



HAL
open science

La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans le zone Nord-pyrénéenne

Michel de Saint Blanquat

► To cite this version:

Michel de Saint Blanquat. La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans le zone Nord-pyrénéenne. Tectonique. Université de Montpellier 2, 1989. Français. NNT: . tel-01321823

HAL Id: tel-01321823

<https://hal.science/tel-01321823>

Submitted on 26 May 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0
International License

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DE MONTPELLIER (MONTPELLIER II)
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de **DOCTORAT**

Spécialité : **Géologie**

LA FAILLE NORMALE DUCTILE DU MASSIF DU SAINT BARTHELEMY

*Age et signification de l'extension crustale
dans la Zone Nord Pyrénéenne*

... par

MICHEL DE SAINT BLANQUAT

Soutenue le 6 juillet 1989 devant le Jury composé de :

MM	M.	Mattauer	Président	USTL
	P.	Choukroune	Rapporteur	Université de Rennes
	M.	Brunel	Examineur	USTL
	P.	Dubois	"	SNEAP
	J.M.	Lardeaux	"	Université de Lyon
	C.W.	Passchier	"	Université d'Utrecht
	P.	Santanach	"	Université de Barcelone

Résumé : la première partie de ce travail correspond à une synthèse bibliographique sur les chaînes alpines et hercyniennes des Pyrénées. Les résultats récents (profil ECORS) y sont présentés et discutés. La deuxième partie concerne le Massif Nord Pyrénéen du Saint Barthélémy. Elle présente les résultats d'études structurales et pétrographiques combinées qui permettent de caractériser différents stades d'évolution. Ceux-ci s'inscrivent dans un continuum de déformation progressive qui s'effectue sous des conditions rétro-morphiques. L'analyse structurale et les données thermobarométriques confirment l'existence d'une tectonique extensive. La singularité du massif du Saint Barthélémy apparaît dans la présence d'une zone de cisaillement d'ampleur régionale, la Bande Mylonitique Majeure, que l'on ne retrouve pas dans les autres MNP. Dans la troisième partie, l'ensemble des données est utilisé pour élaborer un modèle d'évolution thermotectonique, qui est ensuite confronté à l'évolution géologique régionale. Les données géochronologiques sont présentées et discutées. Différents modèles d'évolution tectonique sont proposés.

abstract : the first part of this work is composed of a synthesis about Alpine and Variscan orogenies in the Pyrenees. Recent works (ECORS profile), are presented and discussed. The second part is concerning with the Saint Barthelemy massif. The results of structural and petrological studies are shown. The structure of the massif is interpreted to be the result of a single progressive deformation event. Structural analysis and thermobarometrical data confirm the existence of extensional tectonics. The singularity of the SBM, with the occurrence of a major low angle shear zone, is shown. In the third part, we proposed a thermotectonical model which is integrated in the regional geological context.

mots clés : **Massifs Nord - Pyrénéens**
Orogenèses hercynienne et pyrénéenne
Extension crustale
Faïlle normale ductile
Zone et sens de cisaillement
Mylonites et ultramylonites
Thermobarométrie et métamorphisme HT/BP
Relation métamorphisme / déformation

SOMMAIRE

AVANT PROPOS		5
INTRODUCTION		7
PREMIERE PARTIE :	LES PYRENEES	9
INTRODUCTION		11
CHAPITRE I	Les Pyrénées alpines	13
CHAPITRE II	La chaîne hercynienne dans les Pyrénées	47
DEUXIEME PARTIE	LE MASSIF DU SAINT BARTHELEMY	63
CHAPITRE III	Géologie	65
CHAPITRE IV	Les déformations mylonitiques, structure	91
CHAPITRE V	Les déformations mylonitiques, pétrographie	149
SYNTHESE		189
TROISIEME PARTIE	MODELES	213
INTRODUCTION		215
CHAPITRE VI	Modèle thermomécanique	217
CHAPITRE VII	Modèles régionaux	227
CONCLUSION		235
ANNEXE		237
BIBLIOGRAPHIE		249
LISTE DES FIGURES		265
LISTE DES TABLEAUX		267
TABLE DES MATIERES DETAILLEE		268

ALPINE, QUI L'EUT DIT ? VARISQUE, QUI L'EUT CRU ?

AVANT PROPOS

..... et enfin, au terme de ce travail, je tiens à remercier les membres du jury (qui ont accepté de juger ce mémoire), ainsi que tous les étudiants, chercheurs et techniciens du laboratoire (qui m'ont supporté lors de sa réalisation)

INTRODUCTION

Le problème qui était posé à l'origine de ce travail était celui de la signification tectonique, extensive ou compressive, des déformations ductiles présentes dans le massif du Saint Barthélémy. L'interprétation classique les assimilait à une déformation chevauchante hercynienne. Une interprétation récente (Passchier, 1984a) en donnait, pour partie au moins, une signification extensive d'âge crétacé.

Dans le cas d'une déformation d'âge crétacé, il était intéressant de définir ses relations éventuelles avec l'amincissement crustal observé sous les bassins pull apart de la zone nord pyrénéenne. Cette voie, un temps envisagée (S' Blanquat et al, 1986), n'a pu être poursuivie sur l'exemple précis du Saint Barthélémy.

Dans le cas d'une déformation d'âge hercynien, il était important de la comparer aux résultats nouveaux concernant l'évolution tardi et post orogénique de la chaîne varisque.

L'originalité de cette étude est liée, outre la beauté intrinsèque de l'objet structural, à la complexité de son contexte géologique :

- **la zone étudiée est poly orogénique.**
- **elle est également poly métamorphique, et les deux métamorphismes présentent des caractéristiques semblables.**
- **plusieurs stades d'extensions crustales l'ont affectée.**
- **la faille ductile étudiée, dont le caractère extensif est suspecté, présente actuellement une cinématique de faille inverse.**

Cette situation est donc la plus complexe possible, et impose pour sa résolution la prise en compte de données nombreuses et variées. Notre étude, essentiellement concernée par le massif du Saint Barthélémy, a donc dû être étendue aux massifs nord - pyrénéens voisins.

Le résultat principal est la confirmation de l'interprétation en faille normale ductile de la Bande Mylonitique Majeure du massif du Saint Barthélémy. Ce résultat a été acquis à l'aide d'une étude pétrostructurale qui permet en outre d'assumer que la structuration majeure de l'ensemble cristallin du massif est due à un continuum de déformation en extension associé à une rétomorphose, depuis les stades granulitiques et migmatitiques initiaux jusqu'aux derniers stades mylonitiques.

L'étude thermobarométrique a montré de plus l'existence d'une corrélation entre microstructures de déformation et données P / T.

La signification du métamorphisme HT - BP et ses relations avec les microstructures de déformation caractérisent une étape importante de l'évolution tardi varisque dans les Pyrénées.

La zone étudiée se situe au voisinage du profil ECORS Pyrénées, et elle présente l'avantage de pouvoir observer directement les niveaux de la croûte inférieure. On pouvait donc par conséquent espérer y retrouver et y décrire les marqueurs sismiques profonds visibles sur le profil.

Parallèlement et en relation avec notre étude pétrostructurale, d'autres travaux ont été menés dans la zone nord - pyrénéenne. Ils concernent : - l'étude du métamorphisme mésozoïque dans les bassins (Golberg, 1987) - la datation Ar / Ar des mylonites du Saint Barthélémy (Costa et Maluski, 1988), - la datation U / Pb sur monazites et zircons des mylonites et des gneiss (Delapeirrière, étude en cours), - étude et modélisation gravimétrique le long du profil ECORS (Cabissole, 1989).

Les résultats de ces différents travaux ont contribué largement à l'évolution et à la discussion des problèmes abordés dans cette étude.

PREMIERE PARTIE

Les Pyrénées

The image displays a musical score for the piece "Les Pyrénées" from the "PREMIERE PARTIE". The score is written on a grand staff with a treble and bass clef, featuring a key signature of two sharps (F# and C#) and a common time signature (C). The tempo marking "Allegro." is present. The score is overlaid with a complex geometric diagram consisting of a large rectangle with a central point from which numerous lines radiate outwards. These lines are labeled with letters: A, B, C, D, E, F, G, H, I, K, L, M, N, O, P, Q, R, S, T, U, V, W, X, Y, Z. Roman numerals I through VIII are also placed at various points along the diagram's perimeter and within its structure. The diagram's lines intersect the musical staff, creating a grid-like pattern that appears to be a form of musical analysis or visualization.



INTRODUCTION

Les Pyrénées sont un bon exemple de la superposition, sur un même segment crustal, des effets de deux orogènes successives, l'une étant paléozoïque, l'orogène varisque, l'autre méso - cénozoïque, l'orogène alpine.

Malgré leur grande séparation dans le temps (200 Ma. environ entre les derniers effets de l'une et les premiers de l'autre), ces deux événements sont parfois singulièrement difficiles à séparer sur le terrain lorsque l'on travaille sur le socle anté-mésozoïque affecté par les deux épisodes.

Ils présentent en effet des directions structurales semblables (E-W à WNW-ESE), ce qui rend difficile leur distinction suivant des critères uniquement géométriques.

De plus, ils ont été marqués tout les deux par un événement thermique important, atteignant **au moins** dans les deux cas les conditions du faciès amphibolite. Par rapport aux compressions majeures, cet événement est tardif dans l'orogène hercynienne (ca 300 Ma.), et précoce dans l'orogène alpine (ca 100 Ma.). Ceci rend délicat l'interprétation tectonique des données pétrographiques et géochronologiques obtenues sur le socle anté-mésozoïque. Cette concomitance de deux événements de signification différente mais se traduisant par des phénomènes comparables nous fournit l'un des points les plus intéressants de l'étude de cette chaîne. Un deuxième point est l'originalité régionale des deux orogènes précités : ils sont chacun atypique par rapport à leur développement dans d'autres régions :

La première dans le temps, l'orogène hercynienne, correspond dans les Pyrénées aux stades terminaux d'une tectogenèse polyphasée à vergence Sud dont l'essentiel se place au Westphalien. Il s'agit ici d'une zone externe de l'orogène sud-hercynien d'Europe occidentale.

Le segment pyrénéen de la chaîne hercynienne est souvent absent des tentatives de reconstitution de la chaîne à l'échelle des plaques. Les "Pyrénées hercyniennes" restent un concept flou, mal défini et atypique. Des modèles génétiques incompatibles entre eux s'y opposent (rifting et collision, par exemple).

La seconde, l'orogène alpine, présente la particularité d'être le résultat de l'écrasement, réalisé du Crétacé supérieur à l'Eocène d'une zone transformante ayant accommodé le déplacement sénestre (environ 400 km) de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne lors de l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé moyen (110-85 M.a.).

Le nombre et l'importance des structures alpines affectant les terrains paléozoïques des Pyrénées sont de plus en plus reconnus et discutés. Notre étude s'inscrit dans ce cadre. En effet, les massifs Nord-pyrénéens, et le Saint Barthélémy particulièrement, montrent la présence indiscutable de phénomènes tectoniques et métamorphiques qui sont postérieurs aux compressions hercyniennes, et antérieurs aux compressions alpines.

Elaborer un modèle d'évolution le plus précis possible pour ces phénomènes nécessite donc une bonne connaissance du cadre géologique et de l'évolution tectonique régionale, tant hercynienne qu'algpine. C'est le but de cette première partie. De plus, une mise au point tant sur les Pyrénées hercyniennes qu'algpines se justifie par l'importance de l'"actualité" géologique pyrénéenne de ces dernières années (profils ECORS golfe de Gascogne, Pyrénées, golfe du Lion, Ouest Pyrénées, coupes équilibrées, coupes lithosphériques, rifting paléozoïque ou mésozoïque, etc...).

Commenter la géologie d'une région dans le sens du déroulement des événements est l'usage courant. Cependant, cela soulève des difficultés pratiques puisque la démarche qui y aboutit est en général inverse : une situation donnée est mieux contrôlée que celle qui la précède temporellement. Nous procéderons donc suivant l'ordre chronologique inverse, du plus récent, la chaîne algpine, au plus ancien, la chaîne hercynienne.

CHAPITRE I

LES PYRENEES ALPINES

A.- Caractères généraux

Les Pyrénées sont avec l'Himalaya l'une des rares chaînes de montagne où l'on dispose d'un modèle cinématique des plaques bien défini qui donne de fortes contraintes sur les reconstitutions paléotectoniques.

La chaîne appartient au système alpin d'Europe occidentale (Fig 1). Le domaine plissé, grosso modo Est-Ouest, s'étend sur plus de 1000 km, depuis la marge continentale Nord espagnole à l'Ouest jusqu'à la Provence à l'Est (Fig 2). La présence plus à l'Est d'autres segments pyrénéens est probable mais ils sont masqués par les déformations alpines plus récentes. La largeur du domaine plissé peut atteindre 150 km. Les effets de la tectogenèse pyrénéenne se sont néanmoins manifestés dans des domaines plus externes.

Du golfe de Gascogne au golfe du Lion, la chaîne pyrénéenne (Fig 3) forme une barrière naturelle rectiligne qui sépare le bassin d'Aquitaine au Nord du bassin de l'Ebre au Sud. Le versant espagnol, profondément découpé par l'érosion, s'abaisse en pente douce vers le Sud tandis que le versant français est très abrupt : on passe en une cinquantaine de kilomètres des sommets les plus élevés (3404 mètres au pic d'Aneto dans le massif de la Maladetta) aux pieds des reliefs. Cette dissymétrie morphologique reflète une dissymétrie structurale profonde, malgré une disposition symétrique des structures en surface.

La chaîne montre en effet une structure en éventail (Mattauer, 1968), tant au niveau du socle hercynien, écaillé et charrié, que de la couverture post-hercynienne, décollée et plissée. Cette disposition en éventail est centrée sur la Faille Nord-pyrénéenne, accident majeur, vertical, d'échelle crustale au moins (Mattauer, 1985).

De très nombreux travaux ont porté sur les Pyrénées, et l'on dispose maintenant de contraintes multiples d'ordre structural, pétrologique, géophysique, et géochronologique, qui rendent possible l'élaboration de modèles précis. Pourtant, malgré cette somme de données portant maintenant sur la croûte entière grâce au profil ECORS, l'accord n'est pas total et différents modèles sont proposés. Cependant, un certain nombre de faits caractéristiques sont à relever :

- + les Pyrénées (émergées) constituent une chaîne sans suture océanique connue. Il s'agit donc d'une chaîne intracontinentale.
- + c'est une chaîne sans granite.

- + la déformation y a été contrôlée par des accidents majeurs, verticaux, d'échelle crustale.
- + la zone la plus déformée a été affectée par un métamorphisme de haute température et de basse pression. Elle correspond à une zone étroite où les isogrades étaient verticaux et très resserrés.
- + les gradients horizontaux de déformation sont importants.
- + cette zone métamorphisée et très déformée correspond au domaine sous lequel actuellement la croûte était et est restée la plus mince par rapport au reste de la chaîne (anomalie gravimétrique positive).

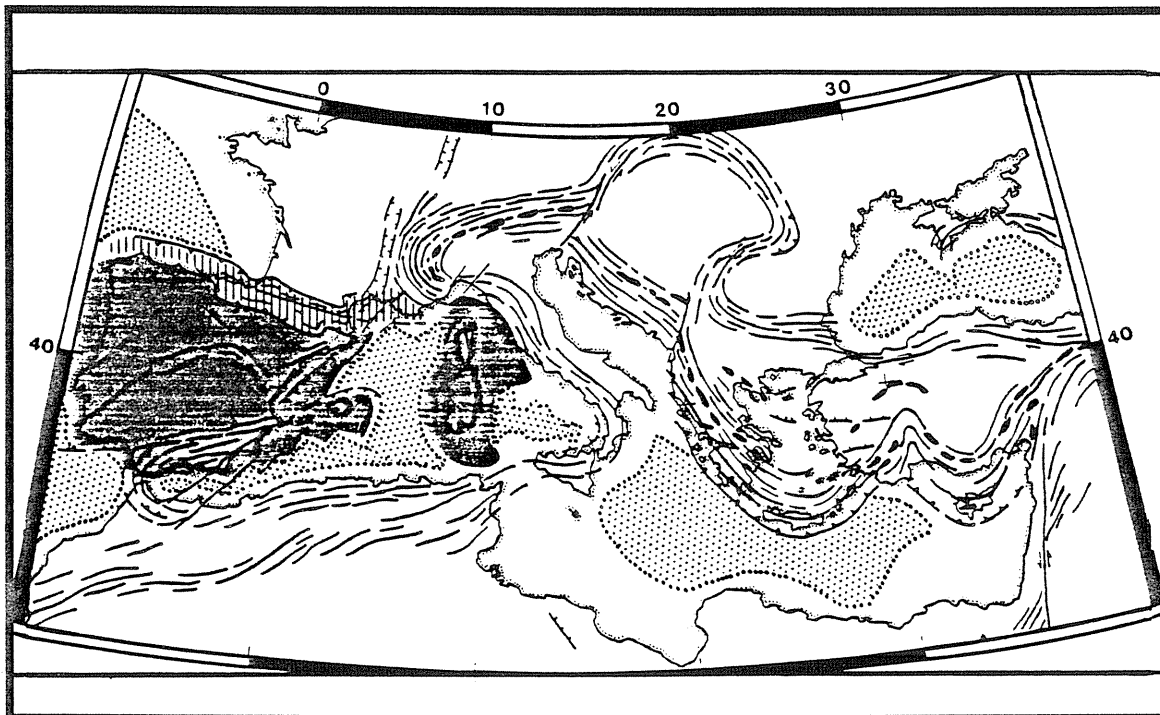


Figure 1 : carte du système alpin méditerranéen. Hachures verticales : domaine pyrénéen. Pointillés : croûte océanique. Grisé : plaque ibérique anté miocène. D'après Tapponier (1977), Philip (1983), Gealey (1988), modifié.

B.- Les grandes unités géologiques

Les Pyrénées sont classiquement décrites suivant une zonation structurale E-O, parallèle à l'allongement de la chaîne (Bertrand, 1940; Mattauer, 1968; Castéras, 1974; Mirouse, 1980; Boillot, 1984), et organisée comme suit (Fig 2) (du Nord vers le Sud) : l'avant pays molassique, constitué par le Bassin Aquitain (BA) et la Zone sous Pyrénéenne (ZsP), est chevauchée depuis le Sud le long du Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen (CFNP) par la Zone Nord-pyrénéenne (ZNP). Celle-ci contient une série mésozoïque et des massifs paléozoïques, les Massifs Nord-pyrénéens (MNP). La ZNP est formée dans sa partie Sud par la Zone Interne Métamorphique (ZIM) qui contient les roches métamorphiques les plus déformées et des écailles de socle catazonal associées à des roches issues du manteau supérieur, les lherzolites. La Faille Nord-pyrénéenne (FNP) est sa limite au Sud, verticale et continue d'un bout à l'autre de la chaîne (au moins en profondeur). Au Sud de la FNP se trouve la Zone Primaire Axiale,

ou Zone Axiale (ZA) qui contient essentiellement des roches hercyniennes réactivées à l'alpin par une tectonique chevauchante à vergence Sud. Enfin, dans la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), les sédiments mésozoïques et cénozoïques constituent de grandes unités décollées qui chevauchent vers le Sud les molasses du bassin de l'Ebre (BE). Les prolongements occidentaux et orientaux constituent la zone basque (ZB), la marge Sud du golfe de Gascogne (MSG), et la zone Languedoc-Provence (ZLP).

I.- la Zone Axiale

La zone Axiale correspond grossièrement à l'axe de symétrie morphologique de la chaîne, d'où son nom. Cependant, elle ne correspond pas à son axe structural. C'est la région des sommets où affleure principalement le socle anté - mésozoïque.

Cependant, on y trouve quelques affleurements de couverture post-hercynienne discordante comportant principalement du Permo - Trias (séries détritiques et volcanites) (Bixel, 1984) et des ophites. Des lambeaux de Crétacé supérieur (Cénomano - Turonien) s'observent dans sa partie Nord, contre la FNP (Magné et Mattauer, 1968; Castéras et al, 1971). Vers l'Ouest, au pic d'Anie, le socle est recouvert par les carbonates du Crétacé supérieur. Suivant l'hypothèse que l'on adopte concernant le tracé en profondeur de la FNP, les massifs paléozoïques basques pourraient faire partie du même ensemble. Les données paléomagnétiques récentes indiquent cependant leur appartenance au domaine européen (Schott and Pérès, 1988).

La rareté des terrains mésozoïques rend difficile la distinction entre les structures paléozoïques et les structures alpines :

+ failles et chevauchements alpins : de nombreux systèmes de faille ayant fonctionné ou ayant été réactivé à l'alpin ont été mis en évidence dans la ZA (Séguret, 1969; Zwart, 1979; Majesté-Menjoulas, 1979; Lamouroux et al, 1980; Munoz et al, 1983; Laumonier et Baetens, 1986; Casas et Poblet, 1989) (Fig 3). L'exemple le plus connu est la nappe de Gavarnie, constituée par du Paléozoïque inférieur de la ZA charriées à l'Eocène sur le Crétacé de la même zone et de la ZSP (Séguret, 1972). Ces accidents sont le plus souvent des failles verticales ou à fort pendage Nord, au Nord de la ZA. Vers les secteurs méridionaux, ils passent peu à peu à des accidents moins pentés mais toujours vers le Nord. Tous ont fonctionné en chevauchement vers le Sud. On peut voir dans certains de ces accidents (Llavorsi, Sud Maladetta...) les zones d'enracinement des séries décollées de la ZSP. A l'Albo-Cénomanién, le fonctionnement en décrochement de certaines de ces failles (faille de Mérens par exemple) est probable (Soula et al, 1986c).

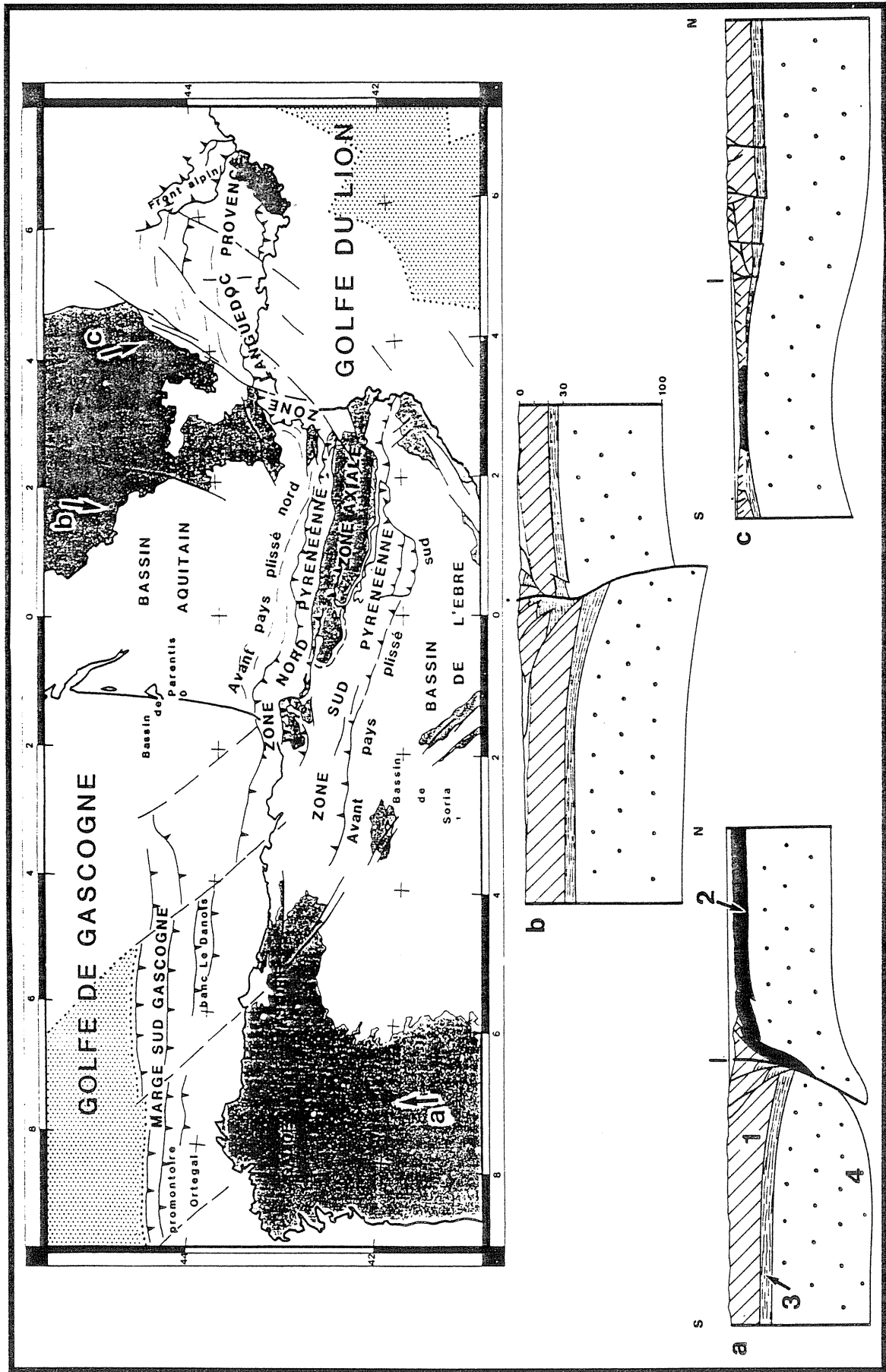


Figure 2 : A - carte de la chaîne pyrénéenne, de la marge sud-gasconne à la Provence. B - proposition de coupe de la chaîne à l'échelle de la lithosphère.
 1 : substratum hercynien, 2 : croûte océanique, 3 : croûte inférieure, 4 : manteau.

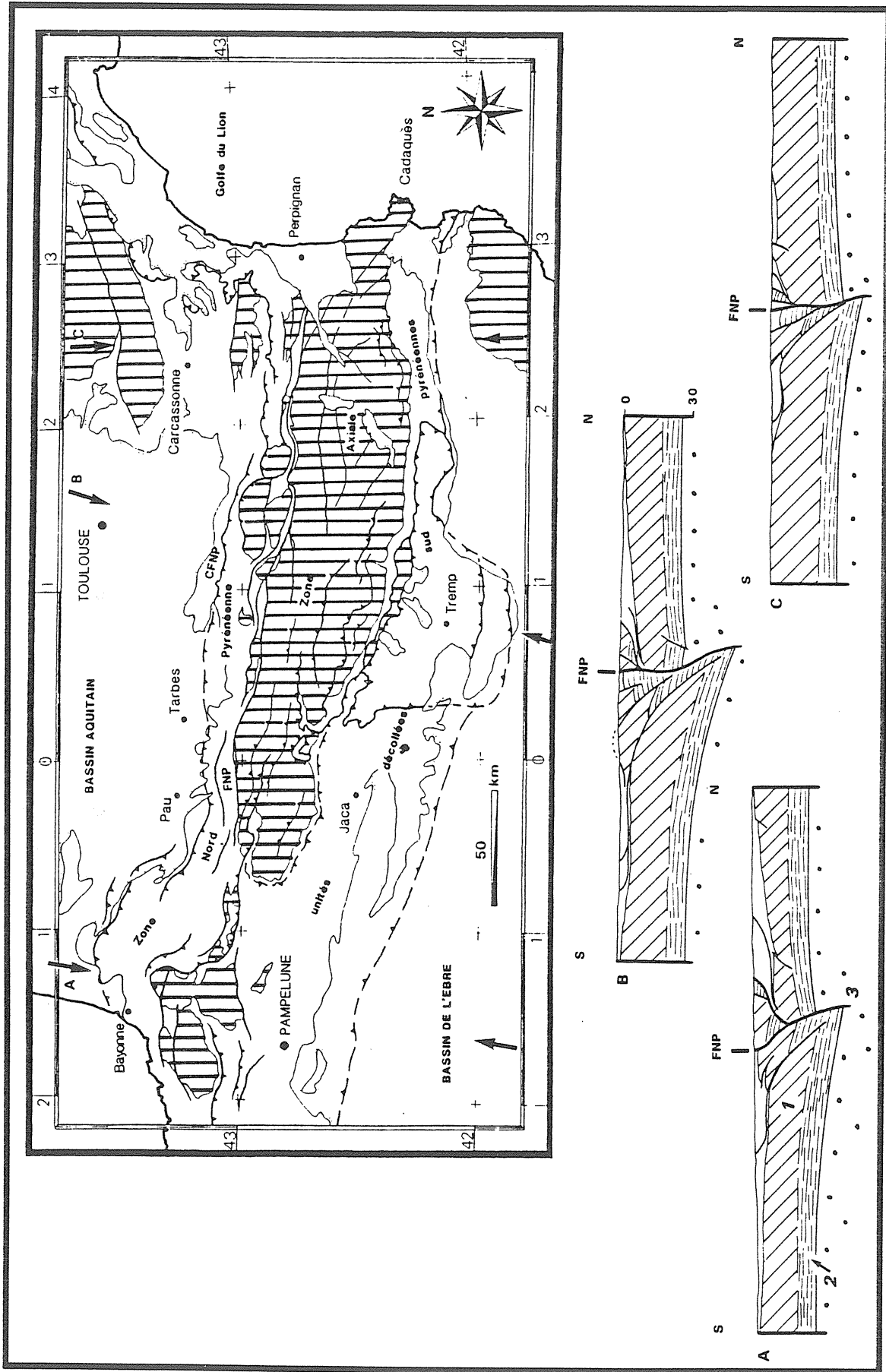


Figure 3 : A - carte des Pyrénées, B - coupes très schématiques des Pyrénées à l'échelle crustale, extrapolées d'après les données ECORS. 1 : substratum hercynien, 2 : croûte inférieure, 3 : manteau supérieur.

+ schistosité et plis alpins : les schistosités tertiaires sont fréquentes dans l'ensemble de la ZA. Leur présence a été démontrée par l'observation du passage de la schistosité majeure entre le paléozoïque et le mésozoïque (Mattaue, 1964; Mattauer et Séguret, 1966). Cette schistosité, sub - verticale et de direction N100-110, est liée aux chevauchements précédents.

Ainsi, la ZA a subi de fortes déformations pendant l'orogénèse alpine qui se sont traduites par un raccourcissement important (de l'ordre de 50%, mais non quantifiable avec précision, car il dépend de la géométrie adoptée en profondeur) (Séguret et al, 1985). Une description plus précise des roches et des structures hercyniennes de la ZA sera donnée dans le chapitre suivant.

II.- la Faille Nord-pyrénéenne

Séparant la ZA de la ZNP, la FNP forme un faisceau de fractures subverticales, orientées N100, parallèlement à l'allongement de la chaîne. Parfaitement individualisée entre le méridien de Perpignan et celui de Lourdes, sa trace en surface est difficile à suivre de part et d'autre de ces domaines.

Son importance structurale a d'abord été mise en évidence par des arguments de terrains : continuité, ampleur des mouvements verticaux associés (de Sitter et Zwart, 1954). Les données paléomagnétiques et géophysiques ont confirmé son rôle, notamment en ce qui concerne son histoire et sa structure profonde; en effet, son fonctionnement dès la période tardi-hercynienne est possible (Mattaue, 1968; Arthaud et Matte, 1975). Mais son rôle majeur se situe au Crétacé moyen pendant lequel elle définissait une frontière transformante entre l'Ibérie et l'Europe ayant accommodé environ 400 km de déplacement (sénestre) en 25 M.a. (Le Pichon et al, 1970; Choukroune et Mattauer, 1978). La géophysique a récemment montré son enracinement jusqu'au manteau, puisqu'on observe un décalage du moho à son aplomb (Daignières, 1978). La FNP est donc une structure profonde d'échelle crustale au moins et peut-être lithosphérique (Mattaue, 1985). C'est l'axe structural de la chaîne alpine.

III.- la Zone Nord-pyrénéenne

(Choukroune, 1976)

Allongée dans le sens E-W de la côte basque à la Méditerranée, la ZNP assure la continuité entre la marge Nord-gascogne à l'Ouest et la virgation des Corbières à l'Est.

Bordée au Sud par la FNP et charriée vers le Nord par l'intermédiaire du CFNP, c'est la zone la plus complexe de l'édifice tectonique alpin des Pyrénées. **Sa géométrie et sa structure sont en grande partie conditionnées par de grands accidents profonds, des chevauchements à vergence Nord, et des systèmes de plis, de grande extension longitudinale et d'axe N100-110 (Fig 4).**

Très hétérogène, la ZNP contient :

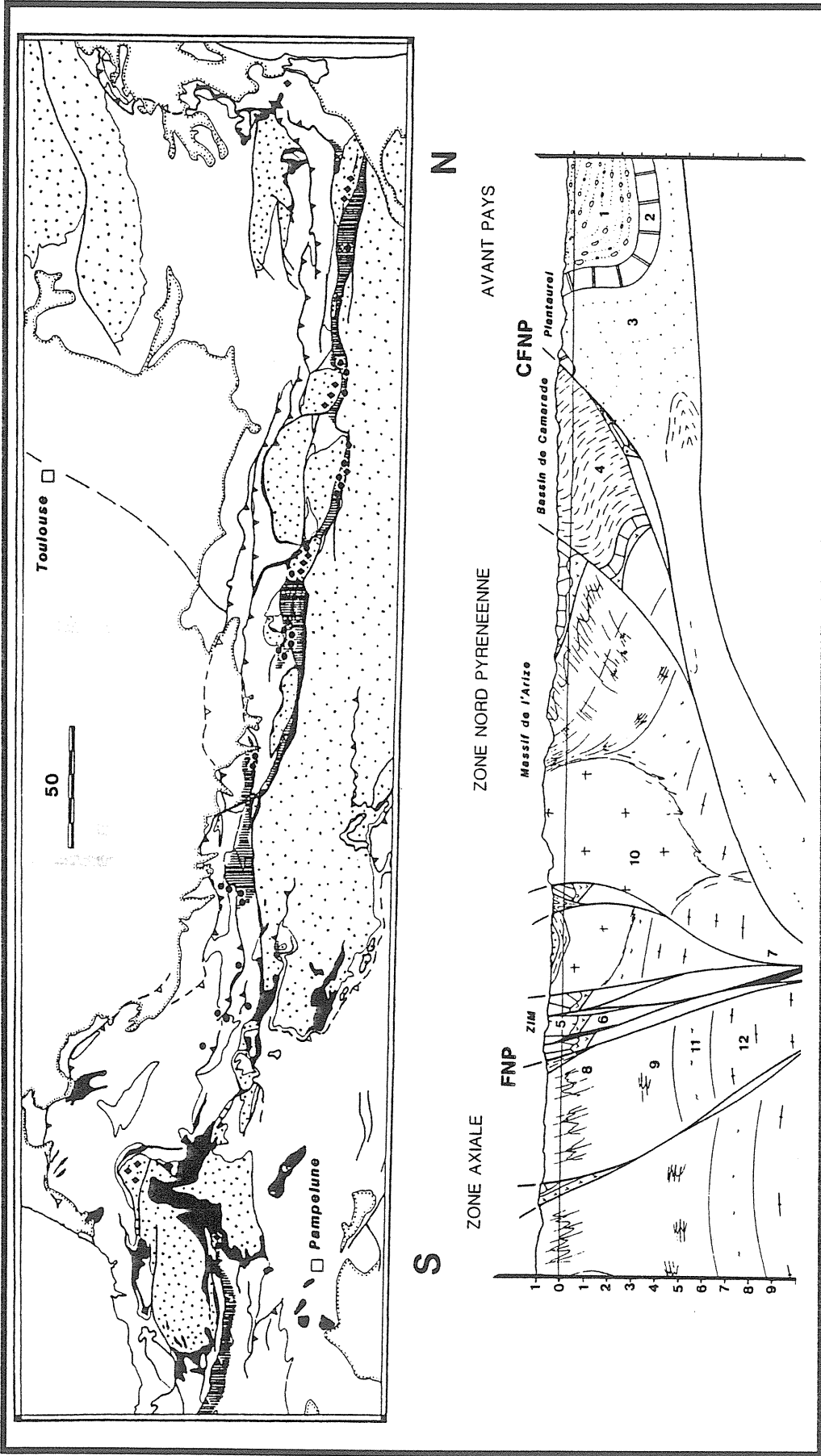


Figure 4 : A - carte de la zone nord - pyrénéenne; pointillé : substratum hercynien, noir : permo-trias, hachures verticales : terrains secondaires métamorphiques, losanges : granulites, cercles : lherzolites. B - coupe de la ZNP suivant le tracé du profil ECORS. 1 : poudingues de Palassou, 2 : Paléocène, 3 : Sénonien, 4 : Albo-cénomano-turonien, 5 : Jurassique-crétacé inf., 6 : Trias, 7 : lherzolites, 8 : Paléozoïque sup., 9 : Paléozoïque inf., 10 : granites, 11 : migmatites, 12 : gneiss.

- + **un ensemble de terrain sédimentaire** qui peut schématiquement se subdiviser en deux séquences : une séquence à dominante carbonatée qui s'étage du Jurassique à l'Aptien, et une séquence pélito gréseuse de l'Albien au Crétacé supérieur. Ces sédiments, aujourd'hui métamorphisés et plissés, sont issus de bassins individualisés au Crétacé inférieur. Ceux-ci ont évolué au Crétacé moyen en des bassins triangulaires et losangiques (Debroas, 1985, 1987) contrôlés par des décrochements E-W, puis, au Crétacé supérieur en de profonds sillons où se sont déposées de puissantes séries flyschoides (Dubois et Seguin, 1978).
- + **des fragments de socle anté-mésozoïque** formant les massifs Nord-pyrénéens. Ils sont de taille très variables (le plus grand, le massif de l'Arize, mesure plus de 300 km²; les plus petits, tel celui de Camurac, moins de 1 km²) et de répartition très irrégulière. Leur forme est amygdalaire, leur grand axe étant parallèle à l'axe de la chaîne. Ils sont le plus souvent en contact tectonique avec leur encaissant mésozoïque. Leur composition est analogue à celle de la ZA, mais ils présentent la particularité de contenir les seules **granulites** des Pyrénées, parfois associées à des **complexes basiques** (Agly, Castillon, Ursuya) (Vielzeuf, 1984). Ces massifs sont systématiquement **basculés vers le Nord**; les terrains les plus profonds apparaissent au Sud; ce basculement peut être attribué à la tectonique alpine qui a déraciné les massifs. Mais dans certains cas, ce phénomène pourrait être plus ancien : le mésozoïque repose en effet sur des termes de plus en plus anciens du Nord vers le Sud.
- + **un ensemble mésozoïque métamorphique** qui forme une bande étroite (largeur de 5 km maximum) présent sur toute la longueur de la chaîne mais de manière discontinue. Cette zone est située le plus souvent entre la FNP et les MNP, sauf en Bigorre et au Sud des Corbières (Estagel) (Fig 4). Le métamorphisme est de type **haute température - basse pression**. Localement mésozonal, il montre des gradients thermiques horizontaux très importants. Cette zone correspond à la région la plus intensément déformée : plusieurs schistosités, des systèmes de plis superposés et plusieurs phases cassantes y sont décrites. C'est la **zone interne métamorphique (ZIM)** (Souquet et al, 1977; Debroas, 1978) qui correspond au **niveau structural inférieur** de l'édifice alpin.
- + **des roches ultrabasiques**, les lherzolites, situées en majeure partie dans la ZIM, en chapelets de petits massifs (le plus grand, celui de Moncaup, à l'Ouest de l'Ariège, atteint 3 km²). Les plus occidentaux se trouvent en Béarn (Mauléon), les plus orientaux dans le Sud-est de l'Aude (Sud de Salvezines). Formant des lames, parfois minuscules, elles traversent le plus souvent des roches carbonatées marmorisées du Jurassique-Crétacé inférieur dont la transformation n'est pas liée aux intrusions : les domaines des lherzolites et celui du métamorphisme pyrénéen ne coïncident pas. Ces péridotites sont essentiellement des lherzolites à ortho- et clinopyroxène +/- grenat, traversées par des filons d'ariégite (pyroxénolite) et de lherzite (amphibolite) (Lallemant, 1967; Monchoux, 1970; Conquéré, 1978, Hall and Bennett, 1979).
- + **des roches traduisant un magmatisme alcalin** (Azambre, 1967). Connues essentiellement dans la partie occidentale de la ZNP (du SE de Tarbes au SW d'Orthez) et dans ses prolongements en pays Basques, on en trouve aussi dans les Corbières (syénite néphélinique de Fitou). Elles forment de minuscules affleurements groupés en essaims de roches volcaniques "sous-saturées", pauvres en silice et souvent très altérées. Des arguments pétrographiques et géochimiques (Le Fur Balouet et Cabanis, 1988) permettent d'envisager l'unité magmatique de ces manifestations échelonnées de l'Albien au Santonien (110-85 M.a.) (Montigny et al, 1986).

- + **des brèches d'âge et d'origine variées** : les plus fréquentes sont des brèches sédimentaires d'âge tertiaire, assez grossières, souvent polygéniques. Elles remanient les calcaires métamorphiques. Le ciment, calcaro-gréseux, présente parfois une couleur rouge caractéristique. Ces brèches sont postérieures aux tectoniques "souples". Elles sont par contre affectées par les microstructures cassantes compressives de l'Eocène supérieur. Ne provenant probablement pas d'un épisode unique, leur âge s'étage du Paléocène (Vitrollien) à l'Eocène (Mattauer et Proust, 1962; Choukroune, 1976; Meurisse, 1975b). On trouve également des brèches tectoniques liées à des accidents morcelant la ZIM (Debroas et al, 1977), ou à la mise en place des lherzolites (Ravier, 1959; Lallemand, 1967) ainsi que des brèches hydrauliques (Golberg et Leyreloup, 1985; Dauteuil et al, 1987).

IV.- le Chevauchement frontal Nord-pyrénéen

La ZNP est charriée sur son avant pays par le chevauchement frontal Nord-pyrénéen (CFNP). Il est constitué d'une série d'accidents à pendage Sud, disposés en relais depuis les Pyrénées orientales jusqu'à la côte atlantique. Il se poursuit vers l'Est (nappe des Corbières), ainsi que vers l'Ouest (marge Sud gascogne). L'ampleur du chevauchement semble très variable : des 3 km du pech de Bugarach, on passe à un décollement généralisé à l'Ouest de la chaîne (40 km de flèche pour le chevauchement d'Orthez) (Mattauer, 1968; Zolnai, 1971; Héritier et al, 1972; Muller et Roger, 1977).

V.- l'Avant pays plissé Nord

Caractérisé par un Crétacé supérieur épais et une puissante série paléogène, on peut le diviser en trois ensembles (du Sud vers le Nord) :

- + **sa bordure Sud** est constituée par une puissante série de flysh du Crétacé supérieur, très redressée, et souvent renversée sous le CFNP. Il s'agit de la partie méridionale d'un grand synclinal dissymétrique parallèle à la chaîne (Dubois et Seguin, 1978).
- + **une zone plissée** large au plus d'une dizaine de km dans les "Petites Pyrénées" et qui se poursuit vers l'Est par le Plantaurel et s'effile ensuite avant l'Aude. Les plis des Corbières (Alaric, Lagrasse) et de la partie Nord de la Provence (Ventoux-Lure, Devoluy ?), tous Est-Ouest, peuvent être considérés comme en étant des analogues. Au Nord des Pyrénées, cette zone plissée est constituée d'un épais flysh sénonien. Ce système définit le "front des petites Pyrénées" (Héritier et al, 1972), qui se traduit en profondeur par un accident chevauchant reconnu en sismique, et qui a été recoupé par de nombreux forages pétroliers. Il s'amortit en profondeur au niveau du Trias évaporitique, et en surface dans les molasses syn à post orogéniques (poudingues de Palassou).
- + **l'avant pays** proprement dit constitue une zone de plate-forme dont l'évolution a été conditionnée par des accidents de socle : la faille de Villefranche et la flexure celte-aquitaine en sont les principaux. La faille de Villefranche (faille de Muret) se prolonge jusqu'au CFNP qu'elle ne semble pas affecter. Le compartiment occidental est constitué d'une carapace épicontinentale mésozoïque; on y retrouve, sous les molasses miocène, l'influence des plis pyrénéens et le jeu des masses salifères triasiques. Le compartiment oriental voit le substratum paléozoïque émerger dans le massif du Mouthoumet et la Montagne Noire. Il est directement surmonté par l'Eocène continental. Enfin, les séries secondaires situées plus au Nord (bordure occidentale du Massif Central, Causses) sont affectées par les déformations pyrénéennes avec un style cassant.

