + FeO, ce dernier conservant des valeurs comparables à celles de shales non métamorphiques. La préservation des différences de caractères géochimiques initiaux dans ces faciès, explique les écarts importants dans les estimations thermiques obtenues par Andrieux (1982) et Vielzeuf (1984) à partir des équilibres de phases ferro-magnésiennes. Ces écarts sont calculés en utilisant les compositions extrêmes des phases.

Puisque les petites variations géochimiques initiales sont préservées à cause de l'absence d'homogénéisation métamorphique, de tels écarts sont sans signification. A l'inverse, en s'attachant à ne déterminer des températures qu'à partir d'associations texturalement liées, nous profitons de l'hétérogénéité relative préservée pour étudier une succession de micro-systèmes indépendants, la température moyenne obtenue sur n micro-équilibres d'un échantillon devenant alors significative du contexte thermique général. Cette méthode, mettant à profit le caractère particulier de l'anatexie, augmente la validité des estimations par des thermomètres jusqu'alors jugés imprécis dans ces faciès du massif. Nous avons testé la validité de la méthode en associant au hasard dans un calcul différentes phases non liées texturalement. L'association statistique permet d'éliminer

l'influence éventuelle de processus diffusionnels postérieurs à la cristallisation. Les moyennes des températures obtenues par le procédé de sélection au hasard sont comparables à celles calculées avec la méthodologie employant des phases liées.

Le métamorphisme hercynien est de type basse-pression, l'encaissant immédiat des charnockites se situant à  $P = 4,0 - 4,5$  kbars,  $T = 650 \pm 50^\circ\text{C}$ . Dans toutes les séries touchées par l'anatexie, la température est sensiblement constante car l'intervention d'une phase fluide diminue la variance du système. Dans toute cette zone thermiquement tamponnée, la libération de fluides lors de la cristallisation des leucosomes et des granites profonds, induit un processus de rétro-morphose hydrique partielle et diffuse dont le contexte thermique reste comparable à celui stabilisant les paragenèses primaires. Par conséquent, la rétro-morphose hydrique ne modifie pratiquement pas le géochimie des phases. Ceci est particulièrement appréciable pour les phases impliquées dans un calcul thermobarométrique puisque l'hydratation ne perturbera que très peu les estimations qui, en toute rigueur, s'établissent sur l'équilibre chimique initial. Notons enfin que le contexte thermique général est préservé assez longtemps puisque, postérieurement aux mises en place complètes des granites profonds, la genèse d'ultramylonites lors d'une structuration en dôme du massif, s'effectue aux températures "élevées" de la rétro-morphose hydrique.

## 2- Les relations métamorphisme-déformation.

La synthèse des relations blastèse-déformation est consignée sur la figure 176.

### a- L'infrastructure gneissique.

Elle regroupe tout le domaine anatectique caractérisé par des blastèses primaires et un développement de la fusion partielle qui précèdent la déformation majeure. Le pic thermique doit être sensiblement synchrone de la montée précoce des roches basiques profondes. Ainsi, les associations Ga-Fk des gneiss, Ga-Cd-Fk des kinzigites, Fo-Di-Sc des marbres, sont toutes des paragenèses primaires réorientées et déformées par la foliation majeure.

La cristallisation des leucosomes et de granites profonds induit la libération de fluides hydratés au cours de la déformation majeure. Les associations secondaires à Ga-Bi dans les charnockites, la biotite et la sillimanite secondaires des kinzigites et l'association Gr-Zo des marbres, sont des marqueurs de cette réhydratation.

Dans les gneiss, on constate le développement épisodique de muscovite et d'andalousite post-cinématiques. Leur position chronologique reste difficile à établir. Ces minéraux peuvent répondre de la cristallisation de fluides anatectiques résiduels comme en témoignent les nombreuses pegmatites enchassées dans les gneiss. On ne peut cependant pas exclure une blastèse plus tardive, puisque certaines ultramylonites hercyniennes (fig. 176) sont soumises à un recuit statique dans des conditions thermiques propices au développement de l'association Mu-And.

Ces ultramylonites, manifestation de l'étape de domation tardi-hercynienne, montrent une blastèse rétrograde et syn-cinématique de grenats aux dépens du pyroxène et de Bi-Sill, aux dépens de ces mêmes grenats.

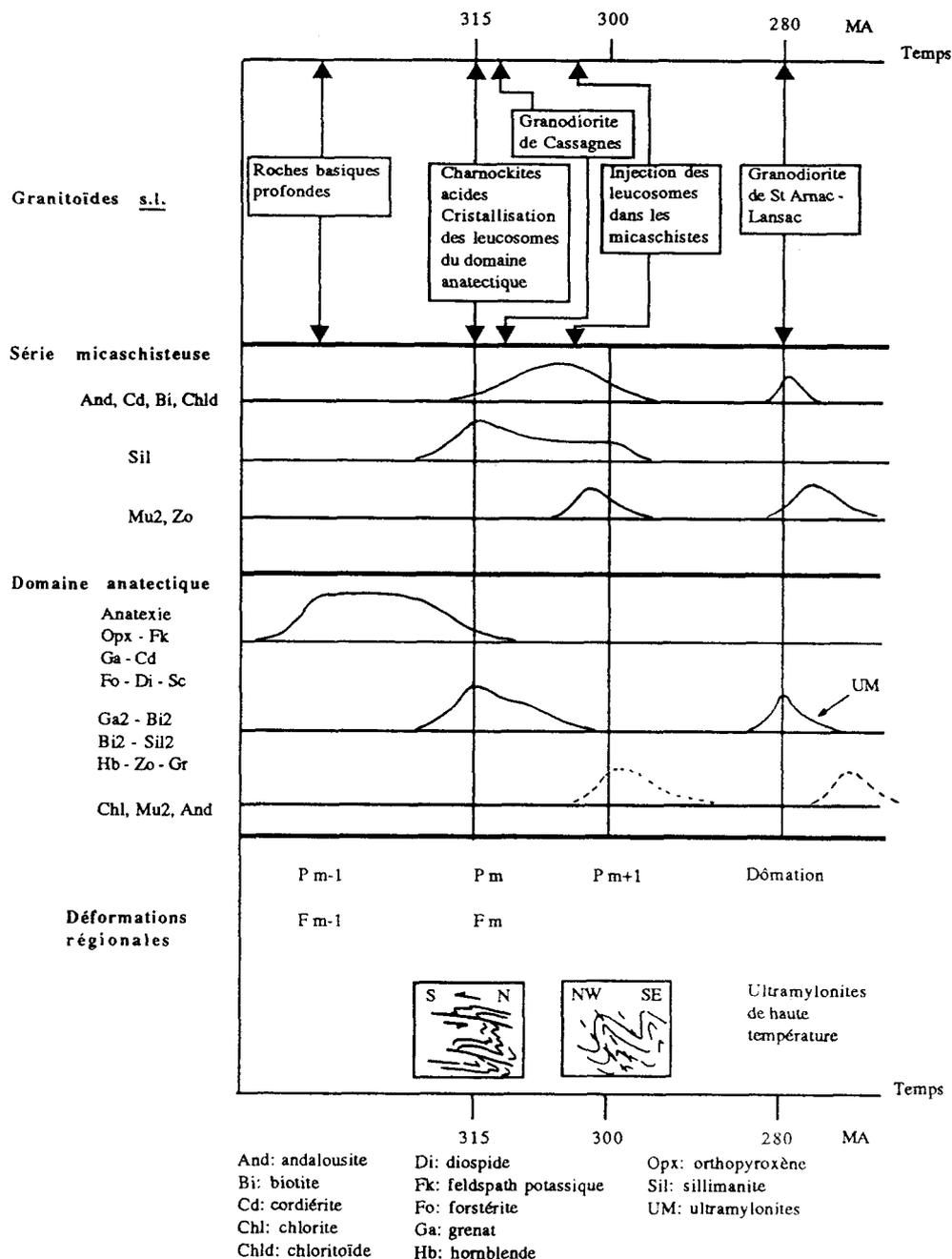


Fig. 176: Synthèse des relations chronologiques entre les grandes étapes d'intrusions de métamorphisme et de déformation dans l'évolution hercynienne du massif de l'Agly.

On peut donc supposer de la dômation implique dans la déformation une mobilisation de fluides concentrés sur de faibles épaisseurs de terrains.

**b- La superstructure micaschisteuse.**

Le domaine anatectique qui vient d'être évoqué, joue le rôle de frein à la montée des isothermes alors que le flux thermique principal est induit en profondeur par l'intrusion de roches basiques. Le pic thermique dans la superstructure sera donc en retard par rapport à celui du domaine anatectique.

A la base de la superstructure, dans la zone à sillimanite, la blastèse du minéral typomorphe est sensiblement syn-déformation majeure, mais peut aussi localement s'étendre jusqu'à l'apparition de la phase  $P_{m+1}$ . Dans ces niveaux, l'injection de leucosomes provenant des percolations fluides de l'infrastructure est post- $F_m$  et anté- $P_{m+1}$ . Elle induit fréquemment la blastèse localisée de muscovites et d'épidotes.

En montant dans les séries, les minéraux typomorphes: andalousite, cordiérite, biotite, chloritoïde apparaissent tardivement sur la foliation majeure et marquent le retard du pic thermique. Dans les schistes verts, la croissance de chiastolites indique, postérieurement à la phase  $P_{m+1}$ , la montée du granite de St-Arnac - Lansac. Rapidement lui succède la genèse d'une auréole de réhydratation statique à Zo-Mu, marqueur, quant-à-elle, de la fin de cristallisation du pluton.

### **3- L'évolution dynamique générale.**

Replacée dans son contexte, l'évolution tectono-métamorphique du massif de l'Agly est caractérisée par une succession de phases d'extension et de compression majoritairement orientées N-S à NE-SW.

Les traces laissées sur le massif par de telles phases, débutent avant le Westphalien, vraisemblablement dès la fin du Dévonien, par la montée précoce de roches basiques à l'origine du flux thermique et de l'étape "statique" prograde du métamorphisme hercynien dans toute l'infrastructure gneissique (fig. 177). Ce flux engendre une importante fusion partielle de la croûte et la genèse des futurs granites hercyniens profonds. La remontée de ces corps basiques se ferait dans un contexte compressif N-S compatible avec l'affinité calco-alcaline du magmatisme. Ce contexte n'exclue pas, vers la surface, un phénomène d'extension qui expliquerait les contaminations par de l'eau de mer déduites par Wickham et Oxburgh (1986) d'après certains niveaux métamorphiques hercyniens.

Contrairement à ces auteurs, nous pensons que l'extension, si elle reste possible, n'en n'avorte pas moins dès le Westphalien. Cette période correspond au développement de la foliation majeure dans le massif de l'Agly et au début de la mise en place des granites profonds. Cette structuration répond à un style additif surtout visible sous forme de plis isoclinaux et de redoublements locaux des séries dans les formations supérieures. Dans cette structuration, les mouvements relatifs se font par déplacement des masses supérieures vers le Sud (fig. 177).

C'est postérieurement à cette étape que s'affirment réellement les différences de comportement mécanique entre infrastructure gneissique et superstructure micaschisteuse. Ainsi, la phase plicative méridienne, postérieure à la déformation majeure, s'organise sous forme de cisaillements décrochants conformes à la foliation, de plis serrés et de "kink-bands" d'axes N-S dans la superstructure, alors qu'elle ne développe que de larges ondulations dans l'infrastructure à comportement plus ductile et dont la relaxation thermique est lente. Cette phase transverse, malgré son omniprésence dans les Pyrénées, ne doit pas faire oublier l'importance de la compression N-S à NE-SW.

Au Stéphanien, cette compression importante va structurer le massif en dôme par l'extrusion des matériaux profonds. La formation du dôme s'accompagne d'importants amincissements ductiles de haute température dans l'infrastructure gneissique dont l'épaisseur peut être pratiquement réduite de moitié, alors que la

superstructure, plus rigide, se contente de glisser sur l'infrastructure sans amincissements notables (fig. 177). Ce type glissement en blocs au-dessus de l'infrastructure gneissique constitue un exemple du mécanisme développant, dans la partie supérieure de la croûte, un système extensif à l'origine de l'ouverture des bassins sédimentaires et du volcanisme andésitique stéphaniens.

Accompagnant cette dômation, le massif de l'Agly enregistre la montée verticale du granite supérieur de Lansac. Malheureusement, l'empreinte des phases alpines postérieures ne permet plus de reconnaître aujourd'hui la présence d'éventuelles relations géométriques du granite avec ses racines ou avec les granites profonds du massif.

La structuration en dôme du massif de l'Agly s'oppose, par son âge post-foliation majeure, à celles reconnues sur d'autres massifs pyrénéens par Soula (1982), Soula *et al.* (1986 a), ces derniers considérant le développement des dômes comme synchrone de la foliation majeure. La contradiction doit être cependant largement temporisée dans la mesure où cette structure reste, dans tous les cas, le fait d'une compression N-S à NE-SW dans la croûte profonde; compression commencée dès le début du Westphalien et se prolongeant jusqu'au Permien, qui limite l'âge des granites supérieurs les plus récents dans les Pyrénées (massif de la Maladetta: Michard - Vitrac *et al.*, 1980). Il se peut très bien que les montées diapiriques ne soient pas synchrones dans toutes les Pyrénées, Soula *et al.* (1986 a) reconnaissant, eux-mêmes, que les dômes gneissiques, comme les dômes magmatiques, continuent leur ascension et obtiennent leur forme finale bien après le développement de la foliation majeure hercynienne.

La structure hercynienne du massif de l'Agly étant acquise au Permien, vient ensuite une période de calme orogénique où le massif, lui-même, n'enregistre aucune déformation visible. La chaîne primaire hercynienne subit, par contre, une phase puissante de démantèlement, soulignée, par exemple dans le chaînon de la Tourèze, par la présence dans les brèches du Lias basal, de calcschistes en tous points comparables aux formations siluro-dévonniennes du massif de l'Agly. Une telle dénudation suppose que les compressions hercyniennes en général, et la dômation en particulier, aient largement contribué à remonter les matériaux les plus profonds. Cette remarque, au moins dans le cas du massif de l'Agly, diminuerait l'importance des phases compressives du Crétacé supérieur évoquées par Vielzeuf (1984) dans la remontée des granulites. Le calme orogénique s'étalant du Trias au Jurassique supérieur n'empêche pas le développement d'une tectonique syn-sédimentaire en extension (fig. 177). L'importance des brèches syn-sédimentaires dans les formations du chaînon de la Tourèze témoigne de l'instabilité des marges de bassins. Ces brèches se remanient souvent elles-mêmes: s'accompagnant de très fortes variations d'épaisseur sur de faibles distances, on trouve, par exemple au Lias, des brèches à galets de brèches provenant des formations sous-jacentes. L'extension serait globalement N030 comme le montrent les allongements des oolites dans l'Aalénien.

La reprise d'une activité orogénique importante débute au Crétacé inférieur par un étirement méridien provoquant un amincissement crustal important (Vielzeuf, 1984, Vielzeuf et Kornprobst, 1984, Mattauer, 1985, Delay et Paquet, 1989). La striction de la croûte continentale, et la création d'une boucle dans le manteau supérieur, sont à l'origine du début de remontée des lherzolites et du flux de chaleur important conduisant au

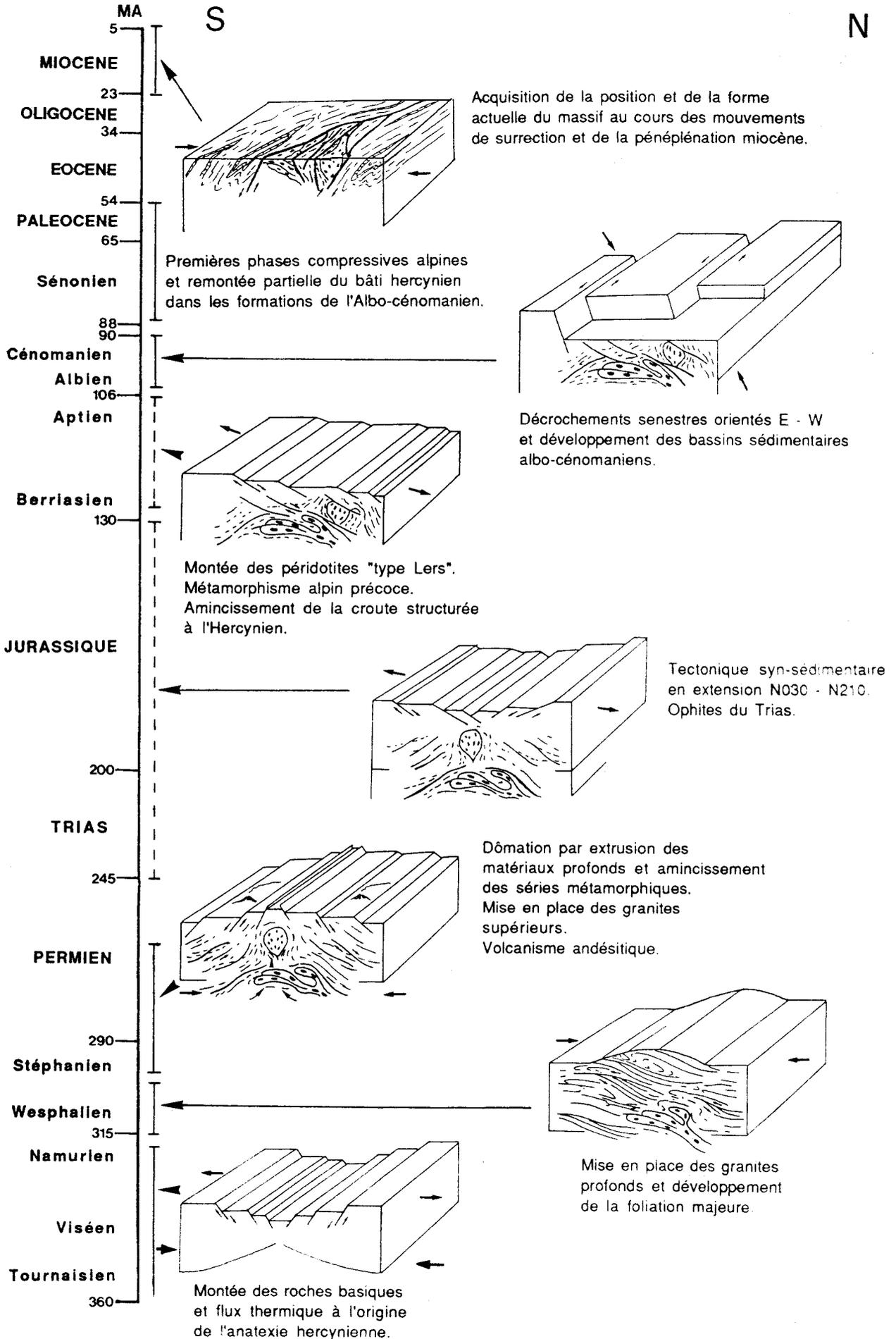


Fig. 177. Synthèse de l'évolution dynamique du massif de l'Agly depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à l'actuel.

volcanisme crétacé dans les Pyrénées (Vielzeuf, 1984). Cet amincissement crustal est marqué dans le massif de l'Agly par le développement plus ou moins conforme aux structures hercyniennes, de zones mylonitiques de basse température, fonctionnant en failles normales et contribuant à l'amincissement de la pile métamorphique déjà largement réduite par la structuration du dôme hercynien (fig. 177).

Les phases tardives de cet étirement N030 se manifestent sous forme de plans de rupture fragile parallèles aux zones mylonitiques et fonctionnant dans le même sens. C'est dans le cadre de tels mouvements que nous envisageons le développement per descensum des albitites qui, par leur mode de formation, concilient les faits apparemment contradictoires que sont : leur présence à l'affleurement limitée aux formations hercyniennes, corrélativement, leur absence, même à l'état remanié, dans les formations mésozoïques et enfin, leur caractère post-mylonites crétacées qu'elles affectent.

Toujours sous le joug de déformations fragiles par étirement N030, le massif de l'Agly est décroché dans un mouvement senestre N030 suivant la zone de plus grande faiblesse du bâti hercynien, c'est-à-dire la zone de rotation majeure des structures du dôme hercynien. Par le caractère conforme des mylonites crétacées, le massif de l'Agly serait un excellent exemple du phénomène de moulage de la tectonique alpine précoce sur les structures hercyniennes. Cet état de fait est observé dans toutes les Pyrénées (Lamouroux, 1987) et complique d'autant l'interprétation des noyaux hercyniens tels que nous les voyons actuellement.

Le phénomène de striction de la croûte suivant un étirement N 030 préfigure la fragilisation nécessaire aux grands coulissements E-W albo-cénomaniens à l'origine des bassins en "pull-apart" (fig. 177). Cette déformation n'est que faiblement enregistrée par le bâti hercynien sous la forme de décrochements verticaux senestres, dont le rejet horizontal n'excède pas 500 m dans l'infrastructure gneissique, et sous la forme de structures d'entraînement d'échelle pluri-hectométrique dans une bande limitée de schistes verts et de Siluro-Dévonien au NE du massif.

Les phases compressives alpines débutant dès le Sénonien dans les Pyrénées Orientales (Choukroune et Mattauer, 1978) ne sont pas véritablement pénétratives dans le massif hercynien, qui se comportait alors comme un bloc rigide accommodant les compressions par des rejeux de faible amplitude, en particulier sur les zones mylonitiques du Crétacé inférieur qui découpent les migmatites d'Est en Ouest (fig. 177). On pourrait associer à ces rejeux le pincement de calcaires à dipyre, contemporains du métamorphisme syn-cinématique d'âge crétacé supérieur évoqué par Choukroune (1974), à moins que ces formations ne soient "piégées" au cœur du massif hercynien avec le pincement d'une partie des brèches vitrolliennes déposées à même le socle hercynien au cours des mouvements de surrection précédant la pénéplénation miocène.

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**



- ALBAREDE F. ET MICHARD\_VITRAC A. (1978 a): Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes  $^{39}\text{Ar}$  -  $^{40}\text{Ar}$ . *Bull. Soc. Géol. France*, XX, 5, p. 681 - 687.
- ALBAREDE F. ET MICHARD\_VITRAC A. (1978 b): Age and significance of the north pyrenean metamorphism. *Earth Planet. Sci. Letter*, 40, p. 327 - 332.
- ALBAREDE F., FERAUD G., KANEOKA I., ALLEGRE C. (1978):  $^{39}\text{Ar}$  -  $^{40}\text{Ar}$  dating: the importance of K-feldspars on multi-mineral data from polyorogenic areas. *J. Geol.*, 86, p. 581 - 598.
- ARANOVICH L. Ya. ET PODLESSKII K.K. (1983): The cordierite - garnet - sillimanite - quartz equilibrium: experiments and applications. In *Saxena : Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer Verlag Eds. Advances in physical geochemistry*, 3, p. 173 - 198.
- ASHBY M.F. ET VERRAL R.A. (1973): Diffusion accommodated flow and superplasticity. *Acta Metallurgica*, 21, p. 149 - 163.
- 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.
- BARD J.P. (1980): Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. *Ed. Masson*, 192 p.
- BERNUS-MAURY C. (1984): Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque de la partie orientale des Pyrénées. *Thèse 3 ème cycle, Paris VI*, 253 p.
- BUREAU D. (1963): Contribution à l'étude de la partie orientale du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Dipl. Et. Sup. Paris*.
- BOHLEN S.R., WALL V.J., BOETTCHER A.L. (1983a): Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, p. 52 - 61.
- BOHLEN S.R., WALL V.J., BOETTCHER A.L. (1983b): Geothermometry in granulites., in *Saxena : Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer Verlag Eds. Advances in physical geochemistry*, 3, p. 141 - 171.
- BOUCHEZ J.L. (1977): Plastic deformation of quartzites at low temperature in area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39, p. 25 - 50.
- BOULLIER A.M. ET BOUCHEZ J.L. (1978): La quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XX, n° 3, p. 253 - 262.
- BOULLIER A.M. ET GUEGUEN Y. (1975): Sp-mylonites: origin of some mylonites by superplasticity flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 93 - 104.
- BRUN J.P. (1983): L'origine des dômes gneissiques, modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, série XXV, p. 219 - 228.
- BURNHAM C.W., HOLLOWAY J.R., DAVIS W.F. (1969): Thermodynamic properties of water to 1000 °C and 10000 bars. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 132, 96 p.
- CASTERAS M. (1933): Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientales. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 37, n° 189, 525 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.

- CHATTERJEE N.D. ET JOHANNES W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2 M1- Muscovite  $K Al_2 [ Al Si_3 O_{10} (OH)_2 ]$ . *Contrib. Mineral. Petrol.* , 48, p. 89 - 114.
- CHAKRABORTY K.R. ET SEN S.K. (1967): *Contrib. Mineral. Petrol.* , 16, p. 210 - 232.
- CHENEVOY M. ET RAVIER J. (1989): L'histoire des "gneiss d'Aubusson", migmatites à cordiérite du Massif Central français d'après le chimisme de leurs grenats. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), tome V, n°2, p. 295 - 307.
- CHOUKROUNE P. (1974): Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. *Thèse d'état, Montpellier* , 276 p.
- CHOUKROUNE P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. *Mem. Soc. Géol. France* , 127, 116 p.
- CHOUKROUNE P., GAPAIS D., MERLE O. (1987): Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 525 - 530.
- CHOUKROUNE P. ET MATTAUER M. (1978): Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-Pyrénéenne; comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. France* , (7), 20, p. 689 - 700.
- CHUNG T.E. ET DAVIES T.J. (1979): The low-stress creep of fine-grain uranium dioxide. *Acta Metallurgica*, 27, p. 627 - 635.
- COSTA S. ET MALUSKI H. (1988): Use of the  $^{40}Ar - ^{39}Ar$  stepwise heating method for dating mylonite zones: an exemple from the St Barthelemy massif (Northern Pyrenees - France). *Chem. Geol.* , 72, p. 127 - 144.
- CURRIE K.L. (1971): The reaction  $3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ sillimanite} + 5 \text{ quartz}$  as a geological thermometer in the Opinicon Lake region. Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 33, p. 215 - 226.
- DALLMEYER R.D. (1974): The role of crystal structure in controlling the partitioning of Mg and Fe between coexisting garnet and biotite. *Am. Miner.* , 59, p. 201 - 203.
- DAVIS B.T.C. ET BOYD F.R. (1966): The join  $Mg_2Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.* , 71, p. 3567 - 3576.
- DAY H.W. (1973): The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am. Miner.* , 58, p. 255 - 262.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1980): An introduction to the rock forming minerals., *London Longman Group Limited* , 12<sup>ème</sup> ed., 528 p.
- DEGARDIN J.M. (1988): Le Silurien des Pyrénées: biostratigraphie, paléogéographie. *Mém. Soc. Géol. Nord* , 15, 525 p.
- DELAY F. ET PAQUET J. (1989): Tectonique ductile en extension dans le massif hercynien de l'Agly (zone nord-pyrénéenne). *C. R. Acad. Sci. Paris* , 308, p. 1637 - 1643.
- DE ST BLANQUAT M. ET BRUNEL M. (1988): Les mylonites du massif de St Barthélémy: amincissement crustal tardi-hercynien ou crétaqué? *Abstracts Symposium on the geology of the Pyrenees, Barcelona*, p. 59.
- DE ST BLANQUAT M., BRUNEL M., MATTAUER M. (1986): Les zones de cisaillement du massif nord-pyrénéen du St Barthélémy témoins probables de l'extension d'âge crétaqué. *C. R. Acad. Sci. Paris* , 303, p. 1339 - 1344.
- DIETVORST F. (1980): Biotite breakdown and the formation of granulite in metapelitic rocks from Kemio, South Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 75, p. 327 - 337.

- DIXON J.M. (1975): Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* , 28, p. 89 - 124.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse: passage au métamorphisme. *Mem. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine* , 29, 320 p.
- ESQUEVIN J. (1969): Influence de la composition des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. S.N.P.A. Pau* , 3, (1),
- FERRY J.M. ET SPEAR F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 66, p. 113 - 117.
- FONTEILLES M. ET GUITARD G. (1968): L'effet de socle dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* , 91, p. 185 - 206.
- 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.
- FONTEILLES M. ET GUITARD G. (1968): L'effet de socle dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* , 91, p. 185 - 206.
- FORESTIER F.H., TOURET J., LASNIER B., MARCHAND J., LEYRELOUP A., WEISBROD A., AZAMBRE B., FONTEILLES M., GUITARD G., CONQUERE F., MONCHOUX P., ROUX J. (1979): Granulites, Eclogites, Péridotites en France. *Sciences de la Terre* , XXIII,3, 43 p.
- FOURCADE S. (1981): Géochimie des granitoïdes. *Thèse d'état, Paris VII* , 189 p.
- GHENT E.D. (1976): Plagioclase - garnet -  $Al_2SiO_5$  - quartz: a potential geothermometer-geobarometer. *Am. Miner.* , 61, p. 710 - 714.
- GHOSH J.M. ET RAMBERG H. (1976): Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics* , 34, p. 1-70.
- GLEIZES G. ET BOUCHEZ J.L. (1989): Axial zone of the Pyrenees: kinematics of the variscan orogeny as revealed by the Mont-Louis granite massif. *Abstracts, E.U.G. n° 5* , (sous presse).
- GOLDBERG J.M. ET LEYRELOUP A.F. (1987): *Abstracts, E.U.G. n° 4* , 7, 2-3, p. 289.
- GOLDBERG J.M. ET MALUSKI H. (1988): Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, p. 429 - 435.
- GRANT J.A. (1973): Phase equilibria in high grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. *Am. J. Sci.* , 273, p. 289 - 317.
- GREEN D.H. ET RINGWOOD A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro - eclogite transformation. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 31, p. 767 - 863.
- GUIDOTTI C.V., CHENEY J.T. GUGGENHEIM S. (1974): Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from North-Eastern Maine. *Am. Miner.* , 62, p. 438 - 448.

- 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
- GUITARD G. (1976): Aspects des relations entre tectonique et métamorphisme. *Bull. B.R.G.M.* , 4, p. 325 - 341.
- HARIYA Y. ET KENNEDY G.C. (1968): Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. *Am. J. Sci.* , 266, p. 193 - 203.
- HARRIS N. (1981): The application of spinel-bearing metapelites to P/T determinations: an exemple from South India. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 76, p. 229 - 233.
- HASELTON H.T. ET NEWTON R.C. (1980): Thermodynamics of pyrope - grossular garnets and their stabilities at high temperatures and pressures. *J. Geophys. res.*
- HAYS J.F. (1967): Lime-alumina-silica. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* , 65, p. 234 - 239.
- HEGELSON M.G., DELANY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.* , 278-A, 229 p.
- HENSEN B.J. (1971): Theoretical phases relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, p. 191 -214.
- HENSEN B.J. ET GREEN D.H. (1971): Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I - Compositions with excess aluminosilicate. *Contrib. Mineral. petrol.* , 33, p. 309 - 330.
- HENSEN B.J. ET GREEN D.H. (1972): Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II - Compositions with excess aluminosilicate. *Contrib. Mineral. petrol.* , 35, p. 331 - 354.
- HENSEN B.J. ET GREEN D.H. (1973): Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III - Compositions with excess aluminosilicate. *Contrib. Mineral. petrol.* , 38, p. 151 - 166.
- HOLDAWAY M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* , 276, p. 285 - 308.
- HOLDAWAY M.J. ET LEE S.M. (1977): Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 63, p. 175 - 198.
- HSU L.C. (1968): Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *J. Petrol.* , 9, p. 40 - 83.
- HUTCHEON I. , FROESE E. , GORDON T.M. (1974): The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N.W.T. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 44, p. 29 - 34.
- INDARES A. ET MARTIGNOLE J. (1985): Biotite-garnet thermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Miner.* , 70, p. 272 - 278.
- JOHANNES W. (1968) *Contrib. Mineral. Petrol.* , 19, p 309 - 315.
- KERRICK D.M. ET DARKEN L.S. (1975): Statistical thermodynamic models for ideal oxide and silicate solid solutions, with application to plagioclase. *Geochim. Cosmochim. Acta.* , 39, p. 1431 - 1442.
- KORNPROBST J. ET VIELZEUF D. (1974): Transcurrent crustal thinning: a mecanism for the uplift of deep continental crust - upper mantle associations. In *Kimberlites: the mantle and crust relationships*, J. Kornprobst eds. Elsevier, Amsterdam , p. 347 - 359.
- KRETZ R. (1963): Distribution of Mg and Fe between orthopyroxene and clinopyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.* , 71, p. 773 - 785.

- KUBLER B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. S.N.P.A. Pau*, 2, (2)
- KUSHIRO I. (1969): The system forsterite - diopside - silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sci.*, 267A, p. 269 - 294.
- LAGACHE M. (1984): Thermométrie et barométrie géologiques. *Ouvrage collectif : ed. Soc. Fr. Mineral. Cristal.*, Volumes I et II : 663 p.
- LAMOUREUX C. (1987): Les mylonites des Pyrénées: Classification, mode de formation et évolution. *Thèse d'état, université de Toulouse* : 486 p.
- LEAKE B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Can. Miner.*, 16, p. 501 - 520.
- LEBLANC D. ET VAUDIN J.L. (1984): Les déformations du Mésozoïque de la zone Nord-Pyrénéenne à l'Est de l'Aude. *Géologie de la France*, n° 4, p. 57 - 68.
- LE BRETON N. (1983): Réflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches pélitiques - Application aux gneiss pélitiques de le Grande Sila ( Calabre Centrale - Italie). *Thèse 3 ème cycle, université d'Orleans*, 223 p.
- LEGIER C., TEMPIER C., VAUCHEZ A. (1987): Tectonique tangentielle ductile syn-métamorphe d'âge créacé supérieur dans la couverture du massif de l'Agly (Zone nord-pyrénéenne orientale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 907 - 911.
- LINDSLEY D.H. (1983): Pyroxene thermometry. *Am. Miner.*, 68, p. 477 - 493.
- LINDSLEY D.H. ET ANDERSEN D.J. (1983): A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 887 - 906.
- LINDSLEY D.H., GROVER J.E., DAVIDSON P.M. (1981): The thermodynamics of the  $Mg_2Si_2O_6$  -  $CaMgSi_2O_6$  join: a review and an improved model. *Adv. Phys. Geochem.*, 1, p. 149 - 175.
- LINDSLEY D.H. ET MUNOZ J.L. (1969): Subsolidus relations along the join hedenbergite-ferrosilite. *Am. J. Sci.*, 267A, p. 295 - 324
- LONKER S.W. (1981): The P - T - X relations of the cordierite - garnet - sillimanite - quartz equilibrium. *Am. J. Sci.*, 281, p. 1056 - 1090.
- MACAUDIERE J. ET TOURET J. (1969): La fibrolitisation tectonique: Un mécanisme tectonique de formation des gneiss nodulaires de Bamble (Norvège méridionale). *Sciences de la Terre*, XIV, 3, p. 199 - 214.
- MAJESTE MENJOULAS C. (1979): Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq Monts-Gentiane (Pyrénées Centrales et Occidentales). *Thèse d'état, université de Toulouse* : 343 p.
- MARTIGNOLE J. ET SISI J-CH. (1981): Cordierite - garnet - H<sub>2</sub>O equilibrium: a geological thermometer, barometer, and water fugacity indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, p. 38 - 46.
- 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.
- MATTE P. ET MATTAUER M. (1987): Hercynian orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. *Nature*, 325, 6106, p. 739 - 740
- MATTAUER M. (1985): Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, p. 429 - 435.
- MATTAUER M. ET PROUST F. (1962): Sur l'âge post-Albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées Orientales. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 304 - 305.