VI.- la Zone Sud Pyrénéenne

(Séguret, 1972)

Située entièrement sur le versant espagnol de la chaîne, c'est une zone où prédominent les séries Mésozoïques (carbonates) et Cénozoïques (molasses), plissées et décollées sur le trias évaporitique. Les dispositifs structuraux y sont à **vergence SUD**. Excepté dans les zones radicales, la déformation pénétrative des roches translitées est peu importante, à la limite du front de schistosité (Fig 5).

- + dans sa partie centrale (Aragon, Catalogne), les séries anté-albiennes sont largement développées (Montsech...), mais ce sont les formations carbonatées du Crétacé supérieur et de l'Éocène basal qui forment les reliefs caractéristiques (Cotiella, Mont Perdu...). Lors de la surrection de la chaîne, ce matériel a subi un décollement et un déplacement vers le Sud de plusieurs dizaines de kilomètres qui s'est amorti frontalement dans l'Oligocène au niveau des sierras marginales catalanes ("chevauchement frontal Sud-pyrénéen", **CFSP**).
- + cette unité décollée se prolonge à l'Est dans l'unité allochtone de la Pedraforca par l'intermédiaire de la virgation du Segre, et à l'Ouest dans la nappe du Cotiella par l'intermédiaire de la virgation du Cinca. Ces virgations ont valeur de rampes latérales.
- + sous cette unité supérieure se trouve la nappe de Gavarnie-Mont Perdu, déplacée vers le Sud, et qui s'amortit au delà du synclinal de l'Aragon dans les sierras marginales aragonaise, et, plus à l'Ouest, navarraises. Cette nappe implique du matériel paléozoïque, "la nappe Paléozoïque de Gavarnie", qui repose sur le Crétacé supérieur autochtone de la ZA.
- + ce dispositif se retrouve dans une unité inférieure, impliquant aussi du matériel paléozoïque issu de la ZA : les "têtes plongeantes de Noguéras".

Ainsi, la ZSP constitue en fait la couverture de la ZA. On pourrait appeler Zone Sud Pyrénéenne sensu lato l'ensemble formé par les séries décollées et le substratum paléozoïque de la zone axiale. Cet ensemble aurait alors la même valeur que la zone Nord-pyrénéenne. L'axe structural majeur marqué par la faille Nord-pyrénéenne est ainsi souligné.

VII.- l'Avant pays plissé Sud

L'avant pays plissé Sud est essentiellement composé par les molasses oligo-miocènes du bassin de l'Ebre. Plissées dans leur partie septentrionale, elles deviennent rapidement tabulaires vers le Sud.

VIII.- la Zone Basque

La Zone Basque (ou zone cantabrique) (Feuillée et Rat, 1971) constitue la transition entre les Pyrénées émergées et la marge Sud-gascogne.

- + **sa partie Nord**, l'arc plissé basque, possède de nombreuses caractéristiques communes avec la ZNP (Boillot, 1984) : bassins profonds individualisés au Crétacé inférieur, création d'un "sillon flysch" à partir de l'Albien (Rat et al, 1982), présence à la même époque d'un magmatisme alcalin (Azambre et Rossy, 1976), et localement d'un métamorphisme thermique. Un exemple en est la nappe des marbres au front de laquelle on trouve des petits affleurements de roches granulitiques. Cette zone possède de plus une signature géophysique comparable à celle de la ZNP (anomalie gravimétrique positive).

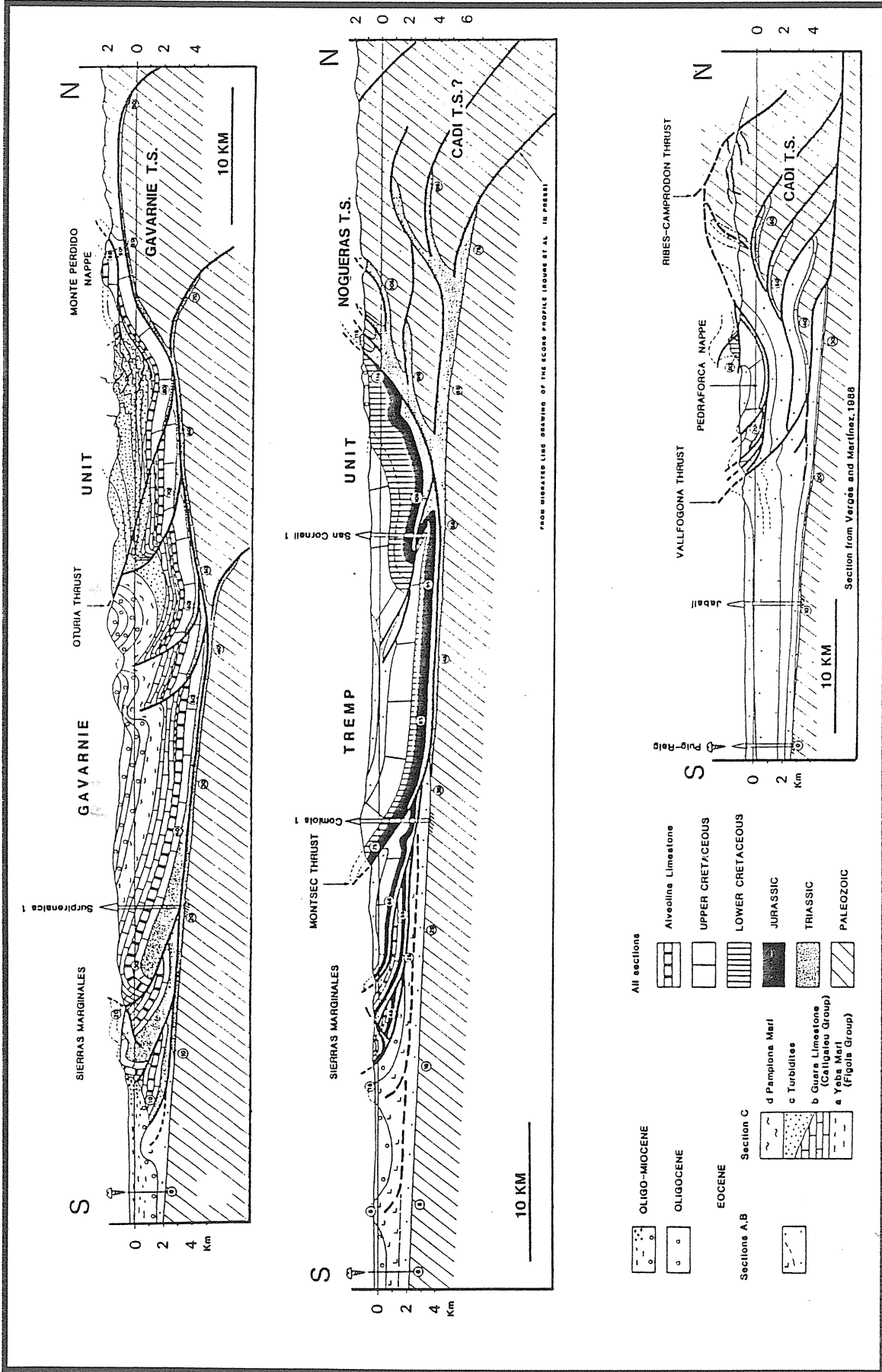


Figure 5 : coupe de la zone sud - pyrénéenne (Séguret, 1988).

+ **au Sud** de cette zone se trouve l'anticlinorium de Biscaye qui prolonge vers l'Ouest la zone structurale haute qui fait affleurer le plus occidental des MNP (Cinco-Villas).

IX.- la Marge Sud-Gascogne

De la même façon que pour l'arc plissé basque et la ZNP, on peut noter des ressemblances entre la marge Sud-gascogne et les deux précédents ensembles : même socle (granulites par exemple), même couverture (bassins crétacés inf. très subsidents à série épaisse, flysch crétacé sup.), même âge et même cinématique de la déformation majeure (Paléocène-Eocène, orientation Est-Ouest et vergence Nord des structures) (Boillot et al, 1973; Deregnaucourt et Boillot, 1982; Boillot, 1984).

Néanmoins, de par ses relations avec la croûte océanique du golfe de Gascogne, il faut l'assimiler à un analogue de la ZNP et non à son prolongement direct. **La ZNP correspond en effet à la zone d'affrontement entre deux croûtes de nature continentale, alors que la marge Sud-gascogne est une zone où a eu lieu une subduction océanique, et donc a valeur de prisme d'accrétion.**

La transition entre les Pyrénées émergées et cette zone "océanique" n'est géométriquement pas résolue.

X.- Languedoc et Provence

Le CFNP se poursuit vers le Nord-Est par l'intermédiaire de la **nappe des Corbières**, nappe pelliculaire décollée au niveau du Trias évaporitique et translatée d'une dizaine de kilomètres vers le NNW. Le substratum est constitué de Mésozoïque peu épais et d'un socle Paléozoïque (massif du Mouthoumet). Ce dispositif septentrional trouve sa continuité dans l'arc de Saint Chinian, puis vers l'Est dans le pli de Montpellier qui implique un chevauchement vers le Nord d'une dizaine de km au moins. Les systèmes plissés et chevauchants provençaux (Etoiles-Ste-Baume-Cap Sicié) constituent les derniers témoins à l'Est des déformations pyrénéennes. Ils sont recoupés par le front alpin.

La zone Languedoc-Provence peut être ainsi considérée comme un **équivalent latéral peu déformé** de la ZNP (Arthaud et al, 1981; Arthaud et Séguret, 1981; Burrus et al, 1987). **Le prolongement oriental de la FNP peut être situé dans le golfe du Lion et sur la pente Sud, orientée E-W, de la pente continentale provençale** (Burrus et al, 1987).

C.- La collision Ibérie/Europe : interprétation de la structure actuelle

L'histoire des idées sur l'interprétation de la chaîne des Pyrénées a subi trois crises importantes, toutes liées à des évolutions scientifiques majeures dans le domaine de la géologie. La première, dans les années 1925-1930 opposait nappistes et antinappistes. Elle s'est conclue à l'avantage de ces derniers. La seconde, au début des années 70, est due au développement de la tectonique des plaques. D'important mouvements horizontaux, déjà suspectés dans les années 20 (Argand, 1922), furent mis en évidence et quantifiés. Enfin, la troisième a été provoquée par l'important développement des investigations géophysiques : de nombreuses données sur la structure profonde de la chaîne ont ainsi été acquises. Elles ont permis l'élaboration de coupes à l'échelle crustale, et même lithosphérique. Le dernier exemple en est le profil ECORS Pyrénées.

I.- avant la tectonique des plaques

Les premières synthèses montrant l'existence de chevauchements dans les Pyrénées sont dues à L. Carez (1903-1909). Durant la même période, les travaux de L. Bertrand (1907) conduisent à une interprétation "ultranappiste" qui interprète la ZNP comme un empilement de nappes venues du Sud. Cette hypothèse sera soutenue jusqu'à la fin des années 1920 où l'équipe de Ch. Jacob (Jacob, 1930; Castéras, 1933) montrera l'enracinement des structures.

Après les travaux de M. Castéras, on admettra principalement :

- + **l'absence de déplacements importants de la couverture secondaire Nord-pyrénéenne.**
- + **la présence d'une phase de plissement anté-cénomaniennne** (Castéras, 1974; Souquet et al, 1977).
- + **l'âge anté-cénomanienn du métamorphisme et sa contemporanéité avec la sédimentation albienne** (Ravier, 1959; Castéras, 1974; Souquet et al, 1977).

Il faudra attendre 1965 et les travaux de Tomasi sur le bassin de Nalzen pour entendre à nouveau parler de chevauchements dans la ZNP. Puis, peu à peu, d'importants déplacements tangentiels seront mis en évidence. Ceux-ci ont été prouvés sur le versant Nord grâce aux forages pétroliers (Zolnai, 1971; Héritier et al, 1972; Dubois et Seguin, 1978). Sur le versant Sud, un spectaculaire système de nappes de charriages a été mis en évidence (Séguret, 1972). Ces importants systèmes de chevauchements ont été également reconnus dans les équivalents latéraux des différentes zones pyrénéennes (Corbières, St-Chinian, plis de Montpellier, nappe du cap Sicié...), ainsi que dans la zone axiale. Des travaux récents ont montré l'allochtonie probable des MNP (Curnelle et Durand-Delga, 1982; Souquet et Peybernès, 1987) ainsi que celle de l'ensemble de la ZNP (Baby, 1988).

Fondée sur l'existence d'une discordance à la base du cénomano-turonien, la notion classique de phase de plissement antécénomaniennne a longuement été battue et débattue. Il semble qu'il faille la substituer par la notion de mouvements épirogéniques crétacé inférieur provoqués par une distension (Mattauer et Proust, 1964; Choukroune, 1976).

Les travaux de Choukroune (1969 à 1976) ont montré :

- + **le caractère polyphasé de la déformation** : trois phases ont été reconnues; la première, majeure, se manifeste par un plissement isoclinal accompagné d'une schistosité de flux. Elle est responsable des principales mégastructures. Sa géométrie très variable est expliquée par un mouvement sénestre le long de la FNP. La deuxième ne s'exprime pas par de grandes structures, sauf dans le ZNP orientale où les structures synschisteuses de phase 2 sont d'échelle hectométrique. La phase 3 est de type cassant.
- + **l'existence d'un métamorphisme syntectonique** : l'âge du métamorphisme a été rediscuté après l'observation de terrains post-albiens métamorphisés (Mattauer et al, 1964; Magné et Mattauer, 1968). L'étude des relations cristallisation - déformation a prouvé que le métamorphisme pouvait être syntectonique (Choukroune, 1970). Selon cet auteur, le métamorphisme est synchronique de la phase 1 et s'est poursuivi pendant la phase 2. Le métamorphisme est lié à l'amincissement crustal synsédimentaire, mais en raison du temps nécessaire à la montée des isothermes, le pic thermique n'est atteint que pendant les phases de plissements liées à la compression qui serait d'âge crétacé supérieur (Choukroune, 1972; Choukroune et Mattauer, 1978).

Une hypothèse conciliatrice de deux métamorphismes distincts a été proposée (Azambre et al, 1976; Azambre et Rossy, 1976). Le premier, statique, serait d'âge albo-cénomaniens, tandis que le second, épizonal et syntectonique serait fini - Crétacé. Les études de Bernus-Maury (1984) et de Golberg (1987) dans les Pyrénées centrales et orientales montrent que le métamorphisme, polyphasé, est lié au moins à une phase de déformation, mais qu'il a pu débuter avant cette phase.

II.- depuis la tectonique des plaques

La rotation de la plaque ibérique, démontrée par le paléomagnétisme (Van der Voo, 1969; Zijderved et Van der Voo, 1971), a nécessité l'élaboration de modèles intégrant les Pyrénées et le golfe de Gascogne dans un même schéma évolutif. La notion de faille transformante Nord-pyrénéenne est ainsi apparue (Le Pichon et al, 1970, 1971). Il a fallu ensuite élaborer des modèles s'efforçant d'assurer la compatibilité entre les déformations crustales observées sur le terrain, et les déplacements de plaques. Ceux-ci diffèrent entre eux suivant l'acceptation (Choukroune et al, 1973a, 1973b; Choukroune et Mattauer, 1978) ou non (Souquet et al, 1975; Souquet et al, 1977; Muller et Roger, 1977; Peybernès, 1978; Peybernès and Souquet, 1984; Velasque et Ducasse, 1987) d'importants mouvements décrochants entre l'Ibérie et l'Europe à l'Albo-cénomaniens. Ces modèles seront décrits dans le § D/II.

III.- le développement des investigations géophysiques

Le développement des méthodes géophysiques (Daignières, 1978) a permis d'aborder certains problèmes géologiques :

- ⇒ étudier les structures crustales actuelles (géométrie, extension, profondeur...) à l'aide des variations de densité (gravimétrie), d'intensité d'aimantation (magnétisme), de conductivité (électromagnétisme), ou des paramètres élastiques (sismique).
- ⇒ préciser les mouvements relatifs entre blocs (paléomagnétisme).
- ⇒ décrire les phénomènes tectoniques actuels (sismicité, mécanismes au foyer...).

Les principaux résultats sont les suivants :

- + gravimétrie : la présence d'anomalies positives sous la ZNP et négatives sous la ZA ainsi que l'existence d'un fort gradient à la verticale de la trace en surface de la FNP montre une croûte d'épaisseur anormale sous la ZA (de l'ordre de 50 km) et un brusque dénivelé du moho entre les deux.
- + magnétisme : on enregistre la présence de quelques anomalies fortes et localisées toutes reliables à la présence de corps magmatiques (triasiques et crétacés).
- + sismique réfraction : une campagne de sismique réfraction (Daignières et al, 1981) a mis en évidence les structures crustales très différentes de la ZA et de la ZNP : la profondeur du Moho sous la ZA varie de 45 à plus de 50 km et entre 26 et 32 km sous la ZNP. Le passage entre les deux se fait brusquement dans la moitié Est de la chaîne à l'aplomb de la FNP.
- + sismicité : la sismicité actuelle dans le domaine pyrénéen se concentre dans la région d'Arette et dans la partie orientale de la chaîne. Des séismes de magnitude supérieure à 5 y ont été enregistrés. L'exemple le plus récent est le séisme d'Arette, en 1967, de magnitude 5.3, dont la détermination du mécanisme au foyer montre une direction de compression NW-SE (Gagnepain et al, 1980).

IV.- le profil ECORS

Le profil ECORS "Aquitaine-Pyrénées-Ebre" est une collaboration franco-espagnole. Il a été réalisé en 1985-1986. C'est le **premier profil sismique continu et à investigation profonde à travers la totalité d'une zone orogénique** (ECORS Pyrénées team, 1988).

1.- les différents modèles

S'il se dégage un consensus à propos des coupes générales des Pyrénées obtenues à partir des données de surface, les différentes coupes à l'échelle crustale montrent par contre des modèles radicalement opposés (Fig 6) :

- + **modèle de subduction** (Boillot and Capdevilla, 1977) (Fig 6 A) : ce modèle interprète la formation des Pyrénées comme le résultat d'une subduction vers le Sud.
- + **modèle de "thin skinned tectonic"** (Williams et Fisher, 1984) (Fig 6 B): se basant sur la technique des coupes équilibrées, ce modèle propose une géométrie dans laquelle les chevauchements de la ZA rejoignent en profondeur un chevauchement à faible pendage Nord (6°) qui décalerait la FNP de 60 km et s'enracinerait sous le bassin d'Aquitaine. Ce modèle implique un raccourcissement d'environ 180 km...
- + **modèle de "thick skinned tectonic"** (Deramond et al., 1985) (Fig 6 C) : les systèmes de chevauchements de la ZA et de la ZNP affectent la croûte dans son ensemble et rejoignent l'interface croûte-manteau au Nord de la trace actuelle de la FNP. On peut noter qu'il n'y a pas de racine crustale sous la ZA.
- + **modèle "inhomogeneous strain"** (Séguret et al., 1985; Séguret and Daignières, 1986) (Fig 6 D) : se basant également sur la technique des coupes balancées ce modèle prend en compte non seulement les déplacements mais aussi la déformation pénétrative. Il propose de plus quatre coupes adaptées à différentes transversales. Les chevauchements Nord et Sud se verticalisent parallèlement à la FNP en profondeur. **La FNP reste une structure majeure responsable du décalage du moho.** Le raccourcissement (minimum) est de l'ordre de 80 km.
- + **modèle "lithosphérique"** (Mattauer, 1985) (Fig 7) : ce modèle reprend la même géométrie que le précédent pour les structures crustales. Mais la géométrie actuelle de la chaîne est expliquée à l'aide d'**interactions lithosphère-asthénosphère**. La structure de la ZA est expliquée par une subduction continentale vers le Nord, celle de la ZNP par l'écrasement d'une **lithosphère amincie**. La disposition asymétrique est due à l'asymétrie du diapir asthénosphérique initial lié au décrochement le long de la FNP. Ce type de dispositif montre des variations latérales importantes, expliquant ainsi la géométrie non cylindrique de la chaîne (subduction vers le Sud au Sud du GDG, Boillot, 1984; zone de relais sous les massifs basques).

2.- les données du profil

Le profil, long de 250 km, traverse les Pyrénées et joint les deux avants pays (bassin d'Aquitaine et bassin de l'Ebre). Les principaux résultats sont les suivants (ECORS Pyrénées team, 1988; Choukroune et al, 1989; Roure et al, 1989) (Fig 8) :

- + **la croûte montre des réflecteurs bien définis dans toute son épaisseur en dehors des zones situées sous la ZA. Ceci étant sans doute lié à la complexité et l'allure verticale des structures sous cette zone.**
- + **en profondeur, des réflecteurs du type croûte litée apparaissent clairement. Ils définissent la croûte inférieure et, à leur base, le moho.**
- + **le décalage du moho est confirmé.**

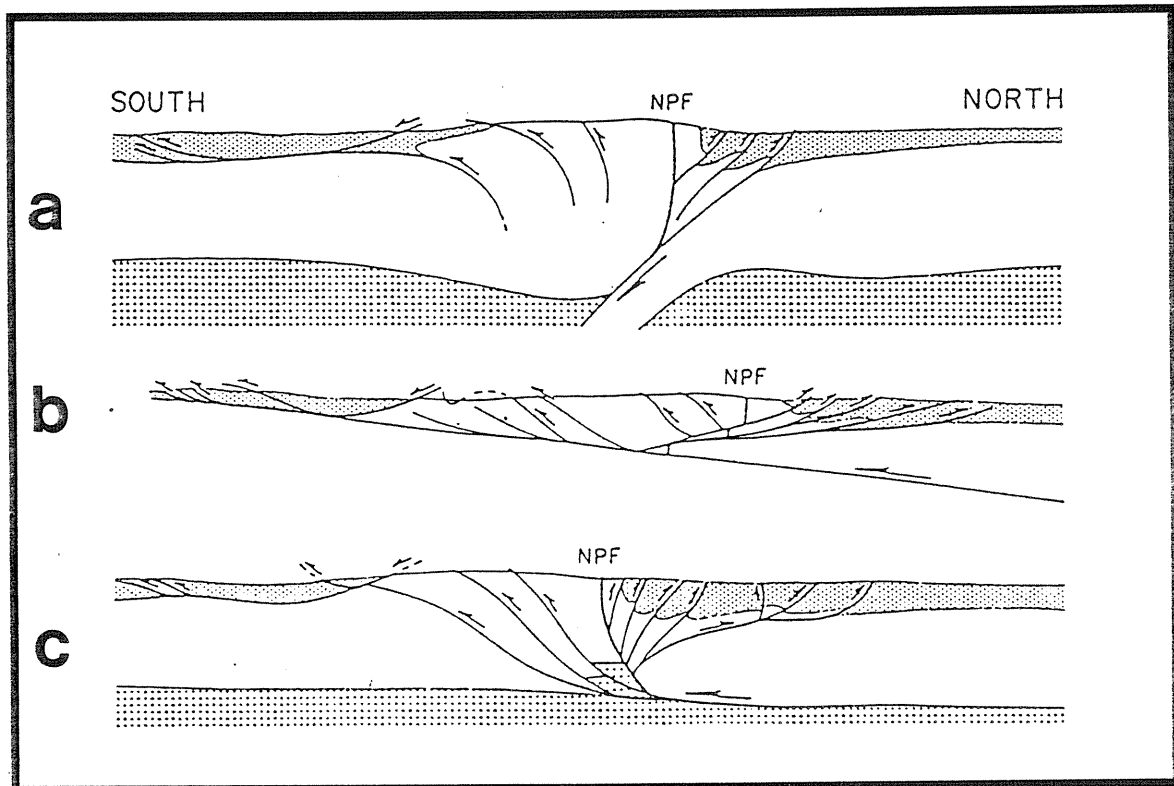


Figure 6 : coupes interprétatives de la structure crustale des Pyrénées, A - modèle de subduction, B - modèle de "thin-skinned tectonics", C - modèle de "thick-skinned tectonics", D - coupe prédictive du profil ECORS Pyrénées (Séguret, Daignières et al, 1985).

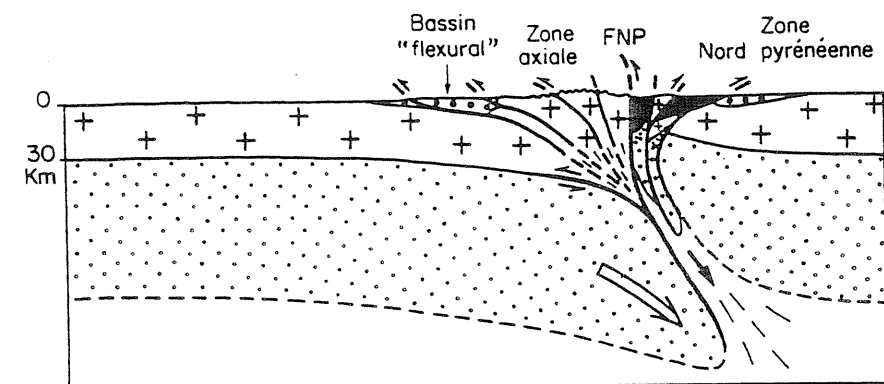
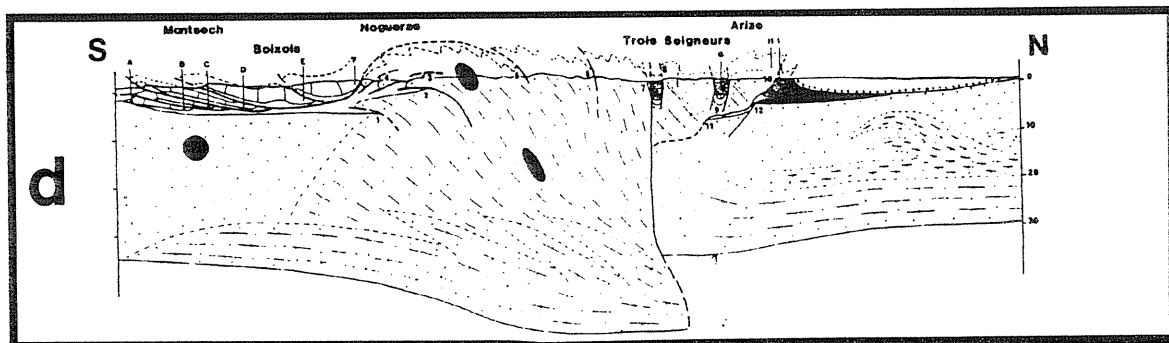


Figure 7 : coupe des Pyrénées à l'échelle de la lithosphère (Mattauer, 1985).

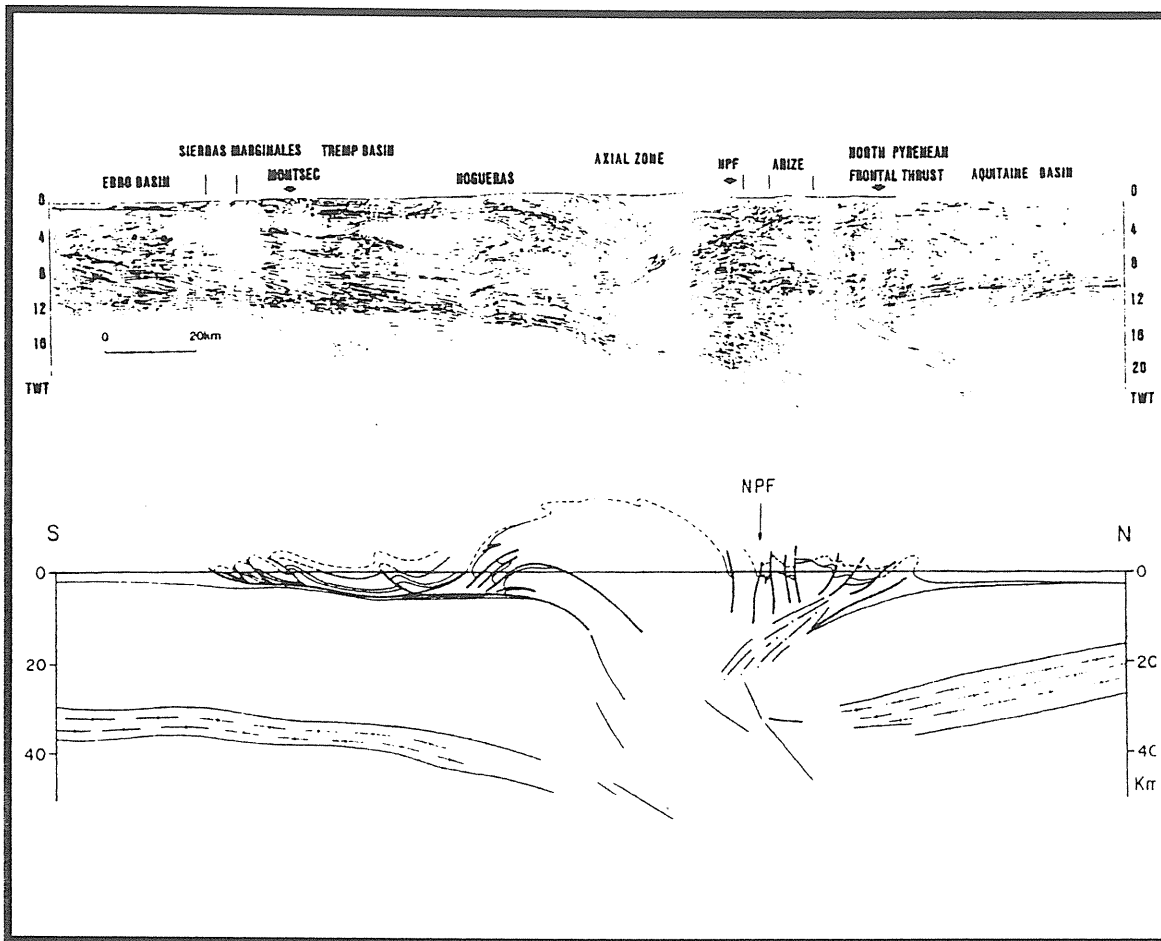


Figure 8 : le profil ECORS, line -drawing du profil non migré, et coupes montrant les principales structures (Roure et al, 1989).

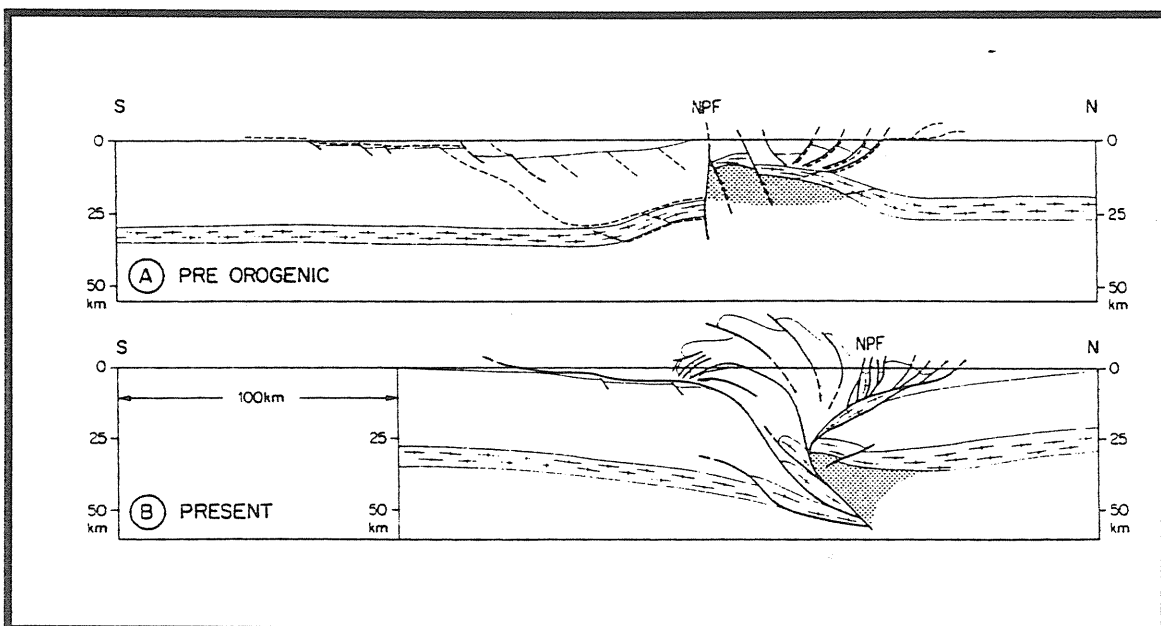


Figure 9 : coupe interprétative du profil, et reconstitution anté orogénique (Roure et al, 1989).

+ en dehors de la zone orogénique, la croûte ibérique est plus épaisse que la croûte européenne.

- + les croûtes moyennes ibériques et européennes montrent des réflecteurs à pendage Nord bien marqués, et qui sont recoupés par la base des séries mésozoïques.
- + les bassins flexuraux d'avant-chaîne sont bien définis (parallélisme entre le Moho et l'interface Mésozoïque-socle hercynien).
- + présence, sur les deux versants, de bassins permien en demi graben à pendage Nord (donc limités par des failles normales à pendage Sud), scellés par la base des séries mésozoïques.
- + l'allochtonie des MNP semble confirmée.
- + présence d'un "coin" de croûte inférieure ibérique qui s'engage sous la croûte européenne

3.- les interprétations

Les modèles précédents sont plus ou moins différents de ceux publiés par l'équipe du profil (Choukroune et al, 1989, Roure et al, 1989). Le modèle proposé s'appuie sur les interprétations suivantes (Fig 9) :

- + le recoupement en profondeur de la FNP par des réflecteurs interprétés comme de la croûte inférieure litée appartenant à la plaque européenne.
- + l'épaississement tectonique de la croûte ibérique sous la ZA par de grands chevauchements reprenant le matériel hercynien. Le décalage du moho à l'aplomb de la FNP est une coïncidence et traduit une subduction de l'Ibérie vers le Nord.
- + dans la partie Sud, les nappes de Noguéras sont situées au dessus d'un chevauchement majeur qui vient émerger au niveau du front Sud pyrénéen dans les sierras marginales (Fig 5).

Un raccourcissement minimum de 100 km est nécessaire pour expliquer cette géométrie qui est globalement interprétée par le poinçonnement de la croûte ibérique par la croûte européenne. Ce mécanisme justifierait la déformation de la FNP.

Cette interprétation pose un certain nombre de questions (Mattaer, 1989) :

- + il est difficile d'admettre que la plaque ibérique, épaisse et froide, ait été poinçonnée par la zone Nord-pyrénéenne, chaude et amincie.
- + la présence dans la ZA de croûte profonde 30 km à l'Est du profil (massif de l'Aston) n'est pas explicable par le modèle adopté.
- + le raccord entre les deux groupes de marqueurs situés de part et d'autre du tracé de la FNP en surface n'est pas immédiat; il ne semble pas en effet qu'ils aient la même nature.

Une coupe prenant en compte ces remarques est proposée (Fig 10).

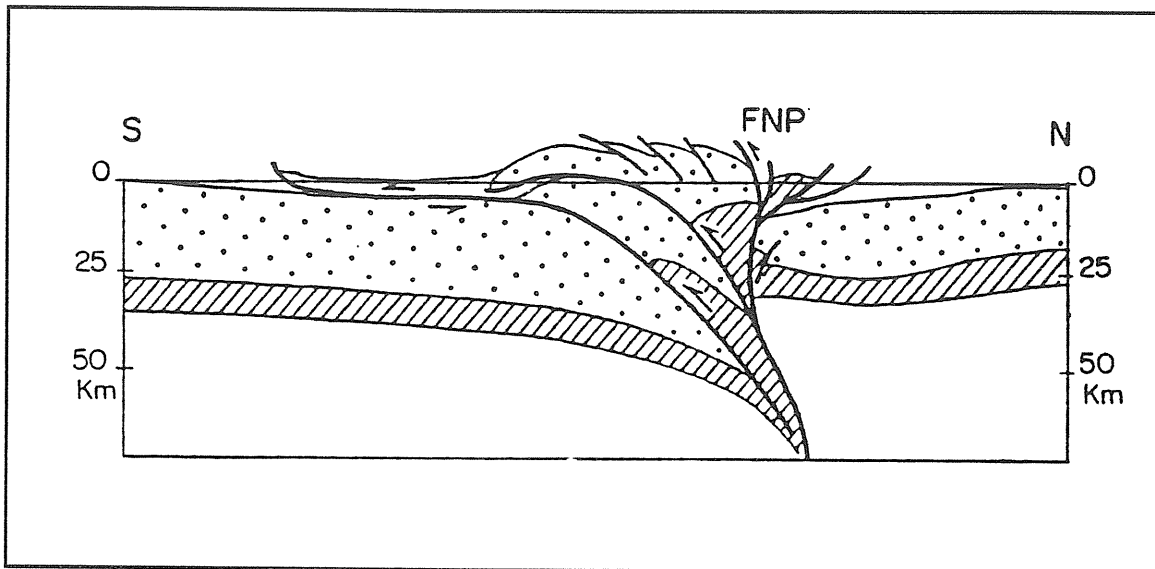


Figure 10 : interprétation "verticalisée" du profil ECORS (Mattauer, 1989).

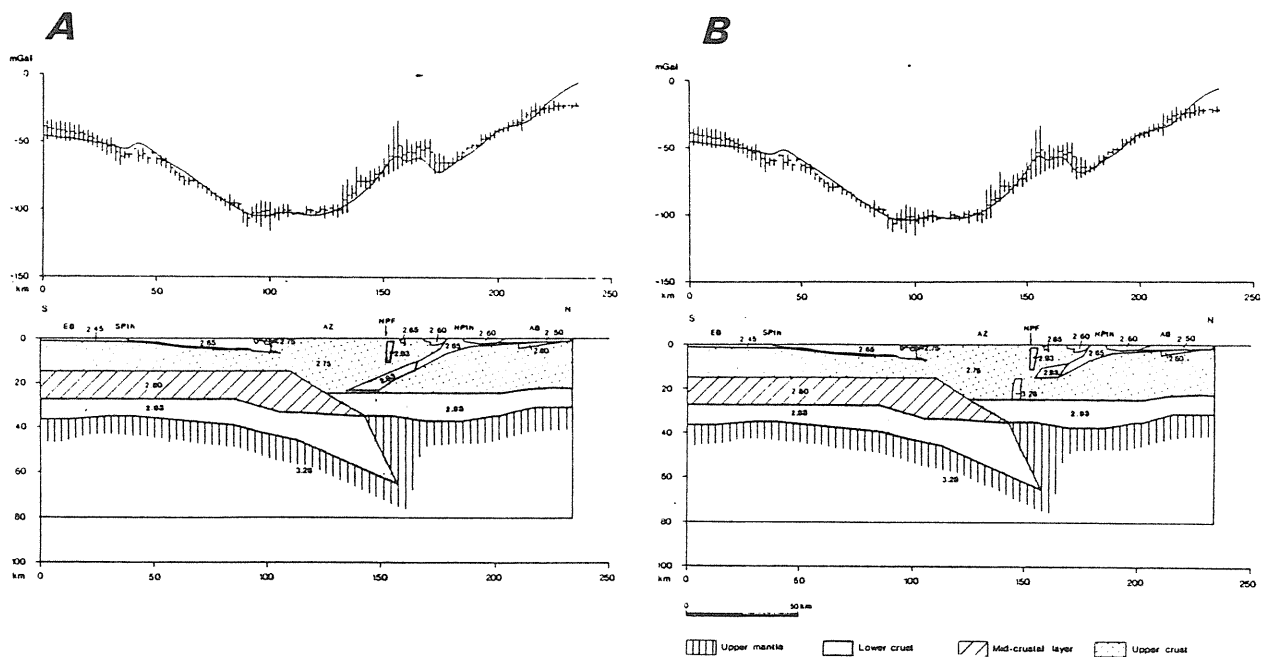


Figure 11 : modélisations gravimétriques A : de la coupe interprétatives de la Fig 9, B : id. pour celle de la Fig 10) (Torné, de Cabissole et al, 1989).

V.- les modélisations

Le développement récent de modélisations thermo-mécaniques, notamment en ce qui concerne la déformation lithosphérique intra-continentale (Cherry, 1988; Cherry et al, 1989), apporte des éléments nouveaux qui vont dans le sens de certains résultats du profil ECORS : la racine crustale assymétrique observée sur le profil se retrouve dans le modèle numérique avec une géométrie semblable. Le modèle numérique ayant une géométrie de départ consistant en un dispositif extensif assymétrique limité au sud par la FNP, cela peut valider une reconstruction anté tectonique de ce type pour la chaîne pyrénéenne (sans pour autant l'expliquer). De plus, les données gravimétriques obtenues dans le cadre du programme d'accompagnement ECORS (Daignières et al, 1989; Torné et al, 1989) montrent que cette racine est constituée de matériel dense de type croûte inférieure. L'accommodation de l'épaississement pourrait alors provenir, de la même manière que dans le modèle numérique, de la déformation cisailante des niveaux crustaux inférieurs. Les données gravimétriques sont en accord avec les deux interprétations globales du profil (Fig 11).

D.- L'ouverture du golfe de Gascogne : interprétation du coulissage

Dès les années 1920, une rotation de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe a été proposée pour expliquer la formation du coin océanique du golfe de Gascogne (Argand, 1922); des critères purement morphologiques conduisaient à une rotation d'environ 30°.

I.- le paléomagnétisme

Les mesures paléomagnétiques sur les roches continentales (Van der Voo, 1969) donnent des informations sur :

- 1) **la valeur angulaire de la rotation** de la péninsule ibérique (30-35°) (Van der Voo et Boessenkol, 1973; Schott, 1985). Selon la position du pôle de rotation et la région considérée, le mouvement relatif le long de la frontière de plaques sera un écartement, un décrochement, ou une compression. Les arguments géologiques conduisent à privilégier un mouvement décrochant.
- 2) **l'âge de cette rotation** : la datation des roches dont l'aimantation rémanente est mesurée par ailleurs montre que c'est après le Jurassique supérieur que l'Ibérie a commencé sa rotation, qui était achevée avant le Tertiaire inférieur (Vandenberg, 1980). Les fonds océaniques du golfe de Gascogne sont donc d'âge crétacé.
- 3) **la localisation de la limite de plaque anté et syn-rotation** : les mesures effectuées dans le domaine pyrénéen montrent des variations significatives. Les MNP, y compris les massifs basques (Aldudes inclus), donnent des directions européennes, tandis que la ZA et la ZSP montrent des directions ibériques. C'est donc entre ces deux ensembles, c'est à dire à l'aplomb de la FNP qu'il faut situer la limite de plaque Ibérie / Europe (Schott and Pérès, 1988).

La cartographie des anomalies magnétiques, bien définies et datées dans l'océan Atlantique, et plus difficiles à identifier dans le golfe de Gascogne a permis de reconstituer assez précisément la cinématique de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe, au moins pour la période jurassique-actuel (Olivet, 1978; Olivet et al, 1981; Boillot, 1984; Malod, 1988). Ces reconstitutions sont fondées sur les points suivants :

+ **la reconnaissance des différentes anomalies**, leur datation, et leur reconstitution.

- + **la détermination d'un assemblage initial à partir de marqueurs morphologiques, géologiques, et géophysiques.** Le réajustement de l'arc ibéro-armoricain en donne un exemple. Mais le problème de l'existence des décrochements tardi-hercyniens complique cette reconstitution (Arthaud and Matte, 1975; Bard et al., 1979; Lefort, 1980).
- + **l'intégration des données géologiques de terrain :** l'ordre de grandeur du raccourcissement, l'âge et la direction des périodes distensives, la localisation, l'âge et l'intensité des différentes phases orogéniques, sont les plus contraignantes.

II.- les différents modèles

Les différents éléments énoncés ci-dessus ont conduit les auteurs à proposer les modèles suivants :

1.- rift continental

Ce modèle (Souquet et Médiavilla, 1976; Souquet and Debros, 1980) (Fig 12) explique la formation des Pyrénées par l'écrasement d'un rift continental ouvert à l'Ouest sur le golfe de Gascogne à substratum océanique. Il propose une ouverture en ciseau du golfe de Gascogne suivant un pôle de rotation proche de l'axe de la chaîne, et exclue donc ainsi tout mouvement latéral important entre la péninsule ibérique et l'Europe. Ce modèle s'adapte bien à l'évolution du domaine pyrénéen avant l'ouverture du golfe, c'est à dire pendant la période de rifting NE-SW du Crétacé inf.

2.- subduction vers le Sud

Expliquant bien la cinématique de la compression crétacé supérieur-éocène dans la partie Ouest de la chaîne et dans les pyrénées "immergées", ce modèle (Boillot et Capdevilla, 1977) (Fig 6 A) est caduc pour les périodes antérieures aux compressions, et inapplicable dans la partie orientale de la chaîne à toutes les époques. Il met néanmoins en évidence la subduction d'environ 70 km de croûte océanique sous la marge Nord espagnole.

3.- zone transformante sénestre

Ce modèle interprète la ZNP comme une zone limite de plaque suivant laquelle s'est effectué l'essentiel du mouvement décrochant sénestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe (Choukroune et Mattauer, 1978) (Fig 13). La FNP est l'un des accidents majeur de cette "zone transformante pyrénéenne". Les bassins s'étant formés dans cette zone à cette époque sont interprétés suivant un modèle de bassin pull-apart contrôlé par des décrochements E-W à ESE-WNW. Ceci s'accorde bien avec les données sédimentologiques. **Les données disponibles sur les bassins pull-apart actuels (Guiraud et Séguret, 1985; Reches, 1987; Elders et al, 1972; Fuis et al, 1984; Benkhelil, 1986) rendent bien compte des phénomènes observés dans la ZNP : un flux thermique important lié à l'amincissement crustal sous les bassins est souvent observé; il serait responsable du métamorphisme de la ZIM. De même, un magmatisme alcalin comparable à celui que la ZNP a connu à l'Albocénomanien est fréquemment associé aux bassins en échelons créés par le jeu de failles transformantes intracontinentales. La schistosité, parfois associée au métamorphisme, peut résulter du jeu des décrochements sénestres, ayant eu localement des effets compressifs. Enfin, la remontée à des profondeurs faibles de roches profondes issues de la croûte inférieure (granulite) ou du manteau (Iherzolite) est facilitée par la très forte valeur de l'amincissement crustal sous les bassins. En effet, dans des bassins pull-apart**

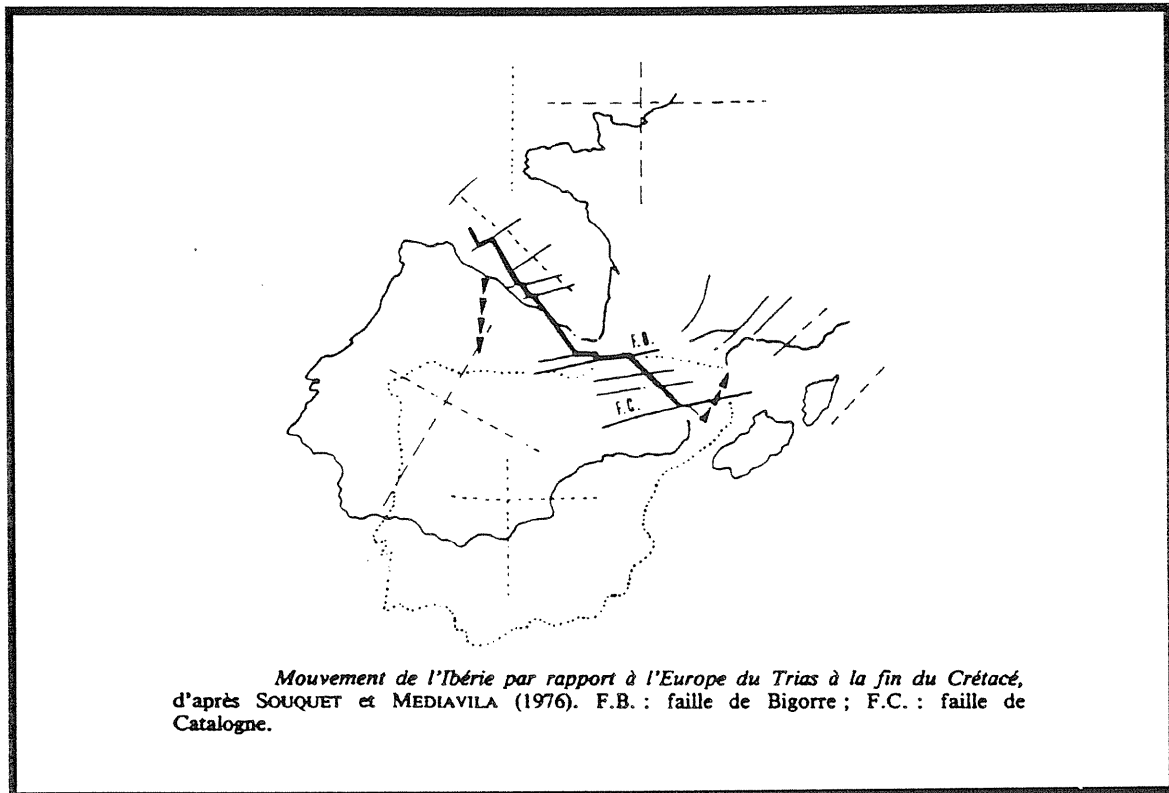


Figure 12 : modèle d'ouverture en ciseau du golfe de Gascogne (Souquet et Médiavilla, 1976).

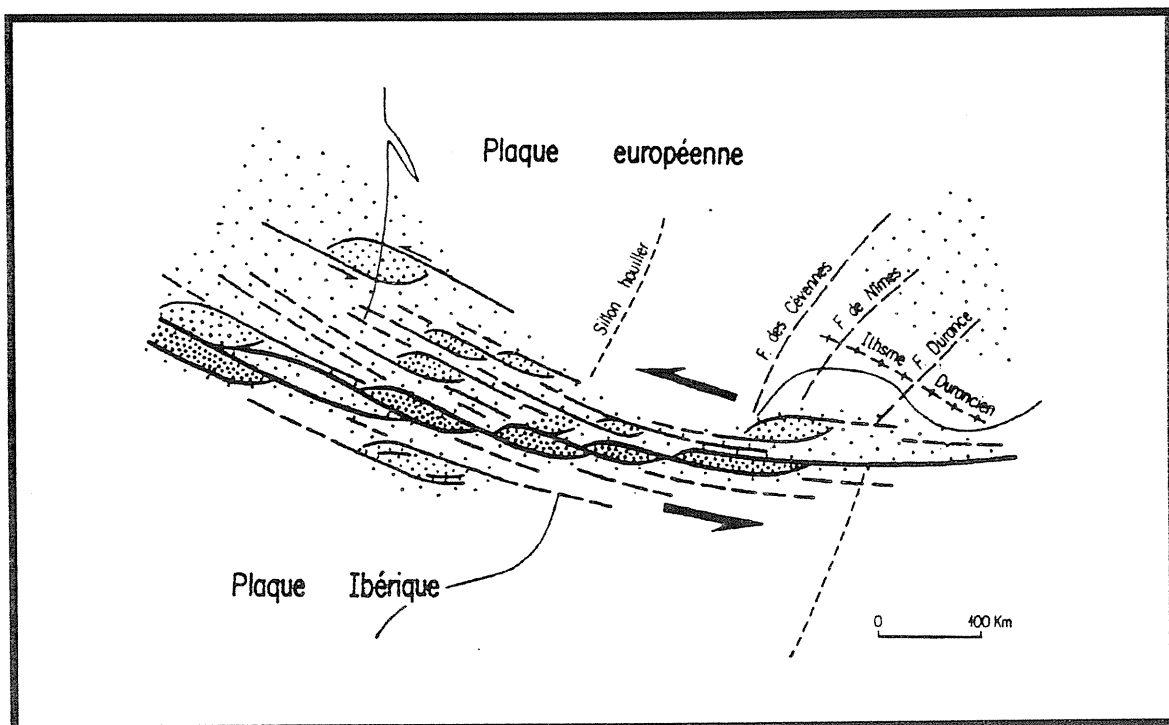


Figure 13 : modèle d'ouverture suivant la "zone transformante nord-pyrénéenne" (Choukroune et Mattauer, 1978).

actuels, comme celui de Salton Sea (Fuis et al, 1984), on considère que la croûte continentale a quasiment disparu, et que les sédiments pourraient reposer directement sur le manteau. La mise en place ultérieure d'écailles de lherzolites dans les sédiments lors des mouvements compressifs est ainsi facilitée.

III.- synthèse

L'histoire mésozoïque et cénozoïque du domaine "Gascogne-Pyrénées" s'inscrit en fait dans le cadre plus général de celle des mouvements Afrique/Eurasie (Tapponnier, 1977; Gealey, 1988) eux mêmes liés à l'ouverture de l'Atlantique.

Initialement (Trias-lias), le domaine ibérique appartenait à l'Eurasie lors des premiers stades d'ouverture de l'Atlantique central. La frontière (transformante) de plaque était alors située au Sud de l'Ibérie. Puis, au Crétacé moyen, le déplacement de l'Afrique vers l'Est, et la progression vers le Nord de l'ouverture atlantique individualise le bloc ibérique et permet la création du golfe de Gascogne. La zone transformante Nord-pyrénéenne amortit une grande part du déplacement relatif Afrique/Eurasie. Le début de la remontée vers le Nord de l'Afrique au Crétacé supérieur entraîne le blocage de ce système et la collision Ibérie/Europe. L'individualisation du bloc corso-sarde, jusqu'ici solidaire du bloc ibérique est réalisée pendant l'Oligo-Miocène (Burrus et al, 1987).

A l'échelle du domaine pyrénéen, on a l'évolution suivante (Fig 14) :

- + aucun déplacement notable n'est enregistré par le paléomagnétisme **avant le Jurassique supérieur**. Cependant les données géologiques indiquent la présence d'un important événement au Trias, parfois interprété en terme de rifting...
- + **pendant le jurassique supérieur et le crétacé inférieur** (150-115 M.a.), un écartement de l'Ibérie et de l'Europe se produit, traduisant un rifting, avec amincissement crustal. Un mouvement de l'Ibérie d'une centaine de km vers le SW est envisagé. Ce mouvement pourrait en fait se décomposer en deux : d'abord vers le SW jusqu'au Valanginien (anomalie M-10N), puis vers le SE (Malod, 1988).
- + **de l'Albien au Santonien** (115-85 M.a.) se produit l'accrétion océanique qui crée le golfe de Gascogne. Ce mouvement est transformé plus à l'Est par le jeu décrochant sénestre de la FNP. Ceci traduit un déplacement de l'Ibérie d'environ 400 km vers l'ESE qui amène celle-ci à l'Est de sa position actuelle (Olivet et al, 1981). *Une distension crustale est généralement associée à ce stade décrochant. Cette notion doit être précisée; en effet, les reconstitutions montrent un mouvement N-S négligeable par rapport au mouvement E-W. La distension est alors uniquement envisageable lorsqu'apparaît un relais distensif entre deux décrochements, formant un bassin pull-apart. L'amincissement crustal est donc, au départ au moins, très hétérogène.*
- + **à partir du Crétacé supérieur**, il y a convergence des deux blocs. Ceci se traduit par une subduction de la croûte océanique du golfe de Gascogne sous la marge Nord espagnole (70 km de croûte océanique subductée environ) (Boilot, 1984), et par une collision continentale dans le domaine pyrénéen. Les reconstitutions imposent un rapprochement de 130 km environ suivant une direction NW-SE. Le raccourcissement N-S décrit comme responsable de la formation des Pyrénées serait donc en fait suivant ces données NW-SE... La convergence a cessé vers 35-40 M.a.

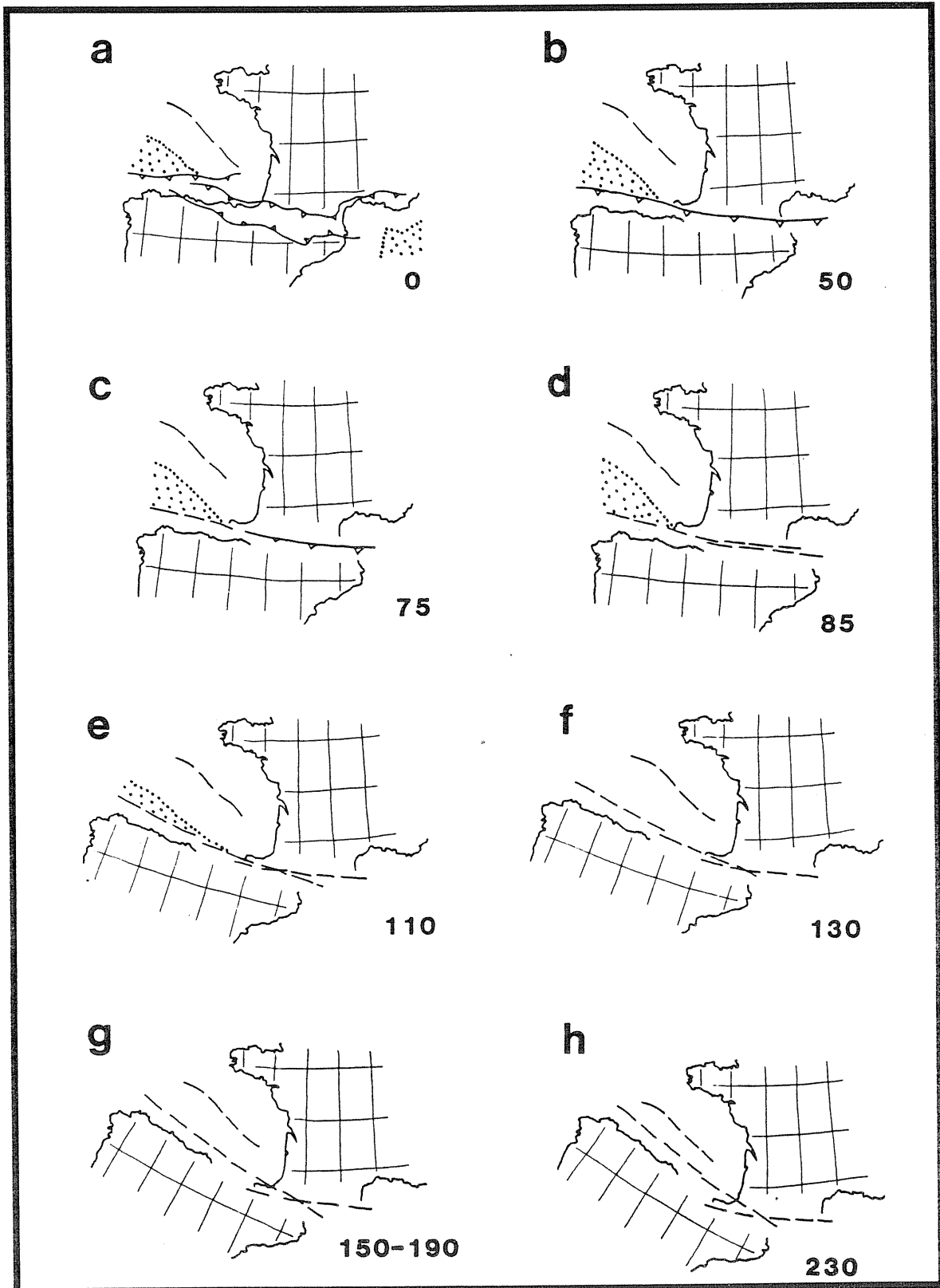


Figure 14 : évolution méso-cénozoïque de la limite de plaque Ibérie - Europe. a : actuel, b : Eocène inf., c : Campanien, d : Santonien, e : Albien inf., f : Crétacé inf., g : Jurassique, h : Permien.

E.- Evolution géologique synthétique

I.- du Trias au Lias inférieur

La configuration générale du domaine pyrénéen au Trias est mal connue et l'importance des phénomènes structuraux-sédimentaires y est souvent sous estimée. Les deux faits les plus couramment admis sont : - le dépôt au Keuper de sédiments évaporitiques au Sud de la flexure celtaquitaine et jusque dans la ZSP (Lucas, 1977; BRGM et al, 1974), - l'injection dans ces sédiments de roches magmatiques à affinités tholéïtiques ou alcalines (les ophites) (Azambre et Rossi, 1981), roches connues par ailleurs à la même époque sur tout le pourtour atlantique.

Ceci montre la présence d'un épisode extensif, qui a provoqué une importante subsidence en aquitaine méridionale et dans le domaine pyrénéen (rifting associé à l'ouverture de l'Atlantique).

Cependant, une étude plus récente (Curnelle, 1983) montre que le cadre structural des dépôts triasiques est constitué par une succession de zones hautes et de dépressions, organisés en horst et grabens orientés N50-60. Ceci témoigne d'une évolution structurale distensive, contrôlée par des accidents d'échelle crustale, comme en témoigne le magmatisme "ophitique". La base de ce dispositif pourrait être pour partie au moins d'âge permien, et il s'inscrit donc dans son ensemble dans la dislocation du continent hercynien débutée dès le Stéphanien dans un contexte de proto-ouverture de l'Atlantique. A ce bassin triasique, caractérisé par une subsidence tectonique, va succéder le bassin évaporitique du Lias inférieur, dont la forte subsidence, probablement thermique, précède l'installation de la plate-forme carbonatée du Lias moyen à supérieur. Dans cette interprétation, le rôle structural de la flexure celtaquitaine disparaît au profit de la transformante "Biscaye-Baffin".

II.- le Jurassique

Le Jurassique est une période tectoniquement calme. Le domaine est recouvert par une mer épicontinentale où se déposent des sédiments essentiellement carbonatés. Seul le lias moyen-supérieur est pélitique et témoigne ainsi d'un certain approfondissement. La sédimentation est contrôlée par des failles sub-méridiennes (faille de Toulouse par exemple) (BRGM et al, 1974).

III.- du Kimméridgien supérieur à l'Albien inférieur

A partir du Kimméridgien supérieur, la paléogéographie change radicalement : la sédimentation se concentre dans des sillons localisés de direction pyrénéenne. Ainsi se forment dans le domaine Nord-pyrénéen et en Aquitaine des bassins marqués par une subsidence rapide (Parentis, Adour, Mirande, ZNP...) (BRGM et al, 1974) (Fig 15). Ces bassins sont séparés par de vastes régions émergées, constitués par la plus grande partie de la ZA et les MNP soumis à l'érosion et à l'altération (formation de bauxites) (Combes et Peybernès, 1989). Ce dispositif se retrouve au Sud des Pyrénées (bassin de Soria) (Guiraud and Séguret, 1985).

La géométrie de ces bassins est interprétée de deux manières : bassins "tectoniques", contrôlés par des décrochements de direction proches de E-W (Curnelle et al, 1980; Guiraud and Séguret, 1985), ou bassins contrôlés par un rifting NNE-SSW (Boillot, 1984).

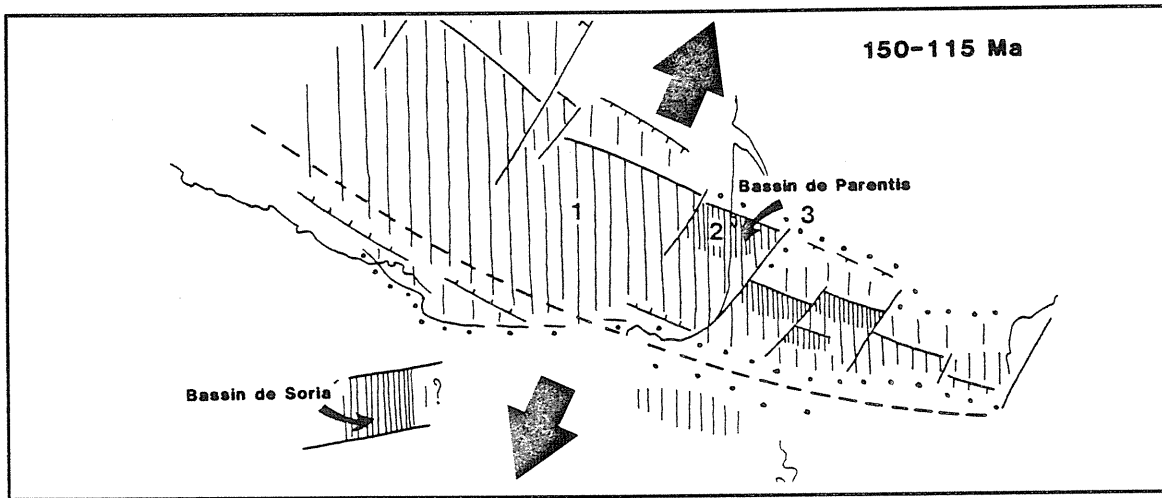


Figure 15 : reconstitution schématique au Crétacé inférieur; rifting NNE-SSW.

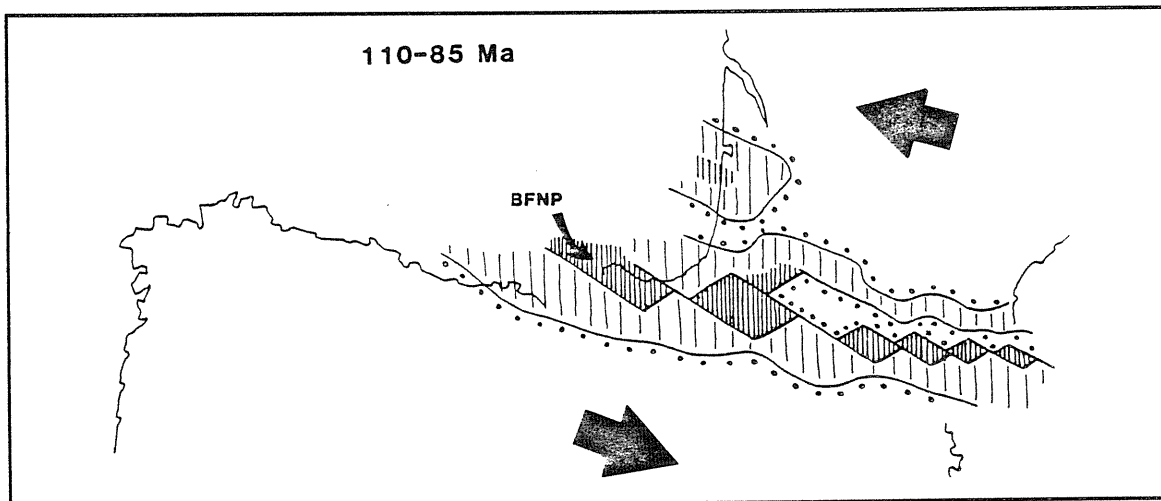


Figure 16 : reconstitution schématique pendant le mouvement décrochant (albo - céno-mano - turo-nien).

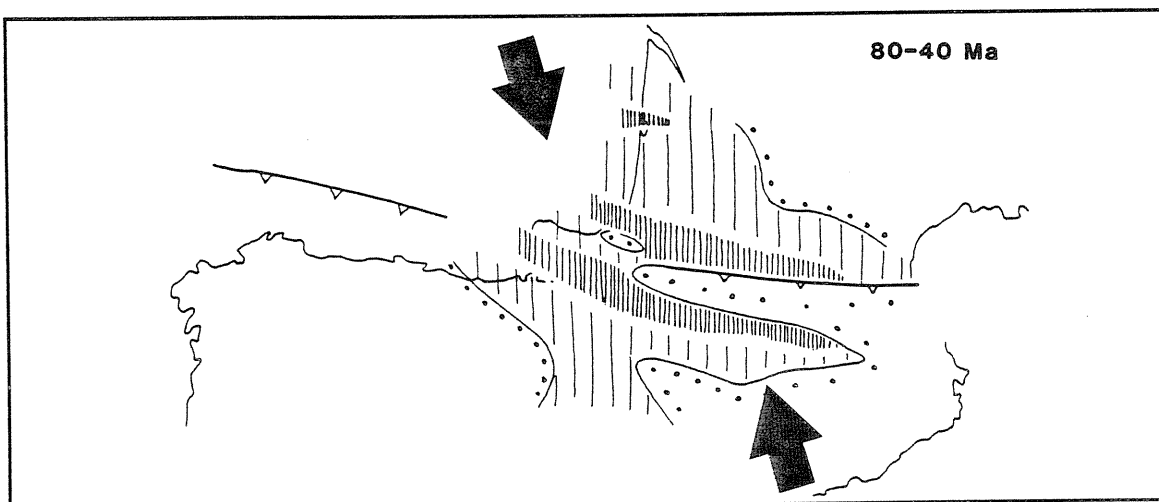


Figure 17 : reconstitution schématique au début des mouvements compressifs NW-SE.

IV.- de l'Albien moyen au Santonien

La dérive sénestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe entraîne une restructuration complète du domaine Nord-pyrénéen, zone qui a encaissé l'essentiel des mouvements relatifs (Choukroune et Mattauer, 1978). Ceci se traduit par la genèse puis l'évolution d'un bassin flysch Nord-pyrénéen (BFNP) (Debroas, 1985) à l'emplacement de la ZNP (Fig 16), évolution enregistrée par différentes séries flyschoïdes (Debroas et Souquet, 1976) et accompagnée par un magmatisme alcalin (Azambre, 1978), un métamorphisme thermique (Golberg, 1987) et localement une première phase de plissement synchisteux (Golberg et Maluski, 1988).

1.- le bassin flysch Nord-pyrénéen (BFNP)

(Debroas, 1985, 1987)

Les 4000 mètres de "flysch noir" albo-cénomaniens se déposent dans des bassins losangiques ou triangulaires, allongés dans le sens E-W, et situés dans des zones de relais entre décrochements. Ils sont séparés par des horsts à sédimentation réduite ou absente, qui correspondent aux massifs Nord-pyrénéens. Ceux-ci sont parfois érodés (présence de brèches à éléments paléozoïques). Leurs bordures correspondent soit à des failles normales N-S à NE-SW, soit à des décrochements en moyenne E-W.

Le BFNP se réalise peu à peu par la coalescence de ces petits bassins élémentaires (Baronies, Camarade, Ballongue...), qui sont de moins en moins nombreux et de plus en plus vastes. La réalisation d'un bassin unique est réalisée au Cénomano - Turonien et marquée par le dépôt uniforme du "flysch gris", moins détritique et plus carbonaté que le flysch noir.

Du turonien au santonien, le BFNP évolue en un bassin dissymétrique, dont la bordure méridionale correspond grosso-modo à la FNP. Auparavant stable et légèrement distensive, cette bordure devient compressive. Une sédimentation conglomératique se développe à son abord (Debroas, 1985; Sancho et al, 1987). Néanmoins, le jeu décrochant est toujours le plus important quantitativement. Le dépôt du "flysch à fucoïde" enregistre une progradation vers le Nord. Les premiers plissements, synmétamorphiques et synchisteux, déforment le flysch noir précédent ainsi que son substratum, et le transforme en "flysch ardoisier".

2.- le magmatisme

L'importante activité magmatique qui se développe dans le BFNP est une autre preuve de l'instabilité de ce domaine à cette époque. Elle se traduit par la mise en place de roches effusives (laves sous-marines, pyroclastites) dans les Pyrénées occidentales et le Pays Basque espagnol, et par des intrusions (filons et sills basiques, syénites feldspathoïdiques) dans les Pyrénées centrales et les Corbières. Ces roches ont des caractéristiques pétrographiques et géochimiques de roches sous-saturées alcalines (Azambre, 1967, 1978; Le Fur-Balouet, 1986) issues d'une source mantellique (Le Fur Balouet et Cabanis, 1988). Quand magmatisme et métamorphisme coexistent, la déstabilisation des plagioclases et des pyroxènes des roches magmatiques montre l'antériorité du magmatisme sur le métamorphisme (Azambre et al, 1971; Azambre et Rossy, 1976).

Des datations récentes (Montigny et al, 1986) ont montré que l'essentiel de ce magmatisme se met en place entre 100 et 90 M.a. dans les Pyrénées centrales et orientales, et entre 90 et 85 M.a. dans les Pyrénées occidentales. Cependant, les marges d'erreur des données géochronologiques ne permettent pas de séparer significativement ces deux événements.

La présence de ce magmatisme témoigne du caractère distensif du dispositif tectonique avant le Turonien.

3.- le métamorphisme et la déformation

Théoriquement, la formation et le développement d'un relai extensif entre deux décrochements implique l'amincissement du bloc interne au relai. *A l'échelle crustale, l'amincissement se traduit par une remontée du Moho, donc par une remontée mantellique, et finalement par l'établissement d'un flux de chaleur anormal. Sur le terrain, on observera un bassin pull-apart ayant subi un métamorphisme thermique synsédimentaire.* C'est ce qui se produit dans le BFNP à partir de l'Albien moyen.

Les principales caractéristiques du métamorphisme Nord-pyrénéen sont les suivantes (Golberg, 1987) :

- + **une hétérogénéité géographique : le métamorphisme peut s'expliquer par des sources de chaleurs discontinues, centrées sous les bassins.**
- + **un pic thermique qui est contemporain de la sédimentation.**
- + **un gradient élevé : les températures maximales atteintes sont de l'ordre de 580-600°C (synclinorium de Boucheville), pour des pressions inférieures ou égales à 3 Kb (Bernus-Maury, 1984; Golberg, 1987); ceci indique un gradient très élevé (100°C/km) qui montre que la variable principale du métamorphisme est la température.**
- + **les données géochronologiques sur ce métamorphisme sont groupées entre 100 et 90 M.a.(Albarède et Vitrac-Michard, 1978; Montigny et al, 1986; Golberg et al, 1986; Golberg et Maluski, 1988).**
- + **les âges créacés obtenus sur les roches hercyniennes des Pyrénées suggèrent que le métamorphisme a affecté le socle anté-mésozoïque (Roubault et al, 1963; Jaeger and Zwart, 1968; Michard-Vitrac and Allègre, 1975; Albarède et al, 1978; Mc Caig and Miller, 1986; Costa and Maluski, 1988; Bickle et al, 1989). L'interprétation structurale de ces données nécessite la connaissance des deux points suivants : 1) la réouverture des systèmes radiométriques s'accompagne t'elle d'une recristallisation ?, 2) cette recristallisation est elle liée à une déformation ?**

Les études microtectoniques montrent l'absence de relation métamorphisme-phase de déformation précises. Des points de vue radicalement opposés ont été soutenus : métamorphisme statique anté-tectonique (Ravier, 1959), métamorphisme syn-tectonique (Choukroune, 1972).

En fait, **le métamorphisme est anté et syn-déformation, la déformation étant syn et post-métamorphique.** Ceci peut s'expliquer par la grande variabilité spatiale du système des contraintes dans un dispositif décrochant (Rodgers, 1980; Segall and Pollard, 1980; Reches, 1987). Extension et compression peuvent simultanément se produire. Le BFNP "baigne" dans un climat métamorphique dans lequel une déformation peut se manifester, spécialement près des accidents en bordure des bassins.

En effet, il nous semble raisonnable d'admettre que le fonctionnement de la zone transformante Nord-pyrénéenne (400 km de déplacement en 25 M.a., soit 1.6 cm/an en moyenne) se soit traduit par une tectonique. Celle-ci peut être extensive dans les bassins (foliation métamorphique des marbres ?), et compressive en bordure de ceux-ci (plis à

axe verticaux) et/ou en bout de décrochement. Elle correspondrait à la première phase observée dans la zone interne métamorphique, qui serait donc antérieure à la première phase de déformation des zones non métamorphiques.

4.- lherzolites et granulites

La mise en place des lherzolites et des roches de la croûte inférieure dans les niveaux superficiels est un autre résultat de l'amincissement crustal; cette remontée est donc contemporaine du métamorphisme, ce qui est confirmé par la géochronologie (Albarède and Michard-Vitrac, 1978). **L'étude pétrographique des lherzolites a montré leur origine mantellique profonde, et donc le caractère non seulement crustal mais lithosphérique de l'amincissement** (Vielzeuf et Kornprobst, 1982; Mattauer, 1985).

V.- du Santonien à l'Eocène supérieur

C'est la période pendant laquelle le domaine pyrénéen a été comprimé et raccourci dans le sens N-S (NW-SE ?). Le dispositif paléogéographique est marqué par deux sillons E-W, parallèles, et séparés par la ZA et la ZNP, toutes deux en surrection relative (Fig 17). Ils ont valeur de bassins flexuraux.

1.- paléogéographie

Le large sillon Sud pyrénéen est marqué par une subsidence assez forte (séries flyschoides et marneuses), et par une importante activité tectono-sédimentaire liée à la mise en place des unités décollées en direction du bassin de l'Ebre. Cette activité est progressivement scellée par les conglomérats Eocène supérieur (Séguret, 1972; Labaume et al, 1985).

Sur le versant Nord, le sillon sous-pyrénéen est issu de la progradation vers le Nord du BFNP. Il est lui même progradant vers le Nord et est progressivement comblé d'Est en Ouest par de puissantes séries détritiques (Ricateau et Villemin, 1973; Dubois et Seguin, 1978; Sancho et al, 1987).

Dans les zones externes, les sédiments sont en général carbonatés et d'épaisseur plus réduite. Ils s'accumulent par progradation sur des domaines de plateforme (BRGM et al, 1974).

Les phénomènes orogéniques se traduisent par le dépôt de la puissante série des "Poudingues de Palassou", formés en grande partie par des éléments de calcaires mésozoïques issus de la ZNP érodée (de l'Eocène inf. au début de l'Eocène sup.).

2.- tectonique

La ZNP subit dès le Crétacé supérieur les effets d'une tectonique compressive polyphasée (Mattauer et Proust, 1963; Choukroune, 1973; Meurisse, 1975a). Cette phase, synschisteuse, est responsable des mégastructures de direction moyenne E-W. Elle correspondrait à la phase 1 définie par Choukroune (1970) mais uniquement à l'extérieur de la ZIM. *En effet, dans cette dernière, la géométrie de la première phase de déformation implique la présence de mouvements décrochants sénestres le long de la FNP, ce qui est incompatible avec un âge crétacé supérieur* (où les mouvements décrochants, s'il y en a, seraient plutôt dextres).

Cette phase de plissement, la deuxième donc à l'échelle de la ZNP entière, est contemporaine d'un métamorphisme syntectonique épizonal daté entre 85 et 80 M.a. (Montigny et al, 1986). Elle serait responsable de l'incorporation des écaïlles de lherzolite et de croûte inférieure dans les niveaux superficiels.

La troisième phase de déformation, plicative et parfois synschisteuse, affecte les terrains Crétacé et Tertiaire, y compris au Nord des chevauchements frontaux Nord-pyrénéens. Elle serait d'âge Eocène moyen.

La quatrième phase est responsable des grands chevauchements et d'une tectonique cassante omniprésente. C'est la phase "pyrénéenne" de l'Eocène supérieur. **La tectonique chevauchante est en grande partie guidée par les structures antérieures** : les failles inverses et les chevauchements sont d'anciens décrochements et failles normales réutilisés (Baby, 1988; Baby et al, 1988; Deramond et al, 1989).

VI.- de l'Oligocène au Pliocène

On peut y noter :

- + dans les Pyrénées occidentales et sur le versant Sud, les derniers serrages anté Miocène.
- + à l'Est de la chaîne, une tectonique distensive qui se traduit par des fossés subsidents fini Oligocène et Miocène (Cerdagne, Corbière, Roussillon...), en relation avec la création du bassin de la méditerranée occidentale.
- + la surrection d'ensemble fini miocène (Pontien).
- + le dépôt de formations détritiques (cônes de déjections de l'avant pays occidental par exemple) pliocènes.

VII.- le quaternaire

- + acquisition du modelé glaciaire
- + surrection
- + sismicité, traduisant une direction de compression horizontale NW-SE, qui semble assez constante (Gagnepain et al, 1980).

F.- Discussion

I.- les problèmes subsistants concernant la structure actuelle

- + **la géométrie de la FNP** : comme proposé (Mattauer, 1989), seul un profil E-W montrant l'évolution latérale des marqueurs incriminés (ou un nouveau traitement du profil ?) pourra résoudre le problème. La valeur du raccourcissement global (environ 100 km dans une direction N-S) n'est pas significativement différente suivant les deux interprétations.
- + **la direction du raccourcissement** : les données du paléomagnétisme impliquent pour le raccourcissement une direction globale proche de NW-SE. Or, la structuration majeure est orientée WNW-ESE (N110). Peut-être cela peut-il s'expliquer par l'importance de la structuration antérieure à la compression (décrochements essentiellement) qui aurait guidé les structures chevauchantes (Baby, 1988; Deramond et al., 1989). Néanmoins, la composante dextre des phases compressives n'est pas toujours évidente à déceler sur le terrain.

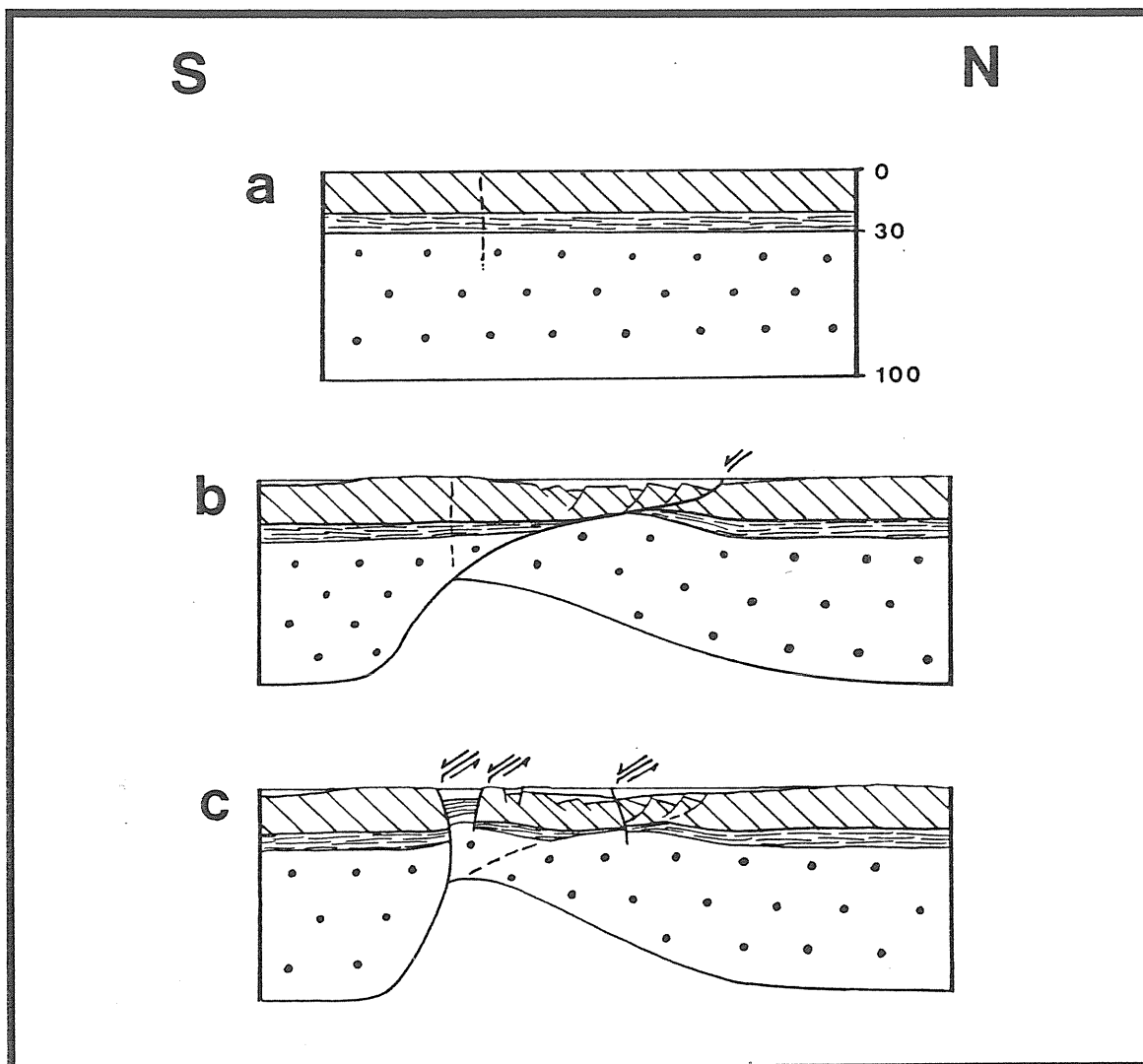


Figure 18 : coupes lithosphériques anté orogéniques du domaine pyrénéen, montrant le rôle du rifting crétaé inf. dans l'assymétrie du dispositif décrochant albo-cénomanién. A - situation initiale (Jurassique), B - Crétaé inférieur, C - Crétaé moyen.

+ **le non cylindrisme** : les différents segments des Pyrénées (Gascogne et Pyrénées émergées essentiellement) correspondent en profondeur à des subductions de sens opposé. Leur raccord pose donc un problème géométrique (décrochement NE-SW ? , Boillot, 1984)

II.- les reconstitutions au Crétaé moyen

+ **l'assymétrie du dispositif** : les reconstitutions anté - tectoniques à l'aide de la méthode des coupes équilibrées montrent des dispositifs à géométrie soit symétrique (Velasque et Ducasse, 1987; Souquet et Médiavilla, 1976), soit assymétrique (Séguret, Daignières et al, 1985; Mattauer, 1985), la faille Nord-pyrénéenne séparant une croûte ibérique d'épaisseur normale d'une croûte européenne amincie. Les données géologiques (géométrie et métamorphisme associé aux bassins) et géophysique récentes (ECORS) confirment cette dernière géométrie qu'il faut cependant expliquer.