- 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.
- MERCIER J.C. ET CARTER N.L. (1975): Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.*, 80, p. 6293 - 6303.
- MEURISSE M. (1973): Etude structurale de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. *Thèse 3ème cycle Paris*, 325 p.
- 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.
- MONTEL J.M., WEBER C., PICHAVANT M. (1986): Biotite - sillimanite - spinel assemblages in high grade metamorphic rocks. Occurrences, chemographic analysis and geothermobarometer interest. *Bull. Minéral.*, 109, p. 555 - 574.
- MUELLER R.F. (1972): Stability of biotite: a discussion. *Am. Miner.*, 57, p. 300 - 316.
- NEHRU C.E. ET WYLLIE P.J. (1974): Electron microprobe measurement of pyroxene coexisting with H<sub>2</sub>O-undersaturated liquid in the join CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - H<sub>2</sub>O at 30 kbars with application to geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, p. 221 - 228.
- NEWTON R.C. ET GOLDSMITH J.R. (1976): *Z. Krist.*, 143, p. 333 - 353.
- NEWTON R.C. ET HASELTON H.T. (1981): Thermodynamics of garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. In R.C. Newton, A. Navrotsky and B.J. Wood, Eds., *Thermodynamics of Minerals and Melts*, Springer (New-York), p. 129 - 145.
- NEWTON R.C. ET PERKINS D. (1982): Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *Am. Miner.*, 67, p. 203 - 222.
- NEWTON R.C. ET WOOD B.J. (1979): Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as hydrous phase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p. 391 - 405.
- NICOLAS A. (1984) Principes de tectonique. *Masson Eds.*, 196 p.
- NICOLAS A. ET POIRIER J.P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *Wiley Intersciences Eds., London.* 444 p.
- ORVILLE P.M. (1972): Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: Results at 700 °C and 2000 bars in the presence of quartz. *Am. J. Sci.*, 272, p. 234 - 272.
- ORVILLE P.M. (1975): *Geochim. Cosmochim. Acta.* 39, p. 1091 - 1105.
- PAQUET J. (1985) Petrology and geothermometry of retrograded hercynian charnockites and host gneisses, Agly massif, French Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.*, 3, p. 43 - 58.
- PAQUET J. ET DELAY F. (1989a): Statistical microanalysis applied to garnet growth zoning and to cordierite fluid content. *J. Metamorphic Geol.*, 7, (sous presse).
- PAQUET J. ET DELAY F. (1989b): 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*, (sous presse).
- PASCAL M.L. (1979) Les albites du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse doct. ing. E.N.S.M. Paris*, 157 p.
- 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. France*, 7, Tome XVIII, n° 6, p. 1471 - 1487.

- PASSCHIER C.W. (1982): Mylonitic deformation in the St Barthelemy Massif (Frensch Pyrenees), with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *G.U.A. Pap. Geol.* , 1, 16, 173 p.
- PASSCHIER C.W. ET SIMPSON C. (1986): Porphyroclast system as kinetic indicators. *J. Struct. Geol.* , Vol. 8, n° 8, p. 831 - 843.
- PERKINS D. (1979): Application of new thermodynamic data to mineral equilibria. *Ph. D. Thesis University of Michigan* : 214 p.
- PETTIJOHN F.J. (1963): Data of geochemistry, Chap. S. , Chemical composition of sandstones excluding carbonates and volcanic sands. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* ,440-S, 21 p.
- POIRIER J.P. (1976): Plasticité à haute température des solides cristallins. *Eyrolles Eds., Paris*, 320 p.
- POSTAIRE B. (1982): Systématique Pb commun et U - Pb sur zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle* , Rennes, 71 P.
- RAMBERG H. (1981): Gravity deformation and the earth's crust. In theory, experiments and geological applications. *Second edition Academic Press* , 452 p.
- RAVIER J. (1959): Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mem. Soc. Géol. France* , XXXVIII, 86, Thèse Paris.
- RESPAUT J.P. (1981): Radiochronologie fine U - Pb sur zircons et monazites du massif charnockitique de l'Agly. Conséquences pétrogénétiques. *Mém. de D.E.A. Montpellier*, 25 p.
- 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.
- RICE J., EVANS B. W., TROMMSDORFF V. (1974): *Contrib. Mineral. Petrol.* , 43, p. 245 - 251.
- ROBIE R.A., BETHKE P.M., BEARDSLEY K.M. (1967): Selected X-ray crystallographic data, molar volumes and densities of minerals and related substances. *U.S. Geol. Surv. Bull.* , 1248.
- ROBIE R.A., HEMINGWAY B.S., FISCHER J.R. (1978): Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15 °K and 1 bar ( $10^5$  Pascal) pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.* , 1452, 456 p.
- ROUX L. (1977): L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon (Ariège). *Thèse Sciences, Université de Toulouse* , 530 p.
- SALEL J.F. (1987): Linéations, sens de cisaillement et de transport des nappes dans les gneiss du versant sud du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mém. D.E.A. Montpellier* , 27 p.
- SAXENA S.K. (1968): Crystal - chemical aspects of distribution of elements among certain coexisting rock forming silicates. *N. Jhb. Miner. Abh.* , 108, p. 292 - 323.
- SAXENA S.K. (1969): Silicate solid-solution of elements between minerals: Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 22, p. 259 - 267.
- SCHREYER W. ET YODER H.S. (1964): The system Mg-cordierite - H<sub>2</sub>O and related rocks. *N. Jhb. Miner. Abh.* , 101, 3, p. 271 - 342.
- SEGURET M. ET PROUST F. (1968a): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: L'allure anticlinale de la schistosté à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *C. R. Acad. Sci. Paris* , D, 266, p. 317 - 320.

- SEGURET M. ET PROUST F. (1968b): Tectonique hercynienne dans les Pyrénées Centrales: Signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 266, p.984 - 987.
- SHAW D.M. (1956): Geochemistry in pelitic rocks, III, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, p. 919 - 934.
- SIMPSON C. ET SCHMID S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 831 - 843.
- SION M. (1985): Etude du Mésozoïque de la partie Nord-Est du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Mém. D.E.A. Lille*, 52 p.
- SMITH D. (1972): Stability of iron-rich pyroxene in the system  $\text{CaSiO}_3\text{-FeSiO}_3\text{-MgSiO}_3$ . *Am. Miner.*, 57, p. 1413 - 1428.
- SOLIVA J. (1987): Linéations, sens de cisaillements et de transport des nappes dans les gneiss du versant nord du massif du Canigou et de la fenêtre de Balatg (Pyrénées Orientales). *Mém. D.E.A. Montpellier*, 18p.
- SOULA J.C. (1979): Déformations hercyniennes et alpines dans les Pyrénées ariégeoises. *Thèse Sciences. Université de Toulouse* :
- SOULA J.C. ET BESSIERE G. (1980): Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the alpine Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 69 - 74.
- SOULA J.C. (1982): Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in Central-Eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, Vol. 4, n°3, p. 313 -342.
- SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., POUGET P. (1986a): A dynamic model of the structural evolution of the hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 29 -51.
- SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., GUCHEREAU J.Y. LAMOUREUX C., POUGET P., ROUX L. (1986b): Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. II n°1, p. 79 - 93.
- STORMER J.C. ET WHITNEY J.A. (1977): Two feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 125 - 133.
- STRECKEISEN A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jhb. Miner. Abh.*, 107, p. 144 - 240.
- THOMPSON A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks. I - Prediction of P - T - X(Fe-Mg) phase relations. II - Calculation of some P - T - X(Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, 276, p. 401- 454.
- THOMPSON J.B. ET NORTON S.A. (1968): Paleozoic regional metamorphism in New-England and adjacent areas. In E -An. Zen et AL. eds. *Studies of Appalachian Geology. Interscience Publisher ( John Wiley & Sons, New-York)*.
- TOURET J. (1974): Géologie des domaines cristallins. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Vol. Jub. P. MICHOT, p. 267 - 287.
- TRACY R.J. ET DIETSCH C.W. (1982): High temperatures retrograde reactions in pelitic gneiss, Central Massachusetts. *Can. Miner.*, 20, p. 420 - 437.
- TRACY R.J., ROBINSON P., THOMPSON A.B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. *Am. Miner.*, 61, p. 762 - 775.
- TURNOCK A.C. ET HEUGSTER H.P. (1962): Fe-Al oxides: phases relationships below 1000 °C. *J. Petrol.*, 3, p. 533 - 565.

- VAN DEN EECKOUT B. (1986): A case of study of a mantled gneiss antiform: the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina* , 45, 193 p.
- VAN DEN EECKOUT B. ET ZWART H.J. (1988): Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology* , Vol. 16, p. 135 - 138.
- VAN DUYSSEN J.C. (1982): Etude par microscopie électronique en transmission des défauts de réseau dans quelques pyroxènes. Implications sur les transformations de phases dans ces structures. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Lille*, 183 p.
- VELDE B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.* , 263,
- VERHOEF P.N.W., VISSERS R.L.M., ZWART H.J. (1984): A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (Central Pyrenees, France). *Geol. Mijnbouw* , 63 (4), p. 337 - 416.
- VIELZEUF D. (1980): Pétrologie des ecailles granulitiques de la région de Lherz. (Ariège - Zone Nord-Pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr) - feldspath potassique. *thèse de doctorat de spécialité, Université de Clermont-Ferrand.* , 219 p.
- VIELZEUF D. (1983): The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 82, p. 301 - 311.
- VIELZEUF D. (1984): Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. tomes I et II. *Annales scientifiques de l'université de Clermont-Ferrand II.* , Thèse: 359 p.
- VIELZEUF D. ET KORNPORST J. (1984): Crustal splitting and the emplacement of pyrenean lherzolites and granulites. *Earth. Planet. Sci. Lett.* , 67, p. 87 - 96.
- VITRAC A. (1972): Datation U/Pb du granite charnockitique de l'Agly (P.O.). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 175D, p. 1843 - 1845.
- VITRAC A. ET ALLEGRE J.C. (1971): Datation  $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$  des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *C.R. Acad. Sci. Paris* , 273, p. 2411 - 2413.
- VITRAC-MICHARD A. (1975): Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées Orientales. *Thèse d'état, Paris VII* , 142 p.
- VITRAC-MICHARD A., ALBAREDE F., DUPUIS C., TAYLOR H.P. (1980): The genesis of variscan (hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr Pb and O studies on the Maladetta igneous complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* , 72, p. 57 - 72.
- VITRAC-MICHARD A. ET ALLEGRE C.J. (1975): A study of the formation and history of a piece of continental crust by  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  method: the case of the french oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 50, p. 257 - 285.
- WELLS P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 62, p. 129 - 139.
- WHITE A.J.R. ET CHAPPELL B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* , 43, p. 7 - 22.
- WHITE S.H., BURROWS S.E., CARRERAS J., SHAW N.D., HUMPHREY F.J. (1980): On mylonite in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* , 2, n°12, p. 175 - 187.
- 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.

- WICKHAM S.M. ET TAYLOR H.P. (1985): Stable isotopic evidence from large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane: the Trois Seigneurs massif, Pyrenees, France. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 91, p. 122 - 137.
- WICKHAM S.M. ET TAYLOR H.P. (1987): Stable isotopic constraints on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in the Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 95, p. 255 - 268.
- WINKLER H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag Edit.* , 5 ème édition: 348 p.
- WOOD B.J. (1976): The reaction phlogopite + quartz = enstatite + sanidine + H<sub>2</sub>O. *Prog. Exp. Petro. Edinburg* , p. 17 -19.
- WOOD B.J. ET BANNO S. (1973): Garnet - orthopyroxene and orthopyroxene - clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 42, p. 109 - 124.
- WOOD B.J. ET FRASER D.G. (1986) Elementary thermodynamics for geologists. *Oxford University Press* . 5 ème édition: 303 p.
- YANG H. ET FOSTER W.R. (1972): Stability of iron-free pigeonite at atmospheric pressure. *Am. Miner.* , 57, p. 1232 - 1241.
- ZWART H.J. (1963): The structural evolution of the paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau* , 53, p. 170 - 205.
- ZWART H.J. (1979): The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Mededel.* , 50, p. 1 - 74.

**INDEX**



**Abbréviations utilisées pour les phases minéralogiques**

Ant	Anthophyllite	Hy	Hypersthène
Ab	Albite	Hy-Gr	Hydro-grossulaire
Act	Actinote	Ilm	Ilménite
Alm	Almandin	Ma	Marialite
Amp	Amphibole	Mag	Magnésite
An	Anorthite	Me	Meïonite
Bi	Biotite	Mu	Muscovite
Bi-Chl	Biotite chloritisée	Opx	Orthopyroxène
Cc	Calcite	Or	Orthose
Cd	Cordiérite	Ox	Oxydes
Chl	Chlorite	Par	Pargasite
Chld	Chloritoïde	Phg	Phengite
Cpx	Clinopyroxène	Phl	Phlogopite
Cum	Cummingtonite	Pl	Plagioclase
Di	Diopside	Pyr	Pyrope
Do	Dolomie	Qz	Quartz
Ep	Epidote	Sc	Scapolite
En	Enstatite	Ser	Serpentine
Fa	Fayalite	Sil	Sillimanite
Fk	Feldspath potassique	Sp	Spinelle
Fo	Forstérite	Spes	Spessartine
Fs	Ferrosilite	Sph	Sphène
Ga	Grenat	Tr	Trémolite
Gr	Grossulaire	Wo	Wollastonite
Hb	Hornblende	Zo	Zoïsite
Hd	Hedenbergite		



## Liste des figures.

Fig. 1: Localisation du massif de l'Agly au sein des Pyrénées (d'après Dégardin, 1988).....	9
Fig. 2: Modèle de mise en place des lherzolites et des granulites de la zone Nord-pyrénéenne (d'après Vielzeuf, 1984).....	11
Fig. 3: A: Carte géologique simplifiée du massif de l'Agly (d'après Fonteilles, 1970, modifiée). B: Coupe lithologique et zonéographie métamorphique au sein du massif de l'Agly (d'après Fonteilles, 1970, modifiée).....	13
Fig. 4: Distinction par la géochimie des majeurs entre les séries gneissiques de Caramany et celles de Belesta (d'après les analyses de Fonteilles, 1976).....	14
Fig. 5: Principe théorique de l'effet de socle.....	16
Fig. 6: Localisation des coupes permettant le levé des colonnes lithologiques de figures 7,8,9,10, 11.....	21
Fig. 7: Colonnes lithologiques des formations mésozoïques au NE du massif hercynien.....	23
Fig 8: Colonnes lithologiques des formations de l'unité supérieure de l'Agly (U.S.A.) et du sommet de l'unité de la Boucle de l'Agly - belesta (U.B.).....	24
Fig. 9: Colonnes lithologiques des formations de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (U.B.).....	24
Fig. 10: Colonnes lithologiques des formations de l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.) partie orientale et centrale.....	25
Fig. 11: Colonnes lithologiques des formations de l'unité de Feilluns - Caramany (U.C.) partie septentrionale et occidentale.....	25
Fig. 12: Localisation des échantillons de marbres et de gneiss à silicates calciques.....	31
Fig. 13: Représentation ACF des minéraux des marbres et gneiss à silicates calciques.....	31
Fig. 14: Représentation en composants polaires des clinopyroxènes de l'ensemble des marbres et des gneiss à silicates calciques.....	34
Fig. 15: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les marbres de Caramany et le "marbre de base".....	36
Fig. 16: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les marbres de Feilluns - Le Vivier.....	36
Fig. 17: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les gneiss à silicates calciques.....	36
Fig. 18: Représentation comparée du $X_{Mg} = MgO/MgO+FeO$ (oxydes en moles) des clinopyroxènes et des amphiboles dans les marbres et les gneiss à silicates calciques.....	37
Fig. 19: Diagramme des teneurs en $Fe^{3+} - Al_{VI}$ des zoïsites analysées dans les marbres et les gneiss à silicates calciques.....	39
Fig. 20: Relations de phases dans le système $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ d'après les schémas et données de Winkler (1979, p. 121 et 124).....	40
Fig. 21: Texture réactionnelle caractérisant le développement prograde de la réaction $5 Di + 3 Do \Rightarrow 2 Fo + 4 Cc + 2 CO_2$ .....	41
Fig. 22: Développement de serpentines et de cummingtonite aux dépens de la forstérite dans un marbre magnésien.....	41
Fig. 23: Ouralitisation du clinopyroxène au contact du plagioclase dans un gneiss à silicates calciques: réaction: $x Cpx + K^+ + Na^+ + Al^{3+} + \text{fluide} \Rightarrow y Hb \pm Ox \pm Cc$ .....	43

- Fig. 24: Ouralitisation du clinopyroxène et développement de trémolite par les réactions:  
 $5 \text{ Di} + 3 \text{ CO}_2 + 2 \text{ H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Tr} + \text{Cc} \pm \text{Qz}$   
 $4 \text{ Di} + \text{Do} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Tr} + 3 \text{ Cc} \dots\dots\dots 44$
- Fig. 25: Rétromorphose partielle des scapolites dans un marbre par la réaction:  
 $\text{Sc} \Rightarrow 3 \text{ An} + \text{Cc} \pm \text{CO}_2 \dots\dots\dots 44$
- Fig. 26 A: Développement rétromorphique de couronnes de grossulaire autour des scapolites et de l'anorthite (ou plagioclase calcique):  
 $x \text{ Sc} + y \text{ Cc} \pm \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Gr/Hy-Gr} + \text{fluide} (\text{Na}^+ \text{K}^+ \text{CO}_2)$   
 B: Etablissement, dans le diagramme  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$  (proportions molaires) de la ligne de conjugaison de la réaction précédemment évoquée . . . . . 46
- Fig. 27: Texture rétrograde dans les marbres et les gneiss à silicates calciques issue du fonctionnement en chaîne des réactions:  
 $\text{An} + 2 \text{ Cc} + \text{Qz} \Rightarrow \text{Gr} + \text{CO}_2$   
 $\text{Gr} + 5 \text{ An} + 2 \text{ H}_2\text{O} \Rightarrow 4 \text{ Zo} + \text{Qz} \dots\dots\dots 47$
- Fig. 28: Relations de phases dans le système  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  d'après les schémas et données de Winkler (1979, p. 143-144)..... 47
- Fig. 29: Apparition de zoïsites aux dépens du grossulaire et du plagioclase dans un gneiss à silicates calciques par la réaction:  
 $\text{Gr} + 5 \text{ An} + 2 \text{ H}_2\text{O} \Rightarrow 4 \text{ Zo} + \text{Qz} \dots\dots\dots 48$
- Fig. 30: Apparition de zoïsites aux dépens du plagioclase dans un marbre par la réaction:  
 $3 \text{ An/Pl} + \text{Cc} + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow 2 \text{ Zo} + \text{CO}_2 \dots\dots\dots 48$
- Fig. 31: Localisation des échantillons de roches basiques à Opx - Cpx..... 50
- Fig. 32: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes d'échantillons de roches basiques à Opx - Cpx : comparaison entre un échantillon emballé dans les charnockites acides (FD 84223) et un échantillon en banc intercalé dans les gneiss de Caramany (FD 84304)..... 51
- Fig. 33: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes d'échantillons de roches basiques à Opx - Cpx : comparaison entre un échantillon emballé dans les charnockites acides (FD 84303) et un échantillon associé à la granodiorite de Cassagnes (FD 84207)..... 51
- Fig. 34 A: Représentation en pôles normatifs d'associations Opx - Cpx : comparaison entre les échantillons intercalés dans les gneiss de Caramany (F 1362, F 891 Ca) et un échantillon associé à la granodiorite de Cassagnes (F Be1).  
 B: Représentation en pôles normatifs d'associations Opx - Cpx : comparaison entre un échantillon emballé dans les charnockites acides (F 779a) et un échantillon dans les migmatites de Belestá (F 925b).  
 C: Représentation en pôles normatifs d'associations Opx - Cpx : tous les échantillons proviennent de l'unité de Feilluns - Caramany et fournissent l'étalement compositionnel maximal des associations Opx - Cpx de cette unité..... 54
- Fig. 35: Représentation en pôles normatifs de toutes les associations à Opx - Cpx analysées sur les roches basiques du massif de l'Agly..... 55
- Fig. 36: Représentation dans les diagrammes de classification de Leake (1978) des amphiboles analysées dans les corps basiques à Opx - Cpx..... 55
- Fig. 37: Représentation comparée du  $\text{XMg} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$  (en moles) des clinopyroxènes et des amphiboles dans les corps basiques à Opx - Cpx..... 56
- Fig. 38: Association costable Opx - Cpx - Pl caractéristique de corps basiques à Opx - Cpx..... 58
- Fig. 39: Rétromorphose de l'association primaire des corps basiques à Opx - Cpx:  
 - croissance épitaxiale d'actinote sur le clinopyroxène  
 $x \text{ Cpx} + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Al}^{3+} + \text{fluide} \Rightarrow y \text{ Act} \pm \text{Ox}$   
 - développement de symplectites Bi - Qz aux dépens de l'Opx:  
 $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{fluide1} (\text{Na}^+ \text{K}^+ \text{Ti}^{4+}) \Rightarrow \text{Bi} + \text{Qz} \pm \text{Ilm} + \text{fluide2} (\text{Na}^+ \text{Ca}^{2+}) \dots\dots\dots 59$

Fig. 40: Localisation des échantillons de charnockites et des faciès connexes.....	61
Fig. 41: Rétromorphose partielle de l'orthopyroxène dans les faciès dioritiques à Opx - Pl des charnockites <u>s.l.</u> : Opx + Pl + fluide1 (Na <sup>+</sup> K <sup>+</sup> Ti <sup>4+</sup> ) ==> Bi + Qz ± Ilm + fluide2 (Na <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup> ).....	63
Fig. 42: Relation Fe <sup>2+</sup> + Ti <sup>4+</sup> / Mg <sup>2+</sup> + Al <sub>VI</sub> dans les biotites des diorites charnockitiques à Opx - Pl.....	63
Fig. 43: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les granodiorites charnockitiques.....	65
Fig. 44: Contact orthose / plagioclase dans un échantillon de granodiorite charnockitique : développement de perthites de remplacement dans le feldspath potassique par "infiltration du plagioclase".....	65
Fig. 45: Relation Fe <sup>2+</sup> + Ti <sup>4+</sup> / Mg <sup>2+</sup> + Al <sub>VI</sub> dans les biotites des granodiorites charnockitiques.....	67
Fig. 46: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les granodiorites charnockitiques.....	68
Fig. 47: Instabilité de l'orthopyroxène dans les granodiorites charnockitiques avec développement de symplectites Bi - Qz: Opx + Fk + H <sub>2</sub> O ==> Bi + Qz Opx + K <sup>+</sup> + H <sub>2</sub> O ==> Bi + Qz.....	69
Fig. 48: A: Courbes réactionnelles En + Fk ==> Phl + Qz en fonction de P, T, XH <sub>2</sub> O d'après Wood (1976) B: Conditions de stabilité des assemblages Opx - Fk dans un diagramme P, T. Réaction En + Fk + H <sub>2</sub> O ==> Phl + Qz d'après Hegelson et al. (1978) (valeurs en système hydraté déduites des études sur H <sub>2</sub> O de Burnham, 1969) Réaction Alm + H <sub>2</sub> O ==> Chl + Qz d'après Hsu (1968) Réaction Opx + Pl ==> Ga + Cpx, d'après Green et Ringwood (1967).....	71
Fig. 49: Rétromorphose partielle de l'orthopyroxène dans les granodiorites charnockitiques.....	72
Fig. 50: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes dans les migmatites de la charnockite.....	73
Fig. 51: Relation Fe <sup>2+</sup> + Ti <sup>4+</sup> / Mg <sup>2+</sup> + Al <sub>VI</sub> dans les biotites des migmatites de la charnockite.....	74
Fig. 52: Représentation de la composition en pôles purs des grenats analysés dans les migmatites de la charnockite.....	75
Fig. 53: Relations texturales entre les phases minérales dans les migmatites de la charnockite.....	76
Fig. 54: Localisation des échantillons de kinzigites et des faciès alumineux à spinelle.....	77
Fig. 55: Géochimie comparée des oxydes majeurs dans les kinzigites et les shales du massif de l'Agly d'après les analyses chimiques de Fonteilles (1976).....	78
Fig. 56: Représentation des kinzigites du massif de l'Agly dans un diagramme granite-grauwacke-argile (d'après Vielzeuf, 1984).....	79
Fig. 57: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les kinzigites de l'unité de Feilluns-Caramany. (FD 84112, 82 AG 51-52, JP 8387i : secteur de Caramany - Trilla; JP 8391b, i : secteur du Vivier).....	81
Fig. 58: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	81
Fig. 59: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les kinzigites de l'unité de Feilluns - Caramany: A: secteur de Caramany - Trilla; B: secteur du Vivier.....	83
Fig. 60: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	84

- Fig. 61: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des kinzigites.  
 A: Niveaux de l'unité de Feilluns - Caramany; noter la séparation de populations entre les niveaux du secteur de Caramany (51/87) et ceux du Vivier (91);  
 B: niveaux de la Boucle de l'Agly - Belesta..... 87
- Fig. 62: Grille pétrogénétique partielle dans le système  $Al_2O_3 - K_2O - FeO - MgO - SiO_2 - H_2O$  ( $SiO_2$  et  $H_2O$  en excès) d'après Le Breton (1983)..... 89
- Fig. 63: Texture générale dans les kinzigites de l'assemblage Ga - Cd - Bi - Sil - Fk..... 89
- Fig. 64: Exemple significatif de la costabilité de l'assemblage primaire Ga - Cd dans les kinzigites..... 90
- Fig. 65: Déstabilisation périphérique des grenats dans les kinzigites :  
 $Ga_{perif} + K^+ + H_2O \Rightarrow Bi + Sil + Qz$ ..... 91
- Fig. 66: Déstabilisation du grenat en Bi - Cd - Qz dans un paragneiss granulitique de Lers (d'après photo de Vielzeuf, 1984, p. 181)..... 92
- Fig. 67: Diagrammes d'équilibres et courbes réactionnelles des phases dans les kinzigites.  
 Toutes les courbes réactionnelles proviennent d'Holdaway et Lee (1977), sauf  $Ga + Fk + H_2O \Leftrightarrow Bi + Cd + Qz$  d'après Vielzeuf (1980) et  $Chl + Qz \Leftrightarrow Alm + H_2O$ , d'après Hsu (1968). Les courbes à  $PH_2O = 0,1Pt$  non fournies par Holdaway et Lee (1977) ont été tracées, à partir des données originelles de ces auteurs, par régression linéaire pour les points invariants et conservation des valeurs  $dP/dT$ ..... 93
- Fig. 68: Rétromorphose hydrique en périphérie des grenats dans les kinzigites: apparition d'intermédiaires Bi-Chl:  
 $Ga + Bi_x + H_2O \Rightarrow Bi_{x+1} + Chl / Bi-Chl + Qz$ ..... 93
- Fig. 69: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les faciès alumineux à spinelle..... 95
- Fig. 70: Représentation des compositions en pôles normatifs des grenats analysés dans les faciès à spinelle.. 97
- Fig. 71: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des kinzigites..... 98
- Fig. 72: Relations  $Zn^{2+} / Mg^{2+}$  et  $Zn^{2+} / Fe^{2+}$  dans la formule structurale (32 atomes d'oxygène) des spinelles. 99
- Fig. 73: Relations texturales dans la minéralogie des faciès à spinelle..... 101
- Fig. 74: Texture particulière de l'échantillon à spinelle FD 85129..... 103
- Fig. 75: Texture particulière de l'échantillon à spinelle FD 85159..... 103
- Fig. 76: Relations entre les phases Ga - Cd - Sp - Sil - Qz - Cor dans le système  $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - H_2O$  les valeurs des  $X_{Fe}$  ( $FeO/FeO+MgO$  en moles) du grenat, de la cordiérite et du spinelle sont respectivement : 0,75 - 0,30 - 0,70..... 105
- Fig. 77: Localisation des échantillons de gneiss de Caramany, de gneiss du Pont de Trilla et de gneiss anatectiques de l'U.B..... 107
- Fig. 78: A: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les gneiss de Caramany.  
 B: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les gneiss du Pont de Trilla..... 108
- Fig. 79: A: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les gneiss de Caramany.  
 B: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les gneiss du Pont de Trilla..... 110
- Fig. 80: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{VI}$  dans les biotites des gneiss de Caramany (A) et des gneiss du Pont de Trilla (B)..... 112
- Fig. 81: Relations texturales des phases Ga - Cd - Qz - Fk - Pl dans les gneiss de Caramany..... 113
- Fig. 82: Relations texturales entre phases dans les gneiss du Pont de Trilla..... 114
- Fig. 83: Projection A'FM des phases ferromagnésiennes analysées dans les gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta..... 116

- Fig. 84: Représentation de la composition en pôles normatifs des grenats analysés dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta..... 117
- Fig. 85: Relation  $Fe^{2+} + Ti^{4+} / Mg^{2+} + Al_{IV}$  dans les biotites des gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta..... 119
- Fig. 86: Rétromorphose de l'assemblage primaire Ga - Bi - Fk - Pl - Qz dans les gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta..... 120
- Fig. 87: A: Estimations thermiques par le couple [Opx - Cpx] dans les roches basiques par la calibration de Wells (1977). Les pyroxènes sont assimilés à une solution solide idéale ferromagnésienne.  
B: Le système CaO - FeO - MgO - SiO<sub>2</sub>: le quadrilatère enstatite - ferrosillite - diopside - hedenbergite à 15 kbars, d'après Lindsley (1983)..... 129
- Fig. 88: Diagrammes  $X_{Mg_{Cpx}} / X_{Mg_{Opx}}$  ( $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO)$  en moles) relatifs aux couples analysés dans les roches basiques à ortho et clinopyroxène..... 131
- Fig. 89: Représentation du logarithme népérien du  $Kd_{[Opx-Cpx]}$  (détail de l'expression en annexe) en fonction du nombre de cations  $Ca^{2+}$  dans la formule structurale à 6 atomes d'oxygène des pyroxènes..... 132
- Fig. 90: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les migmatites à grenat de la charnockite (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats)..... 136
- Fig. 91: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les migmatites à grenat de la charnockite (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 136
- Fig. 92: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les charnockites à grenat (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats)..... 137
- Fig. 93: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les charnockites à grenat (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 138
- Fig. 94: Estimations barométriques sur l'association Opx - Ga - Pl - Qz dans les charnockites à grenat..... 140
- Fig. 95: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Cd] dans les kinzigites (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats)..... 143
- Fig. 96: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Cd]}$  dans les kinzigites (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 144
- Fig. 97: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les kinzigites (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats)..... 146
- Fig. 98: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les kinzigites (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 147
- Fig. 99: Estimations des pressions d'équilibre du couple [Ga-Cd] dans les calibrations de Lonker (1981), Martignole et Sisi (1981) en fonction de l'état d'hydratation des cordiérites..... 150
- Fig. 100: Estimations barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz dans les kinzigites. Tous les échantillons proviennent de l'unité de Feilluns - Caramany..... 151
- Fig. 101: Estimations thermiques sur les couples [Ga-Cd](A) et [Ga-Bi](B) dans les faciès alumineux à spinelle (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats)..... 153
- Fig. 102: Champ de variation des  $Kd_{[Ga-Cd]}$  (A) et  $Kd_{[Ga-Bi]}$  (B) dans les faciès alumineux à spinelle (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 154
- Fig. 103: Estimations thermiques sur le couple [Cd-Sp] par la calibration de Vielzeuf (1983, 1984) dans les faciès alumineux à spinelle.  
A: Les calculs sont effectués sans prendre en considération les teneurs en ZnO du spinelle.  
B: Les calculs prennent en compte la présence de ZnO dans le spinelle.  $Zn^{2+}$  est artificiellement remplacé par une quantité équivalente de  $Fe^{2+}$  dans la formule structurale du spinelle..... 155

- Fig. 104: Estimations barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz dans les faciès alumineux à spinelle.... 157
- Fig. 105: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les gneiss de Caramany (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats).....159
- Fig. 106: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les gneiss de Caramany (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 159
- Fig. 107: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les gneiss du Pont de Trilla (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats).....160 - 161
- Fig. 108: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les gneiss du Pont de Trilla (FeO et MgO exprimés en proportions molaires)..... 161
- Fig. 109: Estimations barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz dans les gneiss du Pont de Trilla..... 162
- Fig. 110: Estimations thermiques sur le couple [Ga-Bi] dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (losanges pleins = coeur des grenats, carrés vides = périphérie des grenats)..... 164
- Fig. 111: Champ de variation du  $Kd_{[Ga-Bi]}$  dans les gneiss de la Boucle de l'Agly - Belesta (FeO et MgO exprimés en proportions molaires).....165
- Fig. 112: Synthèse des résultats thermométriques du métamorphisme hercynien sous la limite de l'anatexie pour les faciès kinzigitiques s.l. (couples [Ga-Cd] et [Ga-Bi]).  
Synthèse des paragenèses du métamorphisme hercynien affectant les marbres et les gneiss à silicates calciques..... 168
- Fig. 113: Synthèse des résultats thermométriques du métamorphisme hercynien sous la limite de l'anatexie pour les faciès gneissiques, les charnockites acides et les corps basiques associés..... 169
- Fig. 114: Synthèse des résultats barométriques du métamorphisme hercynien sous la limite de l'anatexie..... 173
- Fig. 115: Empilement reconstitué des terrains métamorphiques et granitiques hercyniens du massif de l'Agly..174
- Fig. 116: Position de la foliation majeure dans le massif de l'Hospitalet, d'après Van den Eeckout (1986).  
A: Formation de la superstructure par des plis redressés et développement de la foliation majeure (phase D2).  
B: Formation de l'infrastructure et développement de la foliation majeure (phase D3) pendant la formation de l'antiforme gneissique du massif..... 181
- Fig. 117: Structure du massif de l'Aston - Hospitalet d'après Soula et al. (1986 b).  
A: Coupes sériées dans le massif de l'Aston d'Est en Ouest.  
B: Relations du massif orthogneissique de l'Aston - Hospitalet avec les faciès paradérivés supérieurs et les isogrades de métamorphisme..... 181
- Fig. 118: Carte géologique simplifiée du SE du massif de l'Agly, d'après nos relevés pour la partie ouest de cette carte et ceux de Pascal et al. (1976) pour la partie est..... 183
- Fig. 119: Relations blastèse-déformation dans un niveau de marbre des séries de l'unité de Feilluns -Caramany (secteur de Caramany-est)..... 184
- Fig. 120: Relations blastèse - déformation dans les niveaux alumineux à spinelle de l'unité de Feilluns - Caramany (secteur de Caramany-sud: Mont-Redon).....185
- Fig. 121: Relations blastèse - déformation dans les granito-gneiss du Pont de Trilla de l'unité de Feilluns - Caramany (secteur de Feilluns-nord: Plat de Gallandos)..... 186
- Fig. 122: Relations blastèse - déformation dans un niveau de gneiss à silicates calciques dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (secteur de Caladroi: Pic Aubeill)..... 188
- Fig. 123: Relations blastèse - déformation dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (secteur de Belesta-Cassagnes).....189
- Fig. 124: Relations blastèse - déformation dans les gneiss perlés de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (secteur de la Vallée de l'Agly: Tournafort)..... 190
- Fig. 125: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes à sillimanite : passée gréseuse montrant l'état de transposition des séries à ce niveau de la pile métamorphique (secteur de Latour de France)..... 193