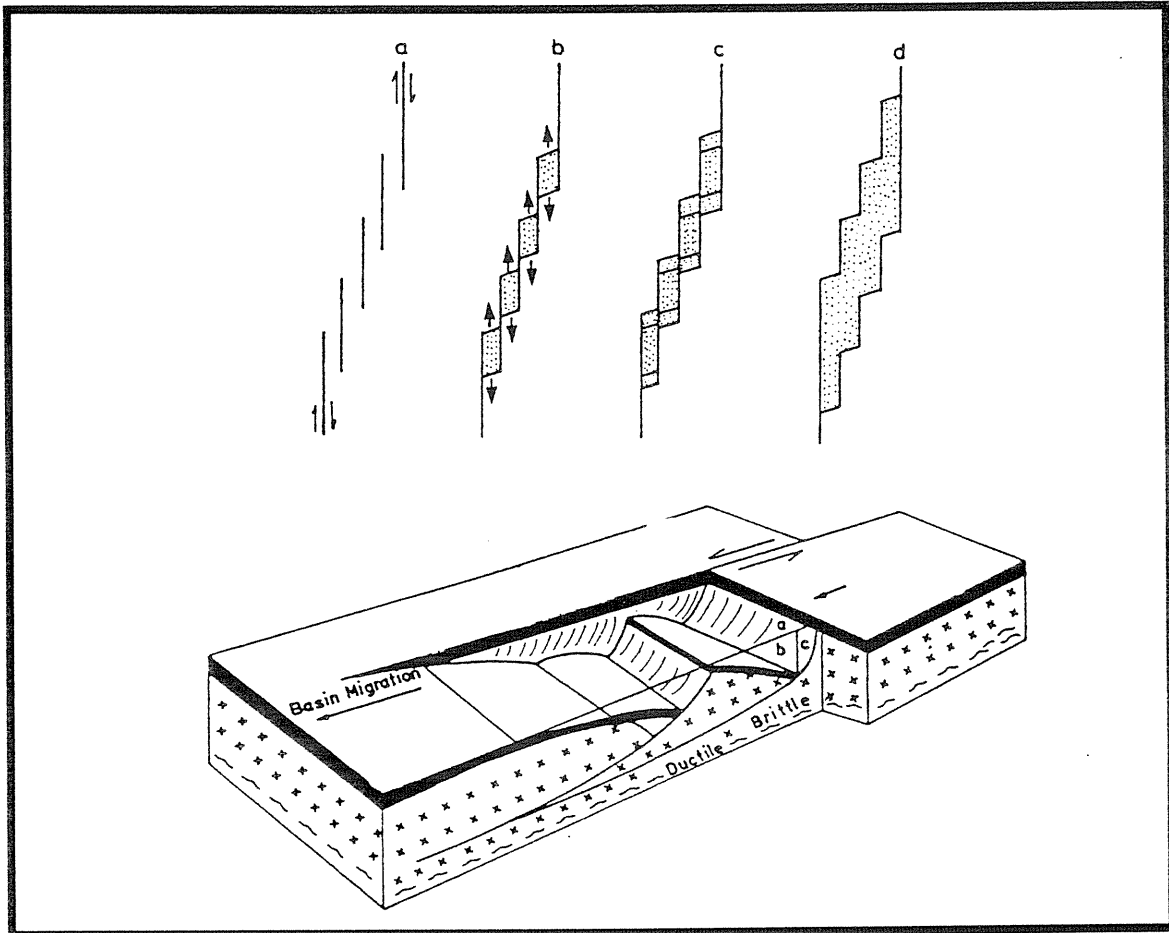


Fig 19 : géométrie des bassins pull apart : l'extension dans le substratum du bassin est sub-parallèle aux décrochements bordiers (in Brink and Ben-Avraham, 1989, modifié).

+ l'étude des marges continentales de part et d'autre du golfe de Gascogne a mis en évidence la dissymétrie existant entre la marge Sud - gascogne, étroite, et l'ensemble marge Nord - gascogne - bassin d'Aquitaine, correspondant à une marge large (Boillot, 1984; Malod, 1987). Ceci a été diversement interprété (Masson et al, 1985; Barbier et al, 1986; Malod, 1987; Keen et al, 1989) et peut s'expliquer soit par une rupture située ailleurs qu'à l'axe du rift, soit par un processus de rifting lui même asymétrique. **Dans le domaine pyrénéen, il nous semble que la transition rapide au Crétacé inférieur entre deux mécanismes géodynamiques fondamentalement différents (rifting N-S puis décrochement E-W) peut expliquer une géométrie résultante fortement dissymétrique (Fig 18).**

Un amincissement lithosphérique assymétrique ("simple shear", Wernicke, 1985) dû à **la réutilisation d'anciennes structures**, produit une géométrie dans laquelle les amincissements maxima crustaux et lithosphériques ne sont pas superposés. **Lors du changement d'orientation des contraintes dû à l'ouverture océanique de l'Atlantique Nord, le système va "casser" à l'endroit où la lithosphère est la plus mince**, séparant donc un domaine Sud à croûte d'épaisseur normale d'un domaine Nord à croûte amincie. La faille Nord-pyrénéenne correspondrait alors à cette zone de rupture, et **pourrait** donc s'être initiée à cette période. Le dispositif sédimentaire au crétacé inférieur est en bon accord avec cette hypothèse.

- + **l'amincissement crustal** : c'est l'idée "passe partout" qui expliquerait l'originalité de la géologie du domaine pyrénéen au Crétacé moyen. Nous pensons que cette notion doit être précisée et définie : dans les pull aparts actuels, l'amincissement crustal est étroitement localisé sous le bassin, et il peut être considérable (disparition complète de la croûte et sédiments reposant sur le manteau supérieurs (Vielzeuf et Kornprobst, 1984; Mattauer, 1985; Nicolas, 1985)). Cet amincissement se traduit par une remontée asthénosphérique, et donc par une remontée des isothermes (anomalie thermique) qui induit un métamorphisme thermique dans les sédiments. On peut considérer que l'anomalie persiste tant que l'amincissement persiste. Seules des zones situées en relais extensifs entre des décrochements sénestres ont été amincies. La zone Nord-pyrénéenne ne l'a donc pas été globalement. Par contre, un amincissement crustal généralisé est nécessaire pour expliquer le rifting crétacé inférieur.
- + **géométrie de l'amincissement** : les coupes restituées au crétacé moyen montrent toutes une géométrie résultant d'un amincissement crustal N-S (failles "listriques" à pendage Sud). Or, comme nous venons de le voir, celui-ci est E-W et localisé sous les bassins. Des coupes perpendiculaires à des systèmes décrochants actuels montrent des failles raides (voir Reches, 1987; Montenat et al, 1987), qui parfois se rejoignent en profondeur ("flower structure") (Christie-Blick et Biddle, 1985; Harding et al, 1985; Brink and Ben-Avraham, 1989)(Fig 19). Ce type de géométrie devrait être testée dans l'exemple des bassins crétacés pyrénéens.



CHAPITRE II

LA CHAÎNE HERCYNIENNE DANS LES PYRENEES

A.- Caractères généraux

Les terrains paléozoïques des Pyrénées représentent une sorte de "boutonnière" qui permet de voir, sous les dépôts mésozoïques et la chaîne alpine, une **petite partie** de l'orogène hercynien.

Ainsi, il ne faut pas voir les "Pyrénées hercyniennes" comme un orogène proprement dit car il s'agit tout au plus **1) d'un fragment d'un orogène beaucoup plus vaste, 2) d'une zone externe de cet orogène, et 3) d'un fragment fortement restructuré par les événements alpins**. Les rapports initiaux entre les différents constituants n'ont donc pas été préservés.

Suivant une distinction relative à l'orogénèse alpine, on peut distinguer trois zones dans lesquelles affleurent des roches anté-mésozoïques : la Zone Nord-pyrénéenne (avec les Massifs Nord-pyrénéens), la Zone Axiale, et la zone des "têtes plongeantes" de Nogueras. Elles sont toutes trois constituées par les types de roche suivants :

+ un "socle" composé de migmatites, de paragneiss et d'orthogneiss, qui résultent de l'action d'un métamorphisme et d'une tectonique d'âge hercynien sur un matériel sédimentaire et granitique d'âge précambrien et/ou paléozoïque inférieur.

+ une série sédimentaire paléozoïque affectée par un métamorphisme épi à mésozonal d'âge hercynien.

+ un ensemble de granitoïdes syn à tardi-tectoniques.

+ une série discordante d'âge stéphano-permien, constituée de matériel volcano-sédimentaire.

Structuralement, les roches hercyniennes peuvent être divisées en deux domaines : une "suprastructures", caractérisée par une structuration subverticale, et une "infrastructure" marquée par une géométrie subhorizontale. Les rapports chronologiques entre ces deux géométries ont été et sont encore discutés (Zwart, 1963; Séguret et Proust, 1968a et b; Matte, 1969; Zwart, 1979; Verhoef et al, 1984; Zwart, 1986; Van Den Eeckhout and Zwart, 1988).

La distinction "alpine" entre ZA et ZNP rend compte d'une différence majeure qui sépare les matériels hercyniens de ces deux zones : dans les MNP, on observe des formations gneissiques catazonales (granulites) qui apparaissent sous des épaisseurs faibles de Paléozoïque métamorphique. Dans la ZA au contraire, pourtant tout aussi érodée que les MNP, les formations catazonales n'apparaissent pas (ou peu) (massif des Albères), et l'épaisseur de Paléozoïque métamorphique est nettement plus forte. Cette différence est en grande partie attribuable aux événements distensifs puis compressifs alpins, mais il ne faut cependant pas minimiser l'importance des événements tardihercyniens.

B.- Les différents ensembles lithologiques

(Fig 20)

I.- le Stéphano - Permien

Les roches les plus anciennes discordantes sur du Paléozoïque plissé et schistosé sont datées du Westphalien D (Mey et al, 1968; Zwart, 1979), soit environ 305-310 M.a.. Ces premières formations post-hercyniennes sont constituées de sédiments fluviatiles, de volcanites et de conglomérats (formation d'Aguiro).

Le Stéphano se trouve dans des petits bassins discordants. Il s'y dépose des schistes noirs et des grès, intercalés de tufs et de coulées andésitiques.

Le Permien est essentiellement formé par les grès rouges, en alternance avec des pélites "lie de vin" et des conglomérats polygéniques. Un volcanisme andésitique se manifeste localement (Pic du Midi d'Ossau) (Bixel, 1984). Cette activité volcanique et sédimentaire stéphano-permienne a nécessairement une cause tectonique en profondeur qui est expliquée par des phases successives d'extension E-W puis N-S (Bixel et Lucas, 1983).

II.- les granitoïdes

Très abondants, les granitoïdes pyrénéens sont essentiellement constitués de "batholites stratoïdes" intrusifs dans tout les niveaux, du Précambrien jusqu'au Carbonifère (Autran et al, 1970).

Suivant leur position structurale, trois ensembles sont discernables : les massifs supérieurs, intermédiaires, et inférieurs (Autran et al, 1970).

Les granitoïdes supérieurs en représentent la plus grande partie. Ils forment de grands batholites de plusieurs dizaines de kilomètres de long, allongés suivant une direction E-W. Ils recoupent, déforment et métamorphisent leur encaissant épizonal plissé et schistosé; ils sont donc post-métamorphiques et post-tectoniques. Ce sont essentiellement des granodiorites, résultant de l'anatexie de la croûte inférieure, souvent associées à des roches basiques, issues de magmas d'origine mantellique (Fourcade, 1981; Ben Othman et al, 1984). Les massifs intermédiaires, tel le granite profond du Canigou, sont situés entièrement dans la mésozone. Ils ne forment pas de massif circonscrits clairement intrusifs, mais présentent au contraire des bordures diffuses et imbriquées. Ce sont également des granites calco-alcalins. Les massifs inférieurs, telle la charnockite d'Ansignan, sont situés dans la catazone. C'est un massif à bord diffus, de composition calco-alcaline, à biotite, hypersthène, plagioclase, feldspath potassique, et grenat.

L'âge du magmatisme granodioritique post tectonique est très bien contraint : de nombreuses études sur des massifs variés indiquent des âges permien compris entre 260 et 280 M.a.

Les massifs intermédiaires ont des âges de mise en place plus anciens (330-340 M.a. pour le granite profond du Canigou); les massifs profonds donnent le même âge que le métamorphisme granulitique, soit environ 300-310 M.a. (Tab 1), ce qui est contemporain ou légèrement postérieur aux derniers événements tectoniques. *permien*

Des séries de roches basiques et ultrabasiques s'observent non seulement associées aux formations anatectiques, mais également au sein des formations métamorphiques catazonales et mésozonales. Ces roches présentent entre-elles des analogies structurales, pétrographiques, et géochimiques (Driouch et al, 1989). Plus ou moins affectées par la foliation majeure, leur mise en place à partir d'une lignée magmatique unique calco-alkaline semble précoce (Soula et al, 1986c). Dans le massif du Saint Barthélémy, de telles roches ont été observées à la fois dans les granulites et les migmatites.

III.- la série sédimentaire

Dans la ZA et les MNP, les niveaux sédimentaires les plus anciens sont d'âge ordovicien et peut-être cambrien. Seul des niveaux de l'Ordovicien supérieur (Caradoc) ont été daté paléontologiquement.

Cette série paléozoïque inférieure se divise en une série grésopélitique très monotone attribuée à l'Ordovicien (série de Jujols), sous laquelle se développe une série qui présente des lithologies beaucoup plus variées, attribuée au Cambrien (série de Canaveille). Sa base est marquée par un niveau repère de marbres dolomitiques (Cavet, 1957; Autran et al, 1966).

La série de Jujols est surmontée par des schistes carburés, riches en graptolites indiquant un âge silurien. Ce niveau, très plastique, a joué un rôle important dans la structuration hercynienne. Le Dévonien, calcaire à la base, puis pelito-gréseux, est de nouveau calcaire dans sa partie supérieure (calcaire "griotte" faménien). Le Carbonifère débute par un niveau de lydienne à nodules phosphatés daté du Tournaisien-Viséen inférieur, puis passe à des niveaux carbonatés ayant parfois un microconglomérat à leur base. Au dessus vient une puissante série détritique (le "culm") essentiellement namurienne. Cette série, plissée et schistosée, est recouverte en discordance par le Westphalien D, et par le Stéphalien.

IV.- la série métamorphique

Une grande partie du Paléozoïque jusqu'au Carbonifère inclus montre un métamorphisme épizonal. Les calcaires siluriens et dévoniens inférieurs sont transformés en marbres et les pélites en schistes, marqués par une foliation à muscovite - chlorite (+/- biotite).

Dans les massifs métamorphiques, les schistes passent peu à peu à des micaschistes contenant de la biotite en abondance et des porphyroblastes de silicate d'alumine. Le passage aux migmatites se réalise progressivement par le développement dans les micaschistes de niveaux quartzofeldspathiques. Les migmatites sont ainsi constituées d'une alternance

centimétrique de niveaux micacés, foliés, riches en sillimanite, et de niveaux quartzo-feldspathiques non orientés. Des filons de pegmatite sont fréquents. En profondeur, la composition devient plus franchement granitoïdique.

L'essentiel des migmatites pyrénéennes est lié au métamorphisme régional, et à l'anatexie qui en résulte (Autran et al, 1970). Elles définissent donc l'isograde de l'anatexie qui semble avoir une position stratigraphique variable.

La série gneissique sous-jacente est la formation métamorphique de plus haut grade. Les gneiss forment des massifs circonscrits ayant une géométrie en dôme elliptique allongé dans le sens E-W dans la ZA, et constituent des massifs monoclinaux à pendage Nord dans les MNP. Leur foliation porte une linéation minérale d'allongement à biotite-sillimanite ou biotite-muscovite ou muscovite seule, qui est orientée NE-SW à E-W dans la ZA, et N-S à NW-SE dans les MNP et le massif des Albères.

Ces gneiss présentent des structures comportant tous les intermédiaires entre une structure ocellée grossière ("yeux" de FK pluricentimétrique) et une structure mylonitique. Ils sont d'origine para ou orthodérivée.

Les paragneiss sont présents dans les MNP (Ursuya, Castillon, S^t-Barthélémy, Bèssède, et Agly) et dans les Albères. Ils sont caractérisés par un métamorphisme granulitique (Vielzeuf, 1984), qui a affecté des sédiments pélitiques dont l'âge semble être précambrien. Les orthogneiss (Guitard, 1970) sont issus de la transformation de granites porphyroïdes ayant intrudé ces séries avant l'hercynien; ils forment les grands dômes de la ZA (Aston, Hospitalet, Canigou, Roc de France...). Leur minéralogie, quartzo-feldspathique, est assez monotone. Par contre, les paragneiss montrent une minéralogie plus variée et contiennent des intercalations d'amphibolites et de marbres.

C.- Déformation et métamorphisme

L'étude des structures métamorphiques de l'hercynien des Pyrénées montre qu'elles correspondent à des dômes thermiques et structuraux plus ou moins marqués, centrés sur des édifices variés : gneiss, migmatites, ou granitoïdes (Soula, 1982). L'étude du métamorphisme et de la déformation par différentes équipes a permis le développement d'autant de modèles structuraux :

I.- l'école parisienne

Des études cartographiques détaillées dans les Pyrénées orientales (Autran et al, 1963; Raguin, 1938, 1964, 1977; Autran et al, 1970; Fonteilles, 1970; Guitard, 1970) ont conduit ces auteurs à caractériser trois faits essentiels : 1) la mise en évidence d'une discordance cartographique interprétée comme la discordance de base du Paléozoïque; ceci conduit à donner un âge **précambrien** à cambrien inf. à la plus grande partie des gneiss (Autran et al, 1966); ceci est confirmé par des âges U/Pb et Rb/Sr sur les gneiss du Canigou (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a et b) et sur les gneiss de base du Saint Barthélémy (Marshall, 1987) , 2) la mise en évidence d'une tectonique précoce en **plis couchés plurikilométriques** de style pennique qui seraient déversés vers le NE (Guitard, 1964; Autran et Guitard, 1969), 3) la caractérisation du métamorphisme hercynien suivant un modèle "d'effet de socle" (Fonteilles et Guitard, 1964, 1968) qui traduit le parallélisme entre les isogrades du métamorphisme régional et la limite Paléozoïque/socle précambrien.

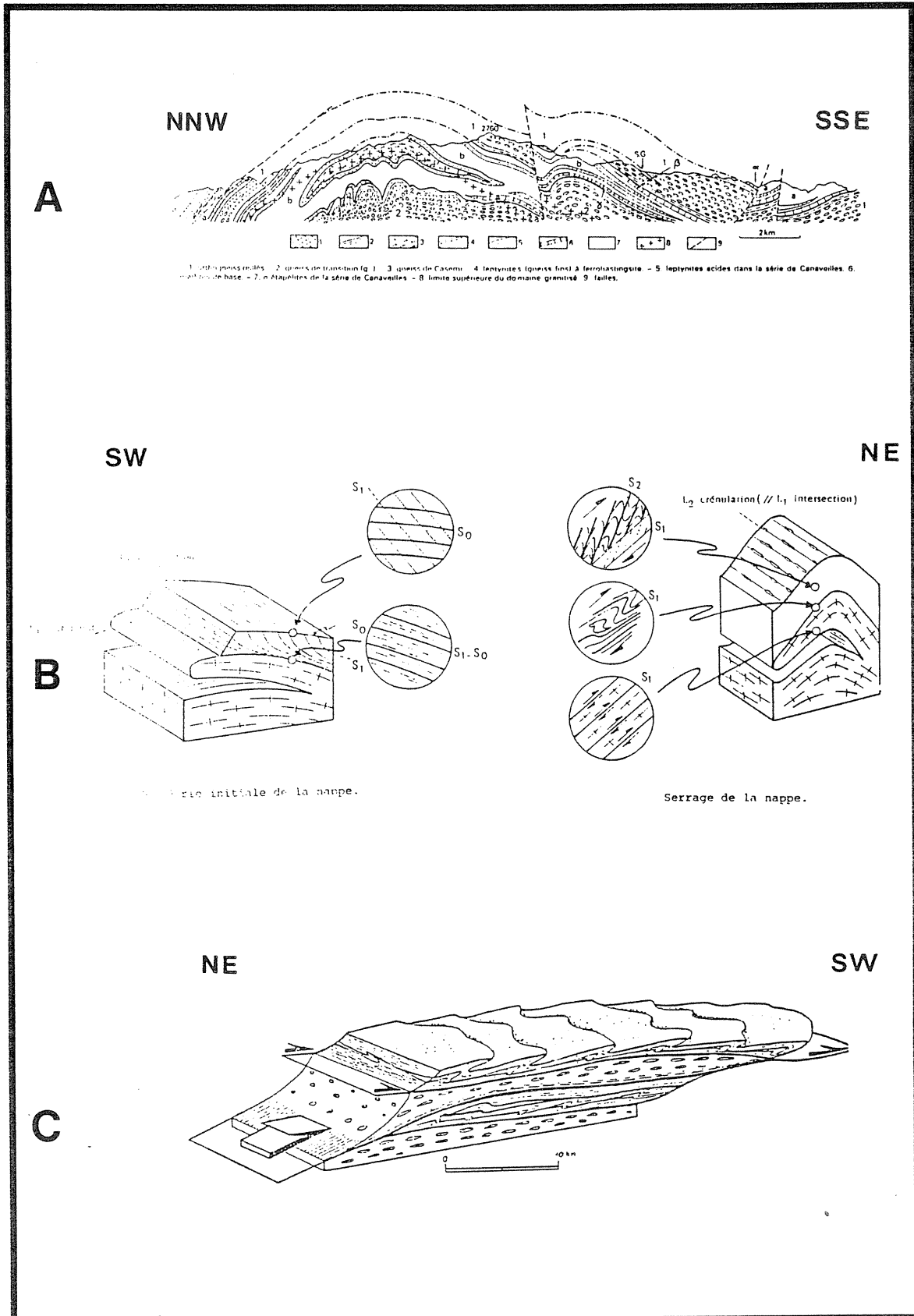


Figure 21 : le massif du Canigou, structure et interprétations, A - d'après Guitard (1970), B - d'après Lagarde (1978), C - d'après Soliva (1989).

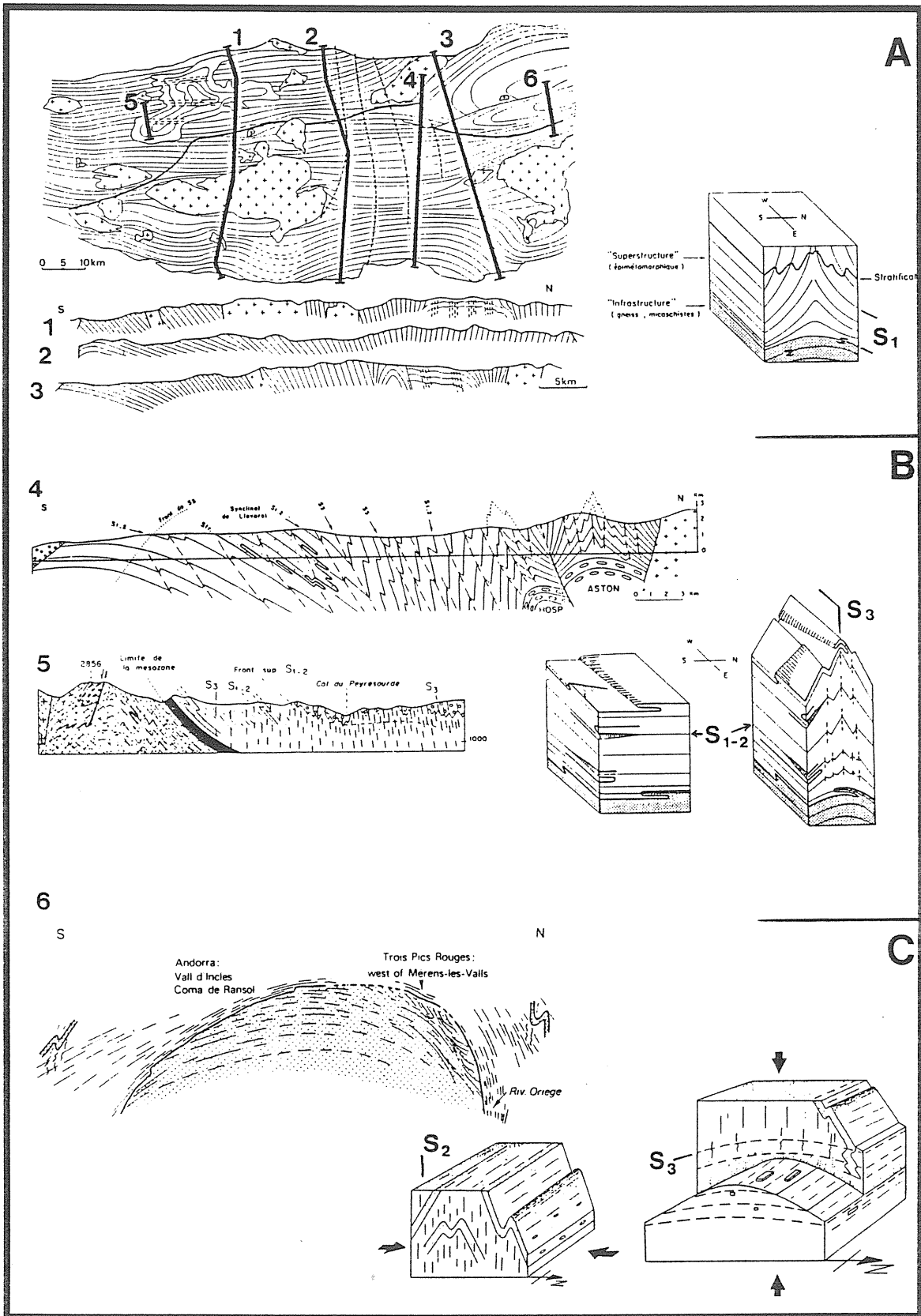


Figure 22 : structure de la zone axiale, A - Zwart (1979), B - Séguret et Proust (1968), Matte (1969), C - Van den Eeckhout (1987).

Pour ces auteurs, le métamorphisme régional affecte l'ensemble de la série socle précambrien-couverture paléozoïque; son intensité croît progressivement avec la profondeur. Son âge est hercynien, et sa culmination serait **postérieure au paroxysme orogénique** (Fig 21 A).

II.- l'école hollandaise

Des études cartographiques détaillées dans les Pyrénées centrales (synthèse dans Zwart, 1979) ont permis à cette équipe de caractériser un fait majeur de la structure des terrains hercyniens des Pyrénées : la distinction suprastructure/infrastructure (Zwart, 1963, 1979; Verhoef et al, 1984) (Fig 22 A).

- + **la suprastructure** est associée aux roches peu ou pas métamorphiques. Elle occupe, spatialement, la plus grande partie de la ZA et la partie supérieure des MNP. Elle est formée par une succession de plis droits, constituée d'alternance d'anticlinaux cambro-ordovicien et de synclinaux dévonien - carbonifères, globalement orientés E-W, et associés à une schistosité sub verticale. Dans le détail, la structure est plus complexe et montre une tectonique polyphasée.
- + **l'infrastructure** caractérise les roches de plus haut grade, et son apparition semble coïncider avec le passage de l'isograde de la biotite. Elle apparaît dans les dômes métamorphiques proprement dits (Gavarnie, Lys, Garonne, Aston-Hospitalet, Canigou-Roc de France, Albères, et certains MNP) qui montrent des foliations sub-horizontales marquées par une linéation d'allongement, et des plis intrafoliaux isoclinaux, à plan axial sub-horizontale et d'axes parallèles à la linéation.
- + selon ces auteurs, l'étude de la zone de **transition infrastructure/suprastructure** montre l'antériorité des plis à plan axial vertical et de la schistosité associée qui caractérisent la suprastructure : dans certains dômes (Aston : Verhoef et al, 1984; Hospitalet : van den Eeckhout, 1986; Lys-Caillauas : de Bresser et al, 1986), ces structures semblent être reprises par la foliation horizontale (Fig 22 C).

La cartographie des isogrades montre un gradient métamorphique rapide, ce qui indique un **gradient thermique élevé**. Il existe de plus une "discordance" claire entre les isogrades et la stratigraphie : les faciès de haut grade atteignent des roches de plus en plus jeunes de l'Est vers l'Ouest de la ZA. A une échelle plus petite, les isogrades se surimposent aux structures; **les conditions métamorphiques de plus haut grade sont donc postérieures aux structures majeures** (Zwart, 1962; Verhoef, 1984). Les assemblages minéralogiques indiquent des conditions de basse pression, et le gradient géothermique serait de l'ordre de 70°C/km (Zwart, 1986). Le paroxysme métamorphique aurait un âge de 300 M.a. (Jäger and Zwart, 1968).

Une interprétation récente (Van den Eeckhout and Zwart, 1988) interprète l'infrastructure de l'Hospitalet et des autres dômes de gneiss de la ZA comme une zone de cisaillement sub-horizontale ayant accommodé une extension crustale. Cette extension (l'infrastructure) est postérieure à la phase de compression majeure (la suprastructure) (Fig 23 C)).

III.- l'école toulousaine

Pour ces auteurs (Soula, 1982; Soula et al, 1986 a, b, et c), infrastructure et suprastructure sont de même âge. Le schéma d'évolution est le suivant (Fig 23 A) :

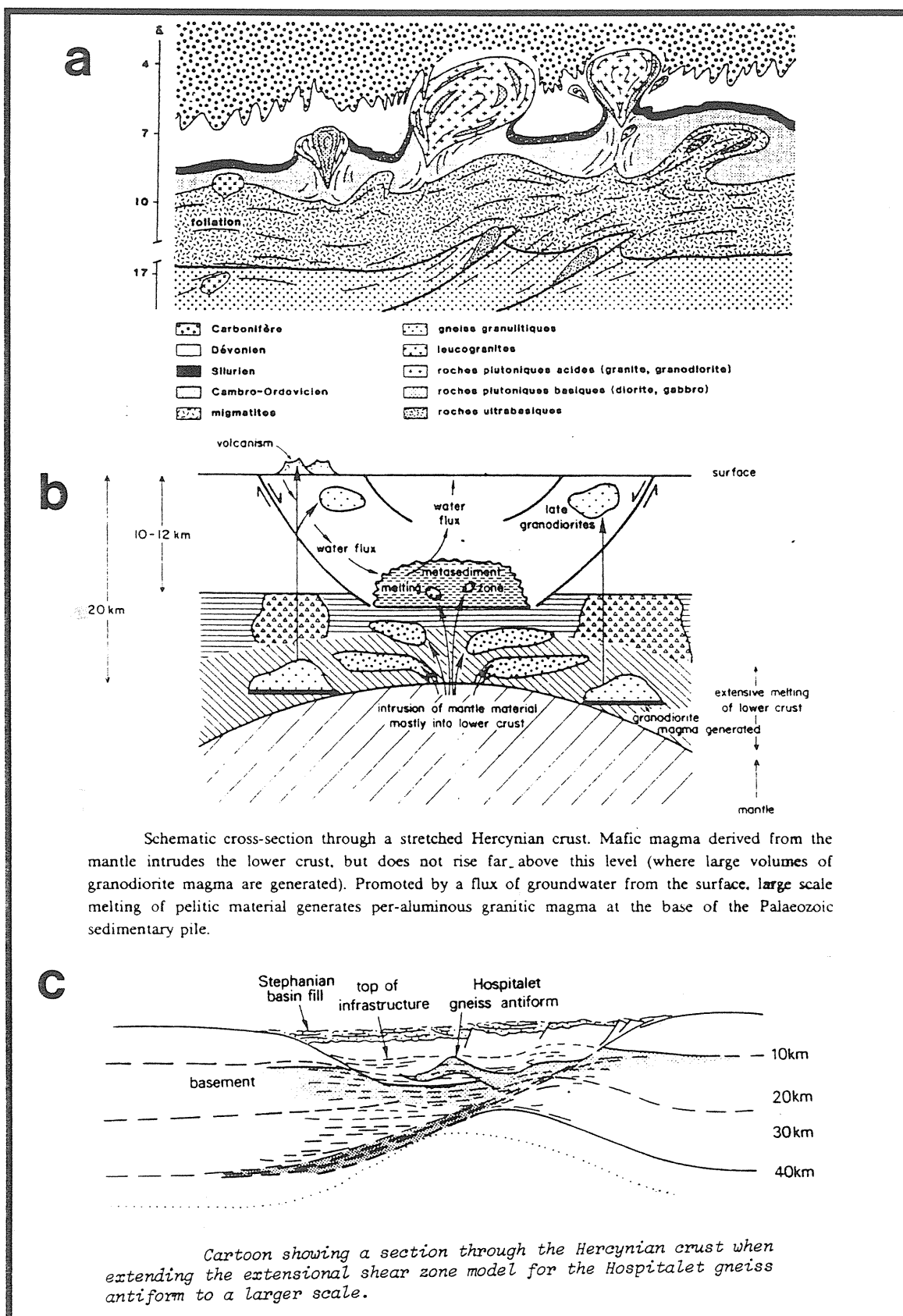


Figure 23 : différentes interprétations de la chaîne hercynienne dans les Pyrénées, A - modèle de "montée diapirique" (Soula et al, 1986), B - le rift hercynien (Wickham et Oxburgh, 1986), C - extension tardi - hercynienne (Van den Eckhout et Zwart, 1988).

(Poupl, 88)

Le premier stade correspond à une extension et se traduit par un amincissement crustal d'âge dévonien supérieur. Ce stade est marqué en surface par une sédimentation en "horst et graben", et en profondeur par l'intrusion de magmas basiques. Le métamorphisme, de type BP-HT, et l'anatexie se développent dans les niveaux inférieurs.

Le second stade correspond à une compression et se traduit par un épaissement crustal. De grands chevauchements, au front desquels se forment des fosses flysch, contrôlent en profondeur l'ascension diapirique des dômes à cœur gneissique, migmatitique, ou granitique. La structure actuelle est le résultat de l'interférence entre cette montée diapirique et la déformation régionale marquée par un raccourcissement important perpendiculaire au grand axe des dômes.

IV.- l'école anglaise

Sur la base d'études pétrographiques et isotopiques dans le massif Nord-pyrénéen des Trois Seigneurs, ces auteurs (Wickham, 1984; Wickham and Oxburgh, 1985, 1986, 1987) mettent l'accent sur le très haut gradient de température présent dans la croûte pendant le métamorphisme hercynien (**700°C à 10-12 km** de la surface). Leur étude isotopique montre la circulation d'eau de mer jusqu'à cette profondeur. La sédimentation du Paléozoïque supérieur, ainsi que "*the absence of any evidence for crustal collision*" les conduit à interpréter les Pyrénées hercyniennes comme un **rift continental** associé à des mouvements décrochants. L'amincissement crustal, syn-métamorphique, serait contemporain de la sédimentation carbonifère flyschoidé ("culm") (Fig 23 B).

V.- les études pétrographiques dans les Massifs Nord - Pyrénéens

La reconnaissance de terrains **catazonaux** dans les Pyrénées est due à Zwart (1954) qui y attribue les "**vieux paragneiss**" de la base du massif du Saint-Barthélémy. Les gneiss de l'Agly et du Castillon sont ensuite attribués au faciès **granulite** (Guitard et Raguin, 1958). Ce dernier massif sera précisément décrit par Thiébaud (1963) puis par Roux (1977). La description d'orthopyroxène dans les parties les plus profondes du S^t Barthélémy (Zwart, 1959) confirme l'appartenance des "vieux paragneiss" au faciès granulite. Puis, ce faciès sera décrit dans le massif de Bessède de Sault (Albarède et Fourcade, 1969; Burg et Leyreloup, 1976), dans l'Ursuya (Boissonnas, 1974), dans des écailles associées aux accidents majeurs Nord-pyrénéens (Azambre et Ravier, 1978), et enfin sur la marge continentale Nord-espagnole (Capdevila et al, 1974, 1980). Pour Zwart (1954, 1979), Burg et Leyreloup (1976), et Roux (1977), le métamorphisme granulitique est précambrien.

Dans une étude synthétique, Vielzeuf (1984) montre l'homogénéité de toutes les occurrences granulitiques pyrénéennes. Elles sont essentiellement constituées de séries sédimentaires dans lesquelles on observe des niveaux basiques orthodérivés. Les orthogneiss sont très peu représentés, ce qui différencie la ZNP de la ZA. Ces ensembles gneissiques sont parfois recoupés par des intrusions syn-métamorphiques.

Celui-ci est de type basse pression ($4 < P < 7 \text{ kb}$) et serait d'âge carbonifère (315 M.a.). Les granulites pyrénéennes correspondent (Pin et Vielzeuf, 1983) au deuxième épisode métamorphique de haut grade du cycle hercynien (le premier n'ayant pas affecté le domaine pyrénéen) qui aurait "recuit" et totalement restructuré la croûte à la fin de l'orogénèse hercynienne en réponse à une anomalie thermique d'origine mantellique (Vielzeuf and Holloway, 1988).

VI.- Discussion

Les points qui sont ou qui ont été sujets à discussion sont les suivants :

- + **le sens de déversement des structures** : à la suite d'études microtectoniques de la couverture paléozoïque, un déversement vers le Sud-Ouest des structures hercyniennes des Pyrénées orientales a été proposé (Mattauer et al, 1967). Il a été confirmé par la suite dans les massifs du Canigou et de Roc de France (Lagarde, 1978), ainsi que sur le versant espagnol (Santanach, 1972). **Un sens de déversement général vers le Sud peut être retenu pour l'hercynien des Pyrénées.** La nappe du Canigou, initialement interprétée en plis "pennique" a en fait une géométrie d'échelle (Lagarde, 1978; Soliva et al, 1989) (Fig 21 B et C).
- + **la chronologie relative suprastructure / infrastructure** : initialement interprétée comme étant de même âge (Zwart, 1963)(Fig 22 A), leur diachronisme a été démontré par la suite (Séguret et Proust, 1968a; Matte, 1969). Pour ces auteurs, l'infrastructure est antérieure (fig 22 B). Récemment, le modèle opposé a été proposé (Verhoef et al, 1984; Van den Eeckhout, 1986; de Bresser, 1986) (Fig 22 C). Il nous semble en fait que **des structures de signification tectonique et d'âge différents sont regroupées suivant l'unique critère de leur attitude géométrique.** Ainsi, l'infrastructure (S 1-2 ou S 3 suivant les auteurs) correspond en fait à deux foliations de signification structurale et pétrographique différente, l'une étant anté à syn - métamorphique, l'autre étant post - métamorphique. **La première correspondrait aux phases compressives, la seconde aux phases tardives extensives.**
- + **l'âge du métamorphisme granulitique** : de nombreuses études isotopiques ont montré son âge indiscutablement hercynien (Tab 1). Le pic métamorphique dans les Pyrénées hercyniennes est donc situé vers **300 M.a. (Westphalien supérieur)**. Il est donc bien **postérieur aux derniers événements compressifs.**
- + **l'interprétation géodynamique globale** (chronologie relative extension/compression) : l'objection majeure que l'on peut faire au modèle uniquement extensif (Wickham et Oxburg, 1985, 1986) est l'existence difficilement contestable d'une histoire compressive polyphasée (Matte and Mattauer, 1987). Les arguments avancés en faveur du rifting hercynien sont les suivants :
 - 1) l'absence de métamorphisme de haute pression.
 - 2) l'absence de suture océanique.
 - 3) la contemporanéité métamorphisme / sédimentation.
 - 4) une activité hydrothermale profonde liée à des fluides d'origine marine.
 - 5) les caractéristiques générales HT - BP du métamorphisme.

On peut leur opposer les points suivants :

- 1) un métamorphisme de HP est synonyme de roche ayant été enfouies à grande profondeur par des mécanismes de type subduction. Son absence ne signifie donc pas pour autant absence de collision; la chaîne **alpine** des Pyrénées en est le meilleur exemple.

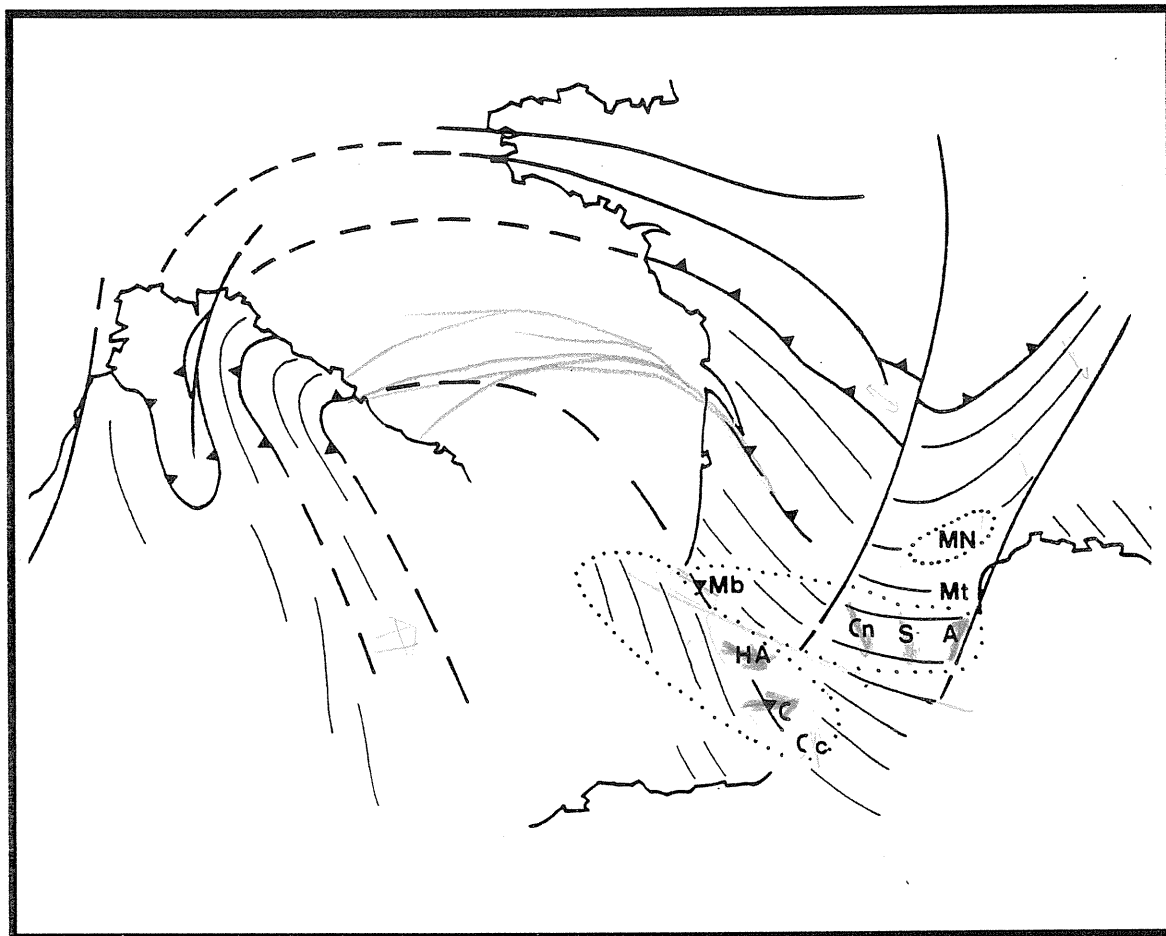


Figure 24 : reconstruction au tardi - hercynien, d'après Matte (1986) modifié. MN : Montagne Noire, Mt : Mouthoumet, A : Agly, S : Saint Barthélémy, Cn : Castillon, Mb : Massifs basques, HA : Aston - Hospitalet, C : Canigou, Cc : Cap de Créus.