Fig. 126: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes à sillimanite : cas de blastèses post-déformation majeure (secteur de Montner).....	194
Fig. 127: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes injectés à sillimanite : position des injections dans la déformation (secteur de la vallée de l'Agly: Tournefort).....	195
Fig. 128: Relations blastèse - déformation dans les micaschistes à andalousite (secteur de Rasiguères).....	197
Fig. 129: Relations foliation interne aux porphyroblastes - foliation externe dans les micaschistes à andalousite (secteur de Rasiguères).....	198
Fig. 130: Phase de déformation majeure dans les micaschistes à biotite et/ou cordiérite (secteur de Latour de France).....	199
Fig. 131: Phase de déformation $P_{m+1}$ dans les micaschistes à biotite (secteur de Lansac-est).....	200
Fig. 132: Phase de déformation majeure dans les calcschistes siluriens (secteur de Rasiguères: Roc-Courbe).....	201
Fig. 133: Relations blastèse-déformation dans les schistes verts : banc à chloritoïde (secteur de Rasiguères: Tour de Trémoine).....	201
Fig. 134: Coupes sur le bord nord du synclinorium de Boucheville, à la terminaison ouest du massif de l'Agly. Lithologie et références de l'échantillonnage.....	209
Fig. 135: Coupes à travers les formations méso et cénozoïques pincées au coeur du bâti hercynien du massif de l'Agly.....	209
Fig. 136: A: Corrélation $Al_{IV}$ (site tétraédrique) / $Al_{VI}$ (site octaédrique) en nombres d'atomes dans la formule structurale des phengites de l'échantillon MS 8426k (Kimmeridgien du chaînon de la Tourèze). B: Corrélation Mg / Si en nombre d'atomes dans la formule structurale des phengites de l'échantillon MS 8426k.....	212
Fig. 137: Diffractogramme d'agrégats orientés issus de l'échantillon MS 8426b (calcaire en plaquettes du Lias de la Tourèze).....	213
Fig. 138: Diffractogramme d'agrégats orientés issus de l'échantillon MS 8426d (calcaires et schistes noirs toarciens du chaînon de la Tourèze).....	214
Fig. 139: Caractérisation des illites $s_{11}$ selon la méthode d'Esquevin (1969) pour l'ensemble des échantillons étudiés provenant des séries du chaînon de la Tourèze.....	215
Fig. 140: Schéma simplifié de la structure en demi-dôme du massif de l'Agly.....	220
Fig. 141: Schéma structural du massif de l'Agly et dénomination des failles majeures.....	221
Fig. 142: Localisation des coupes A, B, C, D à travers l'unité de Feilluns - Caramany.....	223
Fig. 143: Coupes A, B, C dans l'unité de Feilluns - Caramany parallèlement à son allongement dans le massif (localisation des coupes: fig. 142).....	225
Fig. 144: Coupe D à travers l'unité de Feilluns - Caramany sub-perpendiculaire à son allongement (localisation: fig. 142).....	227
Fig. 145: Foliations majeures et linéations minérales associées dans les séries encaissantes de l'unité de Feilluns - Caramany (hémisphères inférieures de projections de Wülf).....	229
Fig. 146: Localisation des coupes E, F, G, H, I, J à travers l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	231
Fig. 147: Coupes E et F montrant les relations U.C. - U.B. - U.S.A. dans la partie occidentale du massif de l'Agly (localisation des coupes: fig. 146).....	233
Fig. 148: Coupes G et H montrant les relations U.C. - U.B. - U.S.A. dans la partie centrale du massif de l'Agly (localisation des coupes: fig. 146).....	235
Fig. 149: A: Microplis syn-déformation majeure dans les gneiss de la Rivérole. B: Phase de crénulation $P_{m+1}$ dans les micaschistes injectés à sillimanite.....	237

Fig. 150: Coupes I et J montrant les relations U.C. - U.B. - U.S.A. dans la partie orientale du massif de l'Agly (localisation des coupes: fig. 146).....	239
Fig. 151: Foliations majeures et linéations minérales associées dans les formations migmatitiques et anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta (hémisphère inférieure d'une projection de Wülf).....	242
Fig. 152: Localisation des zones à foliation majeure homogène dans la partie nord-est de l'unité supérieure du massif de l'Agly.....	243
Fig. 153: Projection de Wulf (hémisphère inférieure) des éléments géométriques principaux de la déformation hercynienne dans la partie nord-est de l'unité supérieure du massif de l'Agly.....	245
Fig. 154: Projection de Wülf (hémisphère inférieure) des axes de plis en kink $P_{m+1}$ après remise à l'horizontale de la foliation majeure par rotation autour de sa direction.....	248
Fig. 155: Affleurement de micaschistes à sillimanite sur la D 612, 1 km au Sud-Est de Montner, montrant l'aspect et l'orientation de la déformation $P_{m+1}$ .....	249
Fig. 156: Projection de Schmidt (hémisphère inférieure) des axes de kinks $P_{m+1}$ dans le secteur de Forca-Real d'après Pascal et al. (1976).....	249
Fig. 157: Modèle synthétique de déformation post- $P_{m+1}$ rendant compte de la forme en demi-dôme du massif de l'Agly.....	251
Fig. 158: Carte et coupes des affleurements siluro-dévonien du secteur de Rasiguères - Planèzes.....	253
Fig. 159: A: Carte simplifiée d'après Pascal <i>et al.</i> (1976), des affleurements de Siluro-Dévonien dans la région de Calce (partie orientale du massif). B: Projection de Schmidt d'après Pascal <i>et al.</i> (1976) des pôles de pendage de la foliation majeure et des axes de plis syn-déformation majeure dans les formations hercyniennes du secteur de Calce.....	254
Fig. 160: Découpage en zones à déformation homogène de l'affleurement siluro-dévonien de Roc-Courbe. Les zones 1 et 2 sont affectées par la déformation plicative post-déformation hercynienne majeure; les zones 3 et 4 constitueraient des secteurs homogènes non perturbés par le plissement tardif.....	255
Fig. 161: Projections de Schmidt des pôles de pendage de la foliation majeure des séries de Roc-Courbe et répartition statistique afférente.....	257
Fig. 162: Reconstitution cartographique de la région de Rasiguères - Planèzes après la structuration en dôme du massif et avant les étapes de déformations alpines.....	258
Fig. 163: Cataclase progressive dans les mylonites du massif de l'Agly: exemple d'un système en rotation dextre.....	263
Fig. 164: Classification des systèmes porphyroclastiques sur l'exemple d'une rotation senestre d'après Passchier et Simpson (1986).....	264
Fig. 165: Répartition dans un diagramme contrainte - température des domaines de déformation plastique par recristallisation et leurs relations avec les différents modes de fluage (f), d'après Nicolas (1984).....	267
Fig. 166: Modèles de métallurgie physique sur le mode de fonctionnement de la superplasticité: A: par diffusion aux joints de grains, d'après Ashby et Verral (1973) B: par diffusion de lacunes aux joints triples, d'après Chung et Davies (1979).....	269
Fig. 167: Critères de sens de déplacement dans les mylonites de la faille d'Ansignan - Caramany sur son tracé WNW-ESE.....	275
Fig. 168: Critères de sens de déplacement dans les mylonites d'un accident satellite de la faille d'Ansignan - Caramany sur son tracé WNW-ESE.....	276
Fig. 169: Critères de sens de déplacement dans un gneiss de Caramany sur le tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany.....	278
Fig. 170: Critères de sens de déplacement dans un gneiss du Pont de Trilla sur la tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany.....	279
Fig. 171: Niveau de gneiss à silicates calciques pris dans la déformation mylonitique sur le tracé N-S de la faille d'Ansignan - Caramany.....	280

Fig. 172: Critères de déplacements dans les mylonites des failles du Rentadou et de Mont-Redon.....	282
Fig. 173: Synthèse des sens de déplacement dans les mylonites du massif de l'Agly.....	283
Fig. 174: Reconstitution rérotectonique du massif de l'Agly de l'actuel jusqu'à l'acquisition de la structure en dôme.....	286 - 287
Fig. 175: Structuration hercynienne du massif de l'Agly et délamination majeure créacée.....	291
Fig. 176: Synthèse des relations chronologiques entre les grandes étapes d'intrusions de métamorphisme et de déformation dans l'évolution hercynienne du massif de l'Agly.....	300
Fig. 177: Synthèse de l'évolution dynamique du massif de l'Agly depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à l'actuel.....	303



## Liste des tableaux.

Tab. I: Analyses et formules structurales de minéraux dans les marbres et gneiss à silicates calciques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	32
Tab. II: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss à silicates calciques de l'unité de Feilluns - Caramany.....	33
Tab. III: Analyses et formules structurales de minéraux dans les marbres de l'unité de Feilluns - Caramany.....	38
Tab. IV: Analyses et formules structurales de minéraux dans les roches basiques à Opx - Cpx de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	52
Tab. V: Analyses et formules structurales de minéraux dans les roches basiques à Opx - Cpx de l'unité de Feilluns - Caramany.....	52
Tab. VI: Analyses et formules structurales de minéraux dans les faciès charnockitiques à Opx - Pl.....	61
Tab. VII: Analyses et formules structurales de minéraux des granodiorites charnockitiques.....	66
Tab. VIII: Analyses et formules structurales de minéraux des migmatites de la charnockite.....	74
Tab. IX: Analyses et formules structurales de minéraux dans les kinzigites de l'unité de Feilluns - Caramany....	85
Tab. X: Analyses et formules structurales de minéraux dans les kinzigites de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	85
Tab. XI: Analyses et formules structurales de minéraux dans les faciès alumineux à spinelle.....	96
Tab XII: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss de Caramany.....	109
Tab XIII: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss du Pont de Trilla.....	111
Tab. XIV: Analyses et formules structurales de minéraux dans les gneiss anatectiques à grenat de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	118
Tab. XV: Analyses des éléments majeurs d'après Fonteilles (1976) de la charnockite acide (granodiorite d'Ansignan) et du granite de Cassagnes.....	133
Tab. XVI: Calculs barométriques sur l'association Opx - Ga - Pl - Qz d'après les analyses de Vielzeuf (1984).....	141
Tab. XVII: Estimations barométriques sur le couple [Ga-Cd] dans les kinzigites.....	149
Tab. XVIII: Estimations barométriques sur le couple [Ga-Cd] dans les faciès à spinelle.....	155
Tab. XIX: Calculs barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz d'après les analyses de Vielzeuf (1984).....	157
Tab. XX: Calculs barométriques sur l'association Ga - Pl - Sil - Qz d'après les analyses de Vielzeuf (1984).....	163
Tab. XXI: Inventaire des déformations hercyniennes dans le massif de l'Agly .....	178
Tab. XXII: Récapitulatif des phases de déformation hercynienne dans la zone axiale des Pyrénées d'après Lamouroux (1987).....	179
Tab. XXIII: Analyses par microsonde et formules structurales de minéraux micacés dans les formations mésozoïques touchées par le métamorphisme alpin.....	211



**ANNEXES**



## Statistical microanalysis applied to garnet growth zoning and to cordierite fluid content

J. PAQUET AND F. DELAY

*Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*

D. LEMAGUER

*ENS Chimie Lille, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*

**ABSTRACT** An analytical study to evaluate quantitatively weak zoning of a garnet from a high-grade kinzigite has been performed with an electron microprobe. The technique consists of the reconstruction of a profile step-by-step by successive analyses performed during relatively long counting times (30 s), along a radial profile of 2,500  $\mu\text{m}$  length. The successive analytical data along this profile are statistically treated by Fisher's test and compared with the  $\chi^2$  values (Pearson's law). These statistical tests were applied to assess microprobe stability and analysis homogeneity, and as a consequence to assure high credibility of the radial variations of the garnet. From core to rim, and for each element, zoning appears as the radial juxtaposition of stationary Poissonian samples. These samples being associated, the garnet appears to be constituted of successive concentric domains with stationary compositions. Different substitutions between Mg, Fe, Mn and Ca are evidenced. Such an analytical approach to chemical zoning can be useful for understanding growth mechanisms, and the possible diffusion reactions with the environment at each growth step. In addition, such a procedure can be used to evaluate accurately the fluid content of cordierite, and to appreciate the nature of the fluids concerned. As an example, the fluid content of a cordierite from a similar high-grade kinzigite has been evaluated.

**Key words:** Cordierite; fluid; garnet zoning; microanalysis; statistics.

### INTRODUCTION

Whatever the model chosen for the interpretation of garnet zoning (growth fractionation, diffusion exchange, or diffusion reaction model), the chemical data available often are not satisfactory enough to allow a good evaluation of the preferred substitutions of cations during growth, and/or diffusion processes after growth. Moreover the garnet zoning often exhibits a low contrast and, as a consequence, linear scanning methods are not very useful. In the present work, we apply an analytical method, in which electron microprobe analyses are coupled with a statistical treatment, to the study of weak garnet zoning, and to an unaltered cordierite in order to evaluate its fluid content quantitatively. The analysed crystals come from high-grade kinzigites of the Pyrenean Hercynian basement (Agly massif, North Pyrenean Zone, Eastern French Pyrenees). This material is very similar to that previously studied by several authors. For example, garnet zoning in west-central Massachusetts rocks was evaluated by Tracy, Robinson & Thompson (1976) using radial profiles of individual analyses which were performed with a 200  $\mu\text{m}$  periodicity. In zone V (muscovite out) defined by these authors large garnets (2 mm diameter) are quite

homogeneous. Their rim shows an Mg/Fe decrease (Fe increase and Mg decrease). A similar zoning in garnets from gneisses with Q-Pl-Bi-Ga-Ant-Ilm (Precambrian series of the Minnesota Valley River) was documented by Grant & Weiblen (1971) by reconstructed profiles with a 70  $\mu\text{m}$  analysis periodicity. The same peripheral Mg/Fe decrease is observed, with a regular Mn increase. Everywhere else in the crystal, Si, Al, Ti, Ca, Mg, Fe and Mn concentrations remain constant. In his modelling of the diffusion zoning in garnets from the Ronda massif (west-southern Spain), Loomis (1975) emphasizes the difficulty of an accurate evaluation of the cross coupling coefficients but confirms the following:

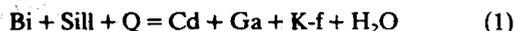
(a) Mg profiles often show an inflexion point close to the margin, a feature rarely detectable for Fe.

(b) Mn is concentrated near the margin in a zone usually narrower than that of Mg and Fe. Ganguly & Kennedy (1974) suggest a significant diffusion cross coefficient between Mg and Ca or Mn.

Obviously, garnet zoning is an outstanding problem with respect to the numerous unknown conditions of growth. Whatever the model which accounts for the environmental growth conditions, the chemical composition of the crystal zoning must be approached with the maximum accuracy

In the present study, analytically optimal and multiple analyses by electron microprobe along radial crystal profiles provide evidence for a very clear zoning, resulting in coupling correlations between Mg, Fe, Mn and Ca. Statistical treatment of the data has allowed successive homogeneous low contrasted domains from core to rim to be detected at the 0.05 confidence level.

In the biotite-rich rock studied, the reaction (Fonteilles & Guitard, 1978)



prevailed. As mentioned by Tracy *et al.* (1976, p. 768) in a similar metamorphic context, "the matrix biotite may have been close to being an infinite reservoir, and there is no way that the biotite Fe/Mg ratio could have increased substantially from what it was earlier". The  $K_D^{\text{Fe-Mg}}$  between biotite and garnet can be evaluated with the same accuracy from core to periphery.

As another application of this statistical method, we have analysed a cordierite with the same optimal experimental accuracy. The fluid content of this cordierite consequently can be evaluated with very good precision. The nature of the fluids can be appreciated. These data can be used for a pressure estimate.

### THE SAMPLES

The garnet and cordierite studied are derived from high-grade rocks of the Hercynian basement of the Agly Massif (Eastern Pyrenees). These rocks are aluminous paragneisses (kinzigites) included in a thick migmatitic formation (Belesta gneisses, Fonteilles, 1970). In the field, these gneisses are associated with the Cassagnes granite, and with calc-silicate gneisses. The mineral assemblage is



Muscovite is not present at this level. The microstructure of these rocks allows the separation of the two terms of the reaction (1). The first one (Bi + Sill + Q) emphasizes an early schistosity isoclinally folded. The second one (Ga + Cd + K - f) shows inclusions of earlier minerals. Ga and Cd are often retromorphosed by more or less pronounced hydration (Andrieux, 1982).

### STUDY METHODS

#### Analytical procedure

Linear scanning profiles were unsuitable in the weak zoning of the garnets studied and we have chosen to reconstruct these profiles by 10  $\mu\text{m}$  spaced analyses with a 30 s counting time. Such a counting time allows a considerable reduction in the confidence intervals, at the 0.05 confidence level. The results presented here concerned a profile made up of 257 analyses along a 2570  $\mu\text{m}$  length radius. The analytical conditions are indicated in Table 1.

Table 1. Conditions of analyses.

Analysed elements	K	Na	Ca	Ti	Al	Si	Fe	Mn	Mg	Cr	Ni	Zn
Analyser	PET	+		+							+	
crystals	TAP	+			+	+			+			
	LIF						+	+			+	+
Standards												
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	+											
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>		+			+							
MnTiO <sub>3</sub>				+				+				
CaSiO <sub>3</sub>			+			+						
MgO									+			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							+					
NiO											+	
ZnS												+
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>										+		

CAMEBAX microprobe, MBXCOR soft, 15 kV, 30s sample and standard counting time, 20 nA sample current (andradite), 2  $\mu\text{s}$  dead time, approximate microprobe beam diameter: 2  $\mu\text{m}^2$ .

#### Counting data: statistical treatment

A series of counting data  $n_1, \dots, n_i, \dots, n_x$  during given counting times is a series of random values, each of them bearing a probability,  $P_i$ , i.e.  $n_i$  is completely defined only by  $P_i$ . All counting data  $n_i$  obtained in a homogeneous sample follow a statistical distribution law which is defined by this application. The number of possible distributions for random variables is infinite. But counts of X-ray photons (Ancy, Bastenaire & Tixier, 1978) gathered during fixed times are described by Poisson's law according to a theorem due to Fortet (1950), and experimentally verified later. The Poissonian distribution is close to a Gaussian normal distribution for  $n_i > 20$ .

To check both the measurement stability during  $x$  successive analyses and the stationary character of the Poissonian distributions, the  $x$  successive values of  $n_i$  have been tested by the Fisher's term (1947)

$$X^2 = \sum_{i,x} (n_i - m)^2 / m, \quad \text{with } m = 1/x \sum_{i,x} n_i, \quad (x > 2 \text{ and } m > 10), \quad (3)$$

which is asymptotically distributed in stationary Poissonian samples as a  $\chi^2$  (chi sq) variable with  $x - 1$  of freedom ( $\chi^2$  law or Pearson's law).

If we compare the  $X^2$  values after  $x$  counting data to the  $\chi^2$  critical values of Pearson's law (see the table of these values, I.S.U.P., 1959) at the 0.05 confidence level, and if  $X^2 < \chi^2$ , the distribution of the successive counts may be considered as a stationary Poissonian one.

During the test, one can observe a divergence. If the divergence is irreversible, we are sure to move out of a stationary sample. If the divergence is connected to few values, these values must be suspected and rejected. They often correspond to major analytical defects.

The  $\chi^2$  test, with a 0.05 confidence level was applied:

(a) to the microprobe background on a given element. If the test is positive ( $X^2$  always below the  $\chi^2$  critical value for  $x$  counts), the microprobe was stable during all the experiment, i.e. in our case during 10 successive hours,

(b) to the successive analyses along the 2,570  $\mu\text{m}$  length profile studied. If the test is positive for a given path of the profile, with irreversible divergences at its rim, such a path represents a stationary Poissonian sample.

### Confidence intervals of counting data and of apparent concentration

Ancey *et al.* (1978) have given an estimate of the confidence interval of the counting rates. It has been used for each sample which appeared as stationary after the  $\chi^2$  Fisher's tests. For a given element, each sample formed by  $p$  successive counts during a counting time,  $t_s$ , is characterized by an average value,  $\bar{I}_s$ , and a standard deviation,  $s$ . Such a sample corresponds to a homogeneous radial section, at the 0.05 confidence level. As the section is homogeneous, these  $p$  successive values are equivalent to one measure repeated  $p$  times on an average point. The Ancey *et al.* (1978) procedure will be briefly recalled (see notation, Table 2).

The apparent concentration,  $C$ , is  $C = (I_s - B_s)/(I_{st} - B_{st})$ .

Its estimate,  $k$ , is

$$k = \frac{(n_s/t_s) - (n_{Bs}/t_s)}{(n_{st}/t_{st}) - (n_{Bst}/t_{st})} \quad (4)$$

It is shown that the random variable

$$Q' = \frac{[(n_s - n_{Bs}) - C(t_s/t_{st})(n_{st} - n_{Bst})]^2}{(n_s + n_{Bs}) + C^2(t_s/t_{st})^2(n_{st} + n_{Bst})} \quad (5)$$

is asymptotically distributed as an  $X^2$  variable with one degree of freedom. At the 0.05 confidence level, which has been chosen in this work,  $Q'$  must be lower than the  $\chi^2$  critical value of 3.84. Replacing  $Q'$  by this value in equation (4), and rearranging results in a second order equation

$$C^2(t_s/t_{st})^2[3.84(n_{st} + n_{Bst}) - (n_{st} - n_{Bst})^2] + 2C(t_s/t_{st}) \times (n_s - n_{Bs})(n_{st} - n_{Bst}) + 3.84(n_s - n_{Bs}) - (n_s - n_{Bs})^2 = 0. \quad (6)$$

The roots of this equation are shown by Ancey *et al.* (1978) to be

- real in the  $X$  analysis procedure,
- the limits of the confidence interval at the chosen confidence level.

**Table 2.** Confidence intervals according to Ancey *et al.*'s (1978) notation.

	Intensity	Counting time	Number of counts
Sample peak	$I_s$	$t_s$	$n_s$
Sample background	$B_s$	$\alpha t_s$	$\alpha B_s$
Standard peak	$I_{st}$	$t_{st}$	$n_{st}$
Standard background	$B_{st}$	$\alpha t_{st}$	$n_{Bst}$

In the present study,  $\alpha$  (sample and standard) = 1, counting times of sample and standard being identical.

A stationary Poissonian sample of  $p$  counts can be reduced to an individual analysis, in which each element is characterized by a count number equal to  $p \cdot \bar{n}$ . The estimate of the apparent concentration will be

$$k = \frac{(p \cdot \bar{n}/t_s) - (\bar{n}_{Bs}/t_s)}{(n_{st}/t_{st}) - (n_{Bst}/t_{st})} \quad (7)$$

For expressing in oxide weight percents the composition of the above reduced analysis, one uses the ZAF corrections of the analysis of the considered sample, in which the counting rate for a given element is close to the average value,  $\bar{I}_x$ . The statistical profiles were performed for Fe, Mg, Mn and Ca. The superposition of these four elementary profiles results in concentric domains, which are quantitatively characterized by the association of average values. For each domain formed by several analyses, one associates the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$  average values. Structural formulae (on the basis of 24 oxygens) are then calculated for each domain.

## RESULTS

### Garnet

The following results concern a radial profile with 257 analyses (10  $\mu\text{m}$  steps, counting times 30 s). The X-ray intensities,  $I_x$ , for Al, Si, Fe, Mg, Mn and Ca result in well resolved profiles (Fig. 1a). For the four divalent cations (Mg, Fe, Mn and Ca), the X-ray data were statistically treated by the Fisher test, and associated into stationary Poissonian samples at the 0.05 confidence level. 15% of the analyses were rejected, their bad quality resulting from roughness defects of the polished surface. The statistical treatment implies that the microprobe remains stable during the experiment. The stability can be appraised (Ancey *et al.*, 1978) by the application of the Fisher test to the background of a given element. For example, in a profile made up of 112 analyses, the Fe background data are a stationary Poissonian sample with an  $X^2$  of 118.84, a value clearly lower than the theoretical  $\chi^2$ , 143, at the chosen confidence level. Thus we may conclude that, in this experiment, the microprobe was stable. The numerical data of the statistical treatment are given in Table 3 for each element. Each profile can be divided into several stationary Poissonian samples, each sample being characterized by an average value,  $\bar{I}_x$ , and a standard deviation,  $s$ . The  $I_x$  profiles were converted in stair-like profiles (Fig. 1b). For each stationary sample, a confidence interval was calculated with the Ancey *et al.* (1978) method at the 0.05 confidence level.

For the elements under consideration, the profiles of the stationary Poissonian samples are more explicit than the  $I_x$  ones. The Mg profile indicates more than a peripheral decrease. The Mn profile emphasizes a rim increase. The Fe profile indicates a regular increase, from core to rim, although the respective confidence intervals of the four samples are not distinct. The Ca profile reveals two distinct domains.

One can divide the radial profiles into 13 domains (a to

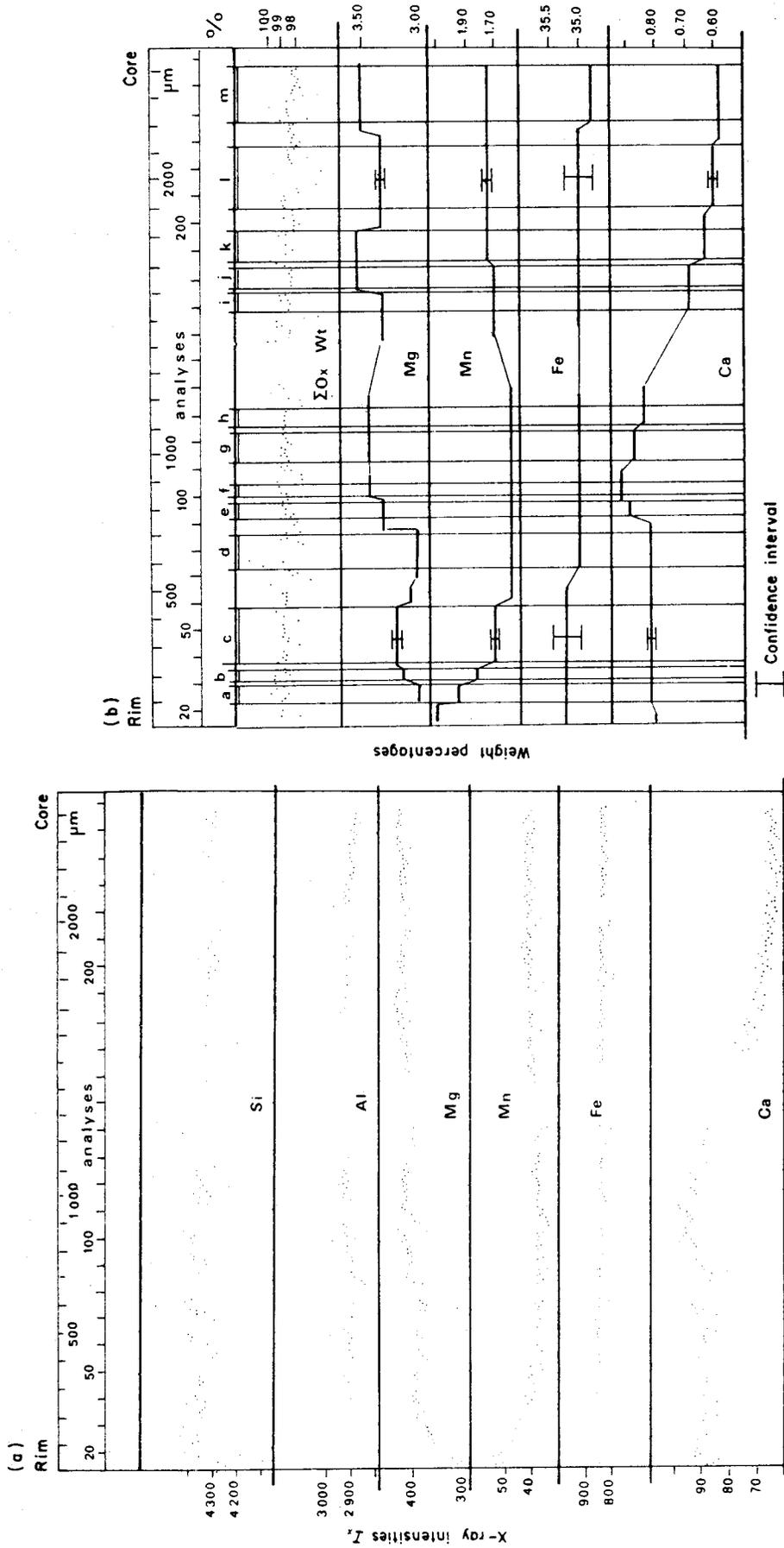


Fig. 1. Profile of analyses across a garnet with weak zoning. Figure of X intensities (a), and of the corresponding weight percentages (b) with their stationary Poissonian samples (a to m) and confidence intervals (95% credibility) (see Table 3). The a to m domains (b), from rim to core, define a zoning. Their average weight compositions are converted into average structural formulae in Table 4 (see Figure 2).

**Table 3.** Numerical results of the statistical analysis of the electron microprobe data: the stationary Poissonian samples of the different elements. No. an.: number of analyses concerned;  $\bar{I}x(s)$ : average X-ray intensity,  $\bar{I}x$ , and standard deviation,  $s$ ;  $X^2(\chi^2)$ : values of the Fisher test,  $X^2$ , and theoretical limit value,  $\chi^2$ , from Pearson's law for a considered number of analyses (note that if  $X^2 < \chi^2$ , the analyses may be considered as a stationary Poissonian sample; Conf. int. oxide wt % ( $\chi^2 = 3.84$ ): confidence intervals (Ancey *et al.*, 1978) of the measure equivalent to  $p$  times ( $p =$  number of analyses) the average weight percentage of the sample concerned, for a 95% credibility (1 degree of freedom,  $\chi^2 = 3.84$ ).

Analyses	No. an.	$\bar{I}x(s)$	$X^2(\chi^2)$	Oxide wt (s)	Conf. int. oxide wt $\chi^2 = 3.84$
Ca					
15-18	4	85.66(1.95)	3.97(7.81)	0.82(0.019)	$\pm 0.02$
19-25	4	90.72(0.98)	0.95(7.81)	0.89(0.010)	$\pm 0.02$
26-88	43	88.01(2.03)	59.01(59)	0.84(0.019)	$\pm 0.01$
90-96	7	92.64(2.53)	12.44(14.1)	0.90(0.025)	$\pm 0.02$
97-108	11	95.12(2.35)	17.48(19.7)	0.94(0.023)	$\pm 0.018$
111-123	12	91.23(2.03)	14.95(21)	0.89(0.02)	$\pm 0.02$
124-141	10	87.39(2.09)	13.56(18.3)	0.85(0.02)	$\pm 0.02$
167-182	12	74.10(2.00)	17.90(21)	0.69(0.019)	$\pm 0.015$
183-204	15	67.87(1.48)	13.48(25)	0.63(0.014)	$\pm 0.015$
205-228	18	65.43(1.74)	23.67(28.9)	0.60(0.016)	$\pm 0.01$
229-257	26	63.77(1.78)	37.16(38.9)	0.58(0.016)	$\pm 0.01$
Mn					
15-20	6	52.30(1.08)	3.33(12.6)	2.23(0.05)	$\pm 0.055$
24-30	7	47.36(0.52)	1.01(14.1)	1.97(0.02)	$\pm 0.05$
32-36	7	44.50(0.59)	6.32(14.1)	1.84(0.03)	$\pm 0.05$
37-52	12	41.43(1.46)	16.88(21.0)	1.71(0.06)	$\pm 0.035$
55-141	64	38.28(1.21)	72.79(84)	1.58(0.05)	$\pm 0.02$
157-185	25	41.20(1.23)	26.41(37.7)	1.69(0.05)	$\pm 0.03$
186-257	57	42.70(1.26)	62.90(75.9)	1.76(0.05)	$\pm 0.025$
Fe					
15-65	35	849.40(5.7)	39.25(49.8)	35.38(0.24)	$\pm 0.28$
71-116	31	842.60(5.75)	35.32(44.0)	35.11(0.24)	$\pm 0.27$
118-236	71	843.10(6.50)	79.90(91.5)	35.08(0.27)	$\pm 0.27$
237-256	16	837.50(5.2)	14.50(26.3)	34.87(0.22)	$\pm 0.30$
Mg					
24-30	7	369.35(4.46)	9.68(14.1)	3.07(0.04)	$\pm 0.06$
32-35	4	385.90(6.18)	8.90(9.5)	3.20(0.05)	$\pm 0.04$
36-58	14	393.50(4.52)	20.27(23.7)	3.24(0.04)	$\pm 0.03$
59-64	5	381.30(5.51)	9.54(11.1)	3.13(0.045)	$\pm 0.035$
70-84	7	380.90(4.94)	11.54(14.1)	3.08(0.04)	$\pm 0.03$
84-97	12	406.50(4.89)	19.44(21.0)	3.36(0.04)	$\pm 0.03$
98-101	4	417.30(2.15)	0.99(9.49)	3.45(0.02)	$\pm 0.04$
110-130	19	414.70(4.60)	27.95(30.1)	3.45(0.04)	$\pm 0.03$
157-173	13	410.80(4.30)	16.12(22.4)	3.36(0.035)	$\pm 0.03$
174-197	15	426.20(5.10)	25.61(25.0)	3.54(0.04)	$\pm 0.03$
198-233	27	418.90(4.50)	38.32(40.1)	3.36(0.035)	$\pm 0.025$
234-257	21	423.30(4.70)	31.50(32.7)	3.51(0.04)	$\pm 0.025$

m, Table 4), each domain being composed of stationary Poissonian samples of the four elements Mg, Fe, Mn and Ca. These concentric domains reveal a chemical zoning of the garnet. Each domain which deals with a given number of analyses (from 5 up to 20) can be characterized by an average composition in terms of oxide weight percents for Mg, Fe, Mn and Ca. Averages of SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> weight percentages calculated directly from the considered analyses were associated with other oxides: each domain has a complete average chemical composition.

These average compositions can be expressed as structural formulae (calculated on the basis of 24 oxygens) and as polar components. The four cations Mg, Fe, Mn and Ca are distributed in the a to m concentric domains as shown in Fig. 2. This figure indicates more clearly than the previous one (Fig. 1), the concomitant behaviour of Mg, Fe, Mn and Ca from core to periphery. For example Mg and Fe qualitatively appear as cross coupled elements. The (Fe + Mn) and (Mg + Ca) pairs appear as the best cross coupled pairs of elements.

The confidence intervals which were determined on the  $\bar{I}x$  counting rates or on the weight percentages can be expressed as numbers of atoms, as shown in Fig. 2. The cationic totals ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) frequently differ from 6 (from 5.89 to 6.00). These apparent deficits of cations have no statistical significance, because the  $\text{Fe}^{2+}$  confidence intervals are more important than these deficits.

The rim decrease of Mg can be directly connected with the rim increase of Mn (a-b domains, Fig. 2). The Mg decrease between the f-g-h and c-d-e domains must be linked to an Fe increase in spite of the uncertainty introduced by the high value of the confidence interval of the Fe measurement. The Ca increase between the i-m and h-a domains cannot be strictly correlated; it may correspond to variations of Mn, and/or Fe.

As previously reported for other high-grade rocks (Tracy *et al.*, 1976), biotite was found to be nearly homogeneous within the studied specimen (Table 5). An average  $\bar{X}_{\text{Mg}}$  ratio in biotite was found to be 0.439. The

**Table 4.** Average chemical compositions and corresponding structural formulae (on the basis of 24 oxygens), and average polar components of the different domains of the studied zoned garnet.