- 2) l'absence de suture océanique témoigne uniquement de la nature intracontinentale de la chaîne (ex : Pyrénées).
- 3) une sédimentation synmétamorphique est actuellement effectivement observée dans zones subissant un rifting, mais aussi dans des bassins pull apart (ex : la ZNP à l'Albo - Turonien).
- 4) le métamorphisme créacé dans la ZNP est associé à des circulations de fluide importantes (Golberg et Leyreloup, 1985) qui ont dû sérieusement modifier les équilibres géochimiques et isotopiques antérieurs. Une preuve de l'âge hercynien de cette activité serait l'observation et la caractérisation des mêmes types de phénomènes mais pour la période albo - turonienne.
- 5) l'explication par des phénomènes extensifs des forts gradients observés dans les zones ayant subi un métamorphisme de type HT - BP est une idée nouvelle et intéressante (Sandiford et Powell, 1986; Thompson et Ridley, 1987). Cependant, ces zones ont des structures thermiques complexes dans lesquelles le gradient thermique n'est pas linéaire, et donc non directement reliable à des épaisseurs crustales. Le métamorphisme n'y résulte donc pas nécessairement de l'amincissement de la croûte. Le métamorphisme hercynien des MNP, dont la culmination se situe vers 300 M.a., est interprétable par des phénomènes extensifs provoqués par des instabilités (gravitaires et thermiques) postérieures à un épaissement (Pin et Vielzeuf, 1983; Vielzeuf et Holloway, 1988; Pin, 1989). Il résulte donc d'un épaissement et se traduit tectoniquement par un amincissement.

ZONE	MASSIF	ROCHE	39Ar/40Ar		86Rb/87Sr		86Rb/87Sr		235U/236Pb				
			r		RT		Min/RT						
AXIALE	CANIGOU	orthogneiss	b	66	9	535 +/- 20	1	b	160	1	630 +/- 30	2	
		"	m	214	9			m	275	1			
		granite profond	f	63	9	335 +/- 15	1						
	ASTON/HOSPI TALET	gneiss	b	287 +/- 12	12	315 +/- 27	4	b	270	10			
						363 +/- 107	4	b	230	10			
						345 +/- 115	10	b	160	10			
						360 +/- 100	10	b	120	10			
		granite d'Ax				480 +/- 19	10	m	280	10			
					461 +/- 18	10							
				301 +/- 15	4	b	113 +/- 5	10	340	11			
				300 +/- 60	10	b	115	10					
	leucogranite pegmatite		256 +/- 2	12	292 +/- 13	4	m	275 +/- 11	10				
BASSIES	granodiorite				284 +/- 81	4							
QUERIGUT	granodiorite	b	273	9	275 +/- 12	1	b	140	1				
		f	192	9									
MONT LOUIS	granodiorite				275 +/- 12	1							
MALADETTA	granodiorite				277 +/- 7	3							
COSTABONE	granodiorite				265 +/- 10	1							
Z O N E N O R D P Y R E N N E S	CASTILLON	enclave basique				300	7				300	7	
											296 +/- 45	7	
	PORT DE SALEIX	enclave basique						b	93	7	310 +/- 10	7	
								b	81	7			
	TROIS SEI- GNEURS	paragneiss	b	237 +/- 5	8								
		granodiorite				310 +/- 6	14	a	149 +/- 5	14			
		granite				309 +/- 34	14	p	174 +/- 10	14			
								b	116 +/- 2	14			
								a	330 +/- 20	14			
							p	203 +/- 9	14				
							b	115 +/- 2	14				
							m	277 +/- 3	14				
	leucogranite métapélite				314 +/- 80	14	b	246 +/- 3	14				
							m	266 +/- 6	14				
S' BARTHE- LEMY	paragneiss	b	100 +/- 2	8	539 +/- 26	5	b	100 ?	5	305	15		
	mylonite	b	88 +/- 2	8	315 ?	5				290	15		
	migmatite	m	133 +/- 3	8									
		b	106 +/- 2	8									
		b	109 +/- 2	8									
		m	131 +/- 2	8									
		f	136 +/- 2	8									
AGLY	charnockite										315 +/- 5	7	
											314 +/- 6	6	
											300	2	
	métadiorite	b	107	9			b	102	1				
	paragneiss	m	99	9	565 +/- 25	1	b	55/88	1				
		f	104	9			m	200	1				
		b	131	9									
		a	155	9									
		p	290	9									
			198	9									

- 1 = A. Vitrac Michard and C.J. Allègre, 1975a
2 = A. Vitrac Michard and C.J. Allègre, 1975b
3 = A. Vitrac Michard et al., 1980
4 = F.J.M. Majoer and H.N.A. Priem, 1987
5 = R.S. Marshall, 1987
6 = J.P. Respaut et J.R. Lancelot, 1983
8 = S. Costa and H. Maluski, 1988
10 = E. Jäger and H.J. Zwart, 1968
12 = Mc. Caig et Miller, 1986
14 = Bickle et al, 1988

a = amphibole
b = biotite
f = feldspath K.
m = muscovite
p = plagioclase

- 7 = B. Postaire, 1984
9 = F. Albaredé and al., 1978
11 = E. Delapeirière, 1988
13 = Ben Othman et al, 1984
15 = Delapeirière, 1989

Tab 1 : synthèse des données géochronologiques disponibles sur les terrains hercyniens des Pyrénées.

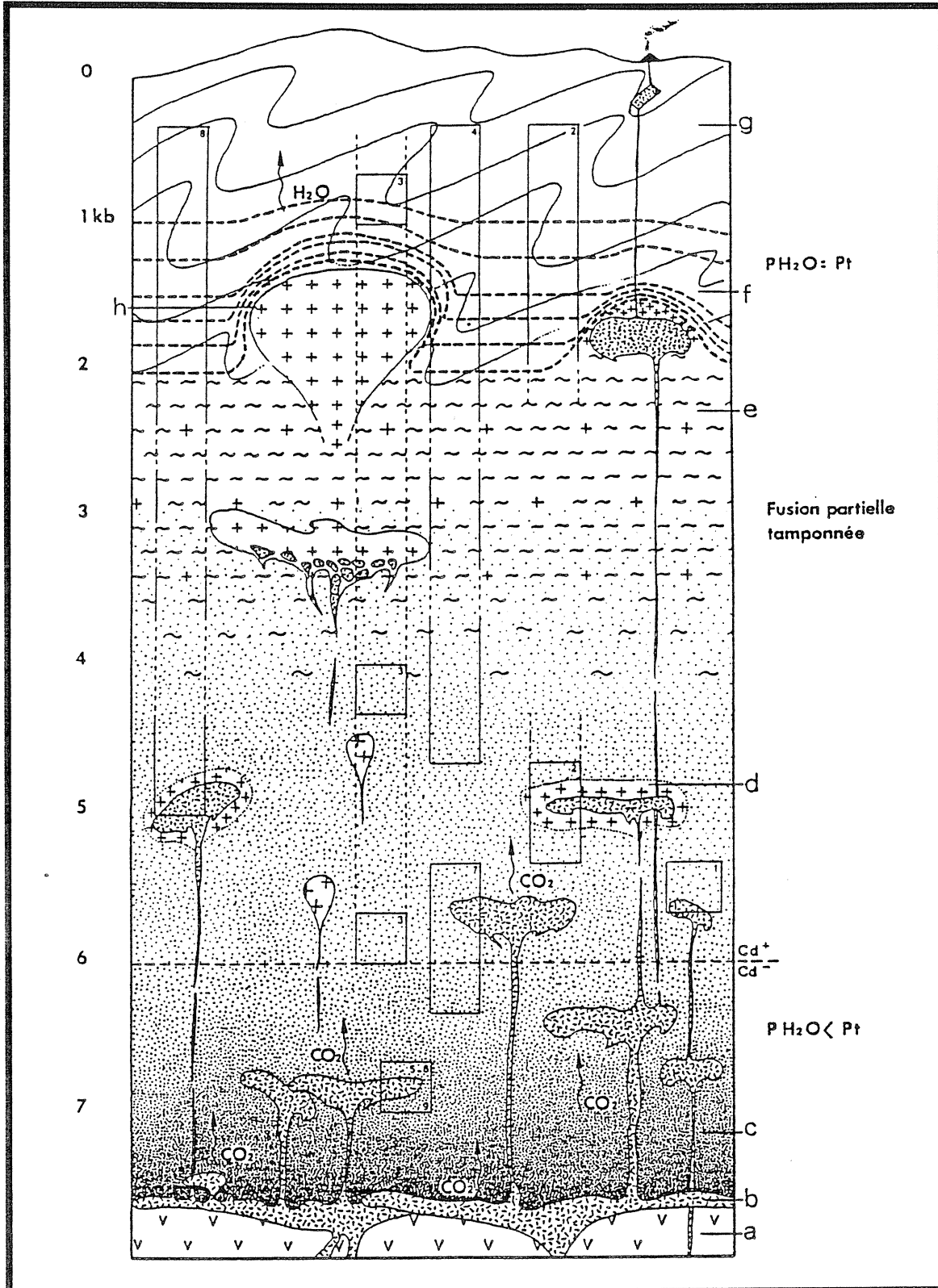


Figure 25 : modèle de structuration de la croûte nord - pyrénéenne au tardi - hercynien, d'après Vielzeuf (1984). 1 : Treilles, 2 : Agly, 3 : Bessède de Sault, 4 : S' Barthélémy, 5, 6 et 9 : Lherz-Saleix et marge espagnole, 7 : Castillon, 8 : Ursuya. Tiretés : isogrades du métamorphisme hercynien; a : manteau sup., b : complexes basiques, c : croûte inf. restitique, d : complexe diorito-noritique, e : horizon migmatitique, f : Paléozoïque métamorphique, g : id. non méta., h : granitoïdes.

D.- Zone Nord-pyrénéenne et Pyrénées hercyniennes

Les reconstitutions fondées sur le raccord des différents segments hercyniens européens, notamment la reconstitution de l'arc ibéro-armoricain (Matte, 1976; Bard et al, 1979; Lefort, 1980; Matte, 1986), montrent l'existence d'un décalage important (environ 300-350 km) entre les domaines correspondant aux actuelles ZNP et ZA. En admettant l'hypothèse suivant laquelle les massifs basques appartiennent à la plaque européenne (Schott et Pérès, 1988), on peut tenter une reconstruction plus précise à l'échelle des Pyrénées (Fig 24). Celle-ci a été réalisée en minimisant le fonctionnement tardi-hercynien de la FNP (Arthaud et Matte, 1975, 1977); le principal argument en faveur d'un jeu important de cet accident à cette époque consistait en la différence entre les socles anté-mésozoïques de part et d'autre de la FNP (présence ou non de matériel catazonal). Il est maintenant bien établi que la mise en place superficielle de ces niveaux est due aux événements distensifs et compressifs post-hercyniens. D'autre part, la reconstitution de l'arc ibéro-armoricain est possible avec ou sans décrochement suivant la FNP. Enfin, le fonctionnement du système décrochant tardi-hercynien serait post-Westphalien D et anté permien (Arthaud et Matte, 1975), donc Stéphanien, et contemporain d'une compression N-S. Il semble actuellement que des éléments nouveaux indiquent une extension N-S pour cette période dans le Massif Central (Malavieille et al, 1989) et la Montagne Noire (Echtler and Malavieille, 1989), et dans les chaînes ibériques (Doblas et al, 1988).

La reconstruction adoptée montre que le massif du Canigou est situé au Carbonifère supérieur au Sud de la partie médiane de la ZNP, et les massifs Nord-pyrénéens au Nord d'un bloc inconnu.... Les raccords Zone Axiale - Massif Nord-Pyrénéens sont alors difficiles, mais on observe toutefois un axe structural constitué par l'alignement Massifs Basques - Aston - Hospitalet - Canigou.

E.- Les Pyrénées dans l'orogène Hercynien

Toutes les reconstructions précédentes montrent que les Pyrénées se situent à la fin de l'orogénèse hercynienne au coeur de la l'arc ibéro armoricain. C'est donc une zone externe. Il n'y existe probablement pas de redoublements crustaux et l'épaississement crustal y est **faible**. L'existence indubitable d'une tectonique compressive polyphasée, qui s'observe dans la couverture paléozoïque, et donc l'existence d'un épaississement, même modéré, peut s'expliquer par la présence d'une croûte amincie ayant été légèrement épaissie, ce qui aurait donné une croûte d'épaisseur normale. Les déformations hercyniennes se manifestent essentiellement par des **décollements** et des **plissements de la couverture**, parfois accomodés par des **écaillages crustaux** ("nappe" du Canigou,). *La structuration majeure que l'on observe dans la croûte inférieure et moyenne (Fig 25) actuellement à l'affleurement est entièrement due à des événements thermiques et tectoniques tardifs, post-collisionnels, ayant sans doute un caractère **extensif prononcé*** (Vielzeuf et Holloway, 1988). Ce type de phénomène est décrit ailleurs dans la chaîne hercynienne (Malavieille et al, 1989; Doblas et al, 1988; Echtler and Malavieille, 1989; Eisbacher, 1989).

DEUXIEME PARTIE

Le Massif du Saint Barthélémy

The image displays a musical score for the piece "Le Massif du Saint Barthélémy". The score is written for piano, with a tempo marking of "Andantino." and a dynamic marking of "p". The music is in a key with two sharps (F# and C#) and a 3/4 time signature. A large, semi-circular diagram is overlaid on the piano part, consisting of a grid of lines that curve upwards from the right side of the page. This diagram is annotated with various numbers and letters, including "OH" at the top right. The numbers along the top edge of the diagram range from 0 to 100 in increments of 5. The diagram appears to be a graphical representation of a scale or a specific harmonic structure, possibly related to the piece's title "Le Massif" (The Massif), which might refer to a mountain range or a specific musical structure. The piano accompaniment features a steady bass line and a more active treble line, with some passages marked with slurs and accents.

CHAPITRE III

GEOLOGIE

A.- Présentation

La chaîne des Pyrénées est constituée d'une haute chaîne centrale culminant à 3404 mètres (Pic d'Aneto), et de petits massifs satellites, situés plus au nord; le plus élevé d'entre eux, le massif du Saint Barthélémy, appelé parfois montagne de Tabe, culmine à 2368 mètres (Pic du Soularac). Sa position avancée et élevée en fait un excellent château d'eau et contribue au développement rapide et dense de la végétation du versant nord. Le pic du Saint Barthélémy (2348 m), lieu où le Saint du même nom a reçu sa vocation (...), constitue un splendide belvédère à la fois sur la haute chaîne et sur l'avant-pays (notamment sur le château de Montségur situé sur le contact nord du massif) (Fig 26).

Il couvre une superficie d'environ 140 km² et s'articule autour d'une crête centrale longue d'une quinzaine de kilomètres, orientée nord-ouest / sud-est. S'en détachent vers le nord de longues crêtes séparées de vallées profondes, et vers le sud un versant abrupt, peu entaillé, qui "tombe" sur la vallée de l'Ariège (Fig 27).

Le massif est réputé pour ses nombreux gisements de **talc**, dont le plus important est exploité en carrière à Trimouns par la Société anonyme des Talcs de Luzenac.

B.- Cadre géologique

Le Massif du Saint Barthélémy (MSB) appartient à l'ensemble des Massif nord Pyrénéens contenant un socle **paragneissique** métamorphisé dans le faciès **granulite**. Il rejoint ainsi les massifs de l'Agly, de Bessède, du Castillon et de l'Ursuya. En outre, il fait partie géographiquement de l'ensemble le plus important de MNP comprenant Arize, Castillon, St Barthélémy et Trois Seigneurs (Fig 28).

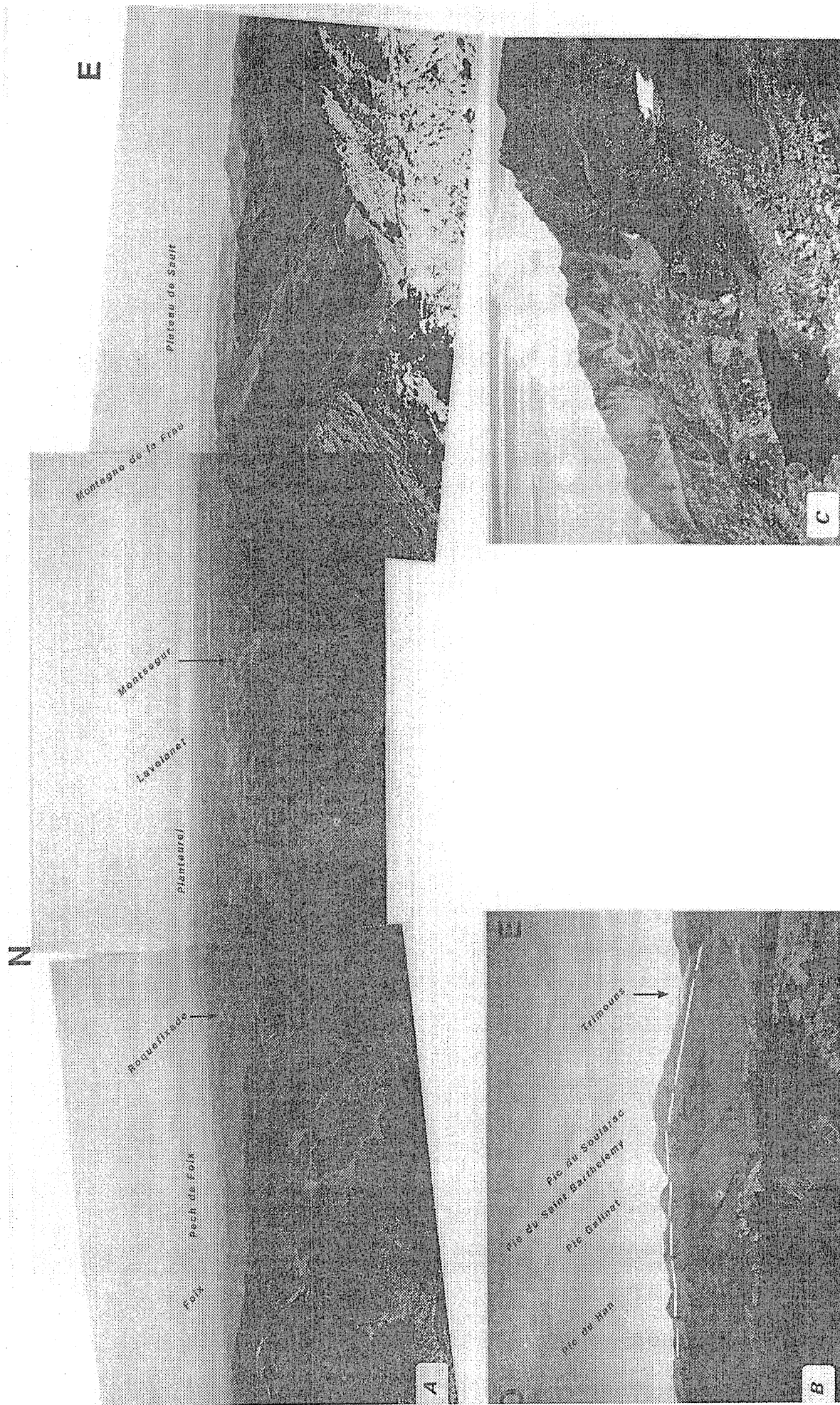


Figure 26 : présentation du Massif du Saint Barthélémy, A - panorama du pic du Soularac, B - le MSB vu du massif de l'Aston, C - l'étang du Diable et le pic du Soularac.

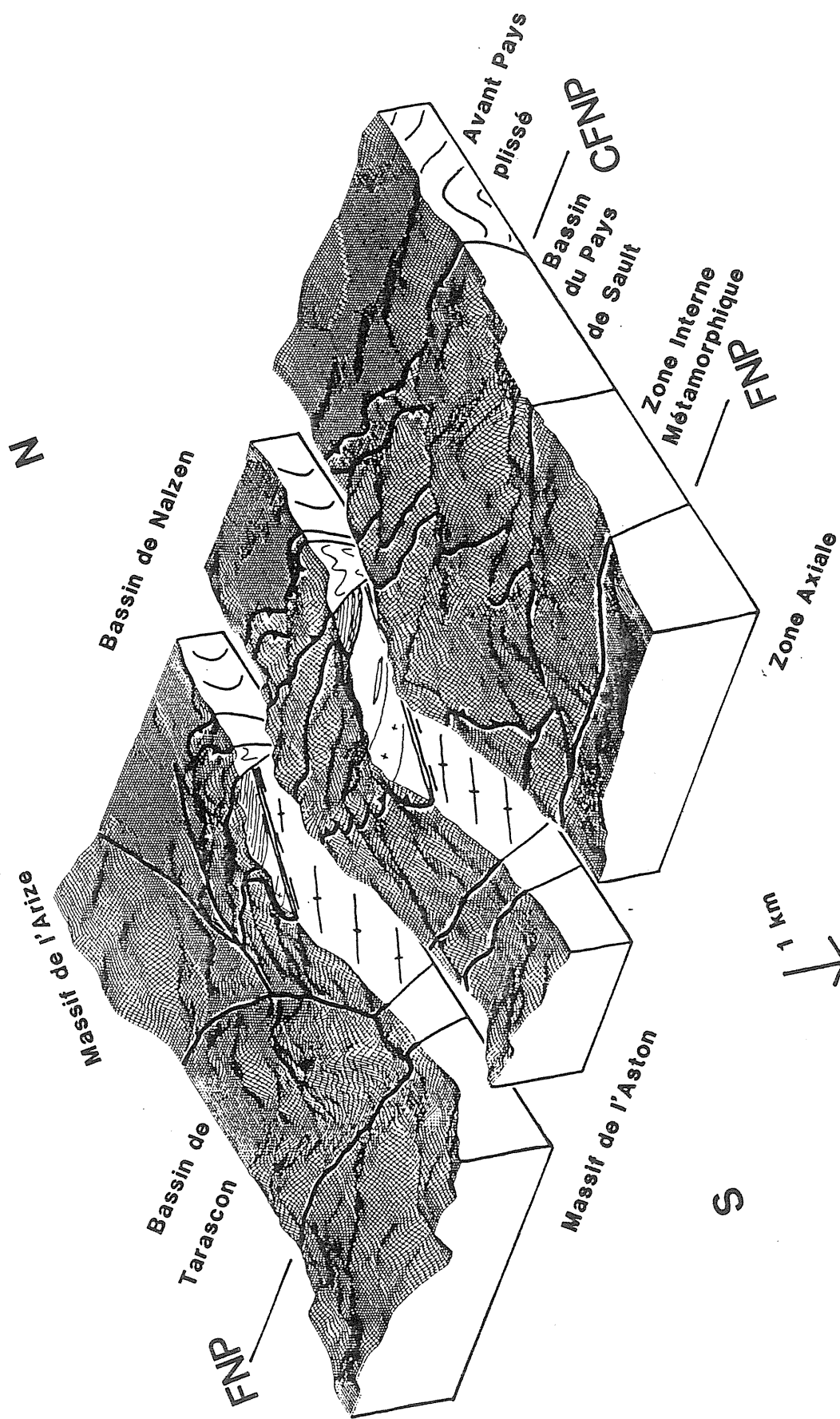


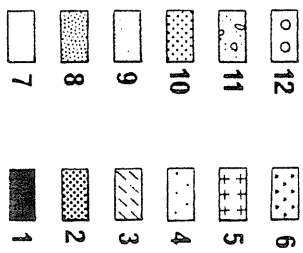
Figure 27 : bloc diagramme topographique montrant les relations du MSB avec les unités voisines.

CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE NORD-PYRENEENNE

ARIEGEOISE

Fig 4

- 1 - LIERZOILITES ; 2 - GRANULITES ; 3 - NIGALITES ; 4 - PALEOZOIQUE SEDIMENTAIRE ; 5 - GRANITES ;
- 6 - TRIAS A ALBIEN MOYEN ; 7 - FLYSCH NOIR ALBO-CENOMANEN ; 8 - FLYSCH GRESEUX SEMONEN ;
- 9 - FLYSCH MARREUX SEMONEN, GRES ET MARRES DU MASTRICHTIEN SUPERIEUR ; 10 - CALCAIRES, MARRES ET GRES DU PALEOCENE ET DE L'Eocene INFERIEUR ; 11 - POUDDINGE DE PALASSOU ; 12 - MOLASSE POST-BARTOLIENNE



10 Km

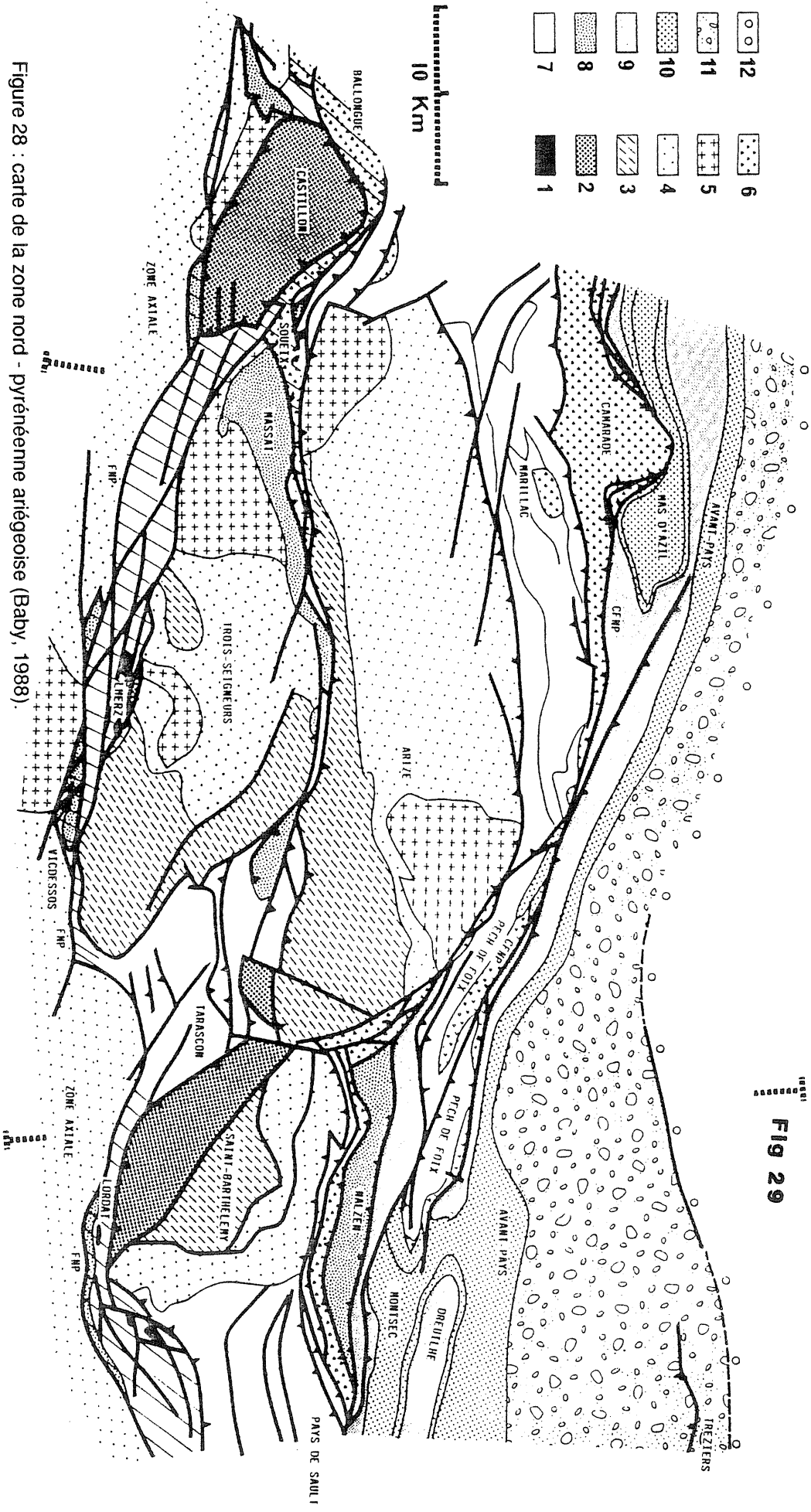


Fig 29

Figure 28 : carte de la zone nord - pyrénéenne ariégeoise (Baby, 1988).

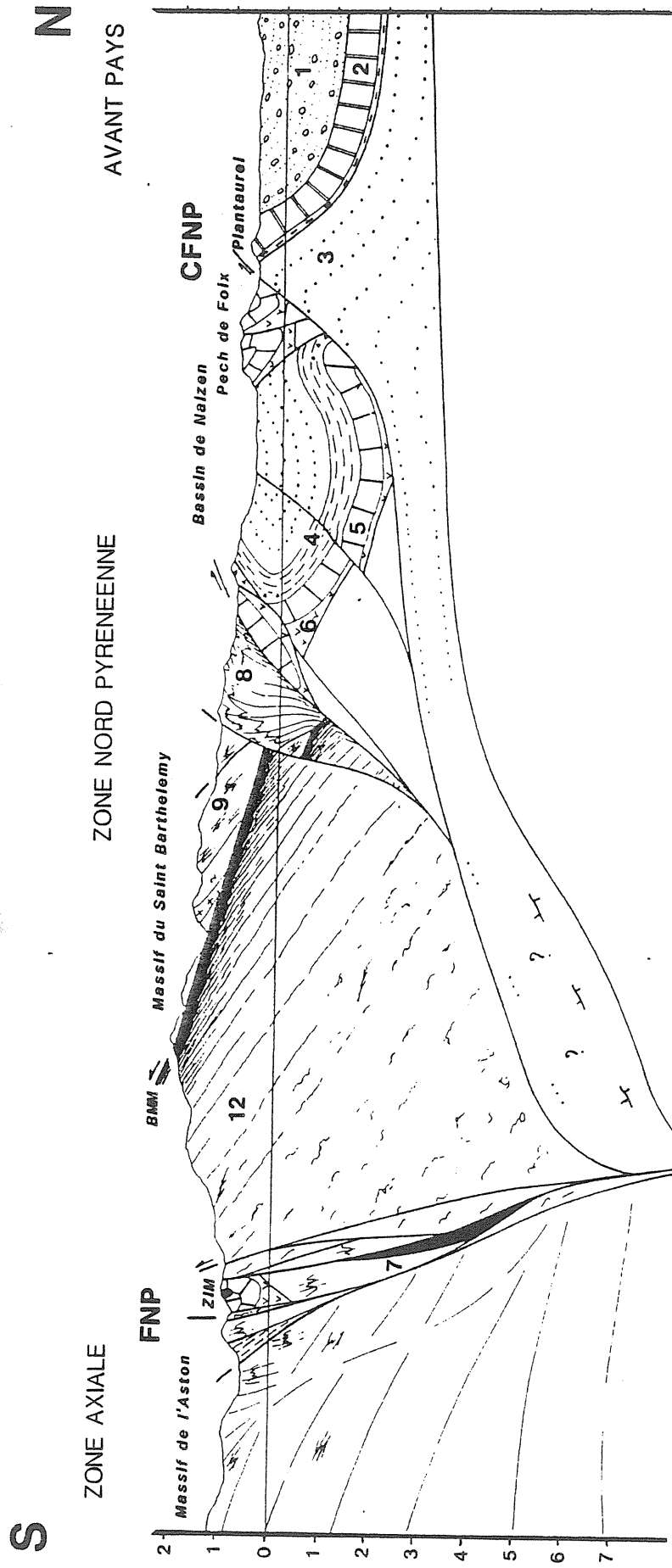


Figure 29 : coupe de la ZNP suivant la transversale du Saint Barthélémy; même légende que la figure 4A.

Il est en contact au nord-ouest avec le massif de l'Arize et l'écaille granulitique de Bompas par l'intermédiaire de la faille de Croquié. Au nord le massif chevauche le bassin crétacé supérieur de Nalzen (au delà duquel s'élève le Pech de Foix). A l'est, la nature du contact avec les sédiments mésozoïques du Pays de Sault est discutée : sédimentaire (discordance) ou tectonique (décollement). Au sud, le contact avec la ZIM et le bassin de Tarascon correspond à une faille inverse orientée NW-SE à fort plongement vers le NE (Fig 29). Un chapelet de petits massifs lherzolitiques affleurent au sud du massif, dans la ZIM entre Bestiac et Prades.

C.- Travaux antérieurs

Depuis les premiers travaux de Garrigou en 1865, le St Barthélémy a été l'objet de nombreuses études pétrographiques et structurales détaillées : Lacroix (1889, 1917) y décrit de nombreuses associations minérales; il décrit notamment les roches basiques de l'étang du Diable, ainsi que le gisement de talc de Trimouns. Dans un article de 1907, L. Bertrand inclut le MSB dans une grande nappe, la nappe C, elle-même superposée à une autre nappe constituée de terrains mésozoïques, la nappe B. Castéras (1933) enracine le massif, de la même manière que tous les autres MNP (Fig 30). Raguin (1938) précise la pétrographie des gneiss.

La première étude pétrographique et structurale complète est due à Zwart (1954). Il publie une carte détaillée et montre, pour la première fois dans les Pyrénées, la présence de roches catazonales (les "vieux paragneiss"). Il constate également l'épaisseur anormalement faible de la série lithologique et propose comme explication l'action de phénomènes gravitaires dans la couverture.

Dans son étude du bassin de Nalzen, Tomasi (1966) étudie la bordure nord du massif et met en évidence l'existence de déformations alpines dans le Paléozoïque ainsi que le chevauchement de celui-ci sur le bassin de Nalzen.

Mangin (1967) par l'intermédiaire d'une cartographie détaillée au 1/20 000^{ème} étudie le Paléozoïque supérieur de la partie nord du massif.

Guchereau (1975) étudie le Paléozoïque inférieur métamorphique ainsi que les ensembles migmatitiques et gneissiques sous-jacents. Il définit la géométrie des isogrades centrés autour d'un dôme migmatitique. Il met également en évidence une déformation mylonitique d'intensité croissante vers la partie supérieure des gneiss qui passeraient aux migmatites par l'intermédiaire d'un accident chevauchant.

Soula (1982) interprète le St Barthélémy comme un fragment d'un dôme à coeur granulitique mis en place par diapirisme à l'hercynien.

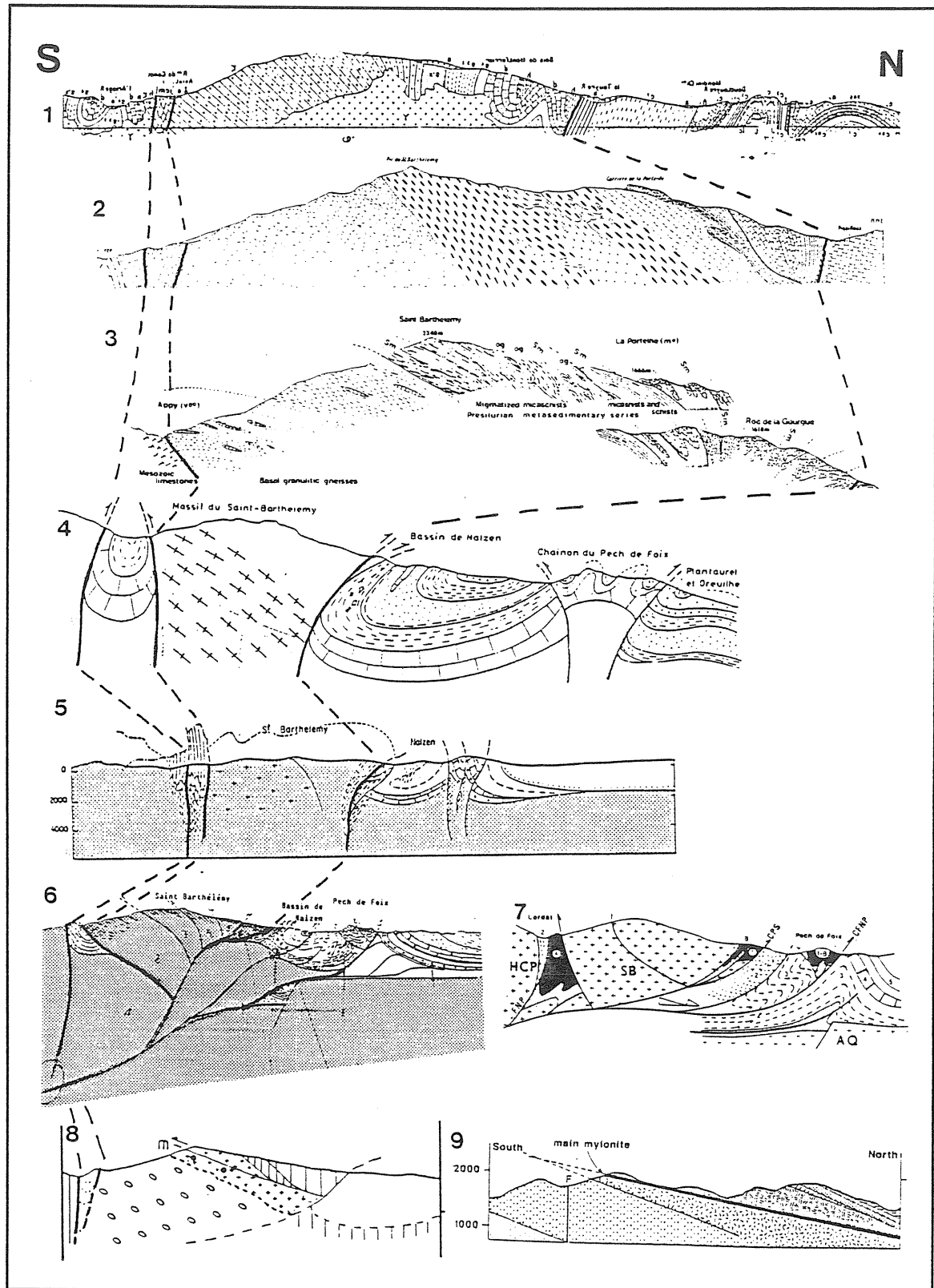


Figure 30 : historique des interprétations de la structure du Saint Barthélemy, 1 - Castéras, 1933, 2 - Zwart, 1954, 3 - Mangin, 1967, et Soula, 1982, 4 - Tomasini, 1966, 5 - Choukroune, 1976, 6 - Baby, 1988, 7 - Souquet et Peybernès, 1987, 8 - Passchier, 1984a, 9 - Marshall, 1987.

Passchier (1982a) décrit précisément la zone de cisaillement (Main Mylonite Band) située au contact entre les gneiss et les migmatites. Il précise ses conditions de formation et étudie les relations ultramylonites/pseudotachylites qui montrent le passage progressif de la déformation ductile majeure à une déformation fragile. Dans un article de 1984, Passchier interprète la BMM comme une faille normale ductile d'âge crétacé, contemporaine d'une phase d'amincissement crustal, et antérieure aux mouvements compressifs pyrénéens qui l'auraient basculée vers le nord.

L'ensemble de ces résultats, conjugués à nos propres observations dans les différentes unités du massif, nous permettent de proposer la synthèse générale qui fait l'objet de ce chapitre.

D.- Lithostratigraphie

Le saint Barthélémy présente une très grande variété de faciès lithologique; en effet, on y trouve concentré la plupart des types de roche présent dans l'ensemble des terrains anté-mésozoïques pyrénéens (Fig 31 et 32).

I.- les terrains métasedimentaires

1.- la couverture post-hercynienne

Elle affleure uniquement sur la bordure nord du massif. Du nord vers le sud, on y observe des terrains crétacés supérieurs (dans lesquels on trouve des niveaux de brèches albo-cénomaniens à éléments paléozoïques et cristallins (Tomasi, 1966)) plongeant au sud en série inverse, puis une bande de terrains jurassiques (calcaires et dolomies) et permotriassiques (argiles bariolées, cargneules, grès lie de vin, conglomérats à éléments de paléozoïque) peu épais, impliqués dans des accidents chevauchants.

2.- le Carbonifère

Il débute par le niveau caractéristique des lydiennes à nodules phosphatés (2 à 3 mètre maximum) qui semble être constant. Ensuite se trouvent des niveaux traduisant une sédimentation de type flysch : pélites grises schistosées contenant de rares intercalations gréseuses (Viséen inférieur); son épaisseur minimum est de 150 mètres.

3.- le Dévonien

D'une puissance totale de l'ordre de 400 mètres, le Dévonien est en fait divisé en deux ensembles séparés par un contact tectonique. A la base, une série détritique (pélites rythmiques) qui correspond au Dévonien inférieur passe en continu à une série carbonatée (calcaires bleus; Dévonien moyen). Au sommet, une série carbonatée constituée de calcaires à microrhythmes, de calcaires blancs, puis de calcaires amygdalaires rouges (calcaires griottes) correspond au Dévonien supérieur.

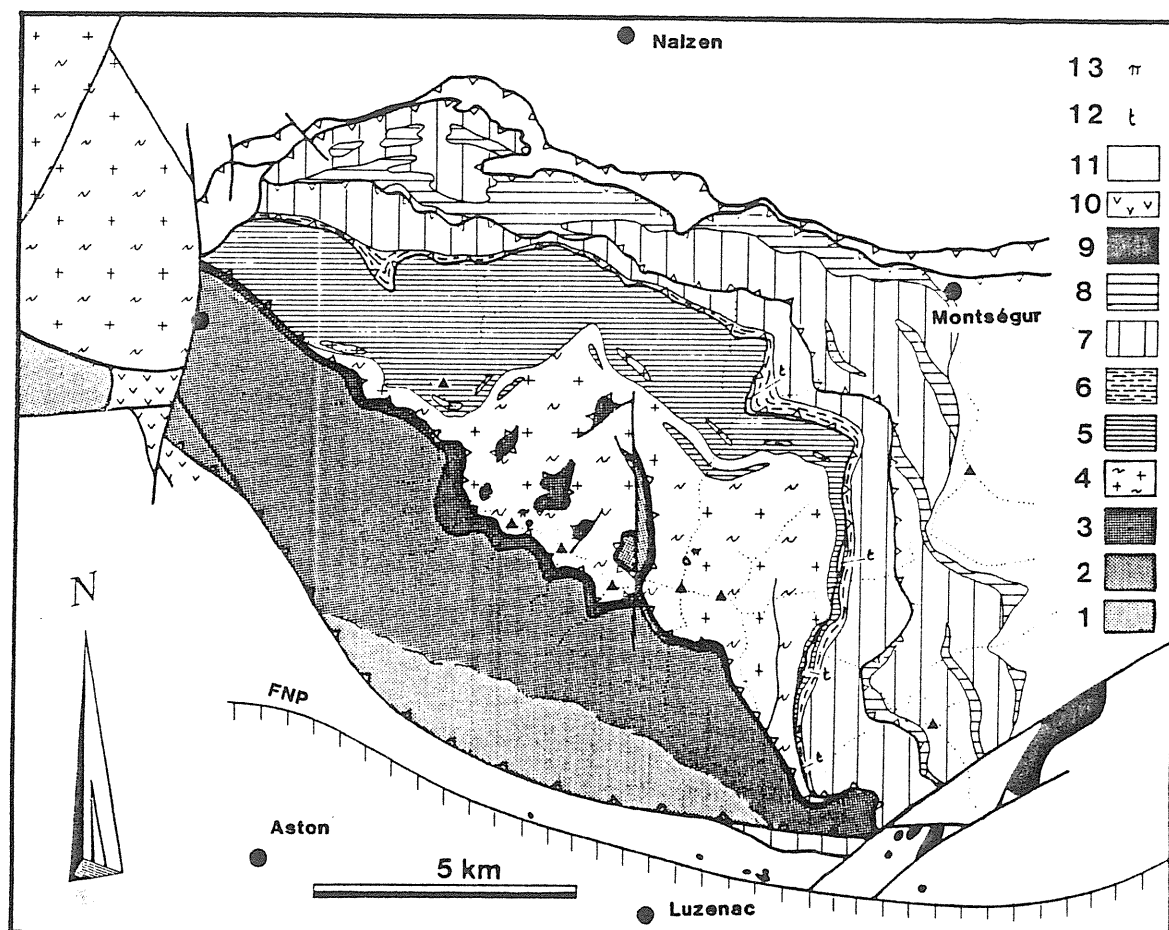


Figure 31 : carte géologique simplifiée du MSB; 1 - granulites, 2 - gneiss, 3 - Bande Mylonitique Majeure, 4 - migmatites, 5 - micaschistes, 6 - Silurien, 7 - Dévonien, 8 - Carbonifère, 9 - lherzolites, 10 - Trias, 11 - Mésozoïque, 12 - talc, 13 - roches ultrabasiques.

4.- le Silurien

Il est constitué essentiellement par la formation caractéristique des "schistes carburés" d'une puissance (apparente car tectonique) très variable et de l'ordre de la centaine de mètre au maximum. Il contient parfois un niveau calcaire.

5.- le Cambro-Ordovicien

Entre les ampélites siluriennes et les migmatites affleure une série hétérogène, métamorphique, difficilement caractérisable. Elle débute par un niveau calcaire attribué à l'Ordovicien supérieur qui passe vers le bas à une série schisteuse puis micaschisteuse alternant

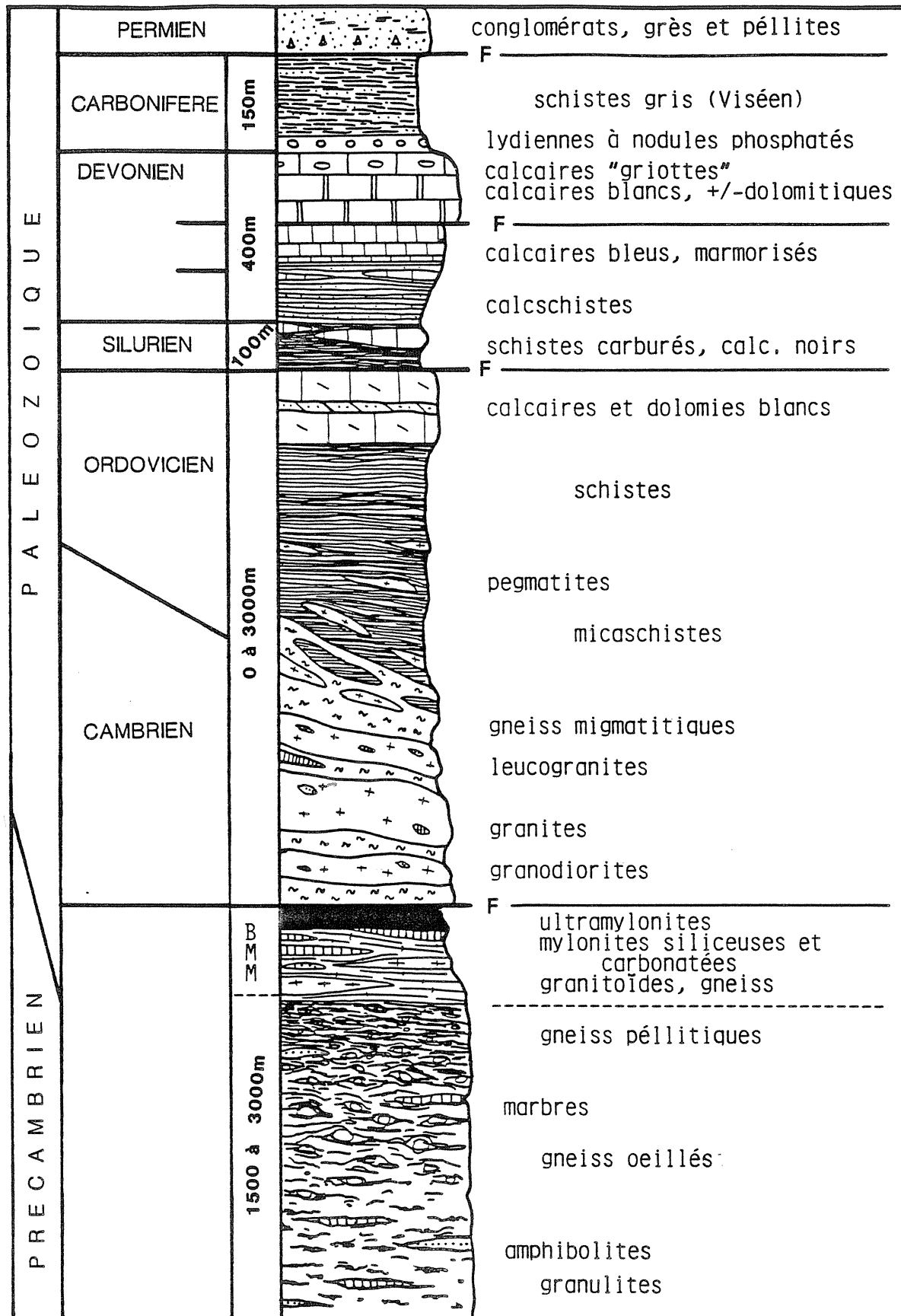


Figure 32 : log lithostratigraphique de la série du St Barthélémy.

avec des petits niveaux de quartzites. Des roches litées composées d'alternance de rubans de diverse couleur (vert et brun essentiellement) correspondent aux "gneiss à silicates de chaux" définis par Zwart. Ils ont une situation stratigraphique mal définie mais nos observations en feraient un ensemble inférieur, discontinu, situé sous les micaschistes. La partie inférieure des micaschistes contient de nombreuses intercalations de corps de composition leucogranitique, de faible épaisseur, et sub-parallèles à la foliation.

II.- les migmatites et les roches associées ("Upper Gneiss Unit")

Entre les micaschistes et les gneiss se développe un ensemble hétérogène, de composition globalement granitique, d'épaisseur variable, qui forme les principaux sommets du massif. Le passage micaschiste/migmatite semble être continu. Classiquement décrites par une opposition métatexite/diatexite (Guchereau, 1975), il nous semble, à la lumière de nos résultats, qu'elles sont mieux décrites par le schéma suivant (Fig 33) (Fig 34) :

1.- les gneiss migmatitiques

Ils forment un ensemble très hétérogène constitué d'une alternance de niveaux riches en biotite (paléosome), à valeur de restite, et de niveaux quartzo-feldspathique, d'origine anatectique, définissant un litage gneissique (Fig 33 B). Les épaisseurs relatives de ces deux niveaux, ainsi que leur géométrie sont très variables. Ces roches constituent la plus grande partie des migmatites.

2.- les granodiorites

Elles constituent des niveaux peu épais (10-30 mètres), continus sur de grandes distances, qui forment des lames intrusives, concordantes, car parallèles aux structures de l'encaissant (sills) (Fig 33 D). Facilement repérable dans la morphologie, elles sont de couleur grise et contiennent de nombreuses enclaves granitiques, quartzitiques, amphibolitiques ou carbonatées, déformées et métamorphisées lors de la mise en place. Les granodiorites sont composées de quartz - plagioclase - orthose - biotite - muscovite - sillimanite - (grenat) - (hornblende) - (cordiérite).

3.- les granites

Des corps importants de granite à biotite affleurent en divers endroits. Ils constituent d'ailleurs les principaux sommets (St Barthélémy et Soularac). Leur composition est : quartz - plagioclase - orthose - biotite - muscovite - (grenat) - (sillimanite) - (andalousite) - (cordiérite). Ils contiennent les mêmes types d'enclaves que les granodiorites (Fig 33 E).

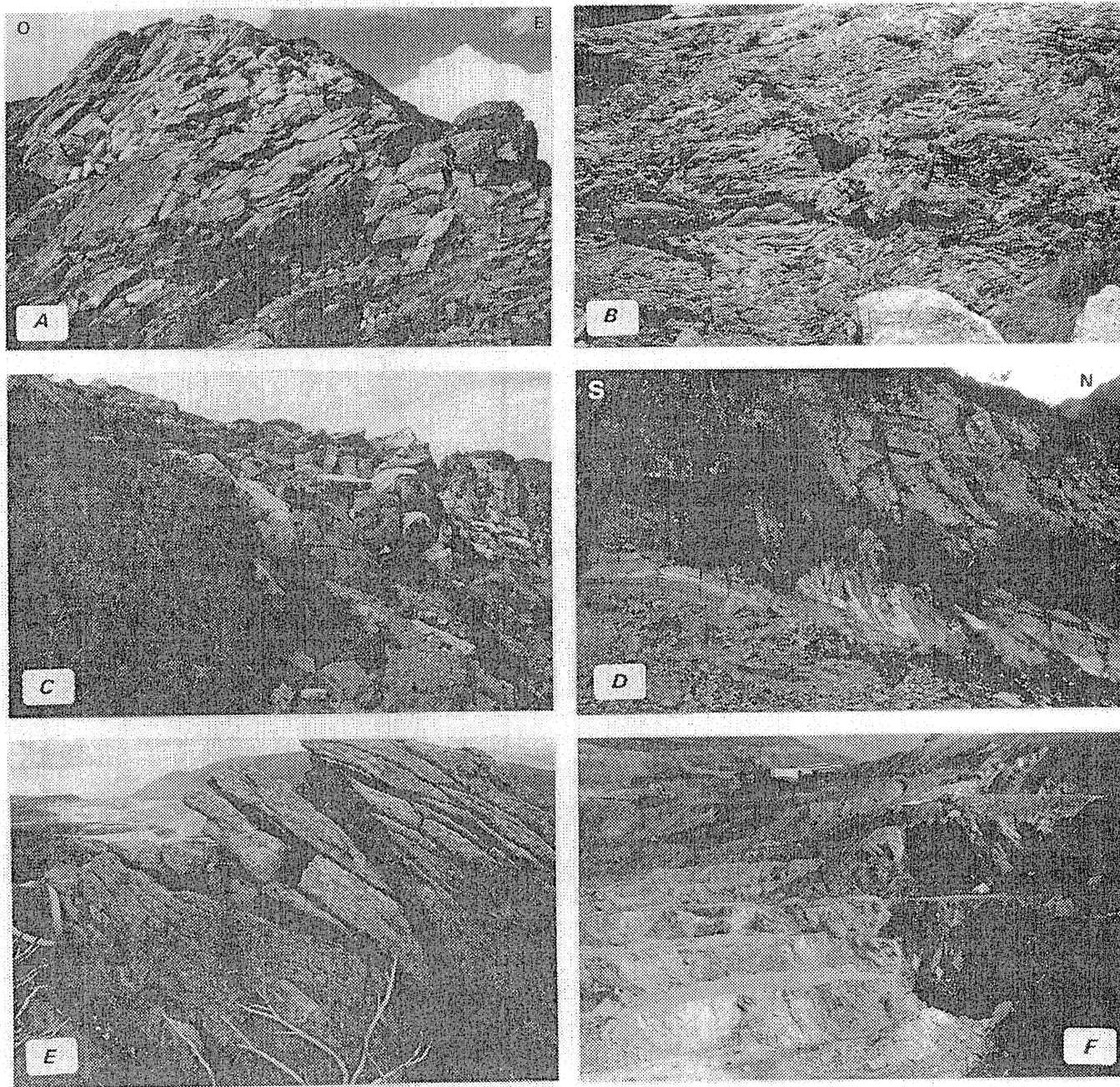


Figure 33 : l'ensemble migmatitique; A - sill de leucogranite, crête SE du pic de Soularac, B - gneiss migmatitique, étang du Diable, C - roche basique de l'étang du Diable, D - sill de granodiorite, mylonitisé à sa base, BMM, les Monts d'Olmes, E - granite à biotite, et enclave carbonatée, crête SE du pic du Soularac, F - carrière de talc de Trimouns.

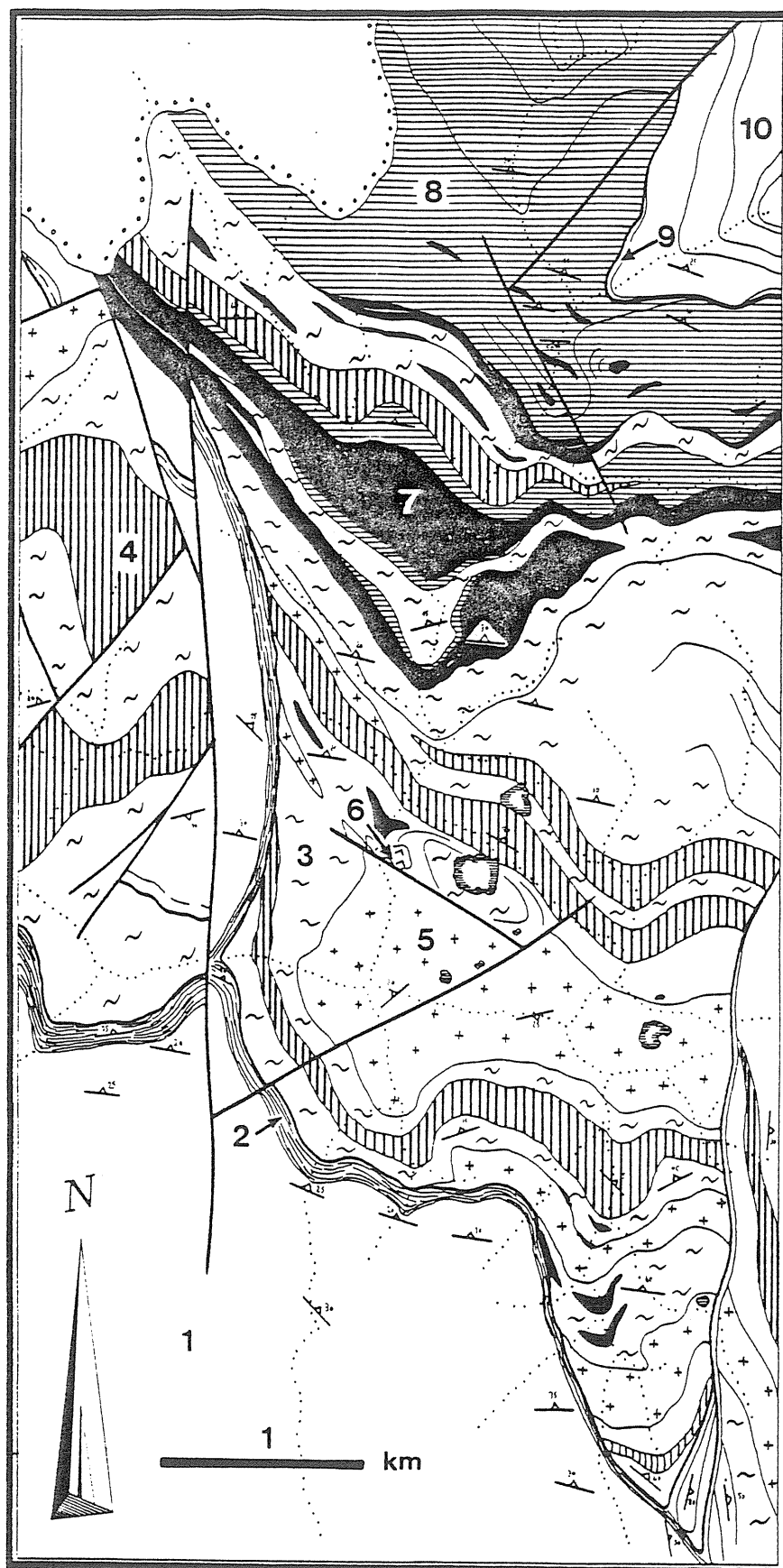


Figure 34 : carte de la partie orientale des migmatites, 1 - gneiss, 2 - BMM, 3 - gneiss migmatitiques, 4 - granodiorites, 5 - granites, 6 - roche basique, 7 - leucogranites et pegmatites, 8 - micaschistes, 9 - talc, 10 - Silurien.

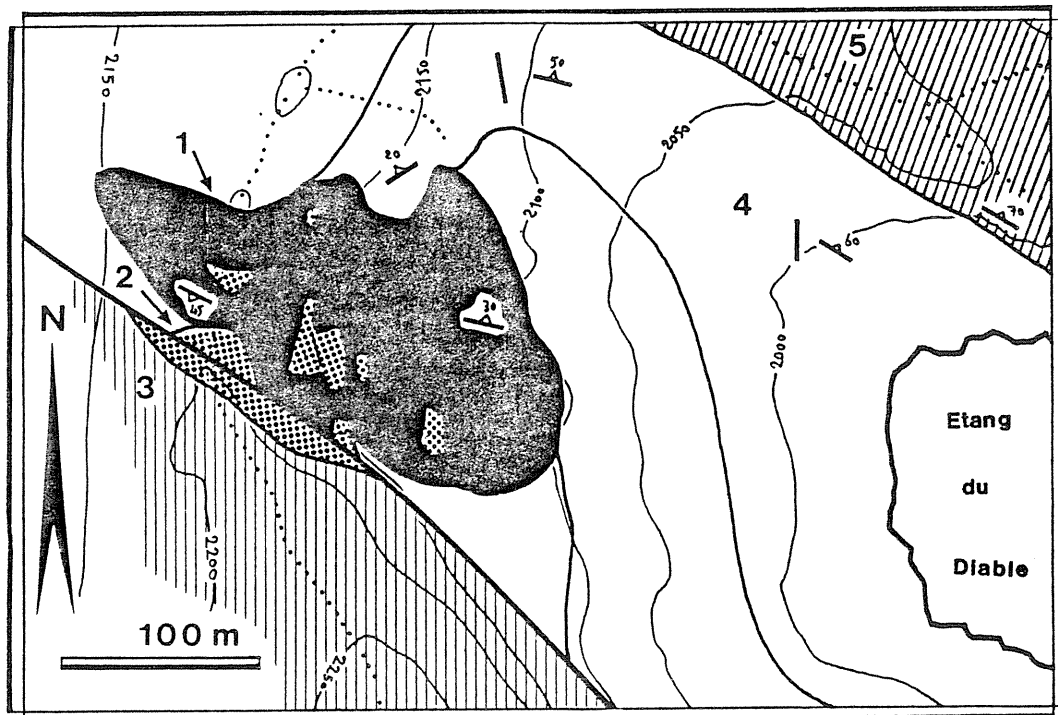


Figure 35 : carte de la roche basique de l'étang du Diable; 1 - roche basique, 2 - pegmatites, 3 - granite, 4 - gneiss migmatitiques, 5 - granodiorite.

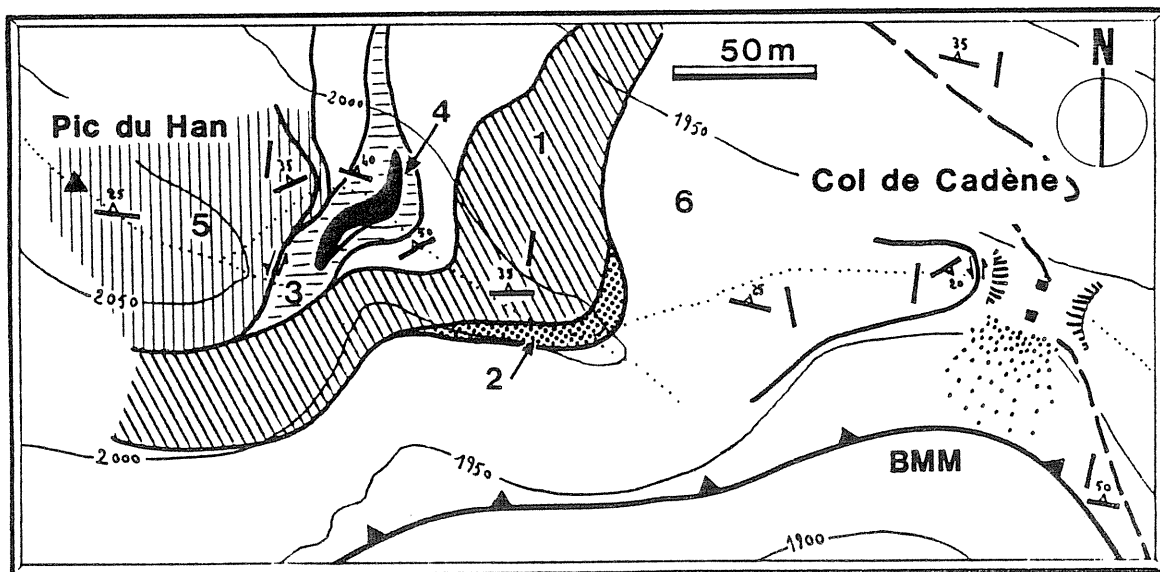


Figure 36 : carte de la péridotite du pic du Han; 1 - granodiorite, 2 - leucogranite, 3 - roches transitionnelles (amphibolites, diorites), 4 - péridotite, 5 - granite, 6 - gneiss migmatitiques.

4.- les leucogranites

Formant des sills de taille variée (Fig 33 A), ils se présentent géométriquement de la même manière que les granodiorites. Leur composition est : quartz - plagioclase - orthose - muscovite - (tourmaline) - (grenat) - (sillimanite). Suivant les auteurs, ils sont représentés cartographiquement soit comme un niveau continu, assez épais, présent sur toute la bordure supérieure des migmatites (Zwart, 1954; Passchier, 1982a), soit sous forme de petits corps en amande, présents dans tous les niveaux (Guchereau, 1975). Nos levés de terrains confirment ces deux manières de voir. Des pegmatites leurs sont souvent associées.

5.- les roches ultrabasiques

Deux affleurements de roches ultrabasiques sont connus dans les migmatites; le plus anciennement connu est situé près de l'étang du Diable. Il a été décrit par Lacroix (1890), par Raguin (1938), et par Zwart (1954). Le second, situé sur la crête entre le pic du Han et le col de Cadène a été décrit par Zwart (1954). L'originalité de ces roches, par leur nature et leur situation géologique, nous a conduit à nous y intéresser de plus près :

- + étang du Diable : situé en fait sur la crête nord du St Barthélémy, aux alentours de la côte 2000 (Fig 35), cet affleurement (Fig 33 C) montre un ensemble de roches mafiques comprenant des gabbros qui passent progressivement à des roches plus acides, du type diorite. Elles contiennent des "boudins" de roches leucogranitiques, plissées, en accord avec la foliation interne de l'encaissant. Leur situation tectonique n'est pas claire : enclave du granite, boudin tectonique ?...
- + pic du Han : de taille plus réduite (Fig 36), la situation tectonique de cet affleurement est interprétable en terme de boudinage tectonique. Il est constitué d'une lentille péridotitique qui passe progressivement en bordure à des faciès plus amphibolitiques, puis à des granodiorites.

III.- les gneiss et les roches associées

Dans beaucoup de MNP, les migmatites représentent les niveaux les plus profonds visibles à l'affleurement (Arize, Trois Seigneur). Dans le Saint-Barthélémy, Zwart a mis en évidence sous les migmatites une série qu'il a appelé dans un premiers temps "vieux para-gneiss" puis ensuite "gneiss de base". Ils affleurent uniquement sur le versant sud du massif où ils définissent une série monoclinale à pendage nord, d'une puissance minimum à l'affleurement de 2 à 3 km. La foliation porte une linéation minérale orientée NNW-SSE. Les contacts entre les différentes unités décrites ci-dessous sont graduels (Fig 37).

1.- les gneiss inférieurs ("Axiat gneiss")

Ce sont des gneiss leucocrates à texture granoblastique composés essentiellement de quartz - plagioclase - Fk - biotite - grenat - cordiérite - (sillimanite) - (hypersthène). L'alternance de niveaux riches en ferro - magnésiens (biotite et hypersthène) et de niveaux

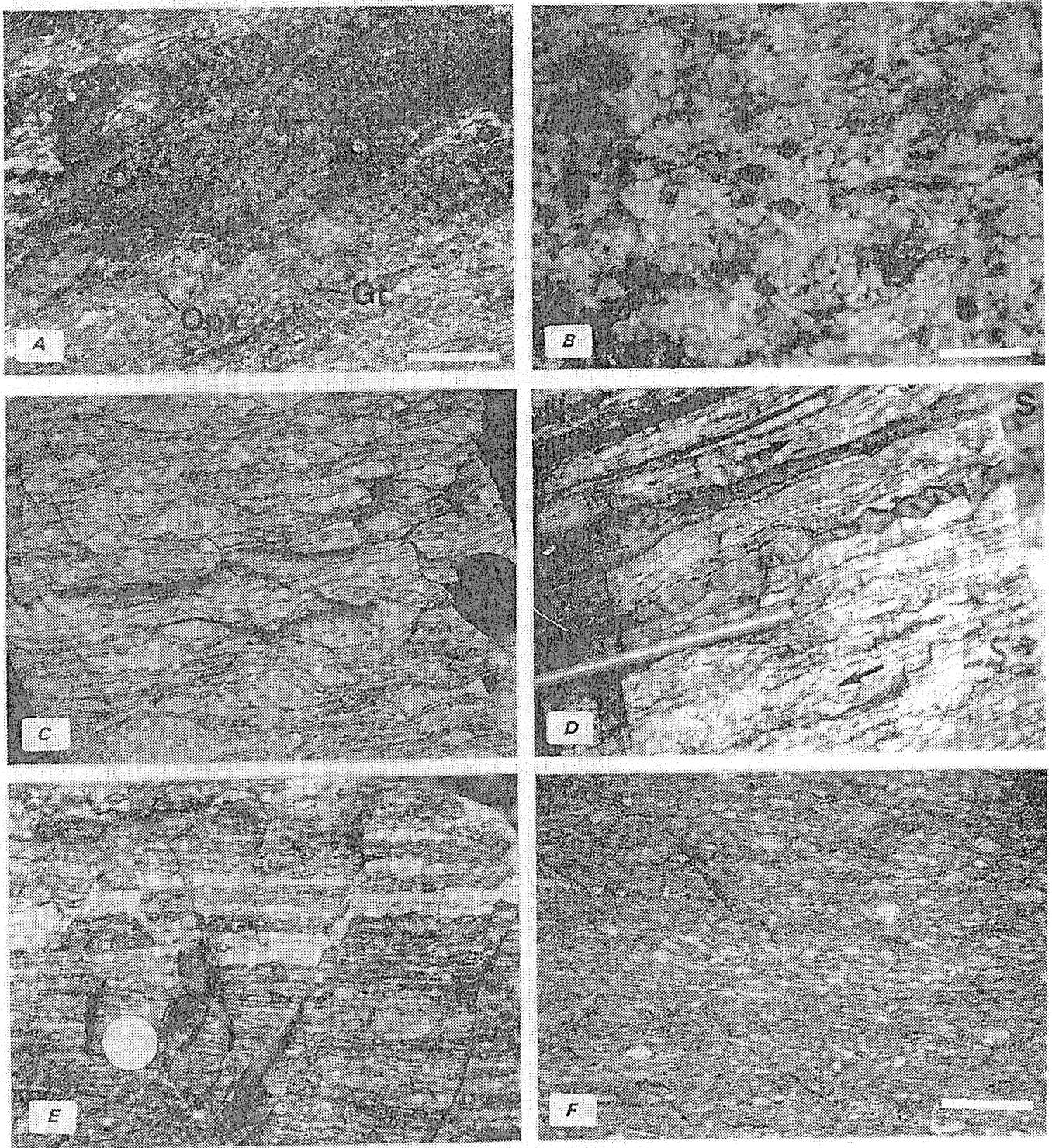


Figure 37 : les gneiss de base : A - granulite à opx et Gt (NW de Caychax) (échelle 5 cm), B - granulite à Gt, Fk et Sil (Appy) (échelle 2 cm), C - gneiss oeilé (route de Trimouns), D - gneiss à niveaux feldspathique tronçonnés (sarrat de l'Estagnole), E - gneiss quartzo - feldspathique, affecté par des cisaillement tardifs en faille normale (les Carmilles), F - gneiss fins à petits grenats (route de Trimouns) (échelle 2 cm).

quartzo-feldspathiques donne un aspect hétérogène à la roche. Le grenat est présent dans tous les niveaux (Fig 37 B). Certains niveaux peu foliés montrent des hypersthènes et du grenat pluri-centimétriques (Fig 37 A).

2.- les gneiss intermédiaires ("Trabes gneiss")

Ce sont essentiellement des gneiss rubanés (Fig 37 D et E) ou ocellés (Fig 37 C) à quartz - feldspath - biotite - grenat - sillimanite - (cordiérite). La taille des "yeux" feldspathique varie du millimètre à la dizaine de centimètres. Foliation et linéation sont mieux exprimées dans cet ensemble. Elles sont parfois recoupées par des niveaux de pegmatites elles-mêmes déformées postérieurement à leur mise en place.

3.- les gneiss supérieurs ("Lower Gneiss Unit")

La limite inférieure de cette unité coïncide grosso-modo avec l'apparition de la muscovite primaire. On y trouve en fait des lentilles de roches provenant de l'ensemble gneissique sous-jacent et de l'ensemble migmatitique sus-jacent mais dans un état beaucoup plus déformé. C'est une zone de transition entre gneiss et migmatite, où les contacts entre les différents types de roche sont tectoniques. Elle a donc valeur, dans son ensemble, de zone de cisaillement.

4.- les amphibolites

Des ortho- et para-amphibolites peuvent s'observer dans toute l'épaisseur des gneiss. Elles se présentent en lentilles peu épaisses (1-2 mètres maximum) composées essentiellement de biotite - plagioclase - hornblende - (quartz) - (grenat) - (diopside). Les contacts sont le plus souvent francs (ortho - amphibolite) mais on observe parfois des zones de transitions complexes impliquant des marbres de composition variées (para - amphibolite).

5.- les marbres

Ils forment des niveaux présents à tous les "étages" de la série gneissique. Se présentant géométriquement de la même manière que les amphibolites, ce sont des marbres constitués à 90% de calcite ou de dolomie. Mais les 10% restant présentent une minéralogie variée : diopside, grossulaire, forstérite, spinelle, sphène, biotite, plagioclase, hornblende... Dans les gneiss supérieurs, et spécialement dans les diverses unités mylonitiques, ils participent activement à la déformation et sont transformés en mylonites carbonatées.

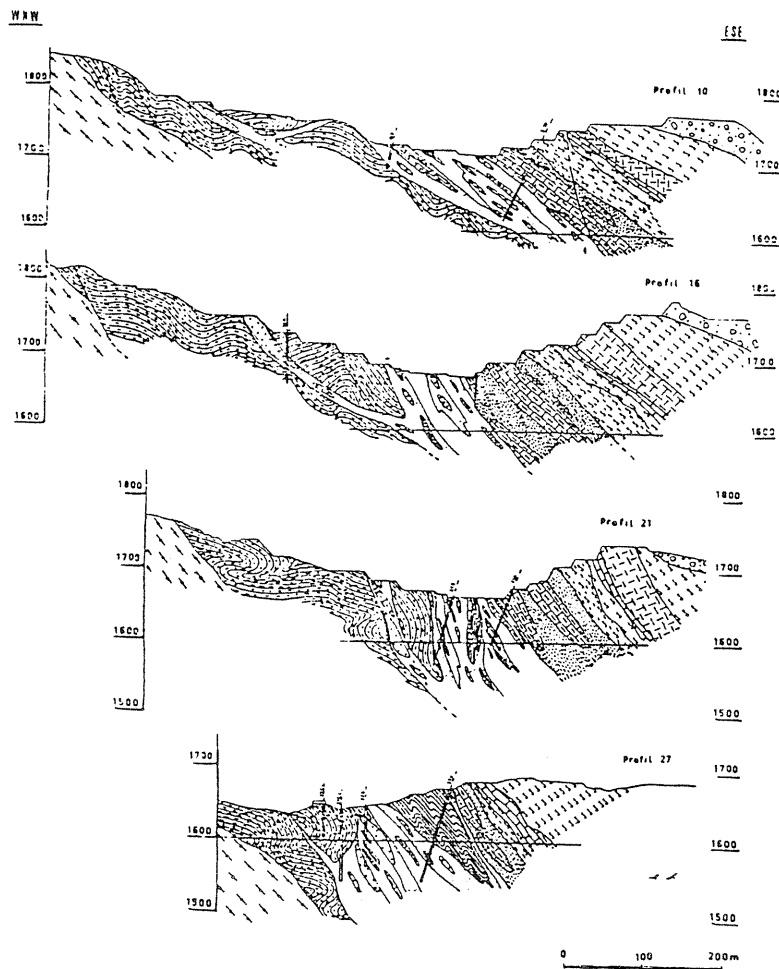
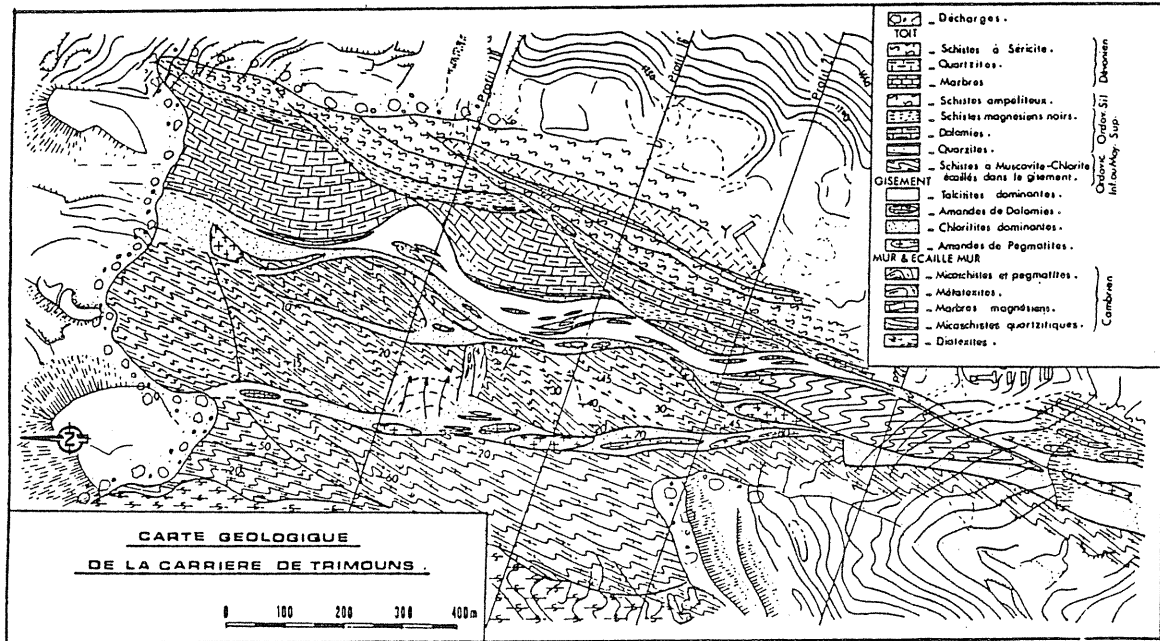


Figure 38 : carte et coupes de la carrière de Trimouns (Fortuné *et al*, 1980).

IV.- le talc

L'une des particularité remarquable du massif est la présence d'importantes occurrences talqueuses. Elles sont situées dans un accident connu dans tout le massif qui met en contact "anormalement" le Paléozoïque supérieur sur le Paléozoïque inférieur micaschisteux ou migmatitique. C'est donc un accident "soustractif" qui a aujourd'hui une géométrie de chevauchement. Le gisement le plus important et le seul exploité à ce jour est celui de Trimouns . Il se développe entre un "mur" migmatitique et un "toit" constitué par des formations dolomitiques et schisteuses de l'Ordovicien supérieur et du Silurien (Fig 38). La minéralisation, constituée de talc associé à des proportions plus ou moins grande de chlorite, constitue un grand corps d'allongement N-S, d'épaisseur variable (10 à 80 mètres) et à pendage est variant entre 40° et 80°. Il est continu sur plus de 5 km. Des petits corps annexes se développant à la faveur d'écaillages dans le mur lui sont associés.

Le talc le plus pur est lié aux dolomies et s'observe donc au toit du gisement : on y observe une épigénéisation totale des dolomies avec conservation des structures marquées par une alternance de lits blancs talqueux et de lits noirs graphito-chloriteux. Mais il apparaît aussi en rétro-morphose de trémolite, dans les chloritoschistes, ou en transformation de roches siliceuses. La structure du gisement est généralement expliquée par le chevauchement vers l'ouest du toit sur le mur (Fortuné *et al*, 1980). Cette action tectonique est nécessaire pour expliquer l'important apport de magnésium responsable de la formation du talc (elle n'explique pas pour autant l'origine de ce magnésium). Cette interprétation structurale sera discutée dans le chapitre suivant.

V.- conclusion

L'épaisseur totale de la série Paléozoïque est difficilement appréciable. La série sédimentaire du Paléozoïque supérieur a une épaisseur de l'ordre de 600 à 700 mètres. On peut estimer à 1500 mètres maximum celle du Paléozoïque inférieur micaschisteux et un même ordre de grandeur pour les migmatites; les fortes variations d'épaisseur observables dans le massif sont d'origine tectoniques, et l'ensemble migmatite - micaschiste a ainsi une épaisseur comprise entre 0 et 3 km. *L'épaisseur totale de la série, du Carbonifère non métamorphique aux gneiss à hypersthène est donc au minimum de 3 km et au maximum de 6 à 7 km.*

La position de la limite Paléozoïque - Précambrien n'est pas claire. Il semble néanmoins que la plus grande partie des migmatites sont issues de sédiments Cambro - Ordoviciens (gneiss à silicate calcique par exemple). La limite se situerait donc entre migmatite et gneiss, qui est actuellement une limite tectonique. Il semble en tout cas bien établi que les gneiss soient issus de sédiments **précambriens**.

La partie supérieure de la série lithologique du massif du St Barthélémy (au dessus de l'ensemble gneissique) est comparable à celle que l'on observe dans les massifs voisins (Arize, Trois Seigneurs) aux variations d'épaisseur près. En effet, dans ces massifs, l'ensemble micaschiste - migmatite a une épaisseur de l'ordre de 6 - 8 km. *On a donc dans le St Barthélémy une réduction d'épaisseur d'au moins 5 km.*

E.- Métamorphisme

Le St Barthélémy a joué un grand rôle dans la définition du métamorphisme hercynien des Pyrénées puisque c'est à sa base que des terrains catazonaux ont été décrits pour la première fois (Zwart, 1954). Des observations de Guitard et Raguin (1958) sur le massif de l'Agly ont ensuite montré l'analogie entre les deux massifs et l'existence d'un faciès granulite dans les Pyrénées.

I.- historique

Les travaux de Zwart (1954, 1959, 1979) ont mis en évidence :

- + l'existence d'un métamorphisme catazonal granulitique ayant affecté les gneiss de base. Les conditions P/T (déterminées d'après les assemblages minéralogiques et l'estimation de l'épaisseur de la série) seraient de l'ordre de 500-600°C / 3.5-4.2 kb. Son âge serait précambrien.
- + le fait que des terrains de plus en plus jeunes sont affectés en allant de l'ouest vers l'est.
- + la géométrie du dispositif métamorphique centré sur les migmatites.
- + la présence d'une rétro-morphose importante.

Fonteilles (Fonteilles *et al*, 1964) signale la présence de gneiss à disthène et cordièrite. Cette association indiquerait un métamorphisme de type intermédiaire de basse pression (P > 6 kb).

Guchereau (1975) a cartographié en détail une succession de zones à métamorphisme croissant vers le sud et le bas. Dans les gneiss, le disthène serait relique et contemporain d'un métamorphisme granulitique précambrien.

Passchier (1982a) insiste sur le fort gradient métamorphique qui pourrait être en partie d'origine tectonique. La rétro-morphose dans le faciès schiste vert inférieur serait contemporaine de la mylonitisation. Dans les gneiss, le métamorphisme granulitique hercynien se superpose à un événement précambrien également granulitique.

Vielzeuf (1984) précise les conditions du métamorphisme granulitique (700°C / 4.5 kb) dont il note les points communs avec les autres granulites nord-pyrénéennes. Une importante anomalie thermique hercynienne (310 M.a.) ayant également produit les migmatites en serait la cause.

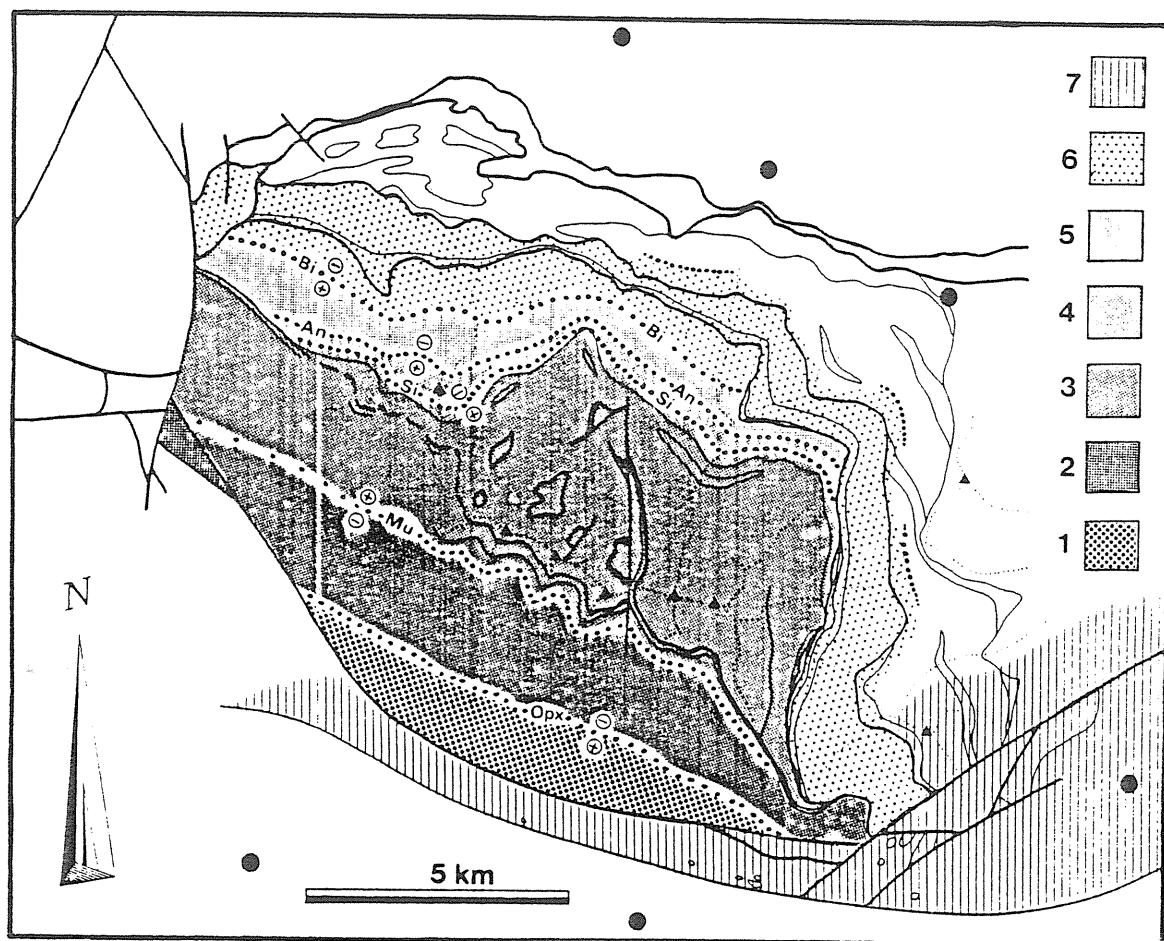


Figure 39 : carte du métamorphisme; 1 - zone de l'hypersthène (granulites), 2 - zone à biotite - sillimanite - grenat sans muscovite, 3 - zone à biotite - sillimanite - grenat - muscovite, 4 - zone à andalousite - staurotide - biotite - muscovite - (grenat), 5 - zone à biotite - muscovite, 6 - zone (muscovite) - séricite - chlorite, 7 - domaine affecté par le métamorphisme crétacé.