Domains	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m
Analyses	24-30	32-35	37-58	71-84	90-96	98-102	110-122	124-130	167-173	174-183	186-197	205-228	237-257
No. analyses	7	4	22	14	7	5	13	7	7	10	12	24	21
Width ( $\mu\text{m}$ )	60	30	210	130	60	40	120	60	60	90	110	230	200
$\text{SiO}_2$	36.80	36.97	36.92	37.30	36.84	37.10	36.64	37.06	36.62	36.58	36.55	36.55	36.67
$\text{Al}_2\text{O}_3$	20.65	20.92	20.90	21.37	20.46	20.67	21.71	20.98	20.62	20.73	21.07	21.01	20.58
$\text{FeO}$	35.38	35.38	35.38	35.11	35.11	35.11	35.08	35.08	35.08	35.08	35.08	35.08	34.87
$\text{MnO}$	1.97	1.84	1.71	1.58	1.58	1.58	1.58	1.58	1.69	1.69	1.76	1.76	1.76
$\text{MgO}$	3.07	3.20	3.24	3.08	3.36	3.45	3.45	3.45	3.36	3.54	3.36	3.36	3.51
$\text{CaO}$	0.84	0.84	0.84	0.84	0.90	0.94	0.89	0.85	0.69	0.69	0.60	0.60	0.58
Total	98.71	99.15	98.99	99.28	99.25	98.76	99.35	99.00	98.06	98.31	98.42	98.36	97.97
Si	6.01	6.01	6.00	6.01	6.02	6.02	5.92	6.01	6.01	5.99	5.96	5.98	6.01
$\text{Al}^{\text{IV}}$	0 } 6.01	0 } 6.01	0 } 6.00	0 } 6.01	0 } 6.02	0 } 6.02	0.08 } 6.0	0 } 6.01	0 } 6.01	0.01 } 6.0	0.04 } 6.0	0.02 } 6.0	0 } 6.01
$\text{Al}^{\text{VI}}$	3.98	4.01	4.00	4.06	3.95	3.96	4.06	4.01	3.99	3.99	4.01	4.03	3.97
$\text{Fe}^{3+}$	0.02 } 4.0	0 } 4.01	0 } 4.00	0 } 4.06	0.05 } 4.0	0.04 } 4.0	0 } 4.06	0 } 4.01	0.01 } 4.0	0.01 } 4.0	0 } 4.01	0 } 4.03	0.03 } 4.0
Mg	0.75	0.77	0.78	0.75	0.78	0.84	0.83	0.83	0.82	0.86	0.86	0.82	0.86
Fe	4.81 } 5.98	4.81 } 5.98	4.81 } 5.98	4.77 } 5.89	4.75 } 5.95	4.74 } 5.96	4.74 } 5.94	4.76 } 5.96	4.80 } 5.97	4.79 } 6.00	4.79 } 6.00	4.80 } 5.97	4.76 } 5.96
Mn	0.27	0.25	0.24	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24
Ca	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.15	0.12	0.12	0.11	0.11	0.10
Alm	80.55	80.37	80.48	81.13	80.07	79.68	79.78	79.88	80.34	79.76	79.77	80.42	79.88
Gross	2.45	2.44	2.45	2.49	2.63	2.73	2.59	2.48	2.02	2.01	1.84	1.76	1.70
Pyr	12.46	12.95	13.13	12.68	13.65	13.95	13.98	14.00	13.71	14.34	14.34	13.73	14.33
Spess	4.54	4.24	3.94	3.70	3.65	3.64	3.65	3.64	3.93	3.89	4.05	4.09	4.09

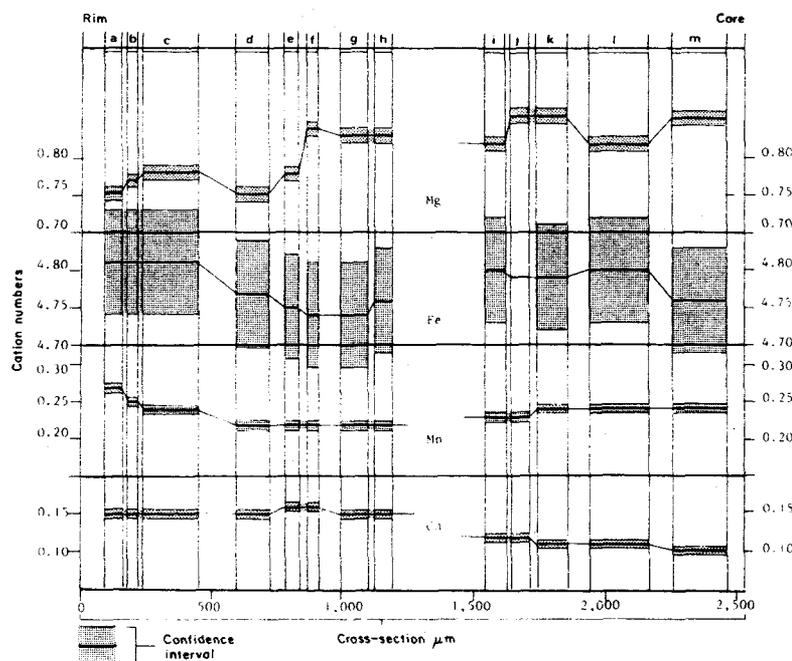


Fig. 2. Profiles of the cation numbers, calculated on the basis of 24 oxygens (a to m domains of Fig. 1b).

Table 5. Average composition of biotite (13 analyses, analytical conditions: Table 1) (oxide wt %).

SiO <sub>2</sub>	35.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.09
FeO	19.80
MgO	8.71
TiO <sub>2</sub>	3.28
K <sub>2</sub> O	9.44
Na <sub>2</sub> O	0.12
CaO	0.03
MnO	0.07
ZnO	0.06
NiO	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03
Oxides	95.62
H <sub>2</sub> O by difference	4.33

very abundant matrix biotite would not have changed substantially from what it was earlier. The garnet zoning we have shown here could be used for  $K_D^{Fe-Mg}$  calculation [ $K_D = (FeO/MgO)^{Ga} / (FeO/MgO)^{Bt}$ ]. The ( $K_D - T^\circ C$ ) relationship assumes ideal solution of all components in the garnet crystalline solution, which is in fairly good agreement with the observed behaviour of Mg, Fe, Mn and Ca, in the compositional range studied.

If, for example, one uses the Thompson calibration (1976), a thermal variation would appear from core to rim (Fig. 3). At the 0.05 confidence level, the Fe and Mg contents were evaluated with confidence intervals of  $\pm 0.5$  and  $0.04$  wt %, respectively. Owing to these confidence intervals, the temperature deduced from the Thompson thermometer has a confidence interval of  $\pm 5^\circ C$ , which is much lower than the most optimistic uncertainties ( $\pm 25^\circ C$ ) of the calibration of the thermometer.

### Cordierite and its fluid content

Another application of the statistical treatment of a reconstructed profile concerns the fluid content of cordierite. Fluid content which is currently calculated by the difference between 100% and the total of the oxide weight percentages must be evaluated with the maximum accuracy, i.e. with a very narrow confidence interval. The evaluation of the fluid composition depends on the quality of the deduced weight percentages of this fluid content. The credibility of such an evaluation is very low if determined from individual analyses. We have constructed a profile through an unaltered cordierite of a kinzigite from the same field area as the one above. With the same analytical conditions, a  $1000 \mu m$  wide crystal was analysed

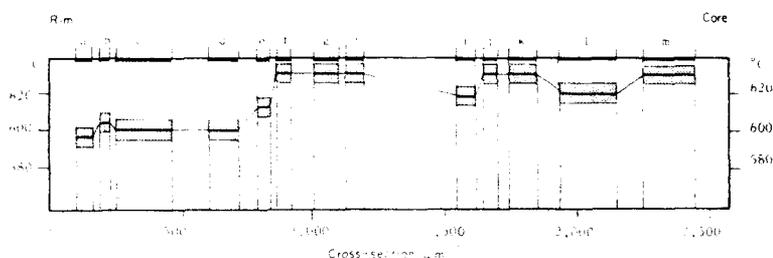


Fig. 3. Profile of  $T^\circ C$ , from core to rim, with confidence interval. ( $K_D - T^\circ C$ ) relationship after Thompson (1976) calibration.

**Table 6.** Average composition of the studied cordierite (63 analyses).

Oxides	Wt %	Confidence interval
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.95	±0.17
SiO <sub>2</sub>	48.30	±0.16
FeO	8.10	±0.05
MgO	8.02	±0.02
Other oxides (K <sub>2</sub> O, Na <sub>2</sub> O, CaO, MnO, ZnO, NiO, Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.24	±0.06

Average structural formula: (Si<sub>5.06</sub> Al<sub>0.94</sub>)Al<sub>3.006</sub> Fe<sub>0.71</sub> Mg<sub>1.25</sub> O<sub>18</sub>. Molar mass: 807.72.

with 10 μm steps. 63 successive analyses (12 elements analysed) can be associated, forming a stationary Poissonian sample, at the 0.05 confidence level (i.e. with 95% credibility). The studied cordierite appears as very homogeneous. The analyses give an average composition (Table 6) of 96.61 oxide wt %, with a low confidence interval: ±0.46 wt %. The fluid content deduced from the difference calculation, is 3.39 ± 0.46 wt %, at the chosen confidence interval. One may compare this fluid content to those of pure CO<sub>2</sub> or pure H<sub>2</sub>O cordierite. These values can be calculated from the empirical equations of Aranovich & Podlesskii (1983), which give the maximum

molecular number, *n*, for CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O in pure CO<sub>2</sub> Cd & pure H<sub>2</sub>O Cd (*T*° K, *P* bars) (Fig. 4):

$$\ln n(\text{H}_2\text{O}) = 1.006 - 1,252/T - 0.18205P/T \quad (8)$$

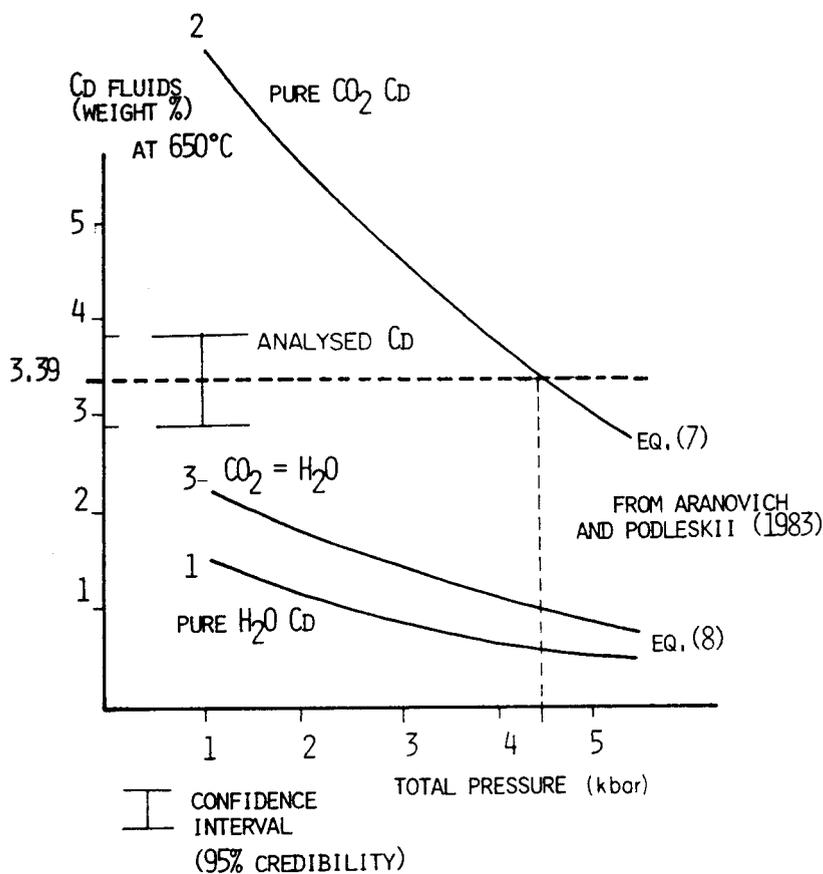
$$\ln n(\text{CO}_2) = 0.783 - 220/T = 0.20242P/T. \quad (9)$$

Equation (8) may be used with CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O < 1, *n* being independent of the fluid composition (Aranovich & Podlesskii, 1983, p. 182). Temperature is approximately evaluated, in this sillimanite-bearing rock, by the  $K_D^{\text{Fe-Mg}}$  between garnet and cordierite at 650° C, with pressure in the range 2000 < *P* < 7000 bars (sillimanite field, Holdaway, 1971).

Figure 4 indicates that a 3.39 wt % fluid content (±0.46% at a 0.05 confidence level) may correspond to a very high CO<sub>2</sub> content. In this case, Cd suffered a pressure no higher than 4.5 kbar in a pure CO<sub>2</sub> system. If the system contained some H<sub>2</sub>O, this pressure would be lower than 4.5 kbar.

**ACKNOWLEDGEMENTS**

The authors are indebted to the Centre National de la Recherche Scientifique (L.A. 234 Structure et Propriétés de l'Etat Solide) which has supported this work.



**Fig. 4.** The fluid content of a cordierite with its confidence interval (95% credibility). The curves correspond to the weight percentages of H<sub>2</sub>O (1) of pure H<sub>2</sub>O cordierite, of CO<sub>2</sub> (2) of pure CO<sub>2</sub> cordierite, and of CO<sub>2</sub> = H<sub>2</sub>O fluid (3): these weight percentages are calculated after the empirical equations of Aranovich & Podlesskii (1983, p. 182).

## REFERENCES

- Andrieux, P., 1982. Conditions de cristallisation et évolution paragenétique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées Orientales). *Bull. Minéral.*, **105**, 253-266.
- Ancey, M., Bastenaire, F. & Tixier, R. 1978. Applications des méthodes statistiques en microanalyse. In: *Microanalyse et Microscopie électronique à balayage (Ecole d'été de St Martin d'Hères, 1977)*, pp. 323-347, Editions de Physique, Paris.
- Aranovich, L. Ya. & Podlesskii, K. K., 1983. The Cordierite-Garnet-Sillimanite-Quartz equilibrium: Experiments and Applications, In: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions: Advances in Physical Geochemistry.*, ed. Saxena, pp. 173-198, Springer-Verlag, New York.
- Fisher, R. R., 1947. *Statistical Methods for Research Workers*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Fontelles, M., 1970. Géologie des terrains métamorphiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bulletin de Recherche Géologiques et Minières*, Orléans France, **4**, 21-72.
- Fontelles, M. & Guitard, G., 1968. Les domaines réactionnels de la mésozone et de la catazone et leur interprétation par les phénomènes de déséquilibre et la mobilité de l'eau: application aux associations minérales des micaschistes et paragneiss d'origine pélitique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **267**, D, 1561-1564.
- Fortet, R. (1950). *Calcul de probabilités*, ed. C.N.R.S. Paris.
- Ganlugy, J. & Kennedy, G. C., 1974. The energetics of natural garnet solid solution. I. Mixing of the aluminosilicate end-members. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **48**, 137-148.
- Grant, J.A. & Weiblen, P. W., 1971. Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *American Journal of Science*, **270**, 281-296.
- Holdaway, M. J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate. Theoretical and natural observations. *American Journal of Science*, **271**, 97-131.
- I.S.U.P., 1959. Tables statistiques., *Review of Statistical Applications*, Inst. Statistiques Univers. Paris, **7**, 4.
- Loomis, T. P., 1975. Reaction of zoning of garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **52**, 285-305.
- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks, II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, **276**, 425-454.
- Tracy, R. J., Robinson, P. & Thompson, A. B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, **61**, 762-775.

Received 23 November 1987; revision accepted 30 November 1988.



## Analyse en microscopie électronique des textures et des phases des mylonites nord-pyrénéennes des massifs de St Barthélémy et de l'Agly et discussion des âges

par JACQUES PAQUET\* et FRÉDÉRIC DELAY\*

*Mots clés.* — Mylonites, Microscopie électronique, Textures, Extension crustale, Pyrénées.

*Résumé.* — Une étude en microscopie électronique (MET, MEB, microsonde) et par diffractométrie des rayons X de mylonites appartenant à des zones de cisaillement affectant le matériel hercynien des massifs nord-pyrénéens de St Barthélémy et de l'Agly a permis de préciser la nature minéralogique et chimique des phases micrométriques en présence, ainsi que leurs textures. Il est possible désormais de proposer que l'équilibre radiométrique mesuré (110-100 Ma) dans St Barthélémy corresponde à une phase statique de recristallisation dans le faciès des schistes verts. Cet événement thermique a totalement modifié les minéraux et la texture des ultramylonites alors que les mylonites porphyroclastiques voisines, quoique rééquilibrées radiométriquement, ont gardé leur texture de déformation, avec les phases correspondantes, dans le faciès amphibolite (champ de la sillimanite). Une déformation mylonitique analogue dans l'Agly se place entre 314 Ma, âge de la granodiorite et 98-107 Ma, âge du recuit principal pyrénéen qui a totalement remis à zéro les systèmes radiométriques antérieurs. Il est envisagé, de manière critique, de placer préférentiellement l'âge de la mylonitisation au début du Crétacé.

### Electron microscope study of north Pyrenean mylonites (St Barthélémy and Agly massifs, France) and discussion of their ages

*Key words.* — Mylonites, Electron microscopy, Textures, Crustal stretching, Pyrenees.

*Abstract.* — A study by TEM, SEM, and Electron Microprobe of ultramylonites from shear zones which affect the Hercynian material of the St Barthélémy and Agly North-Pyrenean Massifs reveals the mineralogical and chemical nature of their micron size phases, and their microfabrics. A 110-100 Ma radiometric age obtained from the St Barthélémy mylonites is due, in our opinion, to a static recrystallization in the greenschist facies. This recrystallization event affected only the ultramylonitic rocks, and not the porphyroclastic mylonites which preserved a synkinematic fabric developed in the amphibolite facies. This high temperature deformation occurred under hydrated conditions and is marked by the destabilization of ferro-magnesian minerals. A similar high temperature context also occurred within the Agly mylonites resulting from the deformation of a granodiorite. After mylonitization, the rock recrystallized in static conditions in the amphibolite facies (sillimanite field). The mylonitization event occurred between 314 Ma (age of the Agly granodiorite) and 98-107 Ma (age of a static recrystallization in the greenschist facies). Critical arguments allow to propose that the mylonitization took place preferentially at the beginning of Cretaceous times.

*Abbreviations.* — Ab : albite; An : anorthite; Ar : argon; Bi : biotite; Chl : chlorite; Fk : orthoclase; Ga : grenat; Mu : muscovite; Opx : orthopyroxène; Or : orthose; Pl : plagioclase; Q : quartz; Sill : sillimanite.

#### I. — INTRODUCTION

Les matériels hercyniens des Pyrénées sont affectés par de nombreux cisaillements mylonitiques [Carreras *et al.*, 1980; Soula *et al.*, 1986; Lamouroux, 1987]. Récemment, au niveau de la Zone nord-pyrénéenne (ZNP), l'hypothèse de leur fonctionnement au Crétacé [de Saint-Blanquat *et al.*, 1986] envisage un amincissement du socle se traduisant, dans la couverture, par l'ouverture progressive de bassins de type « pull-apart » [Choukroune et Mattauer, 1978]. Elle a l'avantage de faire coïncider, dans une évolution géodynamique cohérente, la tectonique et la sédimentation [Souquet *et al.*, 1977], le magmatisme [Azambre *et al.*, 1971] et

l'interprétation des données géophysiques [Choukroune *et al.*, 1973 a et b; Choukroune, 1976; Mattauer, 1985]. Il y a divergence d'appréciation des âges de l'extension des matériels hercyniens [Wickham et Oxburgh, 1986 et 1987; Matte et Mattauer, 1987]. Dans le massif de St Barthélémy, ont été effectuées des datations par  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  [Costa et Maluski, 1988]. Ainsi, dans les niveaux les plus profonds du massif, les âges de plateau basse-température de 110-100 Ma des muscovites coïncident avec l'âge des biotites qui subiraient une « remise à zéro » totale de leurs sites radiométriques lors d'une déformation mylonitique. Cet âge marque, de manière incontournable, un événement thermique majeur. Récemment, des datations  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  de

\* Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex F. Travail effectué avec l'aide du CNRS au Laboratoire de Recherche associé « Structure et Propriétés de l'Etat » Solide n° 234. Note déposée le 7 décembre 1988, présentée à la séance du 9 janvier 1989, manuscrit définitif accepté le 27 février 1989

biotites à 102 Ma et de muscovites à 85 Ma ont été établies sur un micaschiste du Pays de Sault (SW de Prades). Leurs auteurs [Goldberg et Maluski, 1988] indiquent qu'« il est ... impossible de préciser si les minéraux ont recristallisé sous l'effet du métamorphisme crétaé ou si le système radiométrique de minéraux hercyniens a seulement été « remis à zéro » sous l'effet d'un événement thermique ».

La mylonitisation a été proposée être à 110-100 Ma mais il nous semble qu'il n'est pas démontré que les minéraux datés aient été déformés lors d'une mylonitisation de cet âge. Deux horizons mylonitiques, appartenant au même cisaillement (Main Mylonitic Band, NMB) dans St Barthélémy, se situent pour l'un, ultramylonitique, dans les schistes verts et pour l'autre, beaucoup plus grossier, dans celui des amphibolites. Ils ont subi à l'évidence une rétro-morphose totalement inégale. Ces 2 horizons mylonitiques de St Barthélémy ont été comparés avec des mylonites du massif de l'Agly, 70 km à l'est dans la

même ZNP. Ce matériel paraît lui quasi exempt d'une rétro-morphose de basse température. De plus, la roche-mère est bien connue (granodiorite charnockitique d'Ansignan).

II. — MÉTHODES D'ÉTUDES

Les observations en microscopie électronique à balayage ont été effectuées entre 15 et 25 kV sur des fractures métallisées à l'or d'échantillons rompus à grande vitesse avec une machine de déformation. Les observations en microscopie à transmission, elles, ont été faites sur des lames amincies ioniquement.

L'étude microchimique de milieux micrométriques à la microsonde CAMEBAX est possible à un relatif faible grandissement de sonde (8 000), correspondant à une aire d'analyse de 10 µm de côté. Le volume d'excitation à 8 000

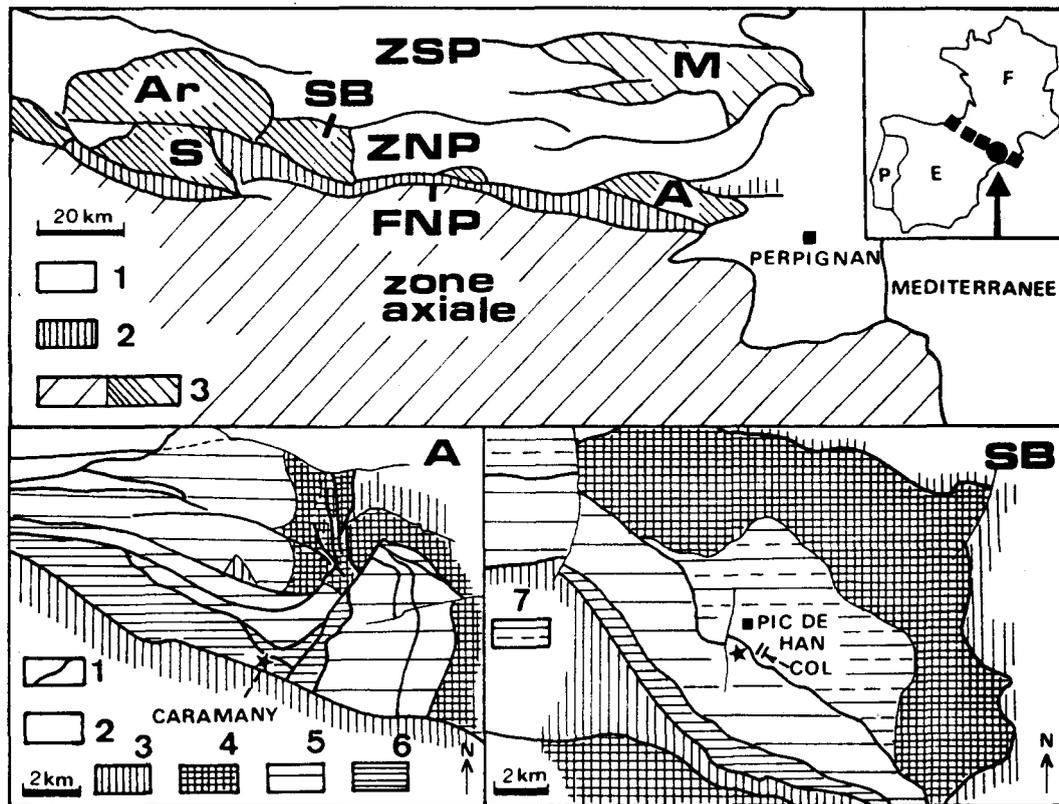


FIG. 1. — Schéma géologique des Pyrénées. ZSP : zone sous-pyrénéenne; ZNP : zone nord-pyrénéenne; FNP : faille nord-pyrénéenne; M : Mouthoumet; A : Agly; SB : St Barthélémy; Ar : Arize; S : Trois Seigneurs; 1 : couverture alpine non métamorphique; 2 : zone interne métamorphique (couverture alpine); 3 : matériel hercynien.

A et SB : schémas tectoniques des massifs de l'Agly (A) et de St Barthélémy (SB). 1 : contact tectonique majeur; 2 : couverture mésozoïque non métamorphique; 3 : couverture mésozoïque métamorphique; 4 : séries paléozoïques métamorphiques (micaschistes, schistes, carbonates); 5 : séries gneissiques s.l.; 6 : séries profondes aux confins et dans le faciès granulitique, avec, dans l'Agly, la granodiorite charnockitique d'Ansignan; 7 : séries migmatitiques. Les étoiles indiquent le lieu d'échantillonnage des mylonites.

FIG. 1. — General tectonic sketch of the Pyrenees. ZSP : External Pyrenean Zone; ZNP : North Pyrenean Zone; FNP : North Pyrenean Fault; M : Mouthoumet Massif; A : Agly Massif; SB : St Barthélémy Massif; Ar : Arize Massif; S : Trois Seigneurs Massif; 1 : unmetamorphic Alpine cover; 2 : Metamorphic Internal Zone (Alpine cover); 3 : Hercynian material.

A and SB : tectonic sketches of the Agly (A) and St Barthélémy (SB) Massifs. 1 : main tectonic contacts; 2 : unmetamorphic Mesozoic cover; 3 : metamorphic Mesozoic cover; 4 : metamorphic Hercynian series (micaschists, gneisses, carbonates); 5 : gneissic series s.l.; 6 : deep series (near, and in the granulite facies) with, in the Agly Massif, the Ansignan charnockitic granodiorite; 7 : migmatitic series. The stars indicate the studied mylonite outcrops.

reste favorable, aux vues des analyses obtenues (fermeture de 97 à 100 % en poids). De l'ordre de  $300 \mu\text{m}^3$ , il intéresse un mélange d'au moins 10 grains voisins, de l'ordre de  $4 \mu\text{m}$  de diamètre chacun. A partir d'une analyse, on peut estimer la nature des grains constitutifs. L'étude d'une bande ultramylonitique impose un minimum de 10 analyses composites avec un pas de mesure supérieur à  $10 \mu\text{m}$ . Par ailleurs, des sections parallèles à la schistosité permettent d'analyser, au grandissement de sonde habituel de 40 à 80 000, des phases individuelles à habitus aplati tels les biotites et chlorites. Leur choix s'effectue au grandissement photonique de l'appareil ( $\times 400$ ).

La nature des phases micrométriques a été établie par diffraction des RX (scintillateur tournant,  $\lambda$  de  $K\alpha$  de l'anticathode de Cu). Une plaque de  $1 \text{ cm} \times 3 \text{ cm}$  taillée perpendiculairement au plan d'anisotropie de la roche a été soumise au rayonnement. Elle donne les mêmes résultats qu'une poudre car les grains de la plaque présentent toutes les orientations nécessaires aux réflexions caractéristiques des phases présentes. Le diagramme  $I(\theta)$  est certes complexe (tab. I) mais son dépouillement s'effectue par élimination des pics caractéristiques du minéral reconnu.

### III. — SITUATION GÉOLOGIQUE DES ÉCHANTILLONS

Le matériel hercynien des massifs de l'Agly (A), de St Barthélémy (SB) et de l'Arize (Ar) émerge en horsts au sein d'une couverture mésozoïque plus métamorphique au sud qu'au nord. Socle préalpin et couverture appartiennent à la ZNP, séparée de la zone axiale par la FNP.

Le massif hercynien de St Barthélémy (SB, fig. 1) est constitué de séries gneissiques profondes et d'une couverture paléozoïque. Ces séries gneissiques isoclinales plongeant vers le nord, sont mylonitiques sur toute leur épaisseur et révèlent une linéation d'allongement méridien [Passchier, 1982]. Les cisaillements sont soustractifs et indiquent un déplacement vers le sud des séries supérieures [de St Blanquat *et al.*, 1986]. La zone de cisaillement majeur (MMB), en position supérieure au sein des gneiss migmatiques, découpe le massif, au sud de la ligne de crête des pics de Han et de St Barthélémy. Epaisse d'au moins  $100 \text{ m}$ , elle est formée d'ultramylonites schisteuses (phylonites) (UM) et de mylonites porphyroclastiques plus grossières (MP). Ces 2 faciès échantillonnés sur le flanc sud du massif, quelques centaines de mètres en contrebas du col de Han, sont dans la même position structurale que les échantillons PY7 et PY23 de Costa et Maluski [1988].

Le massif de l'Agly, situé  $70 \text{ km}$  à l'est du précédent (A, fig. 1) implique les mêmes séries (socle précambrien et couverture paléozoïque). Nous avons étudié une mylonite affectant la granodiorite charnockitique [Fontailles, 1970] datée de  $314 \text{ Ma}$  [Respaut et Lancelot, 1983] au sein de l'unité granulitique profonde (cisaillement du village de Caramany, au réservoir d'eau). Les linéations d'éirement ont une direction quasi-méridienne (N030), comme dans toutes les bandes mylonitiques du massif, quelle que soit l'orientation moyenne de la schistosité, N110 à l'ouest et N-S à l'est, le déplacement des séries supérieures s'effectue vers le N030.

Les matériels étudiés (pl. I) de ces deux massifs sont proches géochimiquement et microstructuralement et supportent l'hypothèse d'une analogie de comportement thermo-mécanique.

### IV. — MYLONITES DE L'AGLY (MA)

La bande de cisaillement étudiée, d'épaisseur décimétrique, montre à la fois de la granodiorite charnockitique non déformée et des bandes décimétriques ultramylonitiques (pl. I; fig. b). Une discontinuité granulométrique majeure existe entre les bandes ultramylonitiques (grains de  $2$  à  $5 \mu\text{m}$ ) et les milieux qui les nourrissent (grains supérieurs à  $100 \mu\text{m}$ ). L'association primaire de la roche est Opx-Pl (An30-32) antiperthitique-Bi-Fk (max)-Q - Ga. Quelques analyses représentatives sont données dans le tableau II.

#### 1) Déformation microscopique (échelle du microscope photonique)

La cataclase des feldspaths alcalins et des plagioclases est progressive et s'accompagne de la réduction de la taille de grains. En périphérie de blocs élémentaires de l'ordre de  $100 \mu\text{m}$ , une recristallisation dynamique produit une génération de grains de  $4$  à  $5 \mu\text{m}$  qui s'intègrent dans les bandes ultramylonitiques, en gardant leur taille initiale. On pourrait évoquer ici des mécanismes de superplasticité avec stabilité de la taille des grains autour de  $5 \mu\text{m}$  dans les bandes ultramylonitiques leucocrates. La présence de 3 types de grains (Q - Pl - Fk) et leur taille relativement forte rend difficile cette interprétation de superplasticité qui suppose, lors de la déformation, des échanges diffusionnels entre grains tant en volume qu'au niveau des joints, échanges concevables dans un milieu monophasé de taille de grains très inférieure au micron, ce qui n'est pas le cas dans les roches étudiées.

Les orthopyroxènes montrent un comportement à dominante fragile avec quelques évidences de déformations intracristallines. La cataclase s'effectue préférentiellement le long des plans de clivage (100) qui sont également les plans de glissement intracristallin le plus aisé [Nicolas et Poirier, 1976]. Lorsque les éléments cataclasés atteignent une taille critique de  $100 \mu\text{m}$ , on note une déstabilisation de l'Opx en un milieu, à grains micrométriques, riche en biotite-quartz. Par le jeu des mélanges et d'une métasomatose potassique, la réaction  $\text{H}_2\text{O} + \text{Opx} + \text{Fk} = \text{Bi} + \text{Q} + \text{oxydes}$  a lieu. Les relations entre grains observées en MET montrent bien que les phases rétrogrades (Bi en particulier) ne sont pas déformées.

Les biotites primaires, rouges car riches en titane, sont déformées et subissent une diminution très rapide de leur taille au sein même des milieux cataclasés. Elles nourrissent alors les bandes ultramylonitiques dont la teinte est plus ou moins brune suivant la charge en biotites micrométriques.

Les muscovites *s.l.*, secondaires, apparaissent dans les fissures de feldspaths cataclasés et participent aussi au nourrissage des bandes ultramylonitiques.

Les grenats sont dispersés par cataclase dans les surfaces de mouvement et atteignent des tailles de  $50$  à  $100 \mu\text{m}$ , pas moins. Lorsqu'ils s'intègrent à une bande ultramylonitique, ils sont déstabilisés en  $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Q} + \text{oxydes}$ . Des grains micrométriques de calcite ont été analysés et pourraient avoir intégré le calcium résiduel de cette déstabilisation, les grenats comportant  $1$  à  $2 \%$  (poids) de  $\text{CaO}$ .

Le quartz est le minéral le plus ductile. Il s'agit de bandes aplaties du type « Plattenquartz » avec des degrés de recristallisation très variables. Il semble qu'une recristal-

lisation secondaire restaure en permanence les rubans polygonisés et recristallisés primaires en petits grains micrométriques. Le quartz accommode les déformations locales hétérogènes des autres phases cataclasées. L'intégration de grains micrométriques de quartz aux bandes ultramytonitiques leucocrates est observée et est confirmée par l'analyse microchimique.

2) Caractérisation par diffractométrie des rayons X

Le diffractogramme obtenu sur des plaques d'ultramytonites présente de très nombreux pics (45) (tabl. I), parmi lesquels on retrouve les pics caractéristiques des phases : quartz, orthose, plagioclase, hypersthène, grenat, biotite et sillimanite. Ces minéraux sont déterminables en microscopie photonique sur des granulométries plus grossières (jusqu'à une taille de 100 µm minimum). La présence de sillimanite micrométrique, absente dans la roche-mère, confirme que la déstabilisation du Ga associé à Fk, lors de la diminution de taille de grains, s'est effectuée à température élevée (T > 500°C, point triple d'Holdaway [1971]).