II.- les différentes zones métamorphiques

Nous reprendrons ici, sous une forme légèrement modifiée, le schéma général proposé par Guchereau (1975) (Fig 39) :

+ **zone à chlorite - muscovite** : c'est la zone épimétamorphique qui ceinture le massif. En plus de la partie supérieure des schistes, elle comprend une grande partie du Paléozoïque supérieur; les calcaires du Dévonien inférieur et moyen sont en effet souvent marmorisés, surtout dans la partie orientale du massif où les pélites carbonifères sont légèrement métamorphiques.

- + **zone de la biotite** : l'isograde de la biotite se situe dans les micaschistes; la biotite reste stable dans toutes les zones sous-jacentes. Les assemblages les plus fréquents sont chlorite - muscovite - biotite - quartz - (grenat) - (albite).
- + **zone de l'andalousite** : classiquement considérée comme étant limitée aux micaschistes du Mont Fourcat (qui contiennent de magnifique andalousite pluricentimétrique), cette zone peut en fait être étendue vers l'est. On peut y noter des associations à biotite - muscovite - andalousite - (staurotide).
- + **zone de la sillimanite** : elle ne correspond pas exactement aux migmatites car sa limite supérieure se situe en fait à la base des micaschistes où l'on peut trouver des associations à biotite - andalousite - sillimanite - grenat - staurotide. La sillimanite est ensuite stable dans tous les ensembles sous-jacents. Dans les gneiss, les assemblages les plus fréquents sont constitués de biotite - sillimanite - cordiérite - grenat.
- + **zone de l'anatexie** : sa limite supérieure correspond à la transition (progressive) micaschiste / migmatite. La fusion partielle des sédiments donne des niveaux leucocrates quartzo - feldspathiques, tandis que biotite, sillimanite et cordiérite prédominent dans le résidu.
- + **zone de l'hypersthène** : cantonnée à la partie basale des gneiss, on y observe soit des assemblages à quartz - feldspaths - grenat - hypersthène - biotite - (cordiérite), soit à quartz - feldspaths - grenat - sillimanite - cordiérite - biotite - (spinelle).

La carte montre que les isogrades sont très resserrés : on passe de l'épizone à la catazone en moins de 2 - 3 km. Leur géométrie se moule sur celle de la limite micaschiste - migmatite, et ils ont un pendage plus fort que celui la foliation.

III.- la rétro-morphose

Des phénomènes rétro-morphiques peuvent être observés dans l'ensemble de la série cristalline; ils consistent essentiellement en formation de muscovite, transformation du grenat et de l'orthopyroxène en biotite, muscovitisation des feldspaths et scapolitisation des plagioclases, formation de chlorite et d'épidote. Cette rétro-morphose est, en certains endroits, contemporaine d'une mylonitisation (Passchier, 1982a, 1985). Elle sera étudiée plus en détail dans le Chapitre V.

IV.- conclusion

Nous reprenons les conclusions de Vielzeuf (1984) concernant l'âge et les mécanismes généraux du métamorphisme : des données préliminaires d'un travail en cours sur le St Barthélémy (Delapeirrière, com. orale) confirment en effet *l'âge hercynien du métamorphisme responsable de la granulitisation et de la migmatitisation* (âge de 290-300 M.a. sur des monazites des gneiss de base et des migmatites).

Une importante anomalie thermique tardi-hercynienne est donc responsable de l'acquisition des paragenèses granulitiques dans les niveaux les plus profonds du massif. La migmatisation serait contemporaine et liée à des phénomènes de fusion partielle et de migration de matériel granitique (les sills granodioritiques et leucogranitiques). Les isogrades à fort gradient de température que l'on observe dans les micaschistes se seraient moulés sur les migmatites. Ces phénomènes ont induit une complète restructuration d'éventuels stades métamorphiques antérieurs (Précambrien).

F.- Structure

I.- travaux antérieurs

- + pour Zwart (1954), le massif est constitué d'un socle précambrien gneissique, enraciné, sur lequel s'est déposé le Paléozoïque migmatisé à l'hercynien. Le Paléozoïque supérieur serait disposé suivant deux nappes superposées dues à une tectonique d'écoulement vers le nord, lors de la surrection du socle pendant la phase majeure des plissements hercyniens.
- + Mangin (1967) montre la succession de deux phases de plissement hercyniennes, la première suivant un axe E-W est responsable des grands plis déversés vers le nord, la deuxième, d'axe N-S, replisse localement les plis précédents. Les mouvements alpins auraient produit la structure en éventail actuelle.
- + Guchereau (1975) distingue quatre phases de déformation dans l'ensemble migmatite / micaschiste. Cet auteur met l'accent sur l'importance des chevauchements qui induisent des découplages importants entre les différentes unités et empêchent les corrélations.
- + Soula (1982) inclue le St Barthélémy dans un dôme métamorphique à coeur granulitique qui se serait mis en place diapiriquement et de manière syn-métamorphique lors de la phase majeure hercynienne.
- + Passchier (1982a) interprète la zone mylonitique comme un décollement profond subhorizontal coupant un dôme gneissique en voie de formation pendant la compression hercynienne.
- + puis en 1984, Passchier propose une interprétation extensive : la zone de cisaillement ductile correspondrait à une faille normale faiblement pentée au sud, d'âge Crétacé inférieur, basculé lors des compressions tertiaires.
- + Marshall (1987) précise la géométrie de la BMM, et montre l'existence de fenêtres de mylonites sur le versant nord. La structure des migmatites est interprétée comme un grand pli couché déversé au sud.

II.- géométrie d'ensemble

La géométrie très particulière des contacts, notamment celle de la BMM, fait que le massif est constitué à 90% de roches cristallines (ce que ne traduit pas la cartographie)(Fig

38). Le massif est donc formé par un "noyau" cristallin, orienté E-W, à faible pendage vers le nord, et surmonté par un ensemble sédimentaire plissé, peu épais, qui peut géométriquement se subdiviser en deux ensembles : le premier, constitué de sa partie nord, est structuré suivant une direction E-W et présente une géométrie en éventail (pendages nord à sa bordure sud et sud près du contact nord); le deuxième, constitue la partie orientale du massif, et montre une géométrie simple : orientation générale N-S et pendages faibles vers l'est. On passe progressivement du premier ensemble au second par l'intermédiaire d'une virgation, dans laquelle les pendages peuvent être verticaux (Fig 40).

III.- les gneiss de base

Ils sont caractérisés par une foliation orientée E-W à pendage vers le nord (30°) et une linéation d'étirement orientée NNW-SSE. On y trouve des plis isoclinaux, d'axes parallèles à la linéation, et, dans la partie inférieure, des plis à géométrie isopaque, d'axe E-W. Des filons de pegmatites s'y observent également, concordant ou sécant sur la foliation. Les zones de cisaillement mylonitiques et ultramylonitiques sont fréquentes et recoupent plus ou moins la foliation; mais leur cinématique est la même : linéation N-S traduisant un mouvement vers le sud du bloc supérieur. Le long de la bordure sud du massif, on peut observer d'importantes zones cataclasées liées à la faille inverse qui sépare les gneiss des sédiments mésozoïques de la ZIM.

IV.- les migmatites et les micaschistes

Les migmatites forment un ensemble peu déformé. Les foliations y sont plus variées et définissent une structure en dôme : de E-W à pendage nord dans la partie occidentale du massif, elle devient progressivement N-S à pendage est dans les secteurs orientaux. Par contre, la linéation reste orientée N-S. Les micaschistes ont une géométrie moulée sur celle des migmatites. Ils présentent parfois un microplissement d'axe parallèle à la linéation et contiennent de nombreux corps de leucogranite et de pegmatite sub-concordant aux structures. Dans les migmatites, on peut observer quelques zones de cisaillement ductile et/ou fragile avec pseudotachylite.

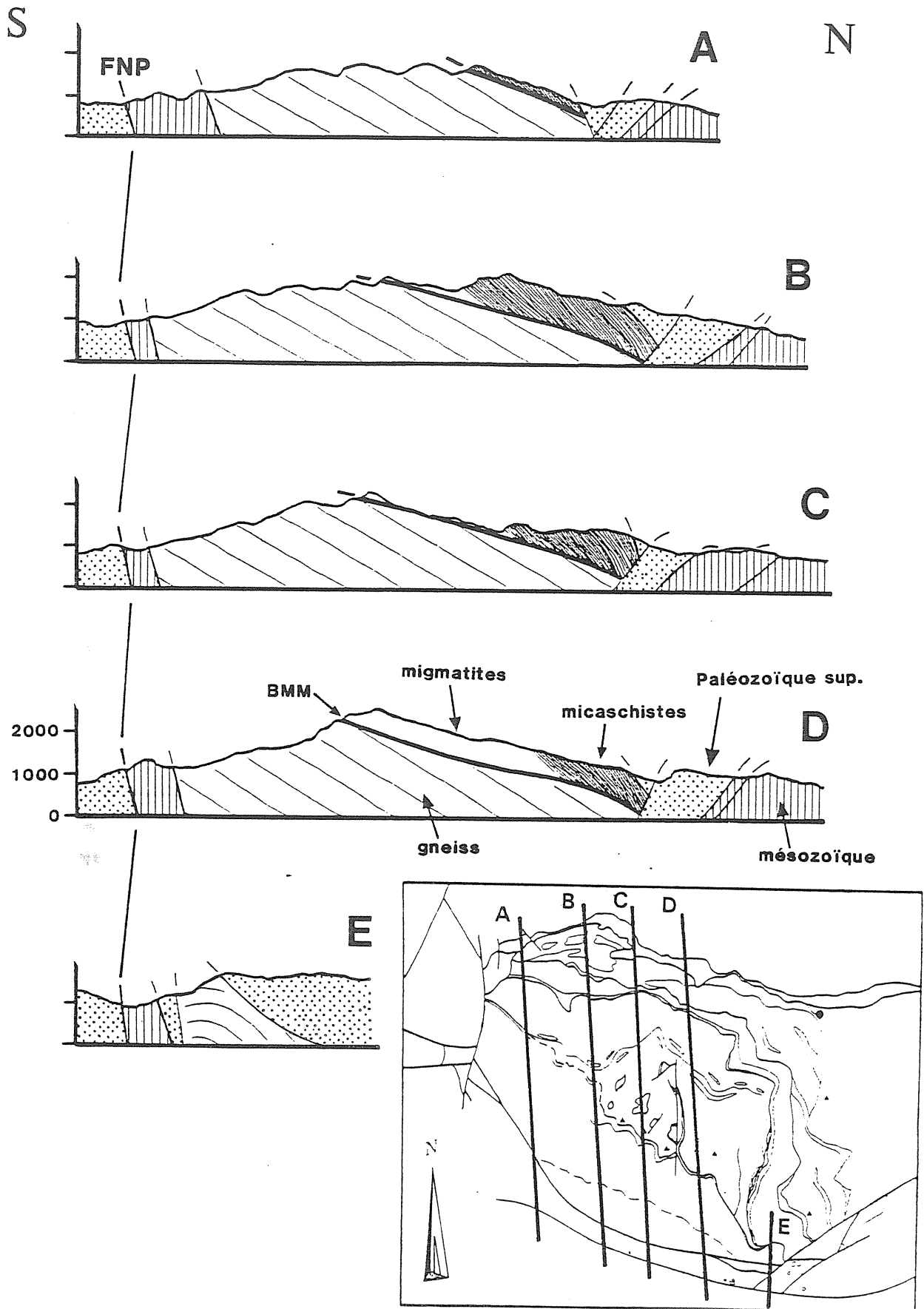


Figure 40 : coupes sériées à travers le MSB, montrant les fortes variations latérales dans l'épaisseur des différentes unités.

V.- l'enveloppe sédimentaire

Elle peut se diviser en deux unités. L'unité inférieure est constituée par le Silurien et la partie inférieure du Dévonien. Elle est caractérisée par une foliation métamorphique qui porte une linéation N-S, associée à des microstructures ductiles de type boudinage. L'unité supérieure est séparée de la précédente par un contact anormal. Elle se caractérise par des rapports schistosité / stratification clairement exprimés. Ils définissent des systèmes de plis E-W déversés vers le nord mais à plan axial assez raide. La linéation (d'intersection) est E-W.

G.- Conclusion

Les points essentiels de la géologie du massif du Saint Barthélémy sont *1) la présence d'une "dynamo"-rétrormorphose tardi ou post hercynienne, 2) le caractère soustractif des contacts anormaux qui entraînent une réduction d'épaisseur d'au moins 5 km, et 3) la présence d'une déformation mylonitique qui correspond à un cisaillement vers le sud et qui s'est exprimée essentiellement dans une zone étroite intensément déformée* (Passchier, 1982a).

On retrouve dans le massif du Saint Barthélémy la dualité infrastructure / suprastructure qui a été décrite dans la zone axiale; l'infrastructure occupe ici la plus grande partie et correspond à l'ensemble métamorphique.

Un trait majeur de la structure du massif est **l'importance et la complexité des déformations postérieures au paroxysme métamorphique**. En effet, la foliation et la linéation qui caractérisent l'infrastructure se sont développées postérieurement aux granulites et aux migmatites puisqu'elles les reprennent. De plus, un certain nombre d'événements les affectent : zones de cisaillement, plis, chevauchements...qui déterminent tous la géométrie actuelle du massif. Celle-ci est donc au minimum **tardi-hercynienne** puisque le métamorphisme l'est aussi. Par contre, les déformations de l'ensemble Paléozoïque supérieur de type suprastructure ne peuvent pas être reliées chronologiquement à celles des ensembles inférieurs en raison de l'existence de discontinuités tectoniques entre elles. Néanmoins, par analogie avec ce qui a été observé dans d'autres massifs de la ZA (Verhoef *et al*, 1984; de Besser, 1985; van des Eeckhout, 1986), on pourrait considérer que la suprastructure correspond aux phases compressives hercyniennes. Ce point de vue doit être nuancé pour deux raisons principales : **1) la reprise importante des structures lors des compressions alpines; ainsi, l'âge pyrénéen de la schistosité majeure dans la partie nord du massif a été démontrée** (Tomasi, 1966; Mangin, 1967), **et 2) l'étude des contacts entre les différentes unités montre une tectonique polyphasée, d'abord vers le sud puis vers le nord, antérieure aux serrages pyrénéens.**

CHAPITRE IV

LES DEFORMATIONS MYLONITIQUES, STRUCTURE

A.- Préambule

La reconnaissance dans le massif du Saint Barthélémy d'une importante zone de cisaillement est due à Guchereau (1975), qui a montré que l'on pouvait diviser les gneiss de base en trois ensembles suivants des critères microstructuraux (gneiss protomylonitiques - gneiss blastomylonitiques - gneiss mylonitiques), qui montrent une déformation croissante vers le sommet de la série. Passchier (1982a) a mis en évidence le fait que le sommet de la série gneissique correspond à un cisaillement majeur, la Bande Mylonitique Majeure (**BMM**), qu'il interprète comme une zone de cisaillement à faible pendage.

De nombreuses significations tectoniques ont été attribuées à cet accident : **chevauchement hercynien** (Guchereau, 1975), **chevauchement tardi - hercynien** (Passchier, 1982a), zone de cisaillement liée à la mise en place diapirique d'un **dôme métamorphique au tardi - hercynien** (Soula, 1982), **faille normale ductile tardi - hercynienne** (Saint Blanquat et Brunel, 1988), **faille normale ductile d'âge crétacé inférieur** (Passchier, 1984a), **faille normale ductile albo - cénomanienne** (Saint Blanquat *et al*, 1986; Costa et Maluski, 1988)...

Les principaux buts de notre étude sont les suivants :

- 1) décrire et caractériser l'objet structural constitué par la BMM, et ce à toutes les échelles d'observation; il s'agit notamment de préciser sa géométrie et sa cinématique à l'échelle régionale, ce qui manque dans tous les modèles proposés jusqu'ici.
- 2) compléter l'étude structurale des déformations mylonitiques afin de pouvoir proposer un modèle d'évolution thermomécanique de la faille ductile.

3) étendre l'étude structurale à l'ensemble du massif dans le but d'intégrer la BMM dans l'histoire géologique du massif.

4) préciser les caractéristiques tectoniques susceptibles de contraindre les différents modèles proposés.

Les méthodes employées sont les méthodes classiques de l'analyse structurale : analyse géométrique, analyse cinématique, étude de la déformation intra et inter - cristalline...

L'approche physico - chimique (évolution minéralogique et estimation Pression / Température des conditions de déformation) constituera le chapitre suivant.

B.- Le noyau cristallin

I.- mésostructure

La déformation majeure que l'on observe dans le massif du Saint Barthélémy se traduit par 1) le développement d'une fabrique de forme plano - linéaire, présente à différents degrés d'intensité dans tous les niveaux de la série lithologique, 2) la formation de bandes de cisaillement, fragiles et/ou ductiles, plus ou moins sécantes sur la fabrique précédente, et 3) la formation de plis de nature et d'orientation variées.

Ces différents éléments présentent des caractéristiques structurales significatives de leur position dans la série lithologique (gneiss, BMM ou migmatite). Par contre, leur **organisation géométrique est remarquablement homogène** à l'échelle du massif entier.

1.- foliation et linéation

(Fig 41, 42, 43, et Pl hors texte)

a.- Gneiss :

↓ Dans les granulites, la foliation est le plus souvent peu marquée, et garde une apparence migmatitique. Macroscopiquement, on distingue un rubanement d'origine métamorphique marqué par des niveaux leucocrates quartzo - feldspathiques à grenats et sillimanite, et des niveaux plus sombres à grenat, orthopyroxène et biotite; ce litage traduit les différences de composition de la roche sédimentaire initiale. Les mouvements tectoniques ont provoqué la recristallisation du quartz qui forme des amandes discontinues, et l'individualisation en clastes des minéraux originels, moulés par les minéraux néoformés (biotite et sillimanite). Parfois, on peut observer des petites lentilles contenant une foliation interne, recoupée par la foliation régionale (S3 des auteurs). La foliation précoce a le plus souvent des caractéristiques pétrographiques qui ne permettent pas de la distinguer de la S3. En de rares occasions, on a pu observer des critères ("foliation" interne au grenat) qui permettent de la caractériser comme étant **synmétamorphe**.

anté à

Vers le haut de la série gneissique, la foliation est de mieux en mieux marquée et définit un litage gneissique de plus en plus fin (hormis au passage d'anomalies locales, type gneiss à gros yeux de Fk, sans doute d'origine orthodérivée).

Le plan de foliation est souligné par une **linéation minérale** de plus en plus marquée vers le sommet de la série. Elle est définie essentiellement par les alignements de **biotite** et de **sillimanite** (prismatique à la base, amas de fibrolite au sommet). Le tronçonnement des niveaux feldspathiques montre que c'est une linéation d'étirement.

Foliation et linéation sont recoupés par des filons d'aplite et de pegmatite qui sont de plus en plus "concordants" à l'approche de la zone mylonitique. Dans le détail, ce schéma d'ensemble est perturbé par des anomalies de faible amplitude dans lesquelles foliation et linéation se marquent plus intensément

L'orientation de la foliation est en moyenne **N080-100**, son pendage est de **20° - 30°** vers le nord. Les principales variations sont localisées à l'est du massif où l'on observe une **virgation** dans laquelle la foliation devient N-S à fort pendage est (**40°-70°**), puis à l'extrême est où elle définit un antiforme d'axe E-W.

La linéation est indépendante de ces variations et présente une orientation régulière NNW - SSE dans l'ensemble des gneiss.

b.- Bande Mylonitique Majeure :

Paradoxalement, on trouve dans cette zone plus de variation dans les orientations des différents éléments structuraux que dans la précédente, or, c'est la zone la plus déformée dans laquelle on pourrait s'attendre à une grande régularité due à une forte fabrique de forme. Ceci s'explique par le fait que la déformation s'est poursuivie postérieurement à la formation de la foliation et de la linéation mylonitiques, et les ont donc passivement désorientés.

La linéation, marquée par la biotite, la muscovite et les "rods" de quartz et de feldspath (Fig 52 E), est cependant toujours en moyenne NNW - SSE, mais le diagramme d'orientation montre une répartition plus diffuse. Des orientations plus franchement N-S ou NNE - SSW sont fréquentes.

La foliation mylonitique (Fig 52 B et E) est oblique sur la foliation des gneiss sous jacents : elle s'oriente autour d'une direction **N110-120**, et son pendage moyen est plus faible (**15° - 20°** vers le nord).

S

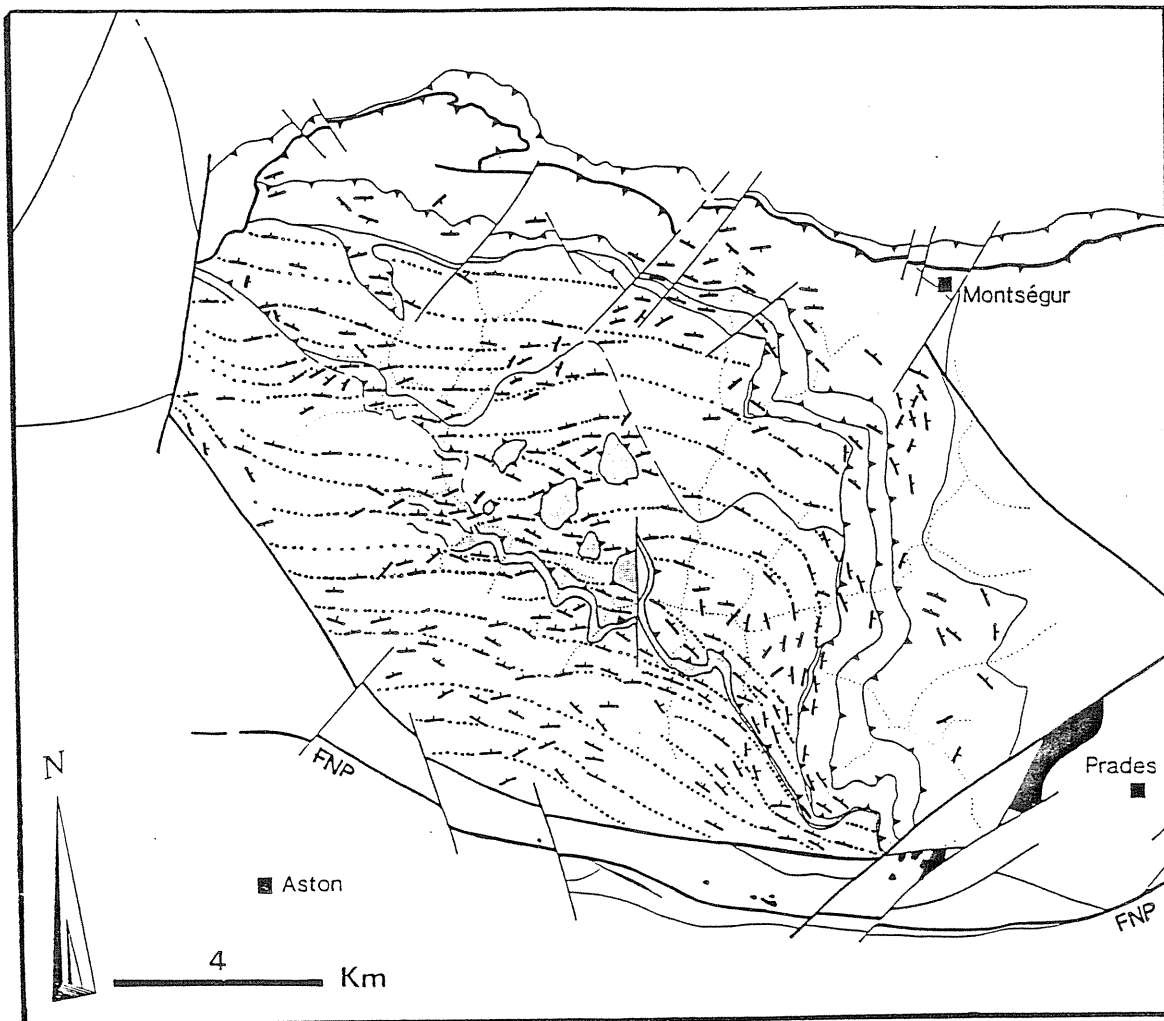


Figure 41 : carte de la foliation majeure dans le MSB.

c.- Migmatites :

La géométrie générale de cet ensemble, peu déformé dans la masse, localement très déformé par des zones de cisaillement peu épaisses, définit un **dôme** : orientation N070-080 à l'ouest, puis E-W, puis enfin N-S dans la partie est. Les pendages sont variables (en moyenne 30°), mais toujours vers le nord ou l'est.

La foliation (ou litage) y est d'origine **anatectique**; elle présente dans le détail une géométrie irrégulière, affectée de plissements et de circonvolutions d'orientations aléatoires (Fig 33 B). Les granitoïdes sont rarements indemnes de toute déformation. Souvent, une fabrique de forme planaire est soulignée macroscopiquement par la **déformation des enclaves**.

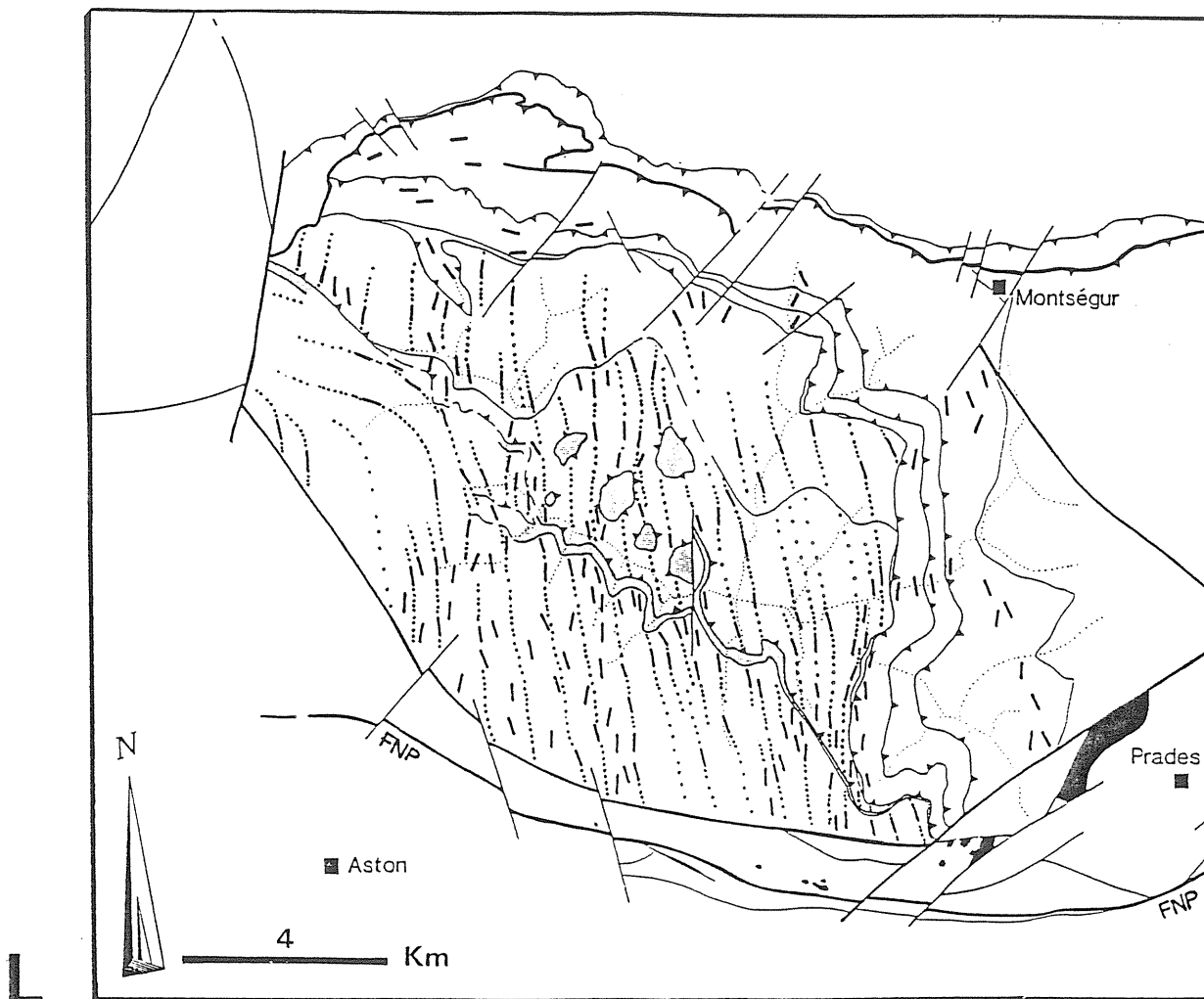


Figure 42 : carte des trajectoires de linéation dans le MSB.

La linéation, minérale, est à biotite et muscovite essentiellement; elle est parfois soulignée par des amas de sillimanite fibrolite. Sa direction varie du NW au NE.

2.- les zones de cisaillement

Il s'agit ici des zones de cisaillement situées ailleurs que dans la BMM. Elles correspondent à des failles ductiles et/ou fragiles (pseudotachylites) qui recoupent la foliation régionale.

D'échelle très variable (du centimètre au mètre), leur orientation générale l'est aussi; le seul fait particulier est la prédominance des zones de cisaillement à pendage vers l'est sur celles à pendages ouest. Sinon, on peut noter un léger maximum de leur orientation globale suivant une direction sub - parallèle à la foliation mylonitique.

Les plans de cisaillements portent une linéation de qui présente la même direction que la linéation régionale, à de faibles variations près (10° - 20° au maximum).

FOLIATION ET LINEATION

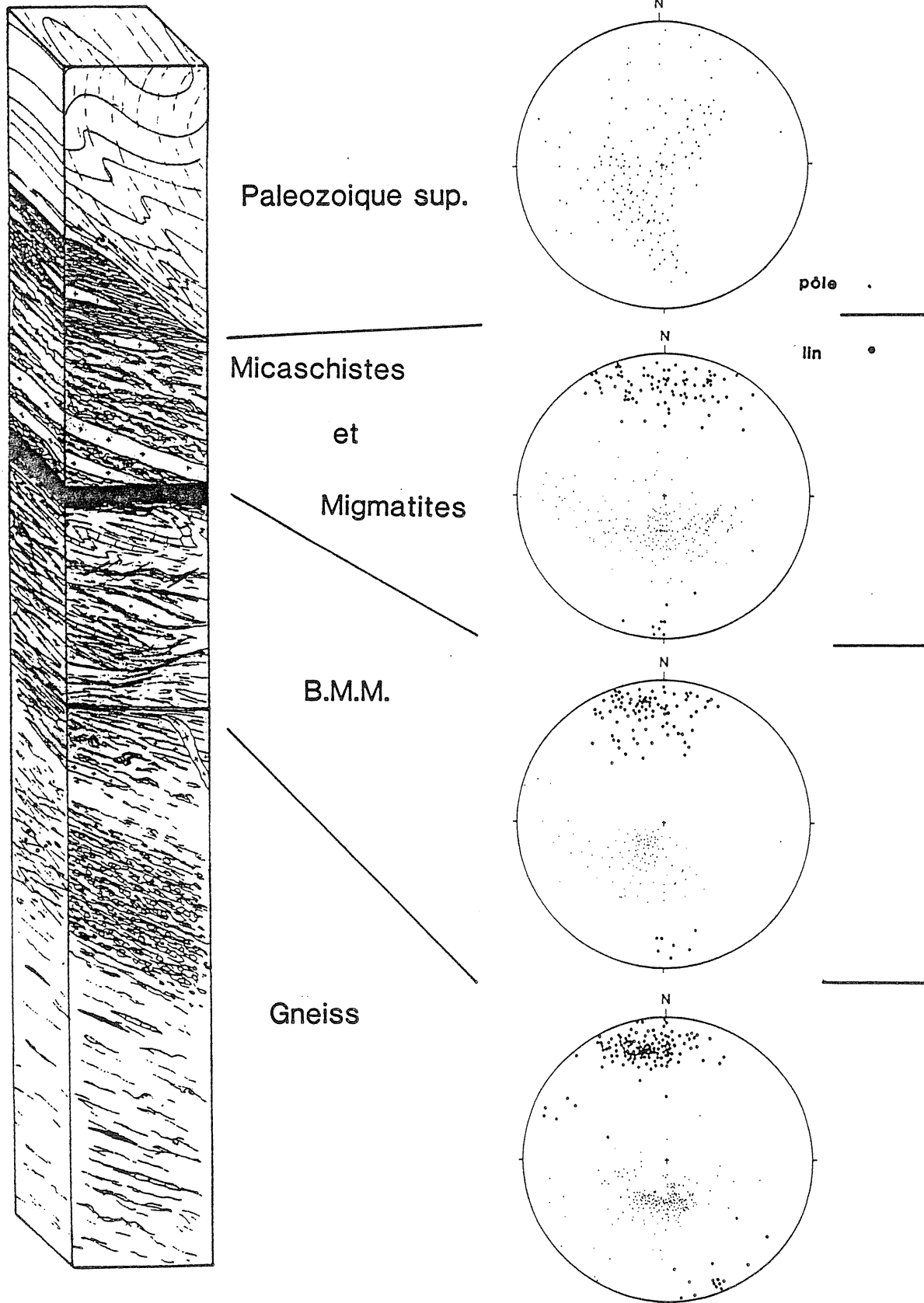
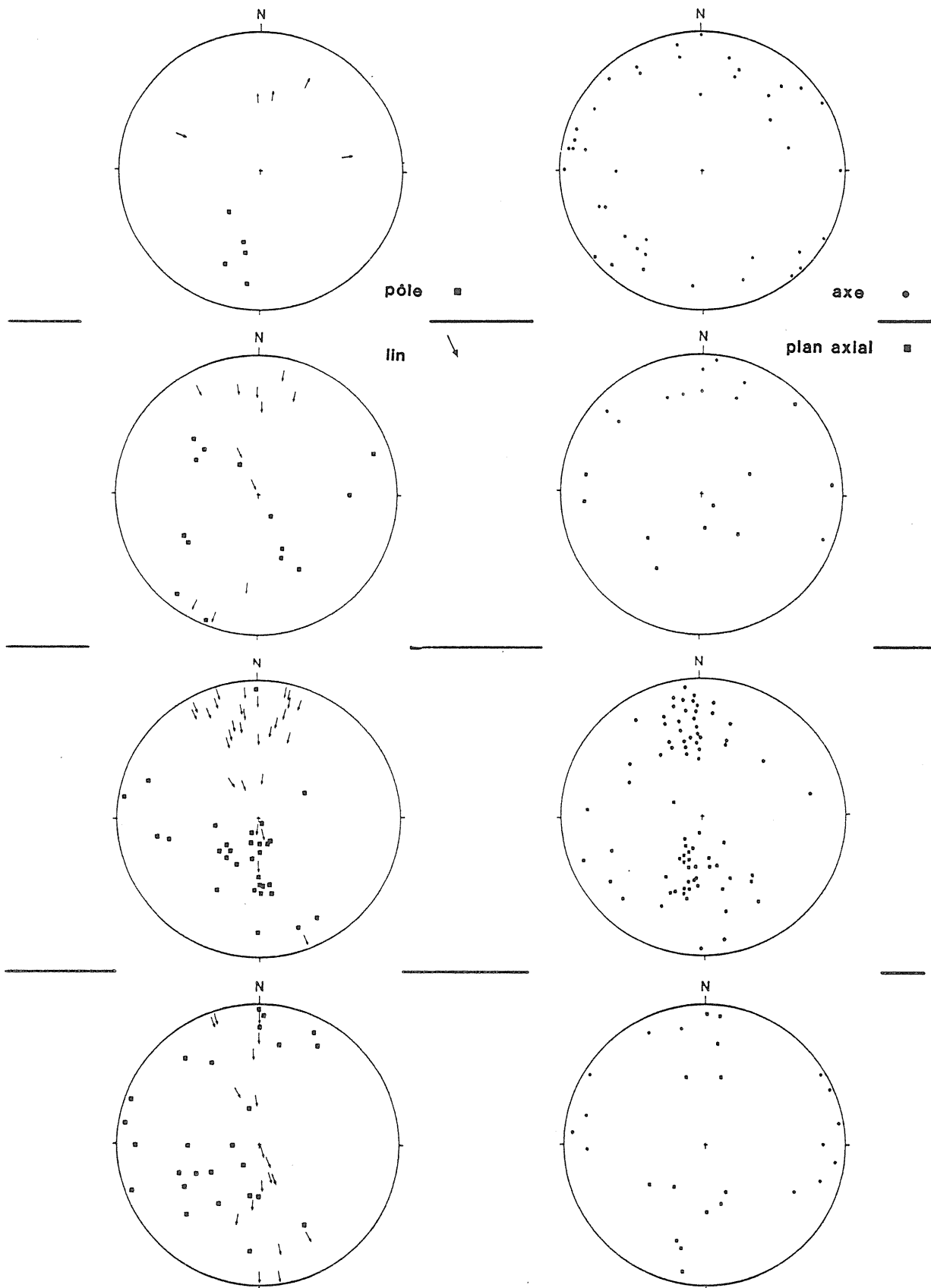


Figure 43 : orientation des différents éléments structuraux.

ZONES DE CISAILLEMENT

PLIS



3.- les plis

La géométrie et l'orientation des plis suit le schéma général suivant : à l'écart des zones de cisaillement, les plis ont une géométrie isopaque, et replissent la foliation suivant des axes sub - horizontaux en moyenne E-W; leur plan axial est raide, et ils sont déversés autant au nord qu'au sud. Lorsque l'on se rapproche d'une zone de cisaillement, le plan axial des plis se rapproche progressivement du plan de la foliation (plis isoclinaux); les axes deviennent progressivement sub - parallèles à la linéation. Enfin, dans les zones de cisaillements, les plis présentent deux géométries extrêmes : la première montre une géométrie parallèles à la linéation (plis "a", plis isoclinaux à axe courbes et plis en fourreau) , et la seconde replisse la linéation mylonitique et montre des géométries variées (Fig 47 B, Fig 52 B).

Ce schéma général peut s'observer à différentes échelles. Il est particulièrement significatif à l'échelle du massif entier, notamment lorsque l'on fait une coupe des gneiss de base jusqu'à la BMM. La taille des plis est en général assez faible, inférieure à quelques mètres.

II.- la Bande Mylonitique Majeure

La présence d'un contact anormal entre les migmatites et les gneiss est reconnue par Zwart qui l'interprète comme une discordance. Sa nature tectonique est établie par Guchereau, pour qui il correspond à un chevauchement vers le sud. Passchier montre que c'est une zone de cisaillement ductile, à faible pendage vers le nord, qui se développe sous des conditions **rétromorphiques**.

1.- définition

Passchier (1982a) définit la BMM comme la zone de cisaillement la plus importante qui délimite le contact avec les migmatites. Pour notre part, nous appellerons BMM l'ensemble de la zone comprenant les zones de cisaillement majeures, et qui correspond en fait à la "lower gneiss unit" de Passchier, tout au moins dans la moitié orientale. Ceci est justifié par la présence de zones de cisaillement importantes ailleurs qu'à la transition gneiss - migmatite, et par l'homogénéité structurale de la déformation mylonitique dans la "lower gneiss unit".

2.- description

La BMM constitue une zone extrêmement hétérogène, ce qui se traduit géométriquement par une imbrication de lentilles tectoniques de nature variée; il n'est donc pas possible de présenter une coupe type. Cependant, on peut y distinguer un certain nombre de faciès tectoniques caractéristiques :

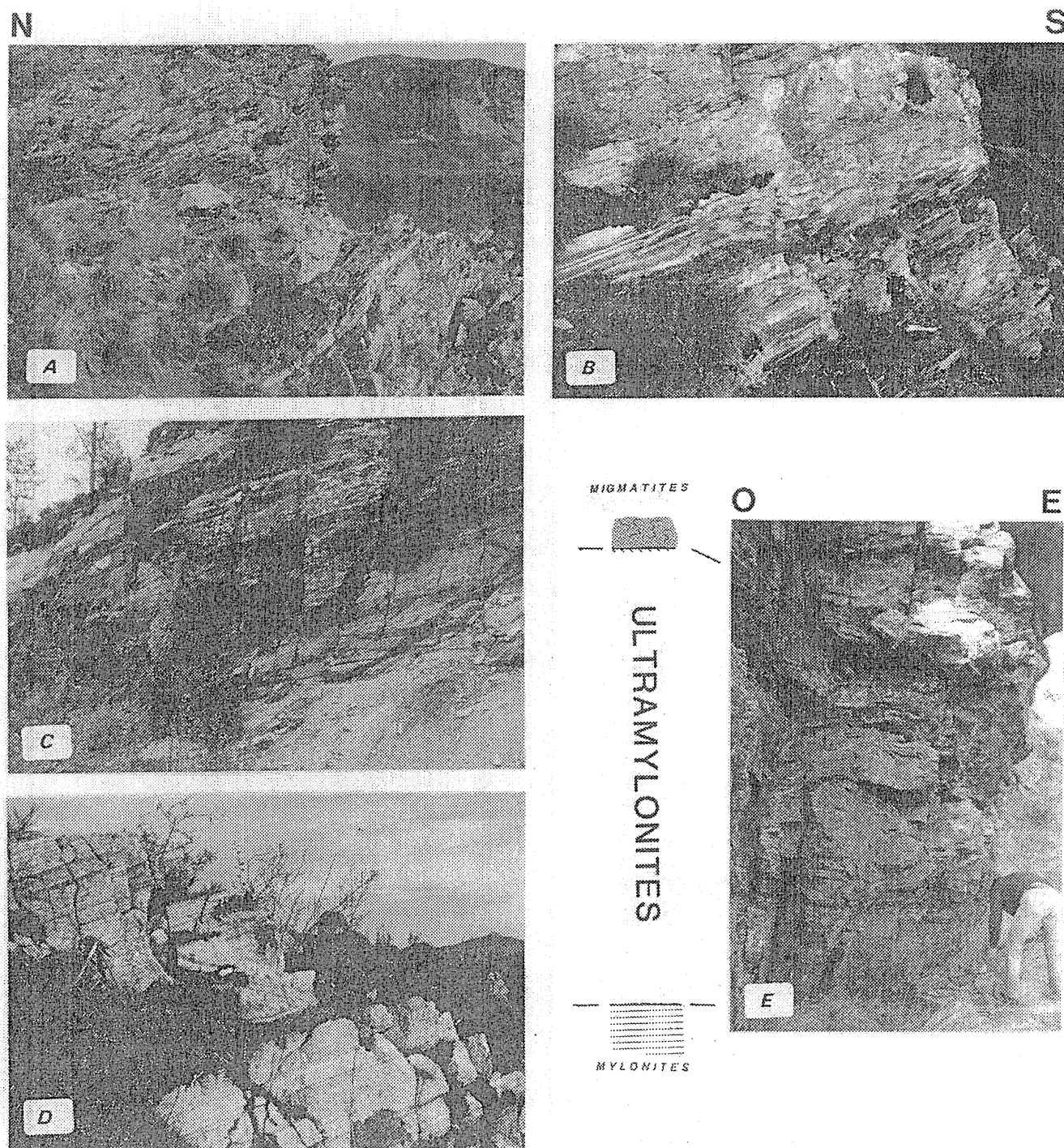


Figure 44 : la Bande mylonitique majeure; A - contact supérieur de la BMM, SE pic du Han, B - idem, col de Girabal, C - affleurement de la BMM en fenêtre sur le versant nord (E des Monts d'Olmes), D - la BMM à l'Est du massif, E - la bande ultramylonitique supérieure (Col de Cadène).