3) Analyse microchimique

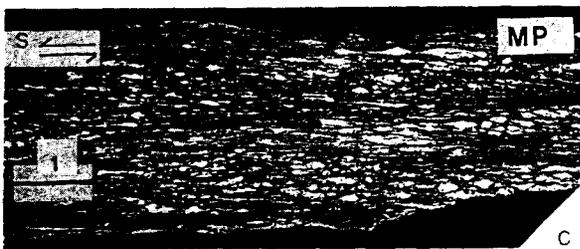
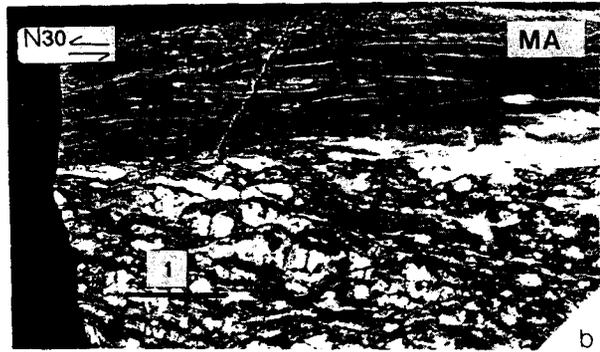
Plus de 70 analyses ponctuelles de milieux ultramytonitiques ont été réalisées en utilisant une largeur de sonde de

TAB. I. — Résultats diffractométriques obtenus sur les bandes à grains micrométriques de la mylonite de l'Agly (dhkl = pics ASTM; dhkl = résultats).

TAB. I. — Diffractometric results obtained on the micron size grains of the ultramytonite bands of the Agly mylonite (dhkl : ASTM datae; dhkl : results).

QUARTZ	4,26 - 3,34 - 2,45 - 2,28 - 1,81 - 1,54 - 1,38 - 1,37 - 1,28 - 1,25 - 1,22 - 1,19 4,23 - 3,33 - 2,44 - 2,27 - 1,81 - 1,53 - 1,38 - 1,37 - 1,28 - 1,25 - 1,22 - 1,20
ORTHOSE	4,25 - 3,18 - 1,82 - 1,37 4,23 - 3,17 - 1,81 - 1,37
HYPERSTHÈNE	4,03 - 3,18 - 2,88 - 2,51 - 2,12 - 2,00 - 1,96 - 1,62 4,02 - 3,17 - 2,88 - 2,52 - 2,11 - 2,00 - 1,97 - 1,65
BIOTITE	4,59 - 3,37 - 3,16 - 2,52 - 2,45 - 2,28 - 1,91 - 1,67 - 1,47 - 1,43 4,59 - 3,33 - 3,17 - 2,52 - 2,44 - 2,27 - 1,90 - 1,67 - 1,49 - 1,44
GRÉMAT	2,58 - 2,46 - 2,26 - 2,10 - 1,54 - 1,47 2,62 - 2,44 - 2,27 - 2,10 - 1,53 - 1,45
PLAGIOCLASE	3,72 - 3,47 - 3,18 - 3,00 3,70 - 3,46 - 3,17 - 3,02
SILLIMANITE	3,42 - 2,83 - 2,37 - 2,20 - 1,77 - 1,39 - 1,34 3,46 - 2,83 - 2,37 - 2,23 - 1,77 - 1,39 - 1,34

l'ordre de 10 µm. Ces milieux sont transparents et plus ou moins brunâtres suivant la charge en biotites microscopiques. Afin de comparer leur composition à celle des minéraux de la roche-mère, chaque analyse a été figurée sous forme de pourcentages molaires en anorthite (An),



PL. I. — Mylonites étudiées. Barres de grandissement en mm. Les mylonites étudiées sont extraites des échantillons fig. b (MA = mylonite de l'Agly), fig. c (MP = mylonite prophyroclastique de St Barthélémy) et fig. d (UM = ultramytonite de St Barthélémy). L'échantillon (fig. a, St Barthélémy) montre l'association étroite entre les faciès mylonitiques UM et MP. La partie basse (RM) correspond à un faciès moins déformé avec néanmoins une foliation mylonitique pénétrative. Sens et orientation des cisaillements = double flèche.

PL. I. — The studied mylonites. Bar scale : 1 mm. The studied samples are fig. b (MA = Agly mylonite), fig. c (MP = St Barthélémy prophyroclastic mylonite), fig. d (UM = St Barthélémy ultramytonite). The figure a shows the association of both UM and MP mylonites, the low part (RM) of the sample corresponding to a less deformed rock with a penetrative mylonitic foliation. One notes the similarity of the St Barthélémy mylonites (fig. a) and the Agly mylonite (fig. b). The double arrows indicate the orientation of the shear kinematics.

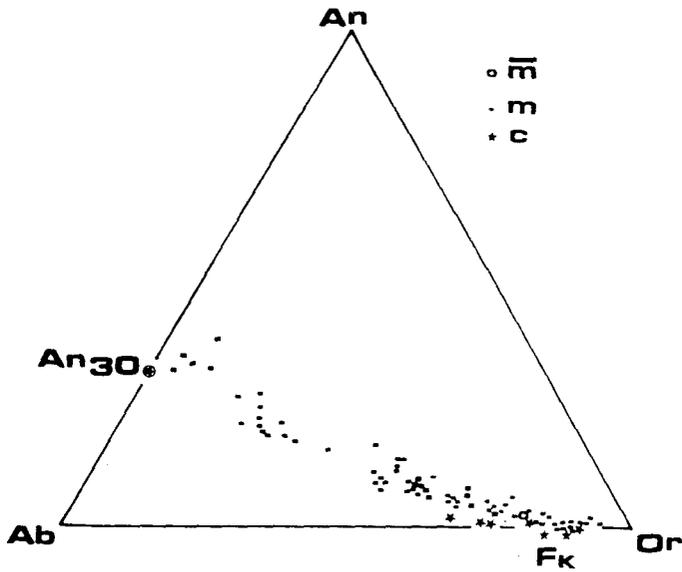


FIG. 2. — Représentation de la composition, en moles d'anorthite [An], d'albite [Ab], d'orthose [Or], des bandes ultramylonitiques leucocrates de la mylonite de l'Agly (MA). Chaque point (m) correspond à une aire d'analyse de l'ordre de 75 µm<sup>2</sup> (10 grains environ). Le cercle vide (m) correspond à la moyenne de 8 analyses. Les étoiles (c) correspondent aux cristaux de la roche-mère non mylonitique (voir tabl. II).

FIG. 2. — Anorthite [An]- Albite [Ab]- Orthose [Or] molar diagram of the ultramylonitic leucocratic bands of the Agly Mylonite (MA). Each point (m) corresponds to an analyzed area of around 75 µm<sup>2</sup>, and to a 10 grain volume. The empty circle (m) corresponds to an average of 8 analyses. The stars (c) correspond to the undeformed minerals (see tabl. II).

albite (Ab) et orthose (Or) (fig. 2). Dans la plupart des cas, à ces 3 composants feldspathiques, s'ajoute du quartz, SiO<sub>2</sub> étant, en effet, en excès dans les analyses. Lorsqu'une quantité minime de FeO + MgO apparaît dans l'analyse, on peut supposer l'existence, dans le milieu, d'une fraction faible de biotite, se situant, elle aussi, au pôle (Or). Les pourcentages molaires de feldspaths ont été calculés à partir des teneurs en Na<sub>2</sub>O (Ab), K<sub>2</sub>O (Or ou biotite *p.p.* en quantité minime) et CaO (An). Il a été vérifié que les pourcentages molaires de feldspaths proposés étaient conformes aux teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de l'analyse.

On constate que les milieux micrométriques peuvent se décrire comme un mélange, en proportions variables, de (Q) + Ab + Or + An. L'ensemble des points composites s'alignent entre le pôle An31 et le Fk-εNa, représentant la composition moyenne des constituants feldspathiques de la roche-mère non déformée qui ne subissent donc aucune modification chimique. Une deutérisation des feldspaths potassiques donnant de la muscovite est localisée dans des fissures. On ne note pas, en particulier, d'albitisation des plagioclases. Les modifications minérales sont relatives aux ferro-magnésiens (Opx et Ga) qui, lors d'une déstabilisation en présence de Fk et d'eau, augmentent la teneur des bandes de grains micrométriques en Bi + Sill + Q + oxydes métalliques. Cette stabilité de composition des composants leucocrates, la présence de sillimanite rétro-morphique et la déstabilisation de l'Opx suggèrent un contexte hydrique HT.

4) Analyse texturale à l'échelle du microscope électronique (MEB et MET)

Les bandes ultramylonitiques de l'Agly, en dehors des volumes cataclasés plus grossiers qui les nourrissent, ont une granulométrie homogène de l'ordre de 5 µm et sont formées de multiples phases (Q, Fk, Pl, Bi, Sill, Ga, Opx, oxydes métalliques, voir tabl. I). Les amas de quartz (pl. II : fig. e) montrent des grains stabilisés par la recristallisation autour de 5 µm, avec de multiples joints triples à 120°. Les biotites se développent parallèlement à la schistosité S (pl. II : fig. f). Dans certaines sections, les biotites sont disposées dans des surfaces, obliques par rapport à S, dont la géométrie est mimétique de cisaillements secondaires. Néanmoins, dans le détail et par places, les biotites sont disposées aléatoirement dans de nombreuses orientations (pl. II : fig. h) : elles sont soit incluses dans d'autres phases soit entre de multiples grains (pl. II : fig. f, g, h).

L'étude en MET précise les relations microtexturales entre grains. La granulométrie générale de la roche est confirmée (pl. III : fig. a). Les grains de quartz montrant des joints rectilignes de géométrie stable, conséquence d'une restauration poussée, sont néanmoins très riches en dislocations enchevêtrées (pl. III : fig. b), témoin d'une déformation ultime de faible amplitude sans restauration de recuit. La géométrie des joints et la taille homogène des grains de quartz indiquent une recristallisation poussée (pl. III : fig. c). Les grains de plagioclases maclés (pl. III : fig. d) ne sont pas déformés et sont associés à des grains de Q exempts de défauts et à des biotites non déformées. La recristallisation des plagioclases est poussée (pl. III fig. e) avec de beaux joints triples à 120°. On note la

TAB. II. — Analyses chimiques des minéraux non déformés de la granodiorite d'Ansignan (Agly) et des clastes de la MP de St Barthélémy.

TAB. II. — Chemical analyses of the undeformed minerals of the Agly granodiorite (MA), and of the clasts of the St Barthélémy mylonites (MP)

MINER	MINÉRAUX NON DÉFORMÉS (MA)				CLASTES (MP)			
	Opx	Fk	Pl	Bi	Ga	Bi	Mu	Pl
Na2O	0,03	2,06	7,60	0,04	0,04	0,06	0,23	7,27
K2O	0,01	14,05	0,36	10,35	0,01	10,35	11,35	0,09
MnO	1,61	0,00	0,00	0,00	4,57	0,16	0,00	0,02
TiO2	0,05	0,03	0,02	5,18	0,03	3,28	0,46	0,05
Al2O3	4,09	18,48	23,98	15,63	21,03	18,40	35,28	24,67
SiO2	51,31	64,97	61,98	37,74	37,69	34,75	47,67	62,21
CaO	0,05	0,34	6,17	0,02	1,27	0,01	0,03	6,43
FeO	23,97	0,03	0,11	13,33	34,03	23,30	1,09	0,09
NiO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00
ZnO	0,06	0,07	0,00	0,09	0,00	0,11	0,00	0,00
Cr2O3	0,01	0,11	0,04	0,16	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	19,98	0,00	0,00	14,49	2,14	5,67	0,47	0,01
TOTAUX	100,24	100,15	100,26	97,04	100,81	96,18	96,60	100,84
FORMULES STRUCTURALES								
Nb OX ->	8 OX	32 OX	32 OX	22 OX	24 OX	22 OX	22 OX	32 OX
Si	1,84	11,94	10,97	5,52	6,04	5,34	6,26	10,93
Al(IV)	0,16	4,00	5,01	2,48	0,00	2,61	1,74	5,11
Al(VI)	0,01	0,00	0,00	0,21	3,98	0,75	3,72	0,00
Ti	0,00	0,05	0,00	0,57	0,00	0,38	0,05	0,01
Cr	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(3+)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Fe(2+)	0,93	0,01	0,02	1,63	4,52	3,02	0,12	0,01
Mg	1,07	0,00	0,00	3,16	0,51	1,31	0,09	0,00
Mn	0,05	0,00	0,00	0,00	0,62	0,02	0,00	0,00
Zn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,00	0,07	1,17	0,00	0,22	0,00	0,00	1,21
Na	0,00	0,74	2,61	0,01	0,01	0,02	0,06	2,48
K	0,00	3,29	0,08	1,93	0,00	2,05	1,90	0,02

présence de biotite non déformée, à la jonction de plusieurs grains (Bi, pl. III : fig. e). Les biotites avec des croissances épitaxiales non perturbées (ep, pl. III : fig. f) sont associées à des grains de Pl et de quartz dépourvus de défauts. Des grains d'Opx, reliques de la paragenèse primaire sont encore observés. Le caractère non déformé des biotites est souligné, par exemple, par leur géométrie automorphe ou leur position entre 5 grains différents d'une autre phase (pl. III : fig. g).

La biotite, associée par ailleurs à la sillimanite et reliable à l'hydratation, en présence de Fk, des minéraux ferromagnésiens (Ga et Opx), apparaît comme post-cinématique. Il s'agit là d'une conclusion essentielle : la mylonitisation de la granodiorite d'Ansignan a pu se développer en climat d'abord anhydre puis hydraté et se terminer dans un climat haute température (champ de la sillimanite) également en présence d'H<sub>2</sub>O. Les phases rétro-morphes costables (Bi + Sill) présentent, elles, en tout cas, toutes les caractéristiques d'une association post-cinématique. Il faut noter qu'une déformation faible BT se traduisant par un enchevêtrement de dislocations a affecté, par la suite, ces associations, en particulier le Q (pl. III, fig. b).

Il faut souligner que, dans le massif de l'Agly, les âges (98-107 Ma) [Albarède *et al.*, 1978] obtenus sur des matériels hercyniens témoignent, comme dans St Barthélémy, d'une rééquilibration post-cinématique.

## V. — MYLONITES DE ST BARTHÉLÉMY

Les deux types de mylonites étudiées (pl. I : fig. c, d), étroitement associés (pl. I : fig. a), appartiennent à la MMB [Passchier, 1982, 1984; de St Blanquat *et al.*, 1986; Costa et Maluski, 1988]. Il s'agit d'une ultramylonite schisteuse (UM), de type phyllonite à structure aphanitique, et d'une mylonite porphyroclastique (MP) à foliation et linéation clairement exprimées.

### 1) Déformation microscopique (échelle du microscope photonique)

#### a) Ultramylonite (UM)

L'UM montre une linéation minérale frustrée marquée par l'allongement de minéraux translucides brun-vert, brun-clair et incolores de taille inférieure à 10 µm. Des

opaques en grains arrondis de 200 µm maximum sont disséminés dans la roche. Quelques rares clastes de feldspaths de l'ordre de 200 µm sont enveloppés par un milieu microgranulaire cataclastique à dominante feldspathique. Mis à part ces clastes de feldspaths, aucun autre constituant de la roche initiale n'est décelable dans l'UM à l'échelle de la lame mince.

#### b) Mylonite porphyroclastique (MP)

Beaucoup plus grossier que l'UM, ce faciès est formé de lits différenciés pénétratifs de 50 à 200 µm d'épaisseur contenant de nombreux clastes feldspathiques de 500 à 2500 µm associés à des bandes cataclastiques dont la géométrie de la déformation indique le sens de rotation rigide du claste qu'elles entourent et donc le sens du cisaillement vers le sud [Passchier et Simpson, 1986]. Les microlits sont séparés par de fins volumes planaires contenant quelques lattes de biotites brun-rouge, des oxydes métalliques opaques et des cristaux micrométriques micacés brunâtres. Dans ces milieux micacés, des aiguilles de quelques microns suggèrent la présence de sillimanite fibrolitique. La composition minérale des microlits est variée. Il s'agit de microlits de quartz polygonisés, de feldspaths finement granulaires, de grenats cataclasés en longues bandes épaisses d'à peine 10 µm. Certains microlits montrent de la tourmaline cataclasée en blocs désorientés de l'ordre de 100 µm. De nombreuses et grandes lattes de muscovite, de l'ordre de 200 µm au moins, apparaissent impliquées dans la déformation mais jamais microgranulées ni dispersées. La trace de leur clivage sur S fait un angle quasi constant de 30°. Ces grandes lattes sont postérieures aux lits mylonitiques.

L'association des minéraux de la roche initiale pourrait être Q + Fk + Pl + Ga + Bi (+/- Sill ?), auxquels il faut associer de la tourmaline appartenant vraisemblablement à une pegmatite dont on ne peut distinguer les composants quartzo-feldspathiques de ceux de la roche qu'elle a pénétrée.

### 2) Analyse microchimique

La figure 3 intéresse les clastes et les milieux micrométriques translucides, donc a priori quartzo-feldspathiques, associés ou dissociés de ces mêmes clastes dans les 2 types UM et MP. Ces analyses n'impliquent qu'une quantité

PL. II. — Microstructures en MEB des mylonites de St Barthélémy et de l'Agly. Barres de grandissement en microns. Figure a à d (St Barthélémy) ultramylonites (UM) sous faciès schistes verts (a à c) et mylonite porphyroclastique (MP) sous faciès amphibolites (d); figure e à h : mylonites de l'Agly (MA).

fig. a (UM) : claste de Pl entouré par la schistosité; fig. b (UM) : phyllosilicates (flèche) en position intra- et intergranulaires par rapport aux autres grains; fig. c (UM) : relation épitaxiale (ep) entre phyllosilicates (Bi-Chl). Noter la position (flèche) intercalée d'un phyllosilicate au sein d'un grain de quartz; fig. d (MP) : litage minéralogique de la MP : lits de Q, de feldspaths F et de Bi-Sill, soulignant la schistosité S; fig. e (MA) : noter la configuration d'équilibre des joints de grains de quartz recristallisés; fig. f (MA) : les phyllosilicates soulignent la schistosité macroscopique S. Noter l'enclassement de certains de ces phyllosilicates; fig. g (MA) : noter les positions intra- et intergranulaires des biotites (Bi) et un nœud triple (nt); fig. h (MA) : noter la géométrie isotrope des phyllosilicates (flèches pleines).

PL. II. — MEB microstructures of mylonites. Bar scale unit : µm.

Fig. a to d (St Barthélémy mylonites) : a to c, ultramylonites (UM) (greenschist facies), and d porphyroclastic mylonite (MP) (amphibolite facies). Fig. e to h (Agly mylonites).

Fig. a : Pl clast surrounded by the S schistosité; fig. b : phyllosilicates (arrows) in intra-, and intergranular positions; fig. c : epitaxial growth between Bi-Chl grains. Note (arrow) a phyllosilicate in a quartz grain; fig. d : mineral bedding of the MP : ribbons of quartz (Q), of feldspars (F) and of Bi-Sill, emphasizing the S schistosité; fig. e : note the stable geometry of recrystallized quartz grain-boundaries; fig. f : the phyllosilicates emphasize the S schistosité. Note the mixed intra-, intergranular positions of some phyllosilicates; fig. g : note the intra-, and intergranular positions of the biotite grains (Bi), and a triple junction (nt); fig. h : note the isotropic geometry of the phyllosilicates (full arrows).



minime de FeO, MgO. Les clastes (tab. II et fig. 3B) sont soit un plagioclase (An<sub>30-37</sub> dans MP et An<sub>28-30</sub> dans UM) soit de l'orthose. Les milieux micrométriques sont eux un mélange, aux proportions variables, de Q + Or + Pl (fig. 3, A). Les grains micrométriques de plagioclases sont plus albitiques que les clastes dont ils sont issus (fig. 3, B). La perte en Ca des plagioclases peut être corrélée avec la blastèse d'épidote. La dérive albitique des grains micrométriques de plagioclase est identique dans les 2 types de mylonites. Etant donné que seule l'UM montre une rétro-morphose post-cinématique complète des minéraux ferro-magnésiens dans le faciès schistes verts, nous associons cette dérive albitique dans les 2 faciès UM et MP à la même rétro-morphose BT, à laquelle nous associons la présence d'épidote dans cette MP. On ne peut pas préjuger du laps de temps écoulé entre la déformation mylonitique et la nouvelle équilibration dans le faciès schistes verts. Il pourrait être très grand.

Quelques exemples montrent enfin qu'un fluide quartzo-feldspathique a imprégné le milieu. Au sein de fissures de quelques microns d'ouverture dans des clastes de plagioclases (An<sub>30</sub>), témoin d'un stade peu évolué de fracturation qui précède toute dispersion cataclastique, on note la présence de microcristaux d'orthose. Quelques prismes automorphes d'orthose de 100 µm de long, apparemment non déformés, ont été enfin décelés au sein de bandes de granulométrie micrométrique.

L'analyse des phases ferro-magnésiennes individuelles ou associées à un mélange quartzo-feldspathique, nécessitant donc l'adaptation permanente de la taille de sonde à la granulométrie des plages analysées, a permis de séparer clairement les deux types de mylonites. Le diagramme de la figure 4 A intéresse le rapport molaire [SiO<sub>2</sub>] / [SiO<sub>2</sub>] + [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>] en fonction du rapport molaire [K<sub>2</sub>O] / [K<sub>2</sub>O] + [SiO<sub>2</sub>] + [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>]. Il permet de dissocier dans le même diagramme les orthoclasses, les différents plagioclases, les biotites, les muscovites et les chlorites (tab. III).

Dans l'UM, les phyllosilicates en cristaux individuels automorphes décelables dans des sections parallèles à S (cercles vides, fig. 4, A) s'étalent régulièrement du pôle biotite pure au pôle chlorite pure. Leur XMg montre une augmentation régulière de 0,53 pour la biotite s.s. à 0,63 pour la chlorite pure (fig. 4, B). Les milieux micrométriques micacés de l'UM sont donc formés d'une association de cristaux lamellaires comprenant de la biotite et de la chlorite, en proportions variables. Il faut noter que le XMg des biotites de plus grande taille de l'autre mylonite (MP) est totalement différent de celui des biotites micrométriques : XMg Bi (UM) = 0,50 et XMg Bi (MP) = 0,30. Les

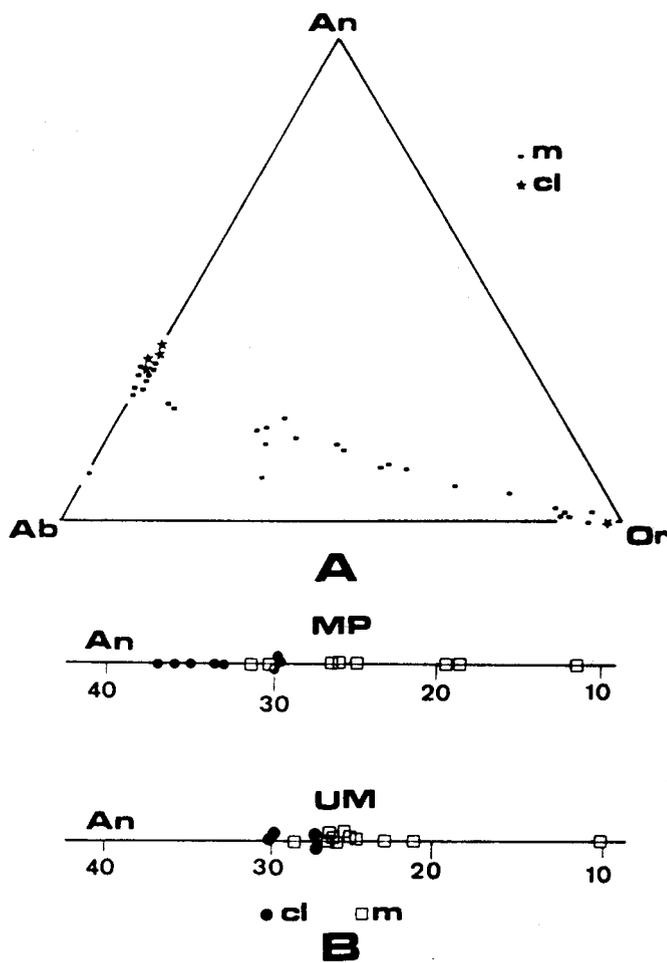


FIG. 3. — A : Composition, en moles d'anorthite [An], d'albite [Ab], d'orthose [Or], des bandes ultramylonitiques leucocrates des mylonites de St Barthélémy. Chaque point (m) correspond à une aire d'analyse de l'ordre de 75 µm<sup>2</sup> (10 grains environ). Les étoiles (cl) correspondent aux clastes hérités.

B : Variations de la teneur molaire en anorthite [An] des clastes (cl) et des bandes plagioclasiques à grains micrométriques associées (m) pour l'ultramylonite (UM) et la mylonite porphyroclastique (MP).

FIG. 3. — A : [An][Ab][Or] molar diagram of the ultramylonitic leucocratic bands of the St Barthélémy mylonites. Each dot (m) corresponds to an analyzed area of 75 µm<sup>2</sup>, and to a 10 grain volume. The stars (cl) correspond to inherited clasts.

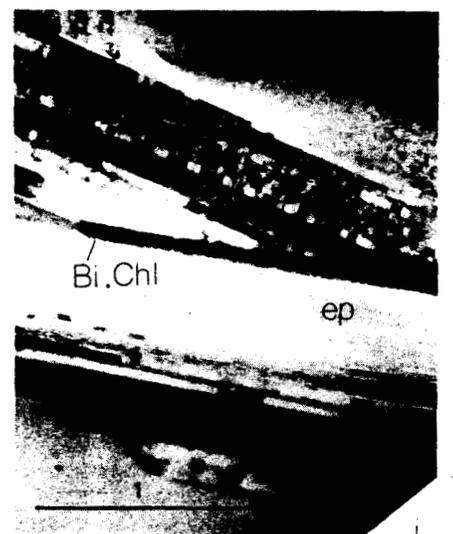
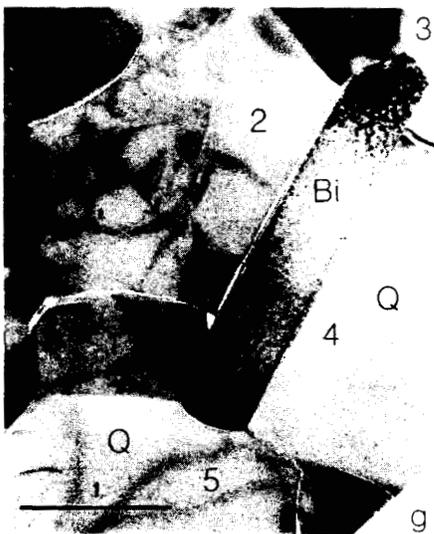
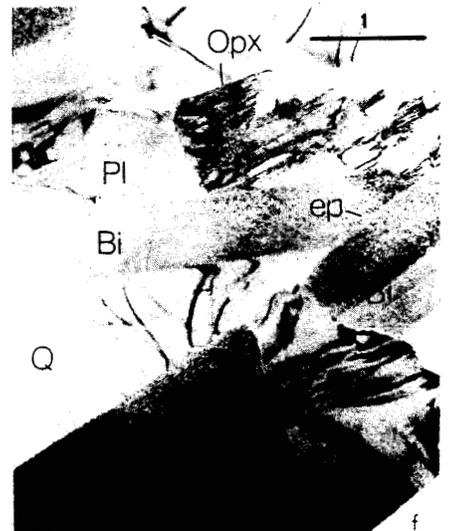
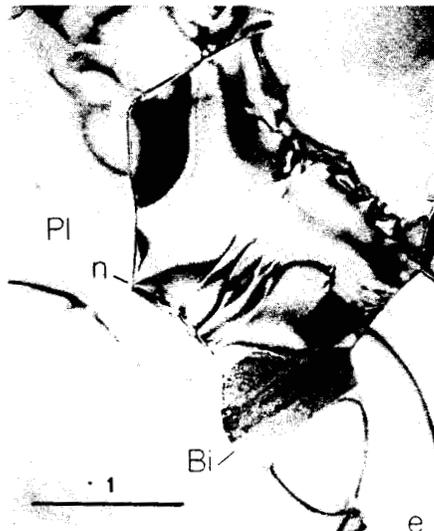
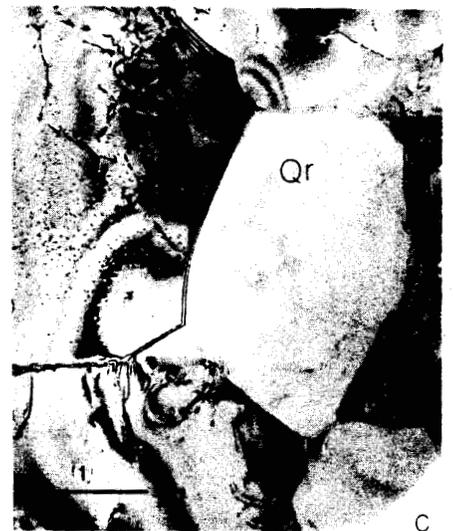
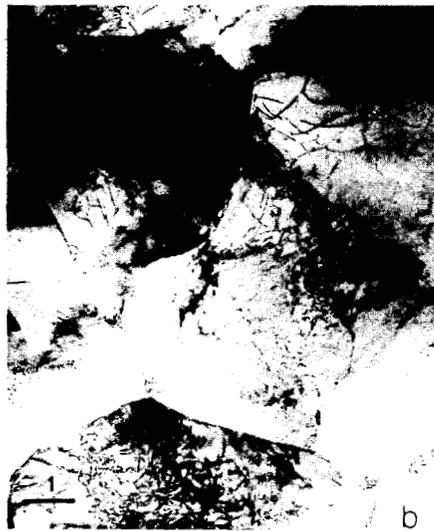
B : [An] molar content of the clasts (cl), and of the associated micron grain size plagioclasic bands (m), for UM and MP.

Pl. III. — Microstructures en MET.

Fig. a à g : mylonite de l'Agly (MA); fig. h et i : ultramylonite (UM) de St Barthélémy.

Barres de grandissement en microns. Fig. a : noter la taille isométrique des phases (cf. pl. I : fig. a). Fig. b : fortes densités de dislocations enchevêtrées dans des cristaux de quartz recristallisés avec des joints en configuration d'équilibre. Fig. c : grains micrométriques de quartz recristallisés quasi-dépourvus de dislocations. Noter les piqûres de vitrification par irradiation permettant une reconnaissance non-ambigüe du quartz. Fig. d association de cristaux exempts de défauts de Pl (maclé), de Q irradié et de Bi. Fig. e : association à l'équilibre de 3 grains micrométriques de Pl avec un nœud triple (n); noter le cristal de Bi à la jonction de 4 grains. Fig. f : association de Pl + Opx + Bi + Q; noter la position épitaxiale (ep) de Bi. Fig. g : cristal de 2,5 µm de Bi entre 5 grains de quartz. Fig. h : association de biotite-chlorite (Bi-Chl) et de Q irradié. Fig. i : relation épitaxiale non perturbée de cristaux de Bi-Chl.

Pl. III. — MET microstructures of the studied mylonites. Bar scale unit : µm. Fig. a to g : Agly Mylonites (MA); fig. h and i : St Barthélémy ultramylonite (UM). Fig. a : note the isometric grain size (cf. pl. I : fig. a); fig. b : very high tangled dislocation densities in recrystallized quartz grains, with stable grain-boundary geometry; fig. c : recrystallized micron size quartz grains, without dislocations. Note the irradiation features which allow a good determination of this mineral; fig. d : association of defect free crystals of Pl (twinned), irradiated Q, and Bi; fig. e : stable junction (n) of 3 micron size plagioclase grains. Note the Bi crystal at the 4 grain junction; fig. f : Pl + Opx + Bi + Q association. Note the Bi epitaxial growth; fig. g : a 2.5 µm size biotite grain between 5 quartz grains; fig. h : Bi-Chl association and irradiated Q; fig. i : undeformed epitaxial growth of Bi-Chl crystals.



TAB. III. — Exemple d'analyses de phases individuelles micrométriques (phyllosilicates, voir ronds vides (1), fig. 4 A) et de clastes (Pl et Mu) de l'ultramylonite de St Barthélémy (UM).

TAB. III. — Example of analyses of individual micron size phases (phyllosilicates, empty circles, fig. 4A) and of clasts (Pl-Mu) of the St Barthélémy ultramylonite (UM).

PONDIS	PHASES INDIVIDUELLES DE L'UM DE ST BARTHELEMY					
	N°ANA->	B-C1Op	B-C9s	B-C6s	B-C11p	PI
Na2O	0,11	0,02	0,09	0,01	8,31	0,66
K2O	8,74	0,56	0,09	0,08	0,08	10,42
MnO	0,15	0,14	0,18	0,15	0,01	0,00
TiO2	1,08	0,11	0,02	0,08	0,02	0,08
Al2O3	19,68	23,03	22,31	23,57	24,00	35,82
SiO2	36,59	25,97	28,38	25,16	62,81	46,96
CaO	0,11	0,07	0,10	0,06	5,59	0,07
FeO	17,32	19,54	18,89	19,64	0,04	1,06
NiO	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03
ZnO	0,00	0,10	0,00	0,23	0,00	0,04
Cr2O3	0,01	0,06	0,04	0,02	0,01	0,00
MgO	12,02	18,24	17,78	17,57	0,00	0,78
TOTAUX	95,85	87,88	87,91	86,61	100,90	95,93
FORMULES STRUCTURALES						
NB OX->	22 OX	28 OX	28 OX	28 OX	32 OX	22 OX
Si	5,44	5,30	5,72	5,21	11,03	6,19
Al(IV)	2,56	2,70	2,28	2,79	4,97	1,81
Al(VI)	0,89	2,85	3,02	2,97	0,00	3,76
Ti	0,12	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(3+)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(2+)	2,15	3,34	3,18	3,40	0,01	0,12
Mg	2,66	5,55	5,34	5,42	0,00	0,15
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00
Zn	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,02	0,02	0,02	0,01	1,05	0,01
Na	0,03	0,01	0,04	0,00	2,83	0,17
K	1,66	0,15	0,02	0,02	0,02	1,75
MINER.	Bi	Chl	Chl	Chl	Pl	Mu

points d'analyses composites (rectangles vides, fig. 4, A) sont plus difficiles d'interprétation puisqu'ils peuvent se décrire comme des mélanges de proportions variables de Bi + Pl + Q + Mu + Chl.

Dans la MP, on note la présence d'autres phases non rencontrées dans l'ultramylonite (UM) et issue de composants initiaux de la roche-mère. Il s'agit outre du Ga et de la tourmaline, de cristaux de Pl (An32), Mu, Bi et Fk (triangles, fig. 4, A). Enfin dans cette MP, on ne note pas de chloritisation des ferro-magnésiens : Ga et biotites rouges paraissent intacts.

### 3) Analyse texturale à l'échelle du microscope électronique (MEB et MET)

L'ultramylonite UM montre une granulométrie homogène de l'ordre de 5 à 10 µm contenant des clastes de plagioclase de petite taille (50 µm), entourés par la schistosité (pl. II : fig. a). Cette matrice est formée d'une association de Q, de Fk-Pl et de phyllosilicates. Autour des clastes, les enveloppes de grains micrométriques issus des clastes cataclasés sont restreintes et se fondent progressivement dans les bandes de grains micrométriques. Ce sont ces périphéries microgranulées qui montrent une dérive vers le pôle albitique par rapport aux clastes (fig. 3, B). L'élément microtextural majeur, lourd de conséquences, concerne la

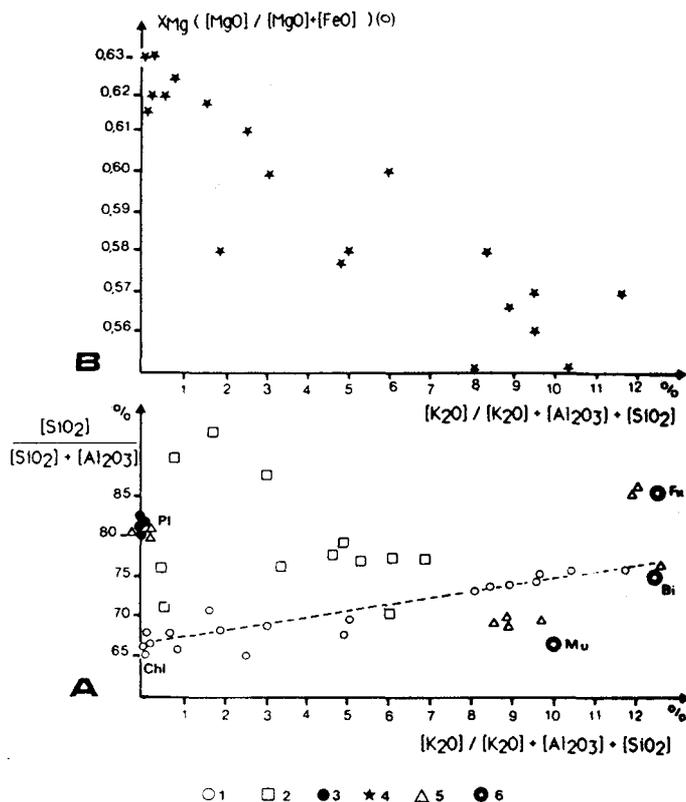


FIG. 4. — A : Composition des phases des mylonites de St Barthélémy  $[SiO_2]/[SiO_2] + [Al_2O_3]$  en fonction de  $[K_2O]/[K_2O] + [Al_2O_3] + [SiO_2]$ . Coordonnées en % molaires. Ultramylonites (UM) : phases individuelles micrométriques (mélanges de chlorite (Chl) et de biotite (Bi) (ronds vides : 1)); milieux composites faits de plusieurs grains micrométriques (carrés vides : 2); clastes de plagioclases (ronds pleins : 3). Mylonites porphyroclastiques (MP) : clastes (triangles vides : 5 avec Pl : plagioclases, Fk : orthose, Mu : muscovite et Bi : biotite). Minéraux théoriques (étoiles dans cercles pleins, 6 : Bi, Fk et Mu).

B : Représentation des variations du XMg (étoiles pleines : 4) des Bi-Chl de l'UM (cercles vides 1, fig. 4, A), en fonction de  $[K_2O]/[K_2O] + [Al_2O_3] + [SiO_2]$  (rapports de quantités molaires).

FIG. 4. — A : Diagram  $[SiO_2]/[SiO_2] + [Al_2O_3]$  versus  $[K_2O]/[K_2O] + [Al_2O_3] + [SiO_2]$  concerning the phases of the St Barthélémy mylonites (clasts and micron size grains). Molar contents. Ultramylonites (UM) : micron size individual phases (empty circles : 1, mixtures of chlorite (Chl) and biotite (Bi)); composite volumes made of several micron size grains (empty squares : 2); plagioclase clasts (full circles : 3). Porphyroclastic mylonites (MP) : clasts (empty triangles : 5 with Pl : plagioclases; Fk : orthose, Mu : muscovite, and Bi : biotite). Theoretical minerals : stars in full circles, 6 : Bi, Fk, and Mu. B : XMg ( $[MgO]/[MgO] + [FeO]$ ) versus  $[K_2O]/[K_2O] + [Al_2O_3] + [SiO_2]$  (full stars, 4) : molar contents, corresponding to the micron size phyllosilicates (empty circles : 1, fig. 4, A).

place des phyllosilicates (pl. II : fig. b, c). Leur analyse microchimique, sur des sections parallèles à S, a montré qu'il s'agissait d'une association biotite-chlorite (fig. 4). En dépit du fait qu'en moyenne, ces phyllosilicates par l'aplatissement de leur habitus soulignent la schistosité de la roche, ils ne sont pas déformés; ils montrent des géométries épitaxiales non perturbées (pl. II : fig. c), des positions au sein de grains ou au sein de groupes de grains quartzo-feldspathiques apparemment non déformés (pl. II : fig. b). Les microtextures à l'échelle du grain ont donc un

caractère de non-déformation caractéristique d'une recrystallisation poussée accompagnée par le développement post-cinématique d'une paragenèse biotite-chlorite. La schistosité liée à la géométrie de croissance des phyllosilicates est vraisemblablement héritée. Dans cette même schistosité, les clastes et leurs enveloppes de grains micrométriques, eux, traduisent une étape évidente de la déformation mylonitique. La microscopie à transmission montre bien l'état non-déformé des phyllosilicates (pl. III : fig. h, i). Il faut enfin souligner l'existence sporadique d'une déformation en kinks de ces phyllosilicates.

La mylonite porphyroclastique MP montre, outre des clastes beaucoup plus nombreux et plus grands que ceux de l'UM, un litage minéralogique bien différencié (pl. II : fig. d) : rubans de quartz recrystallisé avec de nombreux joints triples, lits à biotites très déformées (associés à de la sillimanite) (pl. II : fig. d). Les observations en MET n'ont pas donné d'images de grande qualité. Elles permettent néanmoins d'affirmer une déformation importante de tous les éléments de la roche (Q, Pl, Fk, Bi, Ga et tourmaline) ainsi que l'existence d'une schistosité pénétrative de déformation et une recrystallisation poussée de Q et Fk-Pl.

L'analyse des micrograins des bandes micrométriques a permis de montrer (fig. 3, B) que les grains étaient des plagioclases plus albitiques que les clastes et que des néocristaux de Fk non déformés se développent dans les fissures des plagioclases cataclastés ou au sein des bandes de grains micrométriques. La schistosité de la MP, marquée par une différenciation minérale poussée non rétro-morphique (sauf la dérive albitique des grains micrométriques de Pl et la présence d'un peu d'épidote) n'a pas été modifiée fondamentalement au plan minéral et au plan litage par la rétro-morphose.

Les deux types (UM et MP) de mylonites de la MMB de St Barthélémy apparaissent différents à l'échelle du micron. L'UM montre tous les caractères d'une roche recrystallisée statiquement lors d'un recuit de basse-température, accompagné de la cristallisation costable de biotite et de chlorite, alors que la MP a gardé les traces de la déformation mylonitique, les phases en présence n'ayant pas atteint le niveau rétro-morphique de celles de l'UM. Les constituants primaires de la MP sont encore identifiables. La présence de biotites de petite taille et de sillimanite (déjà évoquée par Costa et Maluski [1988]) dans la MP permet de suggérer une déformation de haute-température. La dérive vers le pôle albitique des grains micrométriques de plagioclases est néanmoins comparable dans les deux types de mylonites et peuvent correspondre au même épisode de rétro-morphose basse-température ayant intégralement rééquilibré et restructuré l'UM.

#### VI. — COMPARAISON DES DIFFÉRENTES MYLONITES (ST BARTHÉLÉMY ET AGLY) ET DISCUSSION

L'analyse minéralogique, microchimique et microtexturale des 3 types de mylonites examinées permet de dégager les conclusions suivantes :

1) dans le massif de St Barthélémy, la MMB présente deux types très différents de mylonites :

— l'ultramylonite (UM) est caractérisée par une association costable biotite-chlorite-quartz-plagioclases (An10 à 20) post-cinématique, témoignant d'un recuit statique de basse température dans le faciès des schistes verts. La

déformation mylonitique est antérieure à cet événement thermique, suivi simplement d'une phase de pliage des phyllosilicates ;

— la mylonite porphyroclastique (MP) montre, elle, une texture de déformation très prononcée. Les paragenèses observées, de haute température, se situent dans le champ de stabilité de la sillimanite, en climat hydrique marqué par la déstabilisation de  $Ga + Fk + H_2O = Bi + Sill + Q$ . Une muscovitisation de la roche fini- à post-cinématique se traduit par la présence de muscovite beaucoup moins impliquée dans la déformation que les autres minéraux. L'albitisation des grains de plagioclases d'origine cataclastique, identique à celle décelée dans l'UM, pourrait correspondre à l'épisode thermique statique type schistes verts qui affecte toute la roche UM.

Le recuit dans un climat schistes verts affecte totalement l'UM en y développant une nouvelle paragenèse alors que la MP, située au voisinage de la précédente mais à granulométrie plus grossière, montre une rétro-morphose minérale extrêmement limitée. Ce même recuit a, en toute vraisemblance, « remis à zéro » le système radiométrique de ces deux types de mylonites, quelque soit leur texture. La rétro-morphose complète de l'UM pourrait être liée à une taille de grains beaucoup plus petite et à une concentration en eau plus forte ;

2) les mylonites de l'Agly (MA) se développant aux dépens de la granodiorite charnokitique seraient le témoin d'une déformation de haute température, d'abord en climat anhydre puis en climat hydrique, suivie d'une étape statique de recrystallisation, toujours en climat hydrique. Les minéraux ferro-magnésiens, Ga et Opx, sont, en effet, déstabilisés, en présence de Fk et  $H_2O$ , en  $Bi + Sill + Q$ , nouvelle association fini- à post-cinématique. Les plagioclases impliqués avec Fk et Q dans les bandes à grains micrométriques ne subissent pas la dérive vers le pôle albitique décelée dans les mylonites de St Barthélémy. Dans l'unité de Caramany à laquelle appartient le matériel, une rétro-morphose a été néanmoins observée [Andrieux, 1982]. Elle est très limitée et correspond à une chloritisation partielle des Ga et Bi et au développement de phengites microscopiques. La déformation mylonitique de la MA paraît donc s'être effectuée à haute température, les ferro-magnésiens étant déstabilisés en  $Bi + Sill + Q$ . Les âges obtenus sur le matériel hercynien de l'Agly (98-107 Ma) [Albarède *et al.*, 1978] témoignent, en tout cas, une « remise à zéro » des systèmes radiométriques antérieurs.

En résumé, dans St Barthélémy, la mylonitisation se serait effectuée à HT sous faciès amphibolite. Une rétro-morphose post-cinématique BT type schistes verts a affecté certains niveaux de granulométrie très fine (UM). Elle reste très limitée (à la dérive albitique des grains micrométriques de Pl près) dans les faciès plus grossiers (MP). Dans l'Agly, à niveau structural et faciès équivalents, la mylonitisation se développe à HT, avec début d'hydratation en fin de déformation. Elle est suivie par un stade de recuit post-cinématique, toujours à HT en milieu hydraté. Les mylonites de l'Agly examinées ont été très faiblement affectées par la rétro-morphose hydrique BT. Aussi bien dans le massif de l'Agly que dans celui de St Barthélémy, la déformation mylonitique s'est développée à haute température, dans le champ de la sillimanite. L'âge de la déformation elle-même, se situe donc après la mise en place de la granodiorite d'Ansignan dans l'Agly datée de 314 Ma

[Respaut et Lancelot, 1983], et avant la « remise à zéro » majeure du système radiométrique des minéraux, évaluée à 110-100 Ma [Costa et Maluski, 1988] dans St Barthélémy et à 98-107 Ma dans l'Agly [Albarède *et al.*, 1978]. Dans St Barthélémy, de St Blanquat et Brunel [1988] évoquent pour la mylonitisation un âge soit tardi-hercynien soit crétacé.

Le seul fait de terrain qui puisse préciser l'âge de la mylonitisation est celui de l'albitisation très poussée, suivant un réseau fissural est-ouest, des séries hercyniennes et des matériels mylonitiques de l'Agly. La mylonitisation est donc antérieure à l'albitisation. Un âge anté-triasique des albitites de Salvezines a été proposé [Pascal, 1980]. L'albitisation paraît cantonnée au matériel du socle anté-mésozoïque. Néanmoins, aucun élément hercynien mylonitisé, aucun matériel albitisé n'ont été trouvés, à ce jour, à l'état remanié dans des séries jurassiques.

En résumé, la déformation mylonitique a débuté à haute température (champ de la sillimanite) avant un épisode thermique statique majeur à 110-100 Ma, clairement exprimé dans les ultramylonites de St Barthélémy (UM) suivi par d'autres [Costa et Maluski, 1988]. Elle a pu se faire au cours du Crétacé (Albien précoce, par exemple) dans un contexte dynamique de haute température. La croûte étant alors fortement amincie, le développement de recrystallisation statique dans le faciès des schistes verts a pu « remettre à zéro » tous les systèmes radiométriques en présence.

Tant que des éléments mylonitiques du socle n'ont pas été trouvés, à l'état remanié, dans la couverture mésozoïque, l'hypothèse d'étirements crétacés dans le socle restera la plus harmonieuse d'un point de vue géodynamique [Vielzeuf et Kornprobst, 1984; Mattauer, 1985].

### Références

- ALBARÈDE F., FÉRAUD G., KANEOKA I. & ALLEGRE C.J. (1978). —  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dating: the importance of K-feldspars on multi-mineral data from polyorogenic areas. — *J. geol.*, Chicago, 86, pp. 581-598.
- ANDRIEU P. (1982). — Conditions de cristallisation et évolution paragenétique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées Orientales). — *Bull. Minér.*, Paris, 195, pp. 253-266.
- AZAMBRE B., RAVIER J. & THIÉBAULT J. (1971). — A propos du phénomène de dipyrisation des roches éruptives d'âge secondaire des Pyrénées. — *C.R. Acad. Sci.*, 272, pp. 2137-2139.
- CARRERAS J., JULIVERT M. & SANTANACH P. (1980). — Hercynian mylonites belts in the Eastern Pyrenees. — *J. Struct. Geol.*, Oxford, 2, pp. 5-9.
- CHOUKROUNE P. (1976). — Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité verticale. — *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 40, (127), pp. 1-116.
- CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SÉGURET M. & SIBUET J.C. (1973a). — Bay of Biscay and Pyrenees. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 18, pp. 109-118.
- CHOUKROUNE P. & MATTAUER M. (1978). — Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 7, 20, (5), pp. 689-700.
- CHOUKROUNE P., SÉGURET M. & GALDEANO A. (1973b). — Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 7, 15, pp. 601-611.
- COSTA S. & MALUSKI H. (1988). — Use of the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  stepwise heating method for dating mylonite zones: an example from the St Barthélémy Massif (northern Pyrenees, France). — *Chem. Geol. (Isot. Geosc. sect.)*, Amsterdam, 72, pp. 127-144.
- FONTEILLES M. (1970). — Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). — *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 2, IV, (3), pp. 21-72.
- GOLDBERG J.-M. & MALUSKI H. (1988). — Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 306, pp. 429-435.
- HOLDWAY M.J. (1971). — Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. — *Am. J. Sci.*, New Haven C.T., 276, pp. 285-308.
- LAMOUREUX Ch. (1987). — Les mylonites des Pyrénées. — Thèse d'Etat, Univ. Toulouse, France, 386 p.
- MATTAUER M. (1985). — Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, pp. 71-74.
- MATTE Ph. & MATTAUER M. (1987). — Hercynian orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. — *Nature*, Londres, 325, n° 6106, pp. 739-740.
- NICOLAS A. & POIRIER J.-P. (1976). — Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. — Wiley-Interscience, Londres, 444 p.
- PASCAL M.-L. (1980). — Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). — Thèse Doct.-Ing. Univ. Paris, 157 p.
- PASSCHIER C.W. (1982). — Mylonitic deformation in the St Barthélémy Massif (French Pyrénées), with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. — *GUA (Gement. Univ. Amsterdam) Pap. Geol.*, 1 (16), 173 p.
- PASSCHIER C.W. (1984). — Mylonite-dominated foot-wall geometry: an example from the Pyrenees. — *Geol. Mag.*, Cambridge, 121, 5, pp. 429-436.
- PASSCHIER C.W. & SIMPSON C. (1986). — Porphyroclast systems as kinematic indicators. — *J. Struct. Geol.*, Oxford, 8, pp. 831-843.
- RESPAUT J.-P. & LANCELOT J.R. (1983). — Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U-Pb sur zircons et monazites. — *N. Jhb. Miner Abh.*, Stuttgart, 147, 1, pp. 21-34.
- ST BLANQUAT DE M. & BRUNEL M. (1988). — Les mylonites du massif de St Barthélémy: amincissement crustal tardi-hercynien ou crétacé? — Abstracts Symposium on the Geology of the Pyrenees, Barcelona, p. 59.
- ST BLANQUAT DE M., BRUNEL M. & MATTAUER M. (1986). — Les zones de cisaillement du massif nord-pyrénéen du St Barthélémy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 14, 303, pp. 1339-1344.
- SOU LA J.-C., LAMOUREUX Ch., VIAL LARD P., BESSIÈRE G., DÉBAT P. & FERRET B. (1986). — The mylonite zones of the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution. — *Tectonophysics*, Amsterdam, 129, pp. 115-147.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M. & DEBROAS E.J. (1977). — La chaîne alpine des Pyrénées. — *Géol. Alp.*, Grenoble, 53, pp. 193-216.
- VIELZEUF D. & KORNPBROST J. (1984). — Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 67, pp. 87-96.
- WICKHAM S.M. & OXBURGH E.R. (1986). — A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. — *Tectonophysics*, Amsterdam, 129, pp. 53-69.
- WICKHAM S.M. & OXBURGH E.R. (1987). — Reply to Matte and Mattauer (1987). — *Nature*, Londres, 325, 6106, pp. 739-740.

## THERMOBAROMETRIE

### Conventions de notations utilisées en thermobarométrie

V: Volume molaire

$V_s$ : Volume des phases solides (par opposition à la phase fluide d'une réaction)

G: Energie libre

H: Enthalpie

S: Entropie

P: Pression

$P_T$ : Pression totale

$P_f$ : Pression de fluide

$P_{H_2O}$ : Pression d'eau

$C_p$ : Capacité calorifique à pression constante

$\Delta X$ : Variation de la grandeur X

eq: Equilibre

K, Kd: Constante d'équilibre d'une réaction chimique

$\mu_i^a$ : Potentiel chimique du composant i dans la phase a

$n_i^a$ : Nombre de moles du composant i dans la phase a

$X_i^a$ : Grandeur molaire partielle du composant i dans la phase a

$X_{P,T}$ : Grandeur X dans les conditions de pression et de température P, T

$X^0, X_0$ : L'indice ou l'exposant 0, définit la grandeur X dans l'état standard

$f_i^a$ : Fugacité de l'élément i dans la phase a

$a_i^\alpha$ : Activité du composant i dans la phase  $\alpha$

$\gamma_i^a$ : Coefficient d'activité du composant i dans la phase a

$W_{i,j}^a$ : Paramètre d'interaction des composants i et j dans la phase a

$X_i^a$ : Fraction molaire du composant i dans la phase a

$(\dots)_{Fe}, (\dots)_{Mg}$ : Grandeur, phase,...., se rapportant à une réaction impliquant les phases pures

Remarque: La notation en exposant ou indice définissant la phase (a,  $\alpha$ ) pour laquelle, la grandeur est exprimée, sera souvent ignorée lorsque la phase est implicite: par exemple, on remplacera  $X^a$  par X, le texte précisant clairement que l'on s'intéresse à la phase a.

## I- Rappels de thermodynamique appliquée aux thermobaromètres géologiques.

Le but de ces rappels, n'est pas de démontrer l'ensemble des définitions thermodynamiques nécessaires à la mise en équation des thermobaromètres. Il s'agit plutôt de présenter les principaux concepts et les quelques notations qui permettent de mieux comprendre les fondements de la thermobarométrie utilisée dans ce travail.

### 1- Définition et notions relatives aux grandeurs de base utilisées.

#### a- Définition des grandeurs de base.

La thermochimie définit un concept fondamental : la notion de potentiel chimique d'un composant. Cette grandeur, exprimée en Joules/moles, définit la capacité d'un composant à réagir. Par exemple, si le potentiel de  $\text{CaCO}_3$  dans l'aragonite est, aux conditions P,T, supérieur à celui du même composant dans la calcite, alors le  $\text{CaCO}_3$  "migre" vers la phase calcite plus stable. De manière générale, plus le potentiel d'un composant dans une phase est élevé, moins cette dernière est stable et aura tendance à réagir afin de minimiser les valeurs de potentiel de ses composants. Ce potentiel dépend évidemment des conditions physiques P, T, mais aussi de l'environnement chimique (associations) dans lequel le composant est placé.

La notation du potentiel du composant "i" dans la phase "a" sera :

$$\mu_i^a$$

Dans une phase complexe solide, liquide ou gazeuse, l'équivalent du potentiel chimique pour la phase considérée, est représenté par la notion d'énergie libre ou énergie de Gibbs appelée aussi enthalpie libre :

$$G = \sum_i n_i \mu_i^a$$

c'est à dire, la somme des produits du nombre de moles du composant "i" par le potentiel chimique de ce même composant dans la phase a. Pour une réaction chimique (A et P étant des phases pures) :



la variation d'énergie libre est nulle lorsque l'équilibre chimique est atteint :

$$\Delta G = 0 = m_1 \mu_{P_1} + m_2 \mu_{P_2} - n_1 \mu_{A_1} - n_2 \mu_{A_2}$$

L'énergie libre d'un système peut se décomposer en deux grandeurs : H, l'enthalpie (Joules) et S, l'entropie (Joules/Kelvin) qui constitue l'évaluateur du degré de désordre du système. Cette décomposition obéit à la formule suivante :

$$G = H - TS$$

D'après ce que nous venons de voir, il est facile d'écrire :

$$\mu_i^a = H_i^a - TS_i^a$$

$H_i^a$  : enthalpie molaire partielle du composant i dans la phase a

$S_i^a$  : entropie molaire partielle du composant i dans la phase a

Intéressons-nous maintenant à la dépendance des grandeurs G, H, S vis à vis des paramètres physiques P et T

**b- Influence de la température à pression constante sur les grandeurs G, H, S.**

En posant  $C_p$  = capacité calorifique du système ou du composant à pression constante (on parle aussi de chaleur spécifique à pression constante), la variation de l'enthalpie en fonction de la température s'écrit :

$$\frac{\partial H}{\partial T} = C_p$$

Si H est connue à une température  $T_0$ , pour obtenir H à la température T, nous écrivons :

$$\int_{T_0}^T dH = \int_{T_0}^T C_p dT = H_T - H_{T_0}$$

Dans la plupart des cas,  $C_p$  dépend de la température sous la forme d'une équation du type :

$$C_p = a + bT + c/T^2 \text{ d'où :}$$

$$H_T = H_{T_0} + \left[ aT + \frac{b}{2}T^2 - \frac{c}{T} \right]_{T_0}^T$$

Concernant l'entropie, nous pouvons écrire :

$$\frac{\partial S}{\partial T} = \frac{C_p}{T}$$

Connaissant S à la température  $T_0$ , sa définition à la température T sera de la forme :

$$\int_{T_0}^T dS = \int_{T_0}^T C_p \frac{dT}{T} = S_T - S_{T_0}$$

En reprenant l'expression de  $C_p$  en fonction de T, nous aurons :

$$S_T = S_{T_0} + \left[ a \ln(T) + bT - \frac{c}{2T^2} \right]_{T_0}^T$$

Les expressions de  $H_T$  et  $S_T$  donnent directement, par la relation  $G = H - TS$ , la dépendance de l'énergie libre vis à vis de la température.

**c- Influence de la pression à température constante sur les grandeurs G, H, S.**

Si l'on appelle V le volume molaire d'un composant, nous avons les expressions dérivées de l'enthalpie et de l'entropie :

$$\left( \frac{\partial H}{\partial p} \right)_T = V \Rightarrow dH = \partial Q + Vdp = C_p dT + Vdp$$

$$dS = \frac{\partial Q}{T}$$

L'enthalpie est donc une grandeur thermodynamique dépendante de la pression alors que l'entropie ne l'est pas. Lorsque le composant est intégré à une phase plus complexe, la dépendance de cette grandeur vis à vis de la pression peut s'écrire sous une forme simple en se référant aux grandeurs molaires partielles :

$$dH_i^a = v_i^a dp$$

$H_i^a$  : Enthalpie molaire partielle du composant i dans la phase a

$v_i^a$  : volume molaire partiel du composant i dans la phase a

Dans une réaction chimique où la variation de volume entre produits et réactants s'écrit  $\Delta V$  :

$$\left(\frac{\partial \Delta G}{\partial P}\right)_T = \Delta V \Rightarrow \Delta G_{P,T} - \Delta G_{P_0,T} = \int_{P_0}^P \Delta V dp$$

Dans la plupart des cas,  $\Delta V$  dans des équilibres en phases solides, est indépendant de P au moins sur des intervalles de plus de 200 K. En conséquence :

$$\Delta G_{P,T} = \Delta G_{P_0,T} + (P - P_0)\Delta V$$

#### d- Définition d'un état standard.

Nous avons vu que G ou  $\Delta G$  dépendait de la température. Le plus souvent, dans une réaction chimique en phases solides, le  $\Delta C_p$  est nul. Pour une réaction chimique n'intéressant que des phases pures, on écrira :

$$\Delta G_{P,T} = \Delta H_{P_0,T_0} - T\Delta S_{T_0} + (P - P_0)\Delta V$$

Les conditions physiques  $P_0$  et  $T_0$  de l'équilibration en phases pures servent à définir un état de référence du système que l'on appellera état standard. Il ne correspond pas à une spécificité physico-chimique du système, mais simplement au choix d'une référence, où les grandeurs  $\Delta H$  et  $\Delta S$  sont facilement calculables et /ou déterminables expérimentalement. A partir de cette référence, on calculera les valeurs de  $\Delta G$  dans les conditions P, T d'un équilibre en phases pures et par extension, celles d'une réaction chimique impliquant des solutions solides naturelles.

#### e- Pente dans un diagramme P - T d'une courbe réactionnelle : formule de Clapeyron.

La formule de Clapeyron permet de savoir comment un équilibre en phases pures peut être maintenu si l'on fait évoluer l'un ou l'autre des paramètres P, T. Elle s'établit de la façon suivante :

$$(\Delta G)_{P,T} = \Delta H_{1,T} - T\Delta S_T + \int_1^P \Delta V dP$$

$$\Delta G_{P+dP, T+dT} = \Delta H_{1,T} + d(\Delta H_{1,T}) - (T+dT)(\Delta S_T + d(\Delta S_T)) + \int_1^{P+dP} \Delta V dP$$

$$\Delta G_{P+dP, T+dT} = \Delta H_{1,T} + \Delta C_p dT - (T+dT) \left( \Delta S_T + \frac{\Delta C_p dT}{T+dT} \right) + \int_1^P \Delta V dP + \Delta V dP$$

A l'équilibre, les expressions précédentes sont nulles. En retranchant l'expression de  $\Delta G$  à P, T de celle de  $\Delta G$  à P+dP, T+dT, on obtient :

$$-dT\Delta S_T + \Delta V dP = 0 \Rightarrow \frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S_T}{\Delta V}$$

En phases naturelles, la formule de Clapeyron est compliquée par l'intervention, dans l'expression de  $\Delta G$ , d'une constante d'équilibre K dont nous verrons la forme et la signification ultérieurement. Notons immédiatement que sur un équilibre en phases naturelles, la formule de Clapeyron devient :

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S_T - R \ln K}{\Delta V}$$

## 2- Potentiel standard et notion d'activité

Le potentiel chimique d'un composant, représente la tendance de ce dernier à réagir sous certaines conditions de pression et de température dans un environnement chimique défini. L'état standard se justifie comme référence lorsque le potentiel varie en fonction des divers systèmes dans lesquels le composant est placé. En thermodynamique générale, l'état standard est fréquemment représenté par un composant pur (unique dans sa phase) dans les conditions P = 1 bar et T = 298 K. Nous verrons, pour les applications thermobarométriques, que le standard d'une réaction est, le plus souvent, défini pour une réaction en pôles purs dans les conditions P, T de l'équilibre naturel étudié.

### a- Définition de l'activité.

Soit un composant c dans la phase x. Si la phase est pure, on peut définir à P<sub>0</sub>, T<sub>0</sub> le potentiel standard du composant c. Il s'écrit :

$$\mu_C^0$$

Le potentiel chimique du composant c dans la phase x aux conditions P, T s'écrira :

$$\mu_C^x = \mu_C^0 + RT \ln a_C^x$$

Cette expression fait intervenir la notion d'activité du composant c dans la phase x. Aux vues de la mise en équation, il est évident que la valeur de cette activité dépendra directement des conditions pour lesquelles l'état standard a été défini.

b-Relations entre l'état standard et l'activité.

Considérons que la phase x ne soit constituée que par le composant c. Dans ce cas,

$$(\mu_C^X)_{1,T} = (G_X)_{1,T} = (H_X)_{1,T} - T(S_X)_T$$

Dans les conditions P, T cette fois, on écrira :

$$(\mu_C^X)_{P,T} = (H_X)_{1,T} - T(S_X)_T + \int_1^P V_X dp$$

Envisageons alors plusieurs cas :

- si l'état standard est pris à P = 1 bar et T : température d'étude, alors la définition de l'activité du composant c dans la phase x obéit aux équations suivantes :

$$(\mu_C^X)_{P,T} = \mu_C^0 + \int_1^P V_X dp = \mu_C^0 + RT \ln a_C^X$$

$$RT \ln a_C^X = \int_1^P V_X dp$$

Dans le cas d'un gaz parfait :

$$PV_X = RT \quad \rightarrow \quad RT \ln a_C^X = \int_1^P \frac{RT}{P} dp$$

$$RT \ln a_C^X = RT \ln \frac{P}{1}$$

L'activité est alors homogène à une pression et de façon plus générale, si la définition de l'état standard se fait à P<sub>0</sub> différente de P = 1 bar, on obtiendra :

$$a_C^X = \frac{P}{P_0} \quad a_C^X = \frac{f_C}{f_0}$$

Le symbole f représente une fugacité. Ce terme est homogène à une pression dans le cas des gaz non parfaits et se décompose en f = σ P, P correspondant à une pression de gaz parfait et σ à un coefficient correctif dépendant lui-même de P et T ;

- si maintenant l'état standard est pris en phases pures aux conditions P, T :

$$\mu_C^0 = (\mu_C^X)_{P,T} \quad \rightarrow \quad RT \ln a_C^X = 0$$

ainsi à P, T, l'activité d'un composant en phase pure est alors égale à 1 ;

- enfin, si l'état standard est défini en phases pures à  $T = 298 \text{ K}$  et  $P = 1 \text{ bar}$  :

$$(\mu_C^X)_{P,T} = (G_X)_{P,T} = (H_X)_{1,298} + \int_{298}^T C_p dT - T(S_X)_{298} - T \int_{298}^T \frac{C_p}{T} dT + \int_1^P V_X dp$$

$$\mu_X^0 = (H_X)_{1,298} - 298(S_X)_{298}$$

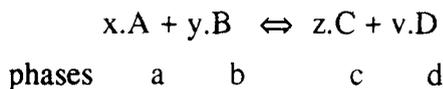
en conséquence, on obtiendra :

$$RT \ln a_C^X = \int_{298}^T C_p dT - (T - 298)(S_X)_{298} - T \int_{298}^T C_p dT + \int_1^P V_X dp$$

Ces trois exemples du calcul de l'activité d'un composant, montrent clairement que la valeur de cette grandeur est entièrement dépendante du choix des conditions de définition de l'état standard. En observant les trois expressions obtenues pour le calcul de l'activité d'un composant, il est évident que l'on aura tout intérêt à définir un état standard à  $P = 1 \text{ bar}$ ,  $T$  ou  $P$ ,  $T$ , afin d'éviter la complication des formules qu'impose la définition de l'état standard à  $1 \text{ bar}$  et  $298 \text{ K}$ . Les thermobaromètres géologiques se basent sur des réactions chimiques affectant des solutions solides ; le calcul du  $\Delta G$  d'une telle réaction imposera que nous prenions en compte la composition relative de chacune des phases impliquées. Afin de faciliter l'écriture de l'expression du  $\Delta G$ , l'état standard sera le plus fréquemment pris pour une réaction en phases pures dans les conditions  $P, T$  de l'équilibration des phases naturelles.

### 3- Equation générale caractérisant une réaction à l'équilibre.

Soient les composants A, B, C, D dans les phases respectives a, b, c, d. Si la réaction suivante se produit :



à l'équilibre, atteint aux conditions  $P, T$ , on aura :

$$(\Delta G)_{P,T} = 0 = \sum n_i \mu_i(\text{produits}) - \sum n_i \mu_i(\text{réactants})$$

$$0 = z\mu_C^0 + v\mu_D^0 + RT \ln(a_C^c)^z + RT \ln(a_D^d)^v - x\mu_A^0 - y\mu_B^0 - RT \ln(a_A^a)^x - RT \ln(a_B^b)^y$$

en posant :

$$\Delta G^0 = z\mu_C^0 + v\mu_D^0 - x\mu_A^0 - y\mu_B^0$$

on obtient :

$$\Delta G^0 = - RT \ln \left( \frac{(a_C^c)^z * (a_D^d)^v}{(a_A^a)^x * (a_B^b)^y} \right) = - RT \ln K$$

$K$  représente la constante d'équilibre de la réaction. L'expression de cette constante est toujours la même, mais comme elle intègre la notion d'activité d'un composant, sa valeur dépendra

entièrement de la définition de l'état standard. Si l'état standard est défini à P, T pour une réaction en phases pures, le  $\Delta C_p$  étant nul et le  $\Delta V$  constant, alors :

$$\Delta G_{P,T}^0 = \Delta H_{1,T}^0 - T\Delta S_T^0 + (P - 1)\Delta V_{\text{solides}}^0$$

l'équation générale relative à l'équilibration de la réaction en phases naturelles sera :

$$\Delta H_{1,T}^0 - T\Delta S_T^0 + (P - 1)\Delta V_{\text{solides}}^0 + RT \ln K = 0$$

#### 4- calculs d'activités dans les solutions solides.

Jusqu'à présent, nous n'avons envisagé le calcul des activités que pour des phases solides ou fluides, pures, ne comportant donc qu'un seul composant. Dans le cas des thermobaromètres géologiques, les équilibres physico-chimiques se font entre minéraux qui, pour la plupart, constituent des solutions solides à plusieurs composants. Dans les équations développées précédemment, il faudra tenir compte des énergies mises en oeuvre pour que des composants purs puissent se mélanger au sein d'une même phase, ou s'échanger entre plusieurs phases. Il n'est pas question d'entrer ici dans le détail des modélisations qui prennent en compte ces phénomènes de miscibilité de composants à l'état solide. Nous ne retiendrons que les résultats afférents aux principaux types de solutions solides reconnues.

##### a- Cas des solutions solides idéales.

Ce sont des solutions solides où l'énergie libre peut être exprimée comme la somme pondérée des potentiels relatifs à chacun des composants purs de la phase. Dans le cas d'une solution solide  $(A, B)_n$  constituant la phase p, on écrira :

$$G_{\text{sol.solide}} = X_A \mu_A^P + X_B \mu_B^P$$

avec  $X_A$  et  $X_B$  représentant les fractions molaires respectives des composants purs A et B dans la phase P. En prenant un état standard défini en phases pures aux conditions P, T, on aura :

$$G = X_A \mu_A^0 + X_B \mu_B^0 + RT \ln(a_A^P * a_B^P)$$

$$a_B^P = (X_B)^n$$

L'activité du composant A dans la phase P est égale à la fraction de ce composant dans la phase P, élevée à la puissance équivalente du nombre de sites occupés par le composant dans la phase. En admettant qu'un grenat soit une solution solide idéale entre quatre pôles purs donnant une formule structurale du type  $(Ca, Mg, Mn, Fe)_3 Al_2 Si_3 O_{12}$ , alors l'activité du grossulaire dans le grenat s'écrira :

$$a_{Ca_3Al_2Si_3O_{12}}^{Ga} = \left( \frac{Ca}{Ca + Fe + Mn + Mg} \right)^3$$

**b- Cas des solutions solides avec répartition cationique sur sites.**

Dans le cas précédent, le désordre et par conséquent, le positionnement aléatoire des cations, intéressait le composant sur l'ensemble de sa formule structurale. Cette fois, la structure cristalline de la solution solide impose une répartition des cations sur des sites spécifiques ; cette répartition étant, par exemple, la conséquence de problèmes d'encombrements posés par l'intégration de cations métalliques dans une charpente silicatée. Au sein de chaque site, les cations admissibles obéissent à une répartition aléatoire sur le site considéré. Un exemple est fourni par les clinopyroxènes à structure C2C possédant les sites M1, M2 et Tet :

- sur le site M1, peuvent se répartir Zn, Ni, Cr, Mg, Fe ;
- sur le site M2, peuvent se répartir Ca, Na, K, Mg, Fe ;
- sur le site Tet, peuvent se répartir Si, Al, Ti.

dans ces conditions :

$$a_{\text{CaMgSi}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} = X_{\text{Ca}}^{\text{M}_2} * X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1} * (X_{\text{Si}}^{\text{tet}})^2$$

avec :

$$X_{\text{Ca}}^{\text{M}_2} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} + \text{MgM}_2 + \text{FeM}_2}$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1} = \frac{\text{MgM}_1}{\text{FeM}_1 + \text{MgM}_1 + \text{Mn} + \text{Zn} + \text{Ni} + \text{Cr}}$$

$$X_{\text{Si}}^{\text{tet}} = \frac{\text{Si}}{\text{Si} + \text{Al} + \text{Ti}}$$

Notons que la répartition de Fe et Mg entre les sites M1 et M2 obéit à un calcul de formule structurale que nous verrons ultérieurement.

**c- Cas des solutions solides symétriques.**

Prenons une solution solide binaire (A, B)<sub>n</sub> ... L'énergie libre de mélange, lorsque cette solution solide est idéale, sera :

$$G_m = nRT [X_A \ln (X_A) + X_B \ln (X_B)]$$

Dans le cas où cette solution solide n'est plus idéale mais symétrique, vient s'ajouter au terme G<sub>m</sub> une fonction symétrique de la composition qui tient compte de l'interaction entre les deux composants A et B. Ce terme G<sub>x</sub> est de la forme :

$$nX_A X_B W_G$$

où W<sub>G</sub> représente le coefficient d'interaction des deux composants A et B. On peut démontrer, en prenant un état standard défini en phases pures à P, T, que les activités sont de la forme :

$$a_{A_n} = (X_A * \gamma_A)^n$$

Le terme  $\gamma$  est un coefficient d'activité qui, dans ce cas, vérifie :

$$RT \ln \gamma_A = W_G (1 - X_A)^2 = W_G (X_B)^2$$

Par raisonnement récursif, il est facile de déterminer l'excès d'énergie libre de mélange et les

coefficients d'activités dans un mélange ternaire (X<sub>1</sub>, X<sub>2</sub>, X<sub>3</sub>)<sub>n</sub> ... :

$$G_X = nX_1X_2W_{1-2} + nX_1X_3W_{1-3} + nX_2X_3W_{2-3}$$

$$RTLn \gamma_1 = X_2^2 W_{1-2} + X_3^2 W_{1-3} + X_2X_3(W_{1-2} + W_{1-3} - W_{2-3})$$

$$RTLn \gamma_2 = X_1^2 W_{1-2} + X_3^2 W_{2-3} + X_1X_3(W_{1-2} + W_{2-3} - W_{1-3})$$

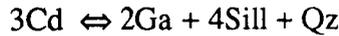
$$RTLn \gamma_3 = X_1^2 W_{1-3} + X_2^2 W_{2-3} + X_1X_2(W_{1-3} + W_{2-3} - W_{1-2})$$

Chaque valeur W<sub>i-j</sub> correspond au coefficient d'interaction des composants i et j ; chaque valeur X<sub>i</sub> correspond à la fraction molaire du composant i dans la phase considérée. Nous pourrions évidemment étendre le raisonnement à des solutions solides symétriques plus complexes. En fait, dans l'ensemble des thermobaromètres que nous verrons, ce type de modèle est limité à des solutions solides à trois composants et n'intéresse que les grenats.

## II- Les thermomètres grenat - cordiérite et grenat - biotite

### 1-Les calibrations du thermomètre grenat - cordiérite

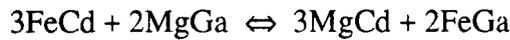
Nous avons envisagé les calibrations de Thompson (1976) et d'Holdaway et Lee (1977). Elles sont relatives à la réaction :



La sillimanite et le quartz sont supposés en excès et en phases pures ; grenat et cordiérite sont considérés comme des solutions solides idéales anhydres entre un pôle ferreux et un pôle magnésien. Les deux réactions en pôles purs peuvent être écrites de la manière suivante :



Le fonctionnement simultané de ces deux réactions se résume à une seule réaction d'échange :



A l'équilibre, l'état standard étant défini en phases pures aux conditions P, T, on a :

$$2(\mu_{FeGa}^0 - \mu_{MgGa}^0) + 3(\mu_{MgCd}^0 - \mu_{FeCd}^0) = -RTLn \left[ \frac{(a_{FeGa}^{Ga})^2 (a_{MgCd}^{Cd})^3}{(a_{MgGa}^{Ga})^2 (a_{FeCd}^{Cd})^3} \right]$$

Grenats et cordiérites étant considérés comme des solutions solides idéales :

$$a_{FeGa}^{Ga} = (X_{Fe}^{Ga})^3 \quad ; \quad a_{MgGa}^{Ga} = (X_{Mg}^{Ga})^3 \quad ; \quad a_{FeCd}^{Cd} = (X_{Fe}^{Cd})^2 \quad ; \quad a_{MgCd}^{Cd} = (X_{Mg}^{Cd})^2$$

en remplaçant le calcul des potentiels standards par leur expression mettant en oeuvre les grandeurs H(enthalpie) et S (entropie), on écrit :

$$(\Delta H_{eq})_{1,T} - T(\Delta S_{eq})_T + (P-1)\Delta V_{eq} = -6RTLn K \quad ; \quad K = \frac{X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Cd}}{X_{Mg}^{Ga} X_{Fe}^{Cd}}$$

$$\ln K = \frac{-\Delta H - (P - 1)\Delta V}{6R} * \frac{1}{T} + \frac{\Delta S}{R}$$

Cette dernière expression caractérisant la réaction d'échange à l'équilibre aux conditions P, T, Thompson (1976) et Holdaway et Lee (1977) sont partis d'associations Ga-Cd dont les températures d'équilibre étaient connues, pour tracer la droite  $\ln K$  en fonction de  $10^4/T$ .

La pente vaut :

$$\frac{-\Delta H - (P-1) \Delta V 10^{-4}}{6R}$$

l'ordonnée à l'origine :

$$\frac{\Delta S}{6R}$$

Nous avons calculé la variation de volume  $\Delta V$  à partir des volumes molaires en phases pures (données dans Holdaway et Lee, 1977; Wood et Fraser, 1986), en considérant que le volume molaire partiel de chaque pôle dans une phase est identique au volume molaire de la phase pure. Il est alors possible de proposer une expression de  $\ln K$  en fonction de P en bars et T en kelvins.

D'après les travaux de Thompson (1976), on obtient :

$$\ln K = \frac{2724}{T(K)} - 0,896 + \frac{0,0155 P(\text{bars})}{T(K)} \quad ; \quad T = \frac{2724 + 0,0155 P}{\ln K + 0,896}$$

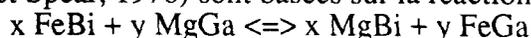
d'après les travaux d'Holdaway et Lee (1977), on obtient :

$$\ln K = \frac{3095}{T(K)} - 1,354 + \frac{0,0152 P(\text{bars})}{T(K)} \quad ; \quad T = \frac{3095 + 0,0152 P}{\ln K + 1,354}$$

Dans l'exploitation thermique des couples Ga-Cd, nous avons arbitrairement fixé P à 4000 bars, valeur qui correspond à une moyenne (Vielzeuf, 1984) dans les faciès catazonaux du massif de l'Agly. Notons que le  $\Delta V$  de la réaction étant très faible, le terme de pression ( $P\Delta V$ ) influe peu sur le calcul des températures. Par exemple pour  $\ln K = 2,15$ , la variation de T est inférieure à  $\pm 15$  °C (autour de 640 °C) entre 2 et 6 kbars dans la calibration de Thompson (1976).

## 2- calibration du thermomètre grenat - biotite

Les trois calibrations que nous allons voir (Thompson, 1976; Holdaway et Lee, 1977; Ferry et Spear, 1978) sont basées sur la réaction d'échange :



Le grenat et la biotite sont supposés constituer des solutions solides idéales. En définissant l'état standard sur les pôles purs à P et T, on écrit :

$$-xyRT \ln K = (\Delta H)_{1,T} - T (\Delta S)_T + (P-1) \Delta V \quad \text{avec } K = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Ga}} X_{\text{Mg}}^{\text{Bi}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Ga}} X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}}}$$

$$\ln K = \frac{-\Delta H - (P - 1)\Delta V}{xyR} * \frac{1}{T} + \frac{\Delta S}{xyR}$$

- La calibration de Thompson (1976) se traduit par l'expression, sous forme d'une droite, de  $\ln K$  en fonction de  $10^4/T$  établie à partir des mêmes données analytiques que celles ayant servi à la calibration du couple Ga-Cd. On obtient l'expression :

$$\ln K = \frac{2470}{T(K)} - 1,560 \quad \text{soit} \quad T = \frac{2740}{\ln(K) + 1,560}$$

- Holdaway et Lee (1977) ont, quant à eux, repris les données de Thompson (1976). La constante d'équilibre du couple Ga-Bi est estimée indirectement par le produit du coefficient de distribution de Fe-Mg dans le couple Ga-Cd et le coefficient de distribution des mêmes éléments dans le couple Cd-Bi. Les températures sont estimées par leur propre calibration du couple Ga-Cd, entraînant, malheureusement, une calibration Ga-Bi dépendante de celle réalisée sur le couple Ga-Cd. A partir des valeurs de  $\Delta H$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta V$  proposées (Holdaway et Lee, 1977, tableau 7 p. 190), on écrira :

$$\ln K = \frac{3095}{T(K)} - 1,98 + \frac{0,012 P(\text{bars})}{T(K)} \quad \text{soit} \quad T = \frac{3095 + 0,012 P}{\ln K + 1,98}$$

- Ferry et Spear (1978) se sont attachés à réaliser une calibration expérimentale en autoclave du thermomètre Ga-Bi sur des minéraux de synthèse. En partant d'un grenat Alm 90 - Pyr 10 et de plusieurs mélanges en proportions diverses d'annite et de phlogopite, ils tracent  $\ln K$  en fonction de  $10^4/T$  et obtiennent :

$$\ln K = \frac{2109}{T(K)} - 0,782 \left( K = \frac{X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Bi}}{X_{Mg}^{Ga} X_{Fe}^{Bi}} \right)$$

Puisque les pressions d'expérimentation sont connues, en prenant  $\Delta V = 0,057$  cal/bar (Robie et al., 1967, 1978) on peut calculer les valeurs  $\Delta H$  et  $\Delta S$  à partir des expressions :

$$2109 = \frac{-\Delta H}{R} - \frac{(P - 1)\Delta V}{R} \quad -0,782 = \frac{\Delta S}{R}$$

Les expériences ont été renouvelées avec un grenat Alm 80 - Pyr 20 afin de vérifier la non dépendance de  $K$  avec la composition initiale. Les résultats sont satisfaisants et n'entraînent pas de variations supérieures à 5% sur les valeurs calculées de  $\Delta H$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta V$ . Ainsi, dans ce domaine de composition du grenat et pour des températures de 550 à 800°C (extrema obtenus lors de l'expérimentation), le postulat des solutions solides idéales concernant le couple Ga-Bi est justifié. L'expression finale du thermomètre, en tenant compte du terme de pression, sera :

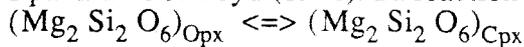
$$\ln K = \frac{2089}{T(K)} - 0,782 + \frac{0,0096 P(\text{bars})}{T(K)} \quad T = \frac{2089 + 0,0096 P(\text{bars})}{\ln K + 0,782}$$

Dans tous les calculs thermiques effectués grâce au couple Ga-Bi sur les faciès du massif de l'Agly, la pression est fixée à 4000 bars pour des raisons similaires à celles évoquées lors de l'étude du thermomètre Ga-Cd. Etant donné les faibles valeurs de  $\Delta V$ , le terme de pression n'engendre pas de fortes variations des températures calculées dans le domaine  $P = 2 - 6$  kbars et  $T = 500 - 800$  °C.

### III- Le thermomètre ortho - clinopyroxène.

#### 1- Les calibrations.

Ce thermomètre concerne le solvus ortho - clinopyroxène étudié pour la première fois à 30 kbars par Davis et Boyd (1966). La réaction invoquée, en phases pures, est la suivante :



Dans le cas de phases naturelles à l'équilibre et en définissant l'état standard en phases pures à P, T, on écrit :

$$(\Delta G^0)_{P,T} = - RT \ln \left( \frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{Cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{Opx}} \right) = - RT \ln K$$

Le calcul des activités sera abordé dans la section III-2 .

- Wood et Banno (1973) ont réalisé une calibration de ce thermomètre à partir des données expérimentales de Davis et Boyd (1966). Ils obtiennent, en considérant les solutions solides comme idéales, un profil linéaire du type ( $\Delta V_0 = 0$ ) :

$$\ln K = a * \frac{1}{T} + b \text{ avec } a = \frac{-\Delta H^0}{R} \text{ et } b = \frac{\Delta S^0}{R}$$

et proposent, en négligeant le terme de pression, l'expression :

$$\ln K = \frac{-10202}{T(K)} + 5,35$$

L'orthopyroxène utilisé par Davis et Boyd (1966) étant purement magnésien, l'assimilation des phases à des solutions solides idéales est justifiée en première approche. Mais, dans le cas de pyroxènes naturels, le thermomètre ainsi défini, ne permet pas de caler correctement la constante d'équilibre. Ceci est lié à l'importance que prend l'énergie libre de miscibilité lorsque on s'éloigne de la composition magnésienne de l'état standard, en augmentant la participation des pôles ferrifères à la composition des solutions solides. En reprenant les travaux expérimentaux de Lindsley et Munoz (1969) et de Smith (1972), Wood et Banno (1973) ont calé l'énergie libre de miscibilité par une fonction du second degré dont la variable est la fraction de ferrosilite dans l'orthopyroxène. La nouvelle équation à l'équilibre s'écrit :

$$\ln K = \frac{-10202}{T} + B + C X_{Fe}^{Opx} + D (X_{Fe}^{Opx})^2 \text{ avec } X_{Fe}^{Opx} = \frac{Fe^{2+}}{Mg^{2+} + Fe^{2+}}$$

cette méthode leur permet de proposer :

$$T = \frac{-10202}{\ln K - 7,65 X_{Fe}^{Opx} + 3,88 (X_{Fe}^{Opx})^2 - 4,6}$$

Notons, que par une méthode tout à fait similaire, Henry et Medaris (in Stormer et Withney, 1977) proposent :

$$T = \frac{-5006}{\text{Ln K} - 3,75 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} + 1,90 (X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}})^2 - 1,72 - 3951}$$

$$T = \frac{-3951}{\text{Ln K} - 2,96 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} + 1,50 (X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}})^2 - 0,75}$$

- Wells (1977) a repris la calibration de l'équilibre ortho - clinopyroxène. A partir des données expérimentales sur la barrière de miscibilité du joint diopside-enstatite et avec une définition de la constante d'équilibre K similaire à celle des calculs précédents, l'auteur trace LnK en fonction de  $10^4/T$  et obtient une droite pour les systèmes magnésiens :

$$\text{Ln K} = \frac{-\Delta H^0}{RT} + \frac{\Delta S^0}{R} = \frac{-7341}{T} + 3,355$$

En rassemblant, ensuite, les données expérimentales disponibles sur des assemblages ortho - clinopyroxène à plusieurs composants élémentaires, Wells (1977) cale la dépendance de Ln K en fonction des teneurs en fer du système. Pour cela il suppose que l'énergie de miscibilité est une fonction linéaire de la fraction de ferrosilite dans l'orthopyroxène et trace :

$$A = \text{Ln K} - \left( \frac{-7341}{T} + 3,355 \right) \text{ en fonction de } X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}$$

La régression linéaire obtenue s'avère utilisable :

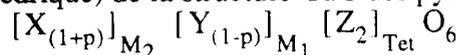
$$A = 2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} \text{ avec } X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}$$

Dès lors, la calibration thermique de l'équilibre ortho - clinopyroxène s'écrira :

$$T = \frac{7341}{3,355 + 2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} - \text{Ln K}}$$

## 2- Calcul des activités dans les pyroxènes.

Toutes les calibrations du couple ortho - clinopyroxène font intervenir le même type de calcul des activités dans les pyroxènes. La répartition des cations se fait sur les sites  $M_1$ ,  $M_2$ , Tet (tétraédrique) de la structure C2C des pyroxènes de formule :



Cette formule structurale est calculée de façon classique sur la base de 6 oxygènes avec, par site et dans cet ordre, la répartition suivante :

Tet = Si, Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ti :

$M_2$  = Ca, Na, K,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg avec un rapport Fe/Mg dans le site identique à celui du minéral ;

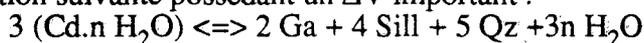
$M_1$  : reste des cations  $\text{Fe}^{3+}$ , Al, Ti, Mn,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg

Le calcul des activités se rapproche ensuite de celui de solutions solides idéales :

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx/Cpx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M}_2} * X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1} * (X_{\text{Si}}^{\text{Tet}})^2)_{\text{Opx/Cpx}}$$

#### IV- Le thermobaromètre grenat - cordiérite.

Les calibrations thermiques précédemment étudiées sur le couple Ga-Cd intéressaient la réaction d'échange :  $3 \text{ FeCd} + 2 \text{ MgGa} \rightleftharpoons 3 \text{ MgCd} + 2 \text{ FeGa}$ , caractérisée par un faible  $\Delta V$ , donc une faible influence de la pression sur l'équilibre. Il est possible d'envisager une calibration barométrique sur le couple Ga-Cd si, en plus de la réaction d'échange, on considère la réaction suivante possédant un  $\Delta V$  important :



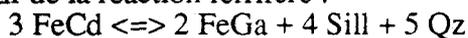
Quatre types d'approches regroupant les données de la bibliographie seront présentés :

- le calcul de type 1 correspondant aux calibrations de Currie (1971), Hensen et Green (1971), Hutcheon et al. (1974), Newton et Wood (1979) ;
- le calcul de type 2 correspondant aux calibrations de Thompson (1976), Holdaway et Lee (1977) ;
- le calcul de type 3 issu des calibrations de Martignoles et Sisi (1981) ;
- le calcul de type 4 correspondant aux calibrations de Lonker (1981).

##### 1- Calcul de type 1

Pour les auteurs concernés par ce mode de calcul, les teneurs en  $\text{H}_2\text{O}$  de la cordiérite ( $n\text{H}_2\text{O}$ ) sont, soit nulles, soit fixes et l'activité de  $\text{H}_2\text{O}$  dans la phase fluide est toujours égale à 1.

A partir de la réaction ferrifère :



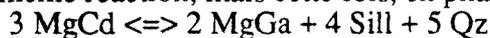
sur un équilibre en phases pures, on détermine soit expérimentalement (Currie, 1971, Hensen et Green, 1971) soit par calcul thermodynamique (Hutcheon et al., 1974, Newton et Wood, 1979) la droite :

$$P = A_{\text{Fe}} T + B_{\text{Fe}}$$

c'est à dire :

$$\Delta H_{\text{Fe}} - T \Delta S_{\text{Fe}} + (P - 1) \Delta V_{\text{Fe}} = 0 \quad P = \frac{-\Delta H_{\text{Fe}} + \Delta V_{\text{Fe}}}{\Delta V_{\text{Fe}}} + T \frac{\Delta S_{\text{Fe}}}{\Delta V_{\text{Fe}}}$$

Sur la même réaction, mais cette fois, en phases pures magnésiennes :



on trace la droite :

$$P = A_{\text{Mg}} T + B_{\text{Mg}}$$

En fonction des différentes calibrations, les équations  $P = f(T)$  sur pôles purs sont :

Currie (1971):  $P_{Fe} = 11490 - 8,0 T$ ,  $P_{Mg} = - 2690 + 12,0 T$

Hensen et Green (1971):  $P_{Fe} = 10550 - 7,5 T$ ,  $P_{Mg} = 29595 - 15,0 T$

Hutcheon et al.(1974):  $P_{Fe} = - 1778 + 4,9 T$ ,  $P_{Mg} = 2362 + 6,0 T$

Newton et Wood (1979):  $P_{Fe} = 1370 + 4,7 T$ ,  $P_{Mg} = 3725 + 4,1 T$

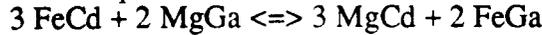
(pour une revue complète de ces données on consultera les travaux de Le Breton, 1983).

Les variations de volume  $\Delta V$  des deux réactions en phases pures étant connues, le tracé des droites et leurs relations avec les grandeurs  $\Delta H$  et  $\Delta S$  donnent :

$$\Delta H_{Fe} = (1 - B_{Fe}) \Delta V_{Fe} \quad \Delta H_{Mg} = (1 - B_{Mg}) \Delta V_{Mg}$$

$$\Delta S_{Fe} = A_{Fe} * \Delta V_{Fe} \quad \Delta S_{Mg} = A_{Mg} * \Delta V_{Mg}$$

A l'équilibre en phases naturelles, la réaction d'échange se développe :



En ne s'intéressant qu'aux pôles ferrifères, on écrira :

$$\Delta H_{Fe} - T\Delta S_{Fe} + (P-1)\Delta V_{Fe} + 6RT \ln Z_{Fe} = 0 \quad \text{avec } Z_{Fe} = \frac{X_{Fe}^{Ga}}{X_{Fe}^{Cd}}$$

$$\text{soit } T = A_1 P + B_1 \quad \text{avec } A_1 = \frac{\Delta V_{Fe}}{-6R \ln Z_{Fe} + \Delta S_{Fe}} \quad \text{et } B_1 = \frac{\Delta H_{Fe} - \Delta V_{Fe}}{-6R \ln Z_{Fe} + \Delta S_{Fe}}$$

En remplaçant les grandeurs  $\Delta H_{Fe}$  et  $\Delta S_{Fe}$  par leur expression en fonction de  $A_{Fe}$  et  $B_{Fe}$ , on peut déterminer  $A_1$  et  $B_1$  :

$$A_1 = \frac{\Delta V_{Fe}}{-6R \ln Z_{Fe} + A_{Fe} \Delta V_{Fe}} \quad B_1 = \frac{-B_{Fe} \Delta V_{Fe}}{-6R \ln Z_{Fe} + A_{Fe} \Delta V_{Fe}}$$

Pour les pôles magnésiens, par une procédure similaire :

$$\text{avec } Z_{Mg} = \frac{X_{Mg}^{Ga}}{X_{Mg}^{Cd}}, \text{ on aura } T = A_2 P + B_2$$

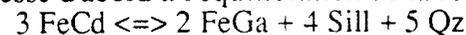
$$A_2 = \frac{\Delta V_{Mg}}{-6R \ln Z_{Mg} + A_{Mg} \Delta V_{Mg}}, \quad B_2 = \frac{-B_{Mg} \Delta V_{Mg}}{-6R \ln Z_{Mg} + \Delta S_{Mg}}$$

Les deux équations  $T = f(P)$  permettent de calculer la pression et la température d'équilibre de la réaction d'échange en phases naturelles :

$$[T = A_1 P + B_1 \text{ et } T = A_2 P + B_2] \text{ donnent } P = \frac{B_2 - B_1}{A_1 - A_2} \text{ et } T = \frac{A_1(B_2 - B_1)}{A_1 - A_2} + B_1$$

## 2- Calcul de type 2

Pour Thompson (1976) et Holdaway et Lee (1977), la cordiérite est supposée saturée en  $H_2O$  ( $n H_2O = 2$ ) et l'activité de  $H_2O$  dans la phase fluide sera égale à 1. Le calcul fait référence à deux équations issues de deux réactions à l'équilibre. Sur un couple Ga-Cd on s'intéresse d'abord à l'équilibration de la réaction en phases pures :



En définissant l'état standard en phases pures ferrifères aux conditions  $P, T$ , on écrira :

$$\Delta H_{Fe} - T\Delta S_{Fe} + (P-1)\Delta V_{Fe} + 6RT \ln Z_{Fe} = 0 \quad \text{avec } Z_{Fe} = \frac{X_{Fe}^{Ga}}{X_{Fe}^{Cd}}$$

en posant :

$$T = A_1 P + B_1$$

on détermine  $A_1$  et  $B_1$  :

$$A_1 = \frac{\Delta V_{Fe}}{-6RT \ln Z_{Fe} + \Delta S_{Fe}} \quad B_1 = \frac{\Delta H_{Fe} - \Delta V_{Fe}}{-6RT \ln Z_{Fe} + \Delta S_{Fe}}$$

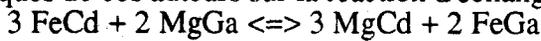
La valeur  $\Delta V_{Fe}$  étant connue,  $\Delta S_{Fe}$  et  $\Delta H_{Fe}$  sont déterminées par expérimentation sur les phases pures en traçant :

$$P_{Fe} = A_{Fe} T + B_{Fe} \text{ d'où } \Delta H_{Fe} = (1 - B_{Fe}) \Delta V_{Fe} \text{ et } \Delta S_{Fe} = A_{Fe} \Delta V_{Fe}$$

Pour la calibration de Thompson (1976),  $P_{Fe} = 11440 - 8,33 T$  (données de Richardson, 1968)

Pour la calibration d' Holdaway et Lee (1977),  $P_{Fe} = 7710 - 4,7 T$

La deuxième équation, nécessaire à la définition de P et T, est issue des calibrations thermiques de ces auteurs sur la réaction d'échange :



Nous avons, en prenant l'état standard sur les phases pures aux conditions P, T :

$$\Delta H_{1,T}^0 - T \Delta S_T^0 + (P-1) \Delta V + 6RT \ln K_d = 0 \quad K_d = \frac{X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Cd}}{X_{Mg}^{Ga} X_{Fe}^{Cd}}$$

On peut donc poser :

$$T = A_2 P + B_2$$

et on obtient, à partir des travaux de Thompson (1976) :

$$T = \frac{2724}{\ln K_d + 0,896} + \frac{0,0155}{\ln K_d + 0,896} * P$$

à partir des calibrations d'Holdaway et Lee (1977) :

$$T = \frac{3095}{\ln K_d + 1,354} + \frac{0,0152}{\ln K_d + 1,354} * P$$

Il est alors aisé de calculer P et T :

$$T = A_1 P + B_1 \text{ et } T = A_2 P + B_2 \text{ d'où } P = \frac{B_1 - B_2}{A_2 - A_1} \text{ et } T = \frac{A_2(B_1 - B_2)}{A_2 - A_1} + B_2$$

### 3- Calcul de type 3

La calibration de Martignoles et Sisi (1981) prend en compte la quantité d' $H_2O$  (n  $H_2O$ ) présente dans la cordiérite par un modèle de fluides zéolitiques (cf. Martignoles et Sisi, 1981, Le Breton, 1983). Le principe de calcul des paramètres P et T est basé sur celui des calibrations d'Holdaway et Lee (1977), mais cette fois, la relation  $P = A_{Mg} T + B_{Mg}$  des phases pures, est bâtie sur l'équilibre :



La relation  $P_{Mg} = A_{Mg} T + B_{Mg} (\Delta H_{Mg} = (1-B_{Mg}) \cdot \Delta V_{Mg} \text{ et } \Delta S_{Mg} = A_{Mg} \cdot \Delta V_{Mg})$ , en condition anhydre, est prise par référence aux travaux de Schreyer et Yoder (1964) :

$$P_{Mg} = 1043 + 6,3 T$$

Pour des valeurs de  $nH_2O$  allant de 0 à 0,6 (au delà de 0,6, MgCd est métastable), Martignoles et Sisi (1981) on déterminé expérimentalement les  $\Delta V_{Mg}$  et les relations  $P_{Mg} = A_{Mg} T + B_{Mg}$ .

Dès lors, pour chaque valeur de  $nH_2O$ ,  $\Delta H_{Mg}$  et  $\Delta S_{Mg}$  peuvent être calculées :

$nH_2O$	$\Delta V_{Mg}(\text{cal/bar})$	$\Delta H_{Mg}(\text{cal})$	$\Delta S_{Mg}(\text{cal/K})$
0,0	-3,826	3994	-24,83
0,2	-3,826	3642	-25,97
0,4	-3,826	2873	-28,55
0,6	-3,826	-234	-34,81

Sur l'équilibre en phases naturelles, l'état standard est défini sur les phases pures magnésiennes aux conditions P, T, d'où :

$$\Delta H_{Mg} - T\Delta S_{Mg} + (P - 1)\Delta V_{Mg} + 6 RT \ln Z_{Mg} = 0 \text{ et } Z_{Mg} = \frac{X_{Mg}^{Ga}}{X_{Mg}^{Cd}}$$

$$T = A_2 P + B_2 : A_2 = \frac{\Delta V_{Mg}}{-6R \ln Z_{Mg} + \Delta S_{Mg}} \text{ et } B_2 = \frac{\Delta H_{Mg} - \Delta V_{Mg}}{-6R \ln Z_{Mg} + \Delta S_{Mg}}$$

La deuxième étape du calcul est entièrement basée sur la calibration thermique d'Holdaway et Lee (1977) de l'échange Fe - Mg du couple Ga-Cd

$$3 \text{ FeCd} + 2 \text{ MgGa} \rightleftharpoons 3 \text{ MgCd} + 2 \text{ FeGa}, \text{ en posant } Kd = \frac{X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Cd}}{X_{Mg}^{Ga} X_{Fe}^{Cd}}$$

$$T = A_1 P + B_1 = \frac{3095}{\ln Kd + 1,354} + \frac{0,0152}{\ln Kd + 1,354} * P$$

Lorsque les paramètres  $A_1, A_2, B_1, B_2$  sont calculés, il est facile de déterminer P et T :

$$P = \frac{B_1 - B_2}{A_2 - A_1} \text{ et } T = \frac{A_2(B_1 - B_2)}{A_2 - A_1} + B_2$$

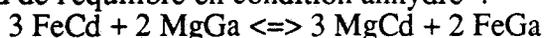
Le thermobaromètre nous procure donc quatre couples P-T pour des  $nH_2O$  de la cordiérite de 0, 0,2, 0,4, 0,6. Afin de choisir le couple P-T judicieux, il faudra estimer le  $nH_2O$  véritablement inclus dans les cordiérites analysées: soit par d'autres observations pétrographiques, par exemple les estimations de  $PH_2O$  du milieu sur les paragenèses des marbres, soit par des méthodes du type de celle développée par Aranovich et Podlesskii in Saxena (1983).

Notons enfin, pour un équilibre défini par K et  $Z_{Mg}$ , que l'évolution positive de T avec  $nH_2O$  reste faible alors que P augmente fortement avec l'évolution positive du  $nH_2O$ . Par exemple avec  $K = 9,5$  et  $Z_{Mg} = 0,29$  :

$$\begin{array}{lll} nH_2O = 0 & T = 601 \text{ }^\circ\text{C} & P = 3340 \text{ bars} \\ nH_2O = 0,6 & T = 606 \text{ }^\circ\text{C} & P = 4545 \text{ bars} \end{array}$$

#### 4- calcul de type 4

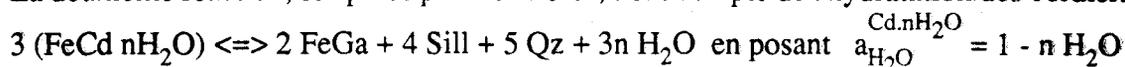
Cette dernière méthode de calcul des valeurs de P, T sur l'équilibration du couple Ga-Cd, est définie à partir des travaux de Lonker (1981) en utilisant deux réactions. Il s'agit tout d'abord de l'équilibre en condition anhydre :



En utilisant la calibration thermique semi-empirique d'Holdaway et Lee (1977), nous aurons :

$$T = A_1 P + B_1 : A_1 = \frac{0,0302}{R \text{ Ln Kd} + 2,69}, B_1 = \frac{6150}{R \text{ Ln Kd} + 2,69} \left( R=1,98726, Kd = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Ga}} X_{\text{Mg}}^{\text{Cd}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Ga}} X_{\text{Fe}}^{\text{Cd}}} \right)$$

La deuxième réaction, sur pôles purs ferrifères, tient compte de l'hydratation des cordiérites :



En définissant l'état standard sur les phases pures ferrifères aux conditions P, T, l'équilibration de la réaction en phases naturelles obéira à la relation :

$$\Delta H_{\text{Fe}} - T \Delta S_{\text{Fe}} + (P - 1) \Delta V_{\text{Fe solides}} + 6RT \text{ Ln } Z_{\text{Fe}} - 3RT \text{ Ln } (1 - n\text{H}_2\text{O}) = 0 \text{ avec } Z_{\text{Fe}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Ga}}}{X_{\text{Fe}}^{\text{Cd}}}$$

en posant  $T = A_2 P + B_2$  :

$$A_2 = \frac{\Delta V_{\text{Fe solides}}}{-6R \text{ Ln } Z_{\text{Fe}} + 3R \text{ Ln } (1 - n\text{H}_2\text{O}) + \Delta S_{\text{Fe}}}, B_2 = \frac{\Delta H_{\text{Fe}} - \Delta V_{\text{Fe solides}}}{-6R \text{ Ln } Z_{\text{Fe}} + 3R \text{ Ln } (1 - n\text{H}_2\text{O}) + \Delta S_{\text{Fe}}}$$

avec  $\Delta V_S = -4,006 \text{ cal/bar}$

$$\Delta H_{\text{Fe}} = 22422 \text{ cal}$$

$$\Delta S_{\text{Fe}} = 15,62 \text{ cal/K}$$

$$R = 1,98726 \text{ cal/mole.K}$$

Les valeurs de  $\Delta H_{\text{Fe}}$ ,  $\Delta S_{\text{Fe}}$ ,  $\Delta V_S$  sont déterminées à partir de l'équation  $P = f(T)$  issue des expérimentations de Lonker (1981) sur les pôles purs :

$$P_{\text{Fe}} = \frac{\Delta S_{\text{Fe}}}{\Delta V_{\text{Fe}}} T + \frac{\Delta V_{\text{Fe}} - \Delta H_{\text{Fe}}}{\Delta V_{\text{Fe}}} = -3,9 T + 5598$$

En se fixant un  $n\text{H}_2\text{O}$  dans la cordiérite, on calculera aisément les paramètres  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$  et par conséquent, les valeurs P, T.

Les expérimentations de Lonker (1981) sur la réaction :  $\text{MgCd} + n \text{ H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{MgCd} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , permettent, en complément, d'estimer la valeur de  $X_{\text{H}_2\text{O}}$ , c'est à dire la fraction molaire de  $\text{H}_2\text{O}$  dans la phase fluide. En négligeant la variation volumique engendrée par la réaction sur la phase solide, et en se plaçant dans un état standard défini pour la cordiérite magnésienne aux conditions P, T :

$$\Delta H_{P,T} - T \Delta S_T - (n\text{H}_2\text{O} * V_{P,T}^{\text{H}_2\text{O}}) P + RT \text{ Ln} \left( \frac{a_{\text{MgCd } n\text{H}_2\text{O}}^{\text{Cd}}}{a_{\text{MgCd}}^{\text{Cd}}} \right) - RT \text{ Ln } X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fluide}} = 0$$

En supposant le couple Cd anhydre - Cd hydraté, comme une solution solide idéale, nous avons :

$$a_{\text{MgCd}}^{\text{Cd}} = n \text{H}_2\text{O}, a_{\text{MgCd}}^{\text{H}_2\text{O}} = 1 - n \text{H}_2\text{O}$$

$$X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{fluide}} = \text{Exp} \left( \frac{\Delta H_{\text{P},\text{T}}}{RT} - \frac{\Delta S_{\text{T}}}{R} - \frac{n \text{H}_2\text{O} * V_{\text{P},\text{T}}^{\text{H}_2\text{O}} * P}{RT} + \text{Ln} \left( \frac{n \text{H}_2\text{O}}{1 - n \text{H}_2\text{O}} \right) \right)$$

Les volumes molaires de H<sub>2</sub>O proviennent des travaux de Burnahm et al. (1969). Les valeurs ΔH<sub>P,T</sub>, ΔS<sub>P,T</sub> ont été définies expérimentalement sur les phases pures avec excès de H<sub>2</sub>O et à différentes pressions. La réaction de référence sera : MgCd + H<sub>2</sub>O ⇌ MgCd.H<sub>2</sub>O.

En traçant :

$$\text{Ln} \frac{X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Cd}}}{1 - X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Cd}}} = \frac{-\Delta H_{\text{P},\text{T}} + P(V_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{P},\text{T}}}{R} * \frac{1}{T} - \frac{\Delta S_{\text{P},\text{T}}}{R}$$

Lonker (1981) obtient les valeurs ΔH et ΔS molaires suivantes (consignées par Le Breton 1983) :

P(kbars)	piston cylindrique		autoclave à joint froid	
	ΔS(cal/K)	ΔH(cal)	ΔS(cal/K)	ΔH(cal)
3	-9,876	-6908,57	-4,381	-3010,70
4	-8,647	-6020,95	-3,152	-2123,08
5	-8,066	-5664,82	-2,572	-1766,95
6	-7,636	-5422,27	-2,141	-1524,40
7	-7,275	-5111,88	-1,780	-1334,01

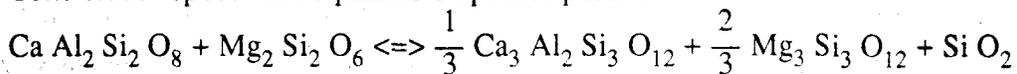
## V les baromètres grenat, plagioclase, ortho/clinopyroxène, quartz

Ces deux types d'associations ont été calibrées par Newton et Perkins (1982) et Bohlen et al. (1983). Nous étudierons d'abord les associations à orthopyroxène.

### 1- Le baromètre grenat - plagioclase - orthopyroxène - quartz

#### a- La calibration de Newton et Perkins (1982).

Cette étude repose sur l'équilibre en phases pures :



plagioclase                      orthopyroxène                      grenat                      quartz

En phases pures, à l'état standard défini à la température T, la pression d'équilibre sera P<sub>0</sub> telle que :

$$\Delta G_{\text{P}_0,\text{T}} = \Delta H_{1,\text{T}}^0 - T \Delta S_{\text{T}}^0 + P_0 \Delta V_0 = 0 : P_0 = \frac{-\Delta H_{1,\text{T}}^0}{\Delta V_0} + T \frac{\Delta S^0}{\Delta V_0}$$

En phases naturelles, l'état standard étant défini pour les phases pures aux conditions P, T, nous écrivons à l'équilibre :

$$\Delta G_{P,T} = \Delta H_{1,T}^0 - T \Delta S_T^0 + (P - 1) \Delta V + RT \ln Kd = 0 \quad Kd = \frac{(a_{Gr}^{Ga})^{1/3} (a_{Pyr}^{Ga})^{2/3}}{(a_{Enst}^{Opx}) (a_{An}^{Pl})}$$

En intégrant l'expression  $P_0 \Delta V_0$  dans cette dernière formule, nous obtenons :

$$- P_0 \Delta V_0 + P \Delta V + RT \ln Kd = 0 \quad \text{si on admet : } \Delta V_0 = \Delta V$$

$$P = P_0 - \frac{RT \ln Kd}{\Delta V_0}$$

Newton et Perkins (1982) ont repris et consigné dans leurs travaux, les données thermodynamiques permettant de calculer  $P_0$  et proposent :

$$P_0 = \frac{-2237}{-0,5671} + T \frac{-7,414}{-0,5671} = \frac{-\Delta H_{1,T}^0}{\Delta V^0} + T \frac{\Delta S^0}{\Delta V^0}$$

d'où

$$P = 3944 + 13,08 T(K) + 3,504 T(K) \ln Kd$$

Afin que la mise en équation soit complète, il faut déterminer les activités afférentes à la constante d'équilibre Kd :

- l'activité de l'anorthite dans le plagioclase repose sur le modèle de solution solide symétrique de Kerrick et Darken (1975) :

$$a_{An}^{Pl} = \gamma_{An}^{Pl} * \frac{X_{An}^{Pl} (1 + X_{An}^{Pl})^2}{4} \quad : RT \ln \gamma_{An}^{Pl} = (X_{Ab}^{Pl})^2 (W_{An} + 2X_{An}^{Pl} (W_{Ab} - W_{An}))$$

les coefficients d'interaction de la solution solide symétrique albite - anorthite valent :

$$W_{An} = 2025 \text{ cal} : W_{Ab} = 6746 \text{ cal}$$

$X_{An}^{Pl}$ ,  $X_{Ab}^{Pl}$  représentent les fractions d'anorthite et d'albite du plagioclase

- l'activité de l'enstatite dans le clinopyroxène répond à un modèle de solution solide idéale à répartition des cations sur sites :

$$a_{En}^{Opx} = X_{Mg}^{M_2} * X_{Mg}^{M_1} * (X_{Si}^{Tet})^2$$

$$X_{Mg}^{M_2} = \frac{Mg_{M_2}}{Mg_{M_2} + Fe_{M_2} + Ca + Na + K} \quad X_{Mg}^{M_1} = \frac{Mg_{M_1}}{Mg_{M_1} + Fe_{M_1} + Mn + Zn + Ni + Cr} \quad X_{Si}^{Tet} = \frac{Si}{Si + Al + Ti}$$

- le calcul des activités du grossulaire et du pyrope dans le grenat obéit à un modèle de solution solide symétrique :

$$a_{Gr}^{Ga} = (X_{Ca}^{Ga} * \gamma_{Ca}^{Ga})^3 \quad a_{Pyr}^{Ga} = (X_{Mg}^{Ga} * \gamma_{Mg}^{Ga})^3$$

$$RT \ln \gamma_{Ca}^{Ga} = (X_{Fe}^{Ga})^2 W_{Fe-Ca} + (X_{Mg}^{Ga})^2 W_{Mg-Ca} + X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Ga} (W_{Fe-Ca} + W_{Mg-Ca} - W_{Fe-Mg})$$

$$RT \ln \gamma_{Mg}^{Ga} = (X_{Ca}^{Ga})^2 W_{Mg-Ca} + (X_{Fe}^{Ga})^2 W_{Mg-Fe} + X_{Ca}^{Ga} X_{Fe}^{Ga} (W_{Mg-Ca} + W_{Mg-Fe} + W_{Ca-Fe})$$

Les valeurs des coefficients d'interaction retenus par Newton et Perkins sont les suivantes :

$$W_{Mg-Ca} = 3300 - 1,5 T(K) \text{ cal/mole} : W_{Fe-Mg} = W_{Fe-Ca} = 0$$

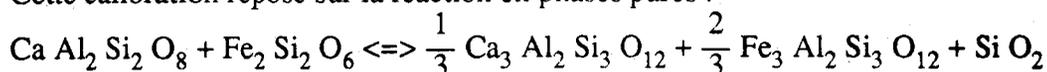
d'où

$$RT \ln \gamma_{Ca}^{Ga} = (3300 - 1,5 T(K)) ( (X_{Mg}^{Ga})^2 + X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Ga} )$$

$$RT \ln \gamma_{Mg} = (3300 - 1,5 T(K)) (X_{Ca}^{Ga})^2 + X_{Fe}^{Ga} X_{Ca}^{Ga}$$

**b- Calibration de Bohlen et al. (1983).**

Cette calibration repose sur la réaction en phases pures :



Par un raisonnement comparable à celui évoqué dans la calibration précédente, on obtient :

$$P = P_0 - \frac{RT}{\Delta V_0} \ln Kd \quad Kd = \frac{(a_{Gr}^{Ga})^{1/3} (a_{Alm}^{Ga})^{2/3}}{a_{Fs}^{Opx} a_{An}^{Pl}}$$

D'après les données thermodynamiques fournies par Bohlen et al. (1983) et Holdaway et Lee (1977), nous pouvons estimer  $\Delta V_0$  à -0,6103 cal/bar. Dans leur publication, Bohlen et al. ont tracé la droite  $P_0 = f(T(C))$ . Nous avons pu estimer l'équation de cette droite sous la forme :

$$P_0 = -2250 + 15 T(C)$$

On peut donc estimer la pression P de l'équilibre naturel par :

$$P = -2250 + 15 (T(K) - 273) + 3,256 \ln Kd$$

Déterminons maintenant les activités relatives à la constante d'équilibre en phases naturelles :

- l'activité de l'anorthite dans le plagioclase est tirée des travaux d'Orville (1972) :

$$A_{An}^{Pl} = 1,276 X_{An}^{Pl}$$

- l'activité de la ferrosilite dans l'orthopyroxène se définit par :

$$a_{Fs}^{Opx} = X_{Fe}^{M2} X_{Mg}^{M1} (X_{Si}^{Tet})^2$$

la répartition des cations sur sites étant similaire à celle développée dans la section III-2 ;

- les activités du grossulaire et de l'almandin dans le grenat sont calculées sur le modèle des solutions symétriques. Les auteurs ont utilisé les coefficients d'interaction de Perkins (1979) à savoir :

$$W_{Mg-Fe} = 3480 - 1,2 T(C) \quad W_{Mg-Ca} = 4180 - 1,2T(C) \quad W_{Fe-Ca} = 1050 - 1,2 T(C)$$

d'où

$$a_{Gr}^{Ga} = (X_{Ca}^{Ga} \gamma_{Ca})^3$$

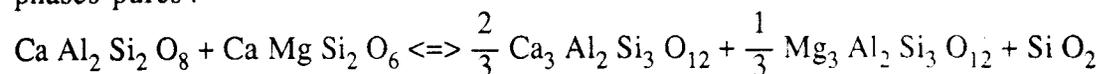
$$RT \ln \gamma_{Ca} = (X_{Fe}^{Ga})^2 (1050 - 1,2T(C)) + (X_{Mg}^{Ga})^2 (4180 - 1,2T(C)) + X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Ga} (1750 - 1,2T(C))$$

$$a_{Alm}^{Ga} = (X_{Fe}^{Ga} \gamma_{Fe})^3$$

$$RT \ln \gamma_{Fe} = (X_{Ca}^{Ga})^2 (1050 - 1,2T(C)) + (X_{Mg}^{Ga})^2 (3480 - 1,2T(C)) + X_{Ca}^{Ga} X_{Mg}^{Ga} (350 - 1,2 T(C))$$

**2- Le baromètre grenat - plagioclase - clinopyroxène - quartz**

Seuls Newton et Perkins (1982) ont proposé une calibration à partir de l'équilibre en phases pures :



plagioclase

clinopyroxène

grenat

quartz

Par un raisonnement similaire à celui exposé dans la calibration de ces mêmes auteurs avec l'orthopyroxène, il est possible d'écrire :

$$P = P_0 - \frac{RT}{\Delta V^0} \text{Ln Kd} \quad \text{Kd} = \frac{(a_{\text{Gr}}^{\text{Ga}})^{2/3} (a_{\text{Pyr}}^{\text{Ga}})^{1/3}}{a_{\text{An}}^{\text{Pl}} a_{\text{Di}}^{\text{Cpx}}}$$

A partir des données thermodynamiques sur les équilibres en phases pures, les auteurs définissent la pression  $P_0$  de l'état standard à T par la formule :

$$P_0 = \frac{-\Delta H_{1,T}^0}{\Delta V_0} + T \frac{\Delta S_T^0}{\Delta V_0} = 675 + 17,179 T \quad (\Delta V_0 = -0,5526 \text{ cal/bar})$$

d'où

$$P = 675 + 17,179 T + 3,596 T \text{Ln Kd}$$

Le calcul sera complet lorsque nous aurons défini les activités inscrites dans la constante d'équilibre en phases naturelles :

- l'activité du diopside dans le clinopyroxène est régie par l'expression :

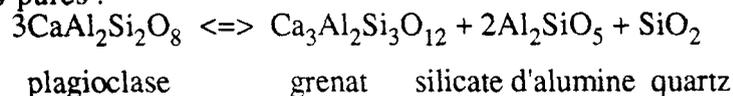
$$a_{\text{Di}}^{\text{Cpx}} = X_{\text{Ca}}^{\text{M}_2} X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1} (X_{\text{Si}}^{\text{Tet}})^2$$

La répartition sur sites est conforme à celle décrite dans la section III-2 ;

- les activités de l'anorthite dans le plagioclase, du grossulaire et du pyrope dans le grenat sont similaires à celles déterminées par ces mêmes auteurs sur la calibration impliquant l'orthopyroxène.

## VI- Le baromètre grenat, plagioclase, silicate d'alumine, quartz.

Ce baromètre est calibré par Ghent (1976), Newton et Haselton (1981) sur l'équilibre en phases pures :



### 1- Calibration de Ghent (1976)

En définissant l'état standard en phases pures pour  $P = 1 \text{ bar}$ , T, on peut écrire :

$$\Delta H_{1,T}^0 - T\Delta S_T^0 + (P - 1)\Delta V + RT \text{Ln Kd} = 0 \quad \text{Kd} = \frac{a_{\text{Gr}}^{\text{Ga}}}{(a_{\text{An}}^{\text{Pl}})^3}$$

ou encore :

$$P = 1 + T \left( \frac{\Delta S_T^0 - R \text{Ln Kd}}{\Delta V} \right) - \frac{\Delta H_{1,T}^0}{\Delta V}$$

A partir des travaux de Hays (1967), d'Hariya et Kennedy (1968) sur la réaction en pôles purs avec le disthène, et d'Holdaway (1971) sur les alumino-silicates, Ghent (1976) propose trois

équations que l'on peut mettre sous la forme suivante (P en bars, T en kelvins) :

$$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Disthène} \quad ; \quad P = 1 + \frac{T(8,3969 + \text{Log}_{10}\text{Kd})}{0,3448} - 9489,56$$

$$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Sillimanite} \quad ; \quad P = 1 + \frac{T(7,1711 + \text{Log}_{10}\text{Kd})}{0,2842} - 8977,48$$

$$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Andalousite} \quad ; \quad P = 1 + \frac{T(7,4351 + \text{Log}_{10}\text{Kd})}{0,2678} - 10519,79$$

L'activité de l'anorthite dans le plagioclase suit le modèle d'Orville (1972) :

$$a_{\text{an}}^{\text{Pl}} = 1,276 * X_{\text{an}}^{\text{Pl}}$$

Le modèle d'activité du grossulaire dans le grenat, ne prend en compte qu'un mélange binaire simple almandin - grossulaire sous forme d'une solution solide symétrique :

$$\Delta G_{\text{mix}} = W_{\text{Fe-Ca}} X_{\text{Fe}}^{\text{Ga}} X_{\text{Ca}}^{\text{Ga}}$$

$$a_{\text{Gr}}^{\text{Ga}} = (X_{\text{Ca}}^{\text{Ga}} * \gamma_{\text{Ca}})^3 \quad \text{et} \quad \gamma_{\text{Ca}} = \frac{(1 - X_{\text{Ca}}^{\text{Ga}})^2 * W_{\text{Fe-Ca}}}{RT}$$

Cependant, Ghent (1976) avouant, lui-même, les difficultés d'appréciation de  $W_{\text{Fe-Ca}}$ , associé au manque de précision de la calibration lorsque les grenats contiennent du pyrope, nous avons utilisé une calibration de Ghent (1976) où le calcul des activités dans le grenat se fait sur le modèle des solutions symétriques grossulaire - almandin - pyrope déjà utilisé par Newton et Perkins (1982) à propos de la barométrie Ga-Opx-Pl-Qz.

## 2- Calibration de Newton et Haselton (1981).

Cette calibration est plus complète que la précédente. A l'équilibre en phases pures, l'état standard étant défini pour  $P = 1$  bar et T, la pression d'équilibration sera  $P_0$  telle que :

$$\Delta H_{1,T}^0 - T\Delta S_T^0 + (P_0 - 1)\Delta V^0 = 0$$

A partir des données recueillies par les auteurs on écrira :

$$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Disthène} : P_0 = - 8434 + 23,2 T : \Delta V^0 = - 1,582 \text{ cal/bar}$$

$$\text{Al}_2\text{SiO}_5 = \text{Sillimanite} : P_0 = - 7043 + 23,6 T : \Delta V^0 = - 1,305 \text{ cal/bar}$$

A l'équilibre en phases naturelles, l'état standard étant défini en phases pures à  $P = 1$  bar, T :

$$(\Delta G)_{P,T} = 0 = (\Delta H^0)_{1,T} - T(\Delta S^0)_T + (P - 1)\Delta V + RT \ln Kd \quad ; \quad Kd = \frac{a_{\text{Gr}}^{\text{Ga}}}{(a_{\text{an}}^{\text{Pl}})^3}$$

d'où

$$- P_0\Delta V_0 + (P - 1)\Delta V + RT \ln Kd = 0$$

$$P \approx \frac{P_0\Delta V_0 - RT \ln Kd}{\Delta V}$$

La simplification  $\Delta V_0 = \Delta V$  n'est pas effectuée en raison des variations importantes du volume molaire partiel du grossulaire dans le grenat en fonction de sa proportion dans la solution solide.

Haselton et Newton (1980) ont déterminé l'équation rendant compte du volume molaire partiel du grossulaire dans la solution solide grossulaire-pyrope. En posant :

$$Z = \frac{X_{Py}^{Ga} - 0,94}{0,083}$$

$$V_{Gr-Py}^{Gr} \text{ (cm}^3\text{)} = 125,24 + 0,512(X_{Py}^{Ga})^2 - 0,418 \left( 1 + \frac{Z * X_{Py}^{Ga}}{0,083} \right) \text{Exp} \left( - \frac{Z^2}{2} \right)$$

De la même façon, ces auteurs proposent l'équation définissant le volume molaire partiel du grossulaire dans la solution solide grossulaire-almandin. En posant :

$$Z = \frac{X_{Alm}^{Ga} - 0,914}{0,066}$$

$$V_{Gr-Alm}^{Gr} \text{ (cm}^3\text{)} = 125,24 + 1,482(X_{Alm}^{Ga})^2 - 0,480 \left( 1 + \frac{Z * X_{Alm}^{Ga}}{0,066} \right) \text{Exp} \left( - \frac{Z^2}{2} \right)$$

Afin de définir le volume molaire partiel effectif du grossulaire dans le grenat, nous avons considéré que ce dernier correspondait à la moyenne pondérée :

$$V_{Gr}^{Ga} = \frac{X_{Mg}^{Ga}}{X_{Fe}^{Ga} + X_{Mg}^{Ga}} * V_{Gr-Py}^{Gr} + \frac{X_{Fe}^{Ga}}{X_{Fe}^{Ga} + X_{Mg}^{Ga}} * V_{Gr-Alm}^{Gr}$$

Le calcul du  $\Delta V$  de la réaction est alors le suivant :

$$\Delta V = V_{Gr}^{Ga} + 2 V_{Sil.Al} + V_{Qz} - 3 V_{An}^{Pl} \quad ; \quad \text{en considérant } V_{An}^{Pl} = V_{An}^0$$

$$2 V_{Sil.Al} + V_{Qz} - 3 V_{An}^{Pl} = \Delta V^0 - V_{Gr}^0$$

$$\Delta V = V_{Gr}^{Ga} + \Delta V^0 - V_{Gr}^0 \quad ; \quad V_{Gr}^0 = 2,992 \text{ cal/bar (Newton et Perkins, 1982)}$$

Les activités liées à la constante d'équilibre de la réaction en phases naturelles sont les suivantes :

- l'activité de l'anorthite dans le plagioclase est issue du modèle de Kerrick et Darken (1975) :

$$a_{An}^{Pl} = \gamma_{An} * \frac{X_{An}^{Pl} (1 + X_{An}^{Pl})^2}{4} \quad ; \quad RT \text{Ln } \gamma_{An} = (X_{Ab}^{Pl})^2 (W_{An} + 2X_{An}^{Pl} (W_{Ab} - W_{An}))$$

$$W_{an} = 2025 \text{ cal/mole} \quad ; \quad W_{Ab} = 6746 \text{ cal/mole}$$

- l'activité du grossulaire dans le grenat est calculée par la même méthode que celle employée par Newton et Perkins (1982) pour la calibration Ga-Pl-Opx-Qz :

$$a_{Gr}^{Ga} = (X_{Ca}^{Ga} * \gamma_{Ca})^3 \quad ; \quad RT \text{Ln}(\gamma_{Ca}) = (3300 - 1,5T) ((X_{Mg}^{Ga})^2 + X_{Fe}^{Ga} X_{Mg}^{Ga})$$

10/10/10  
10/10/10  
10/10/10

10/10/10

10/10/10

10/10/10

10/10/10

10/10/10

10/10/10

**TABLE DES MATIERES**



<b>Avant-propos</b> .....	3
<b>Résumé</b> .....	5
<b>Abstract</b> .....	6

## **CHAPITRE I : INTRODUCTION, PRESENTATION DU MASSIF HERCYNIEN DE L'AGLY**

<u>I- Position du massif de l'Agly dans la chaîne des Pyrénées</u> .....	9
<u>II- Les travaux de Fontelles sur le massif de l'Agly</u> .....	10
1- La caractérisation du protolithe et de l'anatexie hercynienne.....	10
a- Les formations post-Paléozoïque.....	12
b- L'enveloppe paléozoïque.....	12
c- Le socle gneissique.....	12
d- Les intrusions hercyniennes.....	15
2- Les conditions de développement du métamorphisme hercynien.....	15
3- Evolution tectonique.....	17
<u>III- Les travaux complémentaires</u> .....	17
1- Les datations absolues et leurs conséquences.....	17
2- Les études de géochimie fine.....	18
3- Les études générales du métamorphisme et la thermobarométrie.....	19
4- Les études tectoniques.....	19
<u>IV- Les raisons du travail entrepris</u> .....	20

## **CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES SITUES SOUS LA LIMITE DE L'ANATEXIE**

<u>I- Remarques préliminaires</u> .....	29
<u>II- Etude pétrographique des marbres et des gneiss à silicates calciques</u> .....	30

1- Les associations de phases.....	30
2- Minéralogie des marbres et des gneiss à silicates calciques.....	32
a- Les clinopyroxènes.....	32
b- Les olivines, le spinelle.....	34
c- Les amphiboles.....	34
d- Les grenats.....	37
e- Les scapolites.....	38
f- Les clinozoïsites.....	38
g- Conclusion à l'étude minéralogique.....	38
3- Etablissement des paragenèses, conditions du métamorphisme.....	39
a- Les marbres magnésiens.....	39
b- Les marbres peu magnésiens et les gneiss à silicates calciques.....	42
- Rétromorphose partielle du clinopyroxène.....	42
- Rétromorphose partielle des scapolites.....	45
- Apparition rétomorphique des zoïsites.....	46
c- Conclusion à l'étude texturale.....	49
<b><u>III- Etude pétrographique des corps basiques à Opx - Cpx.....</u></b>	<b>49</b>
1- Les associations minéralogiques.....	50
2- Minéralogie des phases exprimées dans les roches basiques à Opx - Cpx.....	53
a- L'association Opx - Cpx.....	53
b- Les amphiboles.....	55
c- Le plagioclase.....	56
d- Les biotites.....	57
3- Etude texturale et relations de phases dans les corps à Opx - Cpx.....	57
<b><u>IV- Etude pétrographique des faciès charnockitiques de l'unité de Feilluns - Caramany.....</u></b>	<b>60</b>
1- Les charnockites intermédiaires.....	60
2- Les granodiorites charnockitiques.....	64
a- Les assemblages minéralogiques.....	64
b- Minéralogie des phases exprimées.....	64
- Les feldspaths.....	64
- L'orthopyroxène.....	65
- Les biotites.....	66
- Le grenat.....	67
c- Etude texturale: la rétomorphose partielle de l'orthopyroxène.....	69
3- Les migmatites de la charnockite.....	72
a- Les assemblages minéralogiques.....	72

b- Minéralogie des phases exprimées.....	73
- L'association Opx - Fk - Pl - Qz.....	73
- Les biotites.....	73
- Le grenat.....	75
c- Etude texturale.....	75

**V- Etude pétrographique des faciès kinzigitiques.....** 77

1- Remarques préliminaires.....	77
2- Les associations minéralogiques.....	80
3- Minéralogie des phases exprimées.....	82
a- Les grenats.....	82
b- Les cordiérites.....	86
c- Les biotites.....	86
4- Etude texturale.....	87

**VI- Etude pétrographique des faciès alumineux à spinelle.....** 94

1- Remarques préliminaires.....	94
2- Les associations minéralogiques.....	94
3- Minéralogie des phases exprimées.....	95
a- Le grenat.....	96
b- Les cordiérites.....	96
c- Les biotites.....	97
d- Le spinelle.....	98
4- Etude texturale.....	100
a- Cas général.....	100
b- Cas particuliers.....	102
c- Interprétation.....	104

**VII- Etude pétrographique des gneiss de Caramany  
et des granito-gneiss du "Pont de Trilla".....** 106

1- Les associations minéralogiques.....	106
2- Minéralogie des phases exprimées.....	108
a- Les feldspaths.....	108
b- la cordiérite.....	109
c- Les grenats.....	109
d- Les biotites.....	111
3- Etude texturale.....	113

<b><u>VIII- Etude pétrographique des gneiss anatectiques</u></b>	
<b><u>de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta</u></b> .....	115
1- Remarques préliminaires.....	115
2- Les associations minéralogiques.....	115
3- Minéralogie des phases ferro-magnésiennes.....	116
a- Le grenat.....	116
b- Les biotites.....	118
c- Les intermédiaires biotite-chlorite et chlorites <u>s.s.</u> .....	118
4- Etude texturale.....	119
<b><u>IX- Conclusion à l'étude pétrographique</u></b> .....	121

### **CHAPITRE III : ETUDE THERMOBAROMETRIQUE DES FACIES SITUES SOUS LA LIMITE DE L'ANATEXIE**

<b><u>I- Introduction</u></b> .....	127
<b><u>II- Thermométrie des roches basiques par le couple Opx - Cpx</u></b> .....	127
<b><u>III- La thermobarométrie dans les charnockites à grenat et les migmatites associées</u></b> .....	133
1- Remarques préliminaires concernant l'utilisation du thermomètre [Ga-Bi].....	134
2- Etude thermométrique des migmatites de la charnockite.....	135
3- Thermobarométrie dans les charnockites à grenat.....	135
<b><u>IV- La thermobarométrie dans les kinzigites et les faciès à spinelle</u></b> .....	141
1- Thermométrie Ga - Cd dans les niveaux kinzigitiques.....	142
2- Thermométrie Ga - Bi dans les niveaux kinzigitiques.....	144
3- Barométrie dans les faciès kinzigitiques.....	148
4- Thermobarométrie dans les faciès à spinelle.....	152
a- Thermométrie.....	152
b- Barométrie.....	154
<b><u>V- La thermobarométrie des gneiss de Caramany</u></b> <b><u>et des granito-gneiss type "Pont de Trilla"</u></b> .....	158
<b><u>VI- Thermométrie dans les gneiss anatectiques de l'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta</u></b> .....	163

VII- Conclusion à l'étude thermobarométrique.....165

## **CHAPITRE IV : RELATIONS METAMORPHISME HERCYNIE ET DEFORMATION**

I- Considérations préliminaires.....177

II- Aspect significatif de la foliation majeure Fm comme repère dans  
l'étude des relations métamorphisme - déformation..... 179

III- Les relations blastèses métamorphiques - déformation.....182

1- L'unité de Feilluns - Caramany.....	182
a- Présentation.....	182
b- Les marbres et gneiss à silicates calciques.....	184
c- Les kinzigites et faciès à spinelle.....	184
d- Les faciès granito-gneissiques type "Pont de Trilla".....	186
e- Remarques.....	186
2- L'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta.....	187
a- Présentation.....	187
b- Les marbres et gneiss à silicates calciques.....	187
c- Les niveaux kinzigitiques.....	188
d- Les niveaux gneissiques supérieurs (gneiss perlés).....	188
e- Conclusion.....	188
3- L'unité micaschisteuse supérieure de l'Agly.....	190
a- Présentation.....	190
b- La zone à sillimanite.....	192
c- La zone à andalousite.....	195
d- La zone à biotite - cordiérite.....	198
e- Les schistes verts et les formations siluro-dévonienne.....	200

IV- Conclusion..... 202

## **CHAPITRE V : CARACTERISATION DU METAMORPHISME ALPIN AUX ABORDS DU MASSIF DE L'AGLY**

<b>I- Objet de l'étude.....</b>	<b>207</b>
<b>II- Etude du métamorphisme alpin dans l'environnement du massif de l'Agly.....</b>	<b>208</b>
1- Echantillonnage.....	208
2- Minéralogie des blastèses du métamorphisme alpin dans les échantillons.....	210
a- Etude par microsonde.....	210
b- Etude par diffraction X.....	212
- L'illite.....	214
- Les chlorites et les interstratifiés.....	215
- La kaolinite.....	216
<b>III- Conditions du métamorphisme alpin, son influence sur les paragenèses hercyniennes des faciès du massif de l'Agly.....</b>	<b>216</b>

## **CHAPITRE VI : ETUDE STRUCTURALE**

<b>I- Introduction : Présentation des problèmes posés par la structure du massif.....</b>	<b>219</b>
<b>II- Etude analytique de la déformation dans le massif de l'Agly.....</b>	<b>222</b>
1- La déformation dans l'unité de Feilluns - Caramany.....	223
a- Etude de coupes à travers l'unité.....	223
b- Etude de la déformation majeure hercynienne.....	227
2- L'unité de la Boucle de l'Agly - Belesta et ses relations avec les autres unités du massif.....	230
a- Etude de coupes à travers la partie orientée E-W du massif.....	230
b- Exemples de plis P <sub>m</sub> et P <sub>m+1</sub> dans la partie orientée E-W du massif.....	236
c- Etude de coupes à travers la partie orientale du massif.....	237
d- Etude de la déformation majeure hercynienne.....	241
3- Analyse de la déformation dans l'unité supérieure de l'Agly.....	243
a- Etude comparée des déformations hercyniennes entre le Nord et l'Est du massif.....	243
b- Interprétation géométrique des rotations de structures observées.....	250

c- Etude du secteur particulier de Planèzes - Rasiguères.....	252
4- Conclusion à l'étude analytique de la déformation.....	258

### **III- Les zones mylonitiques: leur importance dans le développement**

<b><u>d'un modèle de structuration du massif de l'Agly.....</u></b>	<b>262</b>
1- Remarques préliminaires.....	262
2- Les principaux mécanismes de déformation observés dans les zones mylonitiques: essai de caractérisation des conditions de développement des cisaillements en fonction du comportement des phases minérales affectées.....	262
a- Ruptures, rotations et glissements blocs sur blocs accompagnés de dissolution - recristallisation.....	262
b- La déformation plastique.....	265
- Le glissement intracristallin.....	265
- La flexion, le pliage, le maillage et le clivage.....	265
- Les mécanismes de "haute température".....	266
c- Remarques à propos de la superplasticité.....	267
d- Conclusion.....	268
3- Les apports de l'étude du milieu mylonitique ultrafin.....	270
4- Les sens de déplacement dans les zones de cisaillements mylonitiques.....	273
5- Evolution tectonique générale du massif de l'Agly.....	284
a- Présentation rérotectonique du massif de l'actuel à la fin de l'orogénèse hercynienne.....	284
b- Modèle de structuration hercynienne du massif de l'Agly.....	289

## **CHAPITRE VII : CONCLUSIONS GENERALES**

1- La caractérisation du métamorphisme hercynien.....	297
2- Les relations métamorphisme - déformation.....	299
a- L'infrastructure gneissique.....	299
b- La superstructure micaschisteuse.....	300
3- L'évolution dynamique générale.....	301

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

.....	305
-------	-----

## INDEX

<b>Abréviations utilisées pour les phases minéralogiques.....</b>	<b>319</b>
<b>Liste des figures.....</b>	<b>321</b>
<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>331</b>

## ANNEXES

PAQUET J., DELAY F., LEMAGUER D. (1989): Statistical microanalysis applied to garnet growth zoning and to cordierite fluid content. <i>J. Metamorphic Geol.</i> , 7, p. 529 - 537.....	335
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. <i>Bull. Soc. Géol. France</i> . V, 6, p. 1111 - 1122.....	345

### **Thermobarométrie**

<u>Conventions de notations utilisées en thermobarométrie.....</u>	<u>357</u>
--	------------

### I- Rappels de thermodynamique appliquée aux thermobaromètres géologiques.....

1- Définition et notions relatives aux grandeurs de base utilisées.....	358
a- Définition des grandeurs de base.....	358
b- Influence de la température à pression constante sur les grandeurs G, H, S.....	359
c- Influence de la pression à température constante sur les grandeurs G, H, S.....	359
d- Définition d'un état standard.....	360
e- Pente dans un diagramme P - T d'une courbe réactionnelle: formule de Clapeyron.....	360
2- Potentiel standard et notion d'activité.....	361
a- Définition de l'activité.....	361
b- Relations entre l'état standard et l'activité.....	362
3- Equation générale caractérisant une réaction à l'équilibre.....	363
4- Calculs d'activités dans les solutions solides.....	364
a- Cas de solutions solides idéales.....	364
b- Cas de solutions solides avec répartition cationique sur sites.....	365
c- Cas de solutions solides symétriques.....	365

<u>II- Les thermomètres grenat - cordiérite et grenat - biotite</u> .....	366
1- Les calibrations du thermomètre grenat - cordiérite.....	366
2- Les calibrations du thermomètre grenat - biotite.....	367
<u>III- Le thermomètre ortho - clinopyroxène</u> .....	369
1- Les calibrations.....	369
2- Calcul des activités dans les pyroxènes.....	370
<u>IV- Le thermobaromètre grenat - cordiérite</u> .....	371
1- Calcul de type 1.....	371
2- Calcul de type 2.....	372
3- Calcul de type 3.....	373
4- Calcul de type 4.....	375
<u>V- Les baromètres grenat - plagioclase - ortho/clinopyroxène - quartz</u> .....	376
1- Le baromètre grenat - plagioclase - orthopyroxène - quartz.....	376
a- La calibration de Newton et Perkins (1982).....	376
b- La calibration de Bohlen <u>et al.</u> (1983).....	378
2- Le baromètre grenat - plagioclase - clinopyroxène - quartz.....	378
<u>VI- Le baromètre grenat - plagioclase - silicate d'alumine - quartz</u> .....	379
1- Calibration de Ghent (1976).....	379
2- Calibration de Newton et Haselton (1981).....	380