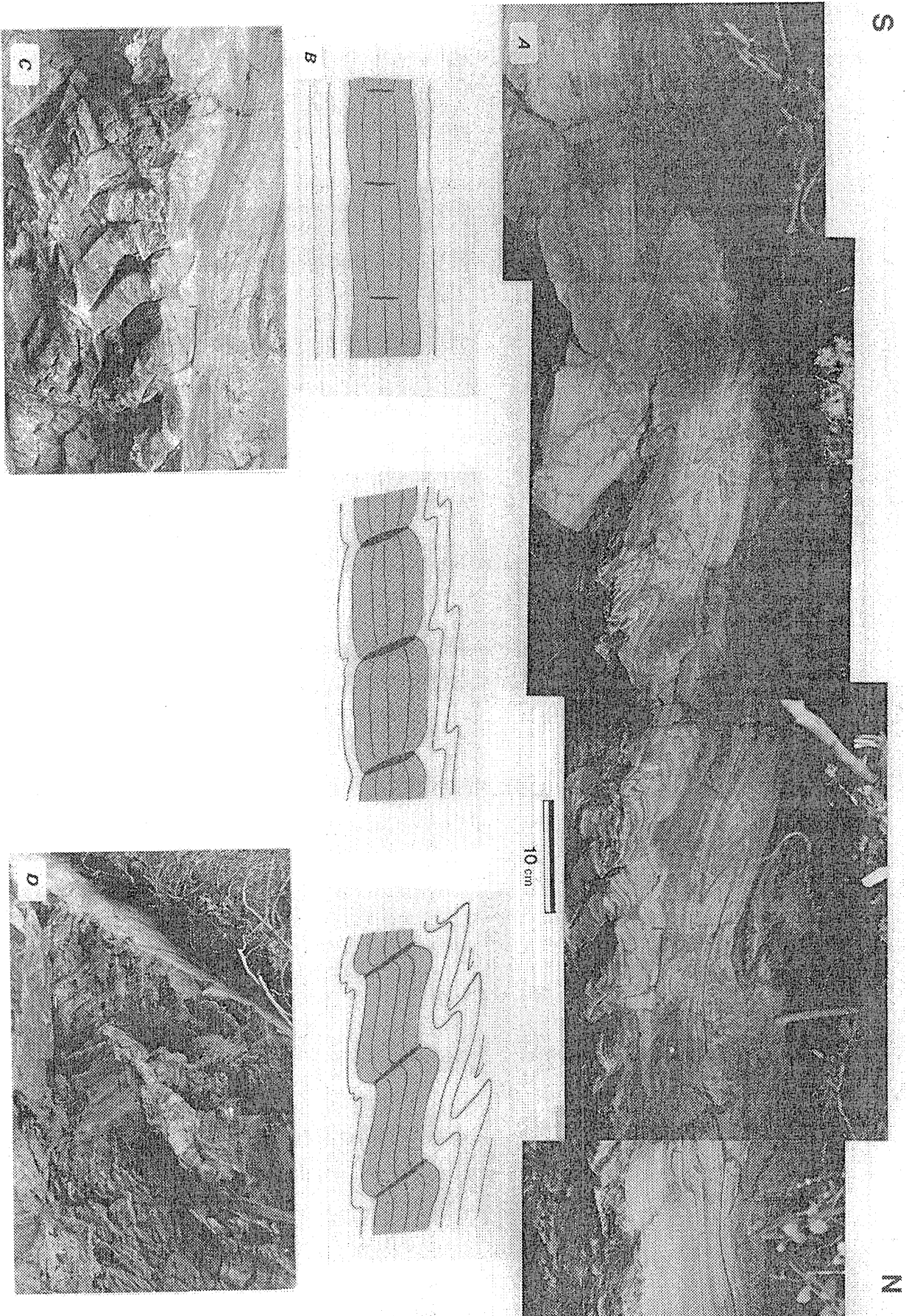


Figure 45 : structure des ultramyonites supérieures (Les Monts d'Olmes): A - panorama de l'affleurement (section oblique à la linéation), B - interprétation cinématique, C - détail des structures de boudinage, D - vue en contreplongée de la face inférieure du niveau ultramyonitique; on observe le développement de plis complexes, associés au boudinage.

a.- La Bande Ultramylonitique Supérieure :

C'est le trait structural majeur de la BMM et sa limite supérieure (Fig 44 E). Ce niveau est constitué par un ruban pratiquement continu composé uniquement d'ultramylonite qui peut atteindre **4 - 5 mètres** d'épaisseur. A l'affleurement, la roche est noire, compacte, et ne présente pas de foliation bien marquée. Quand celle-ci est observable, elle montre parfois une linéation très fine. Les cassures sont de type conchoïdal, et la roche a souvent une apparence d'obsidienne. Ceci traduit sa granulométrie extrêmement fine.

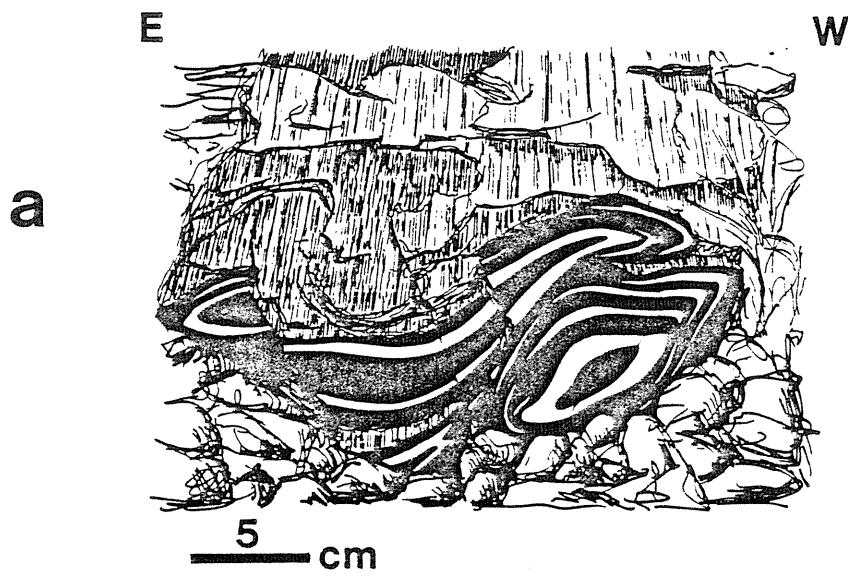
Ce type d'ultramylonite, défini dans la partie centrale de la BMM (Col de Cadène, Mt d'Olmes) présente des variations latérales dues à l'importance et à la taille relative des différentes phases minérales. On peut ainsi définir des ultramylonites "micacées", plus riches en biotites et en muscovite, qui montrent une foliation mieux définie et des microstructures S/C/C' caractéristiques. Parfois l'ultramylonite s'enrichit de niveaux quartzeux (Fig 44 B).

Les ultramylonites montrent dans certaines zones des structures complexes. Sur un affleurement situé dans la partie supérieure de la fenêtre des Mt d'Olmes (Fig 45), on distingue 1) un système de plis syn - ultramylonitisation, d'axe variable, à plan axial à pendage nord plus fort que celui de la foliation ultramylonitique, et qui indiquent un cisaillement vers le sud, 2) des niveaux boudinés par des cisaillements antithétiques (rotation synthétique du bloc boudiné) qui passent en continuité aux plans axiaux des plis précédents, et 3) des plis sub-parallèles à la direction générale de la linéation, mais qui la replissent. Ceci est peut s'interpréter en terme de déformation continue dans des conditions de plus en plus froides, à la transition ductile/fragile.

Certains niveaux ultramylonitiques montrent souvent à l'affleurement des systèmes de plis (Fig 46) (Fig 52 B) : plis en fourreau, plis "a" syn et tardi linéation, plis à géométrie complexe dans le plan YZ de la déformation, plis tardifs perpendiculaires à la linéation...Ce type de déformation semble localisé dans certaines zones précises. D'une manière générale, **les ultramylonites ont une géométrie d'ensemble qui est plane, à l'intérieure de laquelle les hétérogénéités d'orientations sont nombreuses.**

b.- Les mylonites carbonatées

C'est la seconde caractéristique lithologique de la BMM et sa plus grande originalité. Ils sont principalement situés au sommet de la BMM, souvent associés aux ultramylonites, et même parfois les remplaçant dans leur situation de contact avec les migmatites. Les affleurements montrent une grande variété de roches et de structures (Fig 47). On y observe souvent une **fine interstratification tectonique de mylonites siliceuse et de mylonites carbonatées.** Localement apparaît une rupture puis un boudinage des niveaux siliceux dans la matrice carbonatée.



b

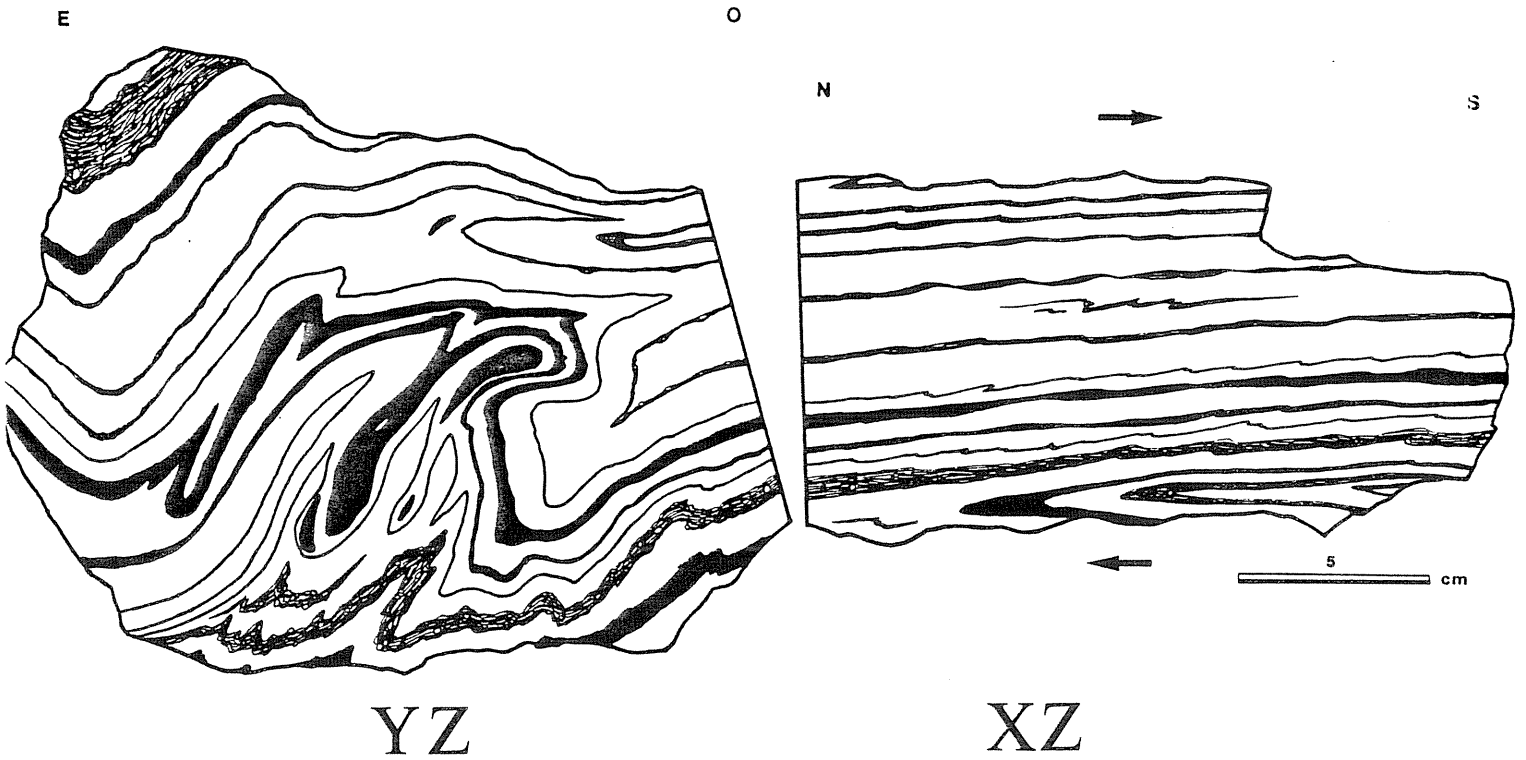


Figure 46 : les plis dans les ultramytonites, A - plis en fourreau dans une granodiorite ultramytonitique (les Monts d'Olmes), B - sections parallèles et perpendiculaires à la linéation dans un échantillon du même type (Mts d'Olmes).

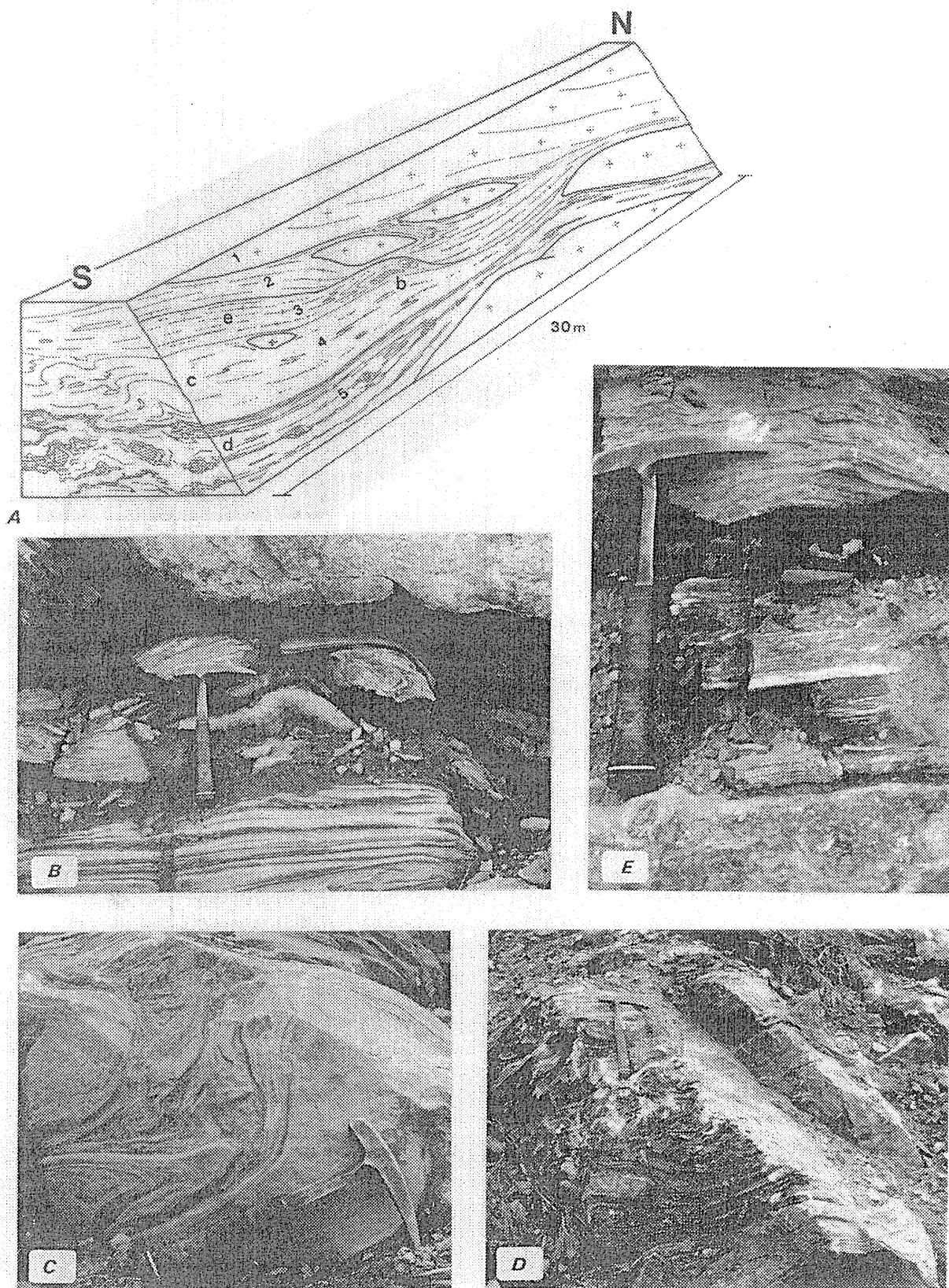


Figure 47 : affleurement de mylonites carbonatées (NE du pic Galinat), A - schéma général de l'affleurement : 1 - granitoides, 2 - mylonites quartzo - feldspathiques, 3 - mylonites carbonatées et siliceuses "tectoniquement" interstratifiées, 4 - mylonites carbonatées homogènes, 5 - mylonites carbonatées hétérogènes, B - zone à plissement intense et hétérogène en bordure d'un boudin de pegmatite, c d et e, détail des différents niveaux.

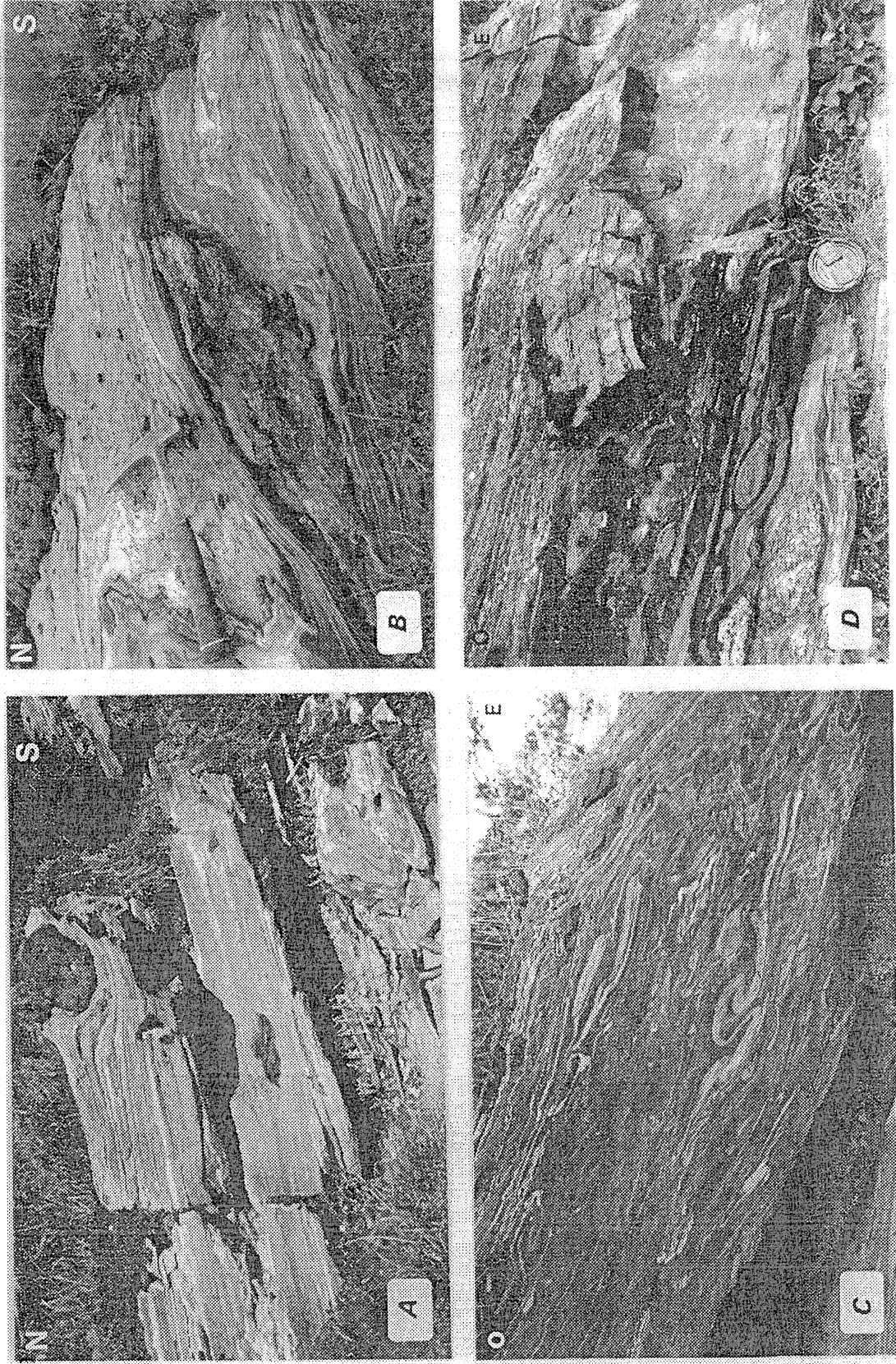


Figure 48 : les mylonites carbonatées, A - col du Han, claste de granitoïde, et plis, B - les Mts d'Olmes, claste de gneiss déformé de façon sigmoïde, C - les Mts d'Olmes, section oblique à la linéation montrant l'intensité du plissement dans le plan YZ de la déformation finie, D - les Mts d'Olmes, claste de granitoïde et de mylonites quartzo - feldspathique dans des mylonites carbonatées hétérogènes.

Les carbonates forment un ensemble très hétérogène de par leur composition et leur structure. On peut schématiquement les différencier suivant leur déformation; ils s'organisent ainsi entre un pôle peu déformé et un pôle ultramylonitique (Fig 48) (Heitzmann, 1987) :

- + **stade peu déformés** : ce sont des roches rubanées, de couleur variée (noir, gris, beige, bleu, vert...) qui sont essentiellement des marbres à minéraux, parfois dolomitique.
- + **stade mylonitique** : la roche acquiert une foliation tectonique et montre certaine des structures mylonitiques caractéristiques : clastes enroulés, boudinage, enroulement de niveaux boudinés (Fig 49), plis "a", plis en fourreau, etc...
- + **stade boudinage / bréchification** : nous plaçons ce stade après le stade mylonitique car il affecte le plus souvent des roches déjà mylonitiques. On peut y distinguer deux types de roche :
 - **homogène** : l'ensemble de la roche, clastes et matrice, est carbonatée.
 - **hétérogène** : la roche contient une proportion plus ou moins importante de claste de nature variée (mylonite à quartz, ultramylonite, amphibolite, granite, carbonate, etc...) qui montrent des déformations postérieures à leur individualisation dans la matrice carbonatée (Fig 50).
- + **stade ultramylonitique** : il correspond à l'intensification des processus ayant formé le stade précédent; la roche montre une structure qui pourrait s'interpréter en terme d'écoulement laminaire, avec de rares clastes siliceux qui se déforment en même temps que la matrice (Fig 51).

Comme toutes les classifications, celle-ci a ses défauts. Elle ne met pas l'accent sur l'origine de la roche. En effet, on trouve par exemple des marbres contenant des clastes de nature très variée disposés dans les mêmes niveaux de la foliation; ceci peut s'interpréter par une **origine conglomératique** de la roche. L'évolution mylonitique sera donc dans ce cas fortement influencée par cette structuration déjà forte au départ.

c.- Les mylonites quartzo - feldspathiques

Au risque de se répéter, on peut mettre l'accent sur leur hétérogénéité. En effet, ce sont essentiellement des roches à quartz - feldspath - micas, qui montrent des fortes variations dans la proportion relative des différentes phases, ce qui se traduit par des microstructures différentes dans la roche, (plus ou moins coaxiales) (Lister et Williams, 1983).

On trouve tous les intermédiaires entre des quartzites purs et des "phyllonites" micacées (Fig 52).

- + **quartzite** : ils forment des rubans d'une dizaine de cm au maximum, présents dans tous les types de mylonites suivants.

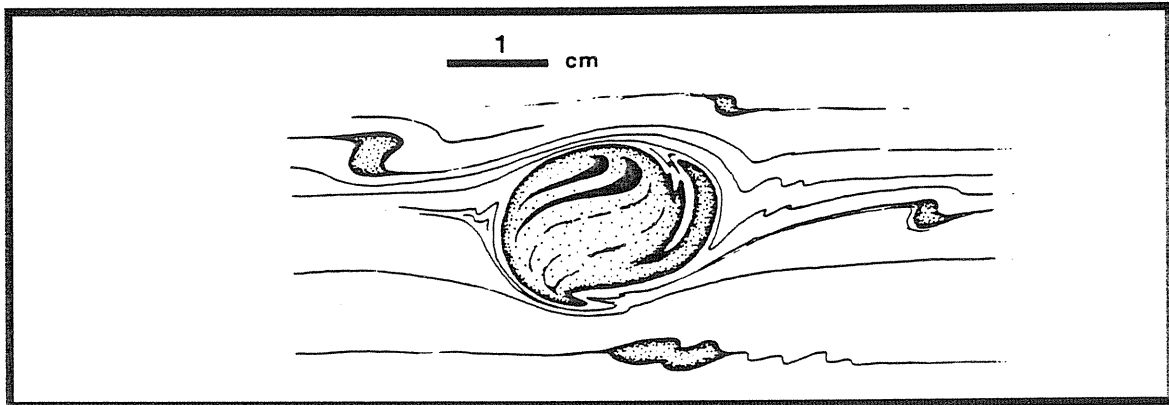


Figure 49 : figure d'enroulement dans les mylonites carbonatées. Cette structure peut s'interpréter par un enroulement postérieur à un boudinage.

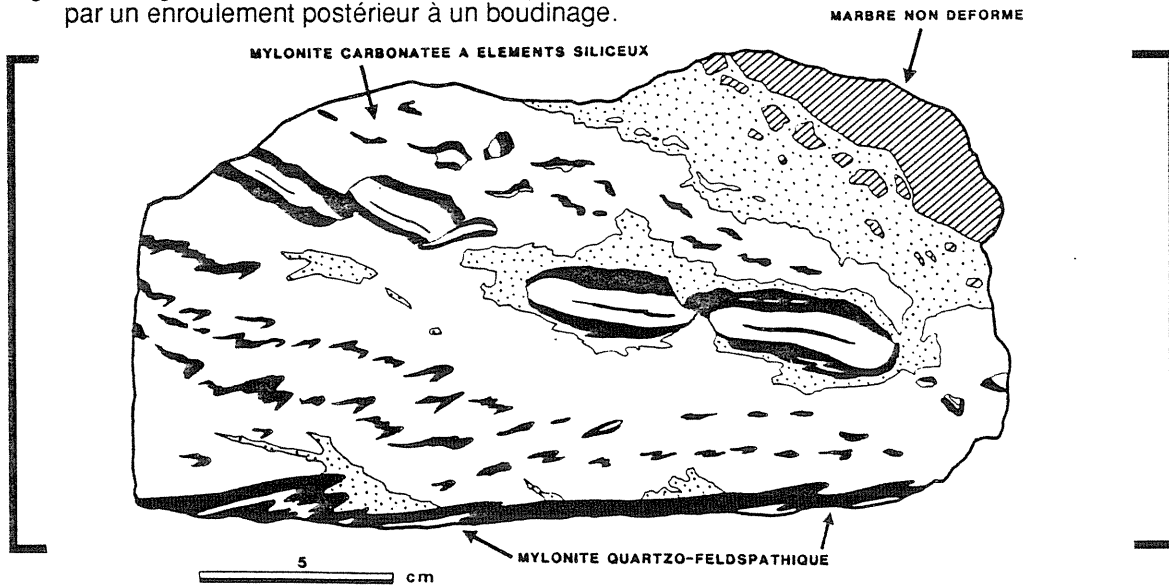


Figure 50 : niveaux pseudo - brêchiques dans les carbonates, les Mts d'Olmes.

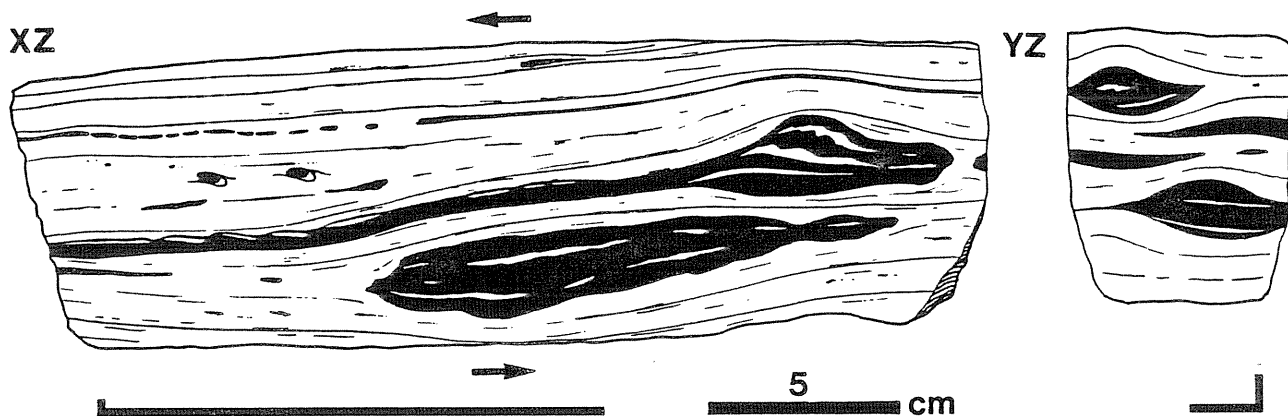


Figure 51 : ultramylonite carbonatée, les Mts d'Olmes; noter les boudinages symétriques et assymétriques, ainsi que les "amorces" d'enroulement de clastes siliceux.

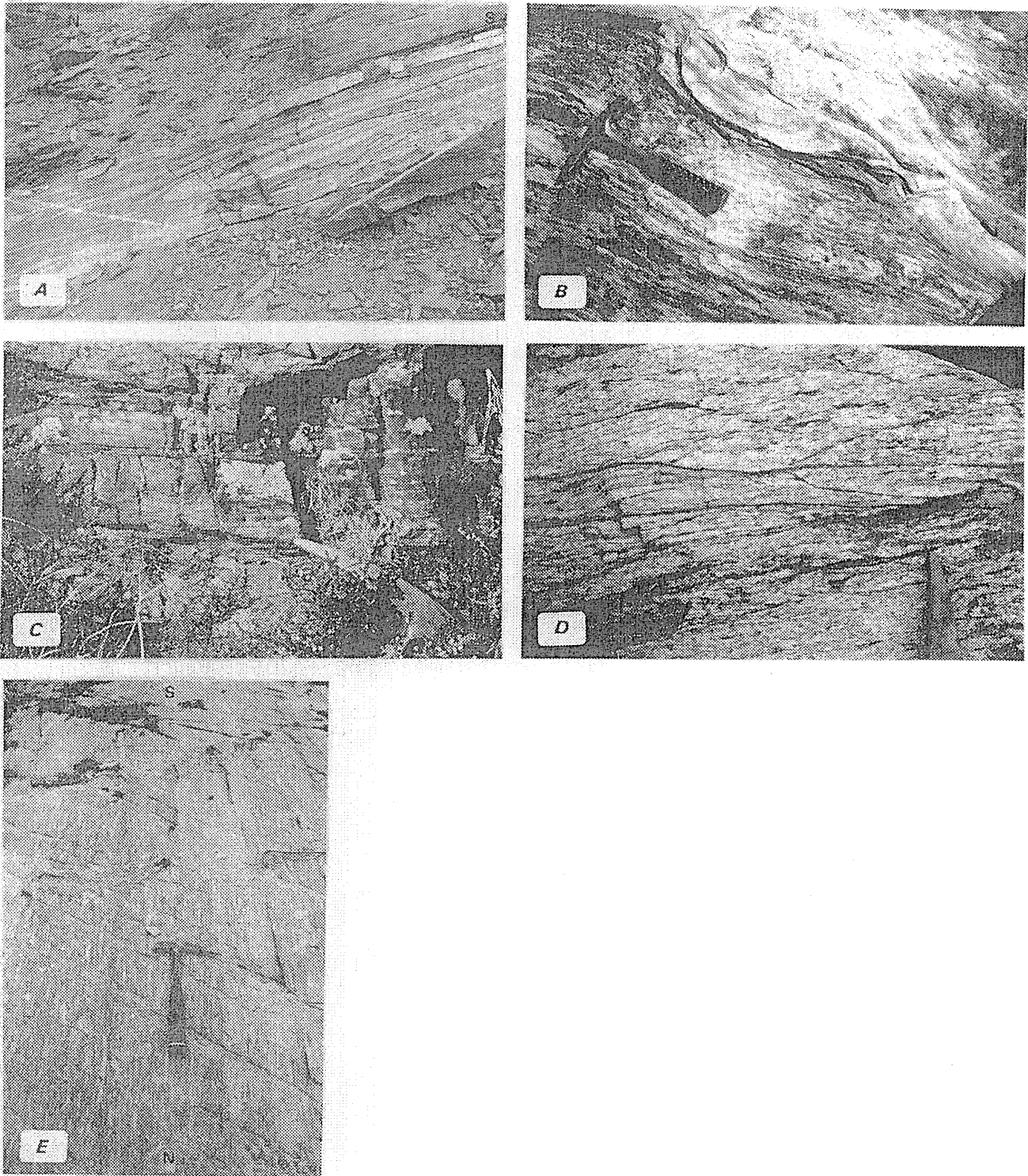


Figure 52 : les mylonites quartzo - feldspathiques; A - plis isoclinal dans des mylonites marquant la base d'un sill de granodiorite (cf Fig. 33d), B - foliation et linéation mylonitique en bordure d'une lentille de pegmatite; un système de plis d'orientation générale N-S replisse la linéation, C - mylonites affectées par un cisaillement ultramylonitique symétrique d'épaisseur décimétrique, col de Cadène, D - leucogranite mylonitisé affecté par une ultramylonite en ruban, E - foliation et linéation mylonitiques, affectée par des microcisaillements tardifs en faille normale vers le sud.

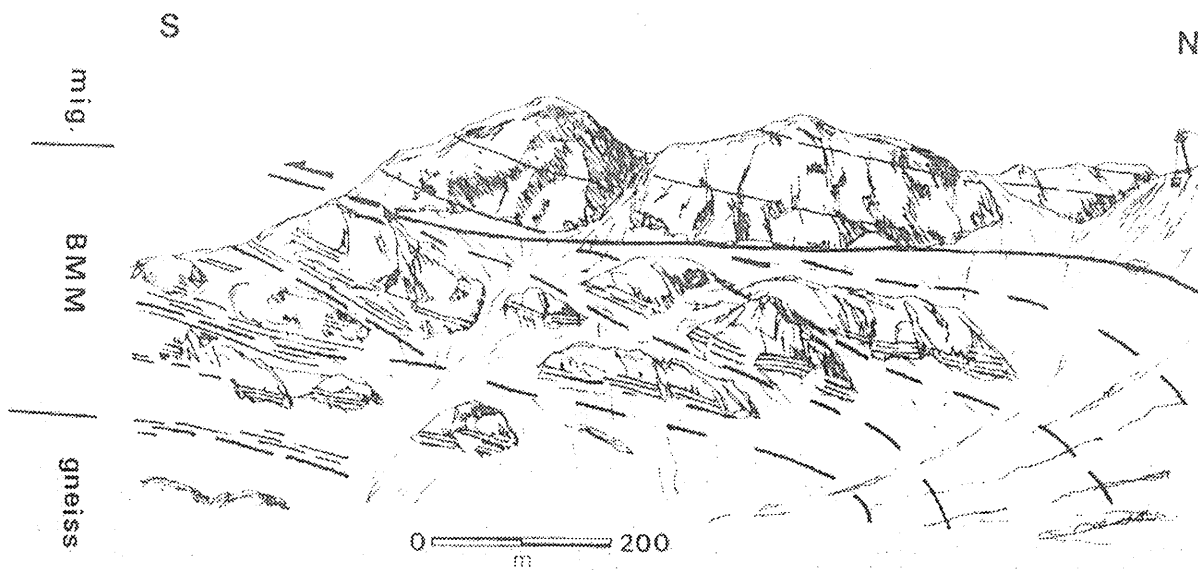
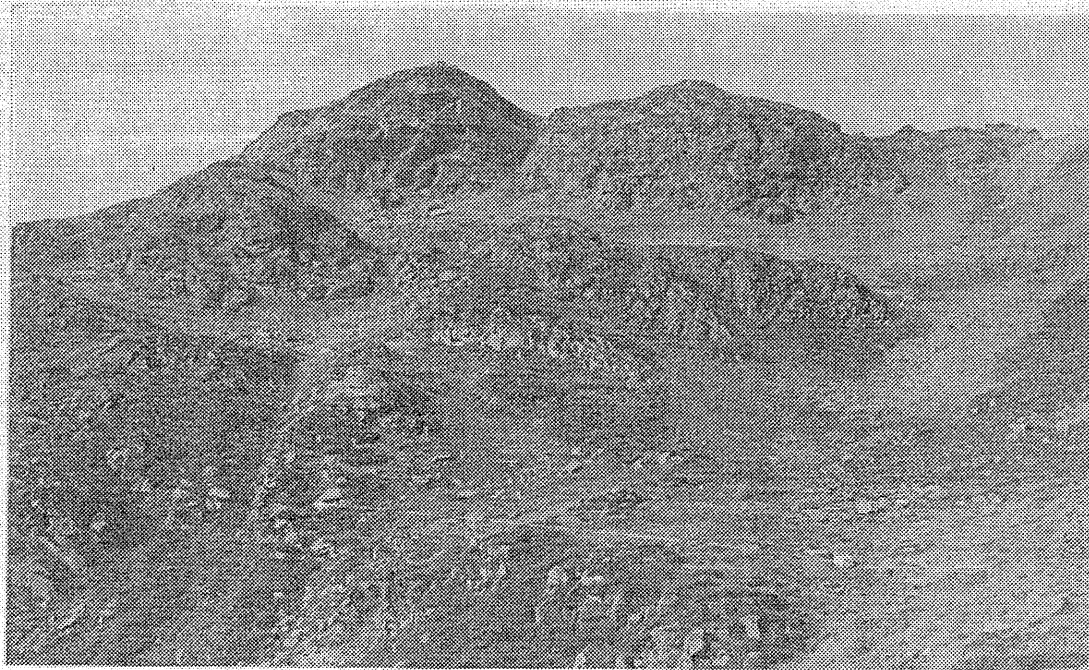


Figure 53 : panorama de la face SE du pic du Han montrant l'organisation générale de la BMM en niveaux mylonitiques superposés et anastomosés, séparés par des lentilles de granitoïdes moins déformées.

- + **mylonite leucocrate** : ce sont des roches à quartz - feldspath - (muscovite) qui se présentent à l'affleurement comme des roches massives, à foliation et linéation très bien marquées. Leurs microstructures sont très symétriques ("S/L" mylonite) (Fig 52 D). On peut rattacher à cet ensemble les pegmatites mylonitisées.
- + **mylonite intermédiaire** : issues généralement de granodiorite ou de gneiss, elles en ont la composition (Fig 52 A). Macroscopiquement, elles ont le même aspect général que l'ensemble précédent. Dans le détail, les microstructures sont plus dissymétriques et le sens du cisaillement y est clairement exprimé.
- + **phylonite** : très riches en micas (biotites, muscovites et chlorites), elles sont essentiellement dérivées d'anciens schistes. Elles ont typiquement une structure de "S/C" mylonite (Lister and Snoke, 1984).
- + autres types : on trouve en fait dans la BMM l'hétérogénéité de composition qui caractérise la série paradérivée du Saint Barthélémy. Des mylonites à silicates calciques ont été observées, ainsi que des amphibolites mylonitisées, etc...

Tous ces types de mylonites, notamment les plus riches en quartz, sont affectées dans certaines zones spécialement par des plis tardifs qui replissent la linéation. Ils ont une géométrie complexe et très variable, mais ils indiquent la même cinématique que le cisaillement général, c'est à dire un déplacement vers le sud du bloc supérieur. La formation de ce type de plis indique une évolution progressive de la déformation vers des conditions plus superficielles.

d.- Les "résidus" tectoniques

Ce sont des lentilles de roches moins déformées que leur encaissant mylonitique. On y retrouve les différents types lithologiques définis dans les gneiss et les migmatites (gneiss migmatitiques, granitoïdes...). Leur géométrie montre que ce sont en fait des niveaux individualisés par un boudinage de grande amplitude.

Un trait important de la tectonique mylonitique dans le St Barthélémy est la présence dans toute la BMM de rubans ultramylonitiques, dont la taille varie du décimètre au millimètre (Fig 52 C et D). Ils sont parfois associés à des pseudotachylites. Pour leur description et l'étude de leurs relations, nous renverrons aux travaux de Passchier (1982a, 1984a, b et c).

3.- structure

La BMM s'organise en plusieurs niveaux mylonitiques superposés, et parfois anastomosés (Fig 53), séparés par des lentilles de roches variées (granitoïdes essentiellement) de taille au maximum hectométrique (Fig 54) .

Les différents types de roches mylonitiques décrits ci - dessus y sont étroitement imbriqués les uns dans les autres. Ils définissent une géométrie qui est dans son ensemble plane, mais qui montre dans le détail des variations d'orientation importante (foliation et linéation verticales) (Fig 54). Cette hétérogénéité est due à la présence de plis que l'on peut observer à toutes les échelles et qui sont souvent localisés en bordure de lentilles de granitoïdes boudinés par la mylonitisation. En effet, les boudins, éléments plus rigides que leur encaissant, induisent par leur formation une obliquité de l'orientation des couches par rapport à la direction du cisaillement (Cobbold et Quinquis, 1980). Avec la poursuite de celui - ci, les plis se forment et s'accroissent pour adapter cette variation géométrique qui ne peut que s'accroître.

4.- géométrie

La géométrie de la BMM à l'échelle du massif a été précisée en utilisant le niveau repère constitué par les ultramylonites supérieures. Ce type de roche a en effet été observé sur le versant nord du massif. Des fenêtres montrant la BMM sous les migmatites ont ainsi été mises en évidence (Marshall, 1987) et leur géométrie a été précisée. L'ensemble de ces données montrent que les affleurements d'ultramylonite se disposent suivant un **plan** orienté **N110 - 15°N**, qui pourrait rendre compte de la géométrie de la BMM dans sa plus grande partie (Fig 55 B). Cette géométrie met en évidence **l'obliquité actuelle de la linéation** (et donc du mouvement (Nicolas et Poirier, 1976; Malavieille *et al*, 1984) **sur le plan de faille** (Fig 55A).

A l'est du massif, cette géométrie ne rend plus compte de la disposition des affleurements, car les mylonites s'orientent progressivement suivant une direction **NNW-SSE** et montrent des forts pendages vers l'est, associés à des plis de type "a" dans la même direction, avant de retrouver leur géométrie initiale. Il faut noter que cette **virgation** correspond à celle des gneiss sous jacent et correspond également à une perturbation dans les migmatites. On ne peut l'attribuer à une déformation postérieure à la mylonitisation, car ses axes cinématiques coïncident avec celle-ci. Elle ne peut donc s'expliquer que par une **discontinuité antérieure** qui aurait "guidé" la déformation mylonitique.

A l'ouest du massif, la géométrie de la BMM est moins claire, essentiellement à cause du manque d'affleurement. Il semble qu'une géométrie plus ou moins plane puisse lui être attribuée.

Une caractéristique spatiale importante est la variation latérale d'épaisseur de la BMM, qui semble être croissante de l'est vers l'ouest (localisation, ou diminution de plus en plus forte de la déformation vers l'est du massif ?).

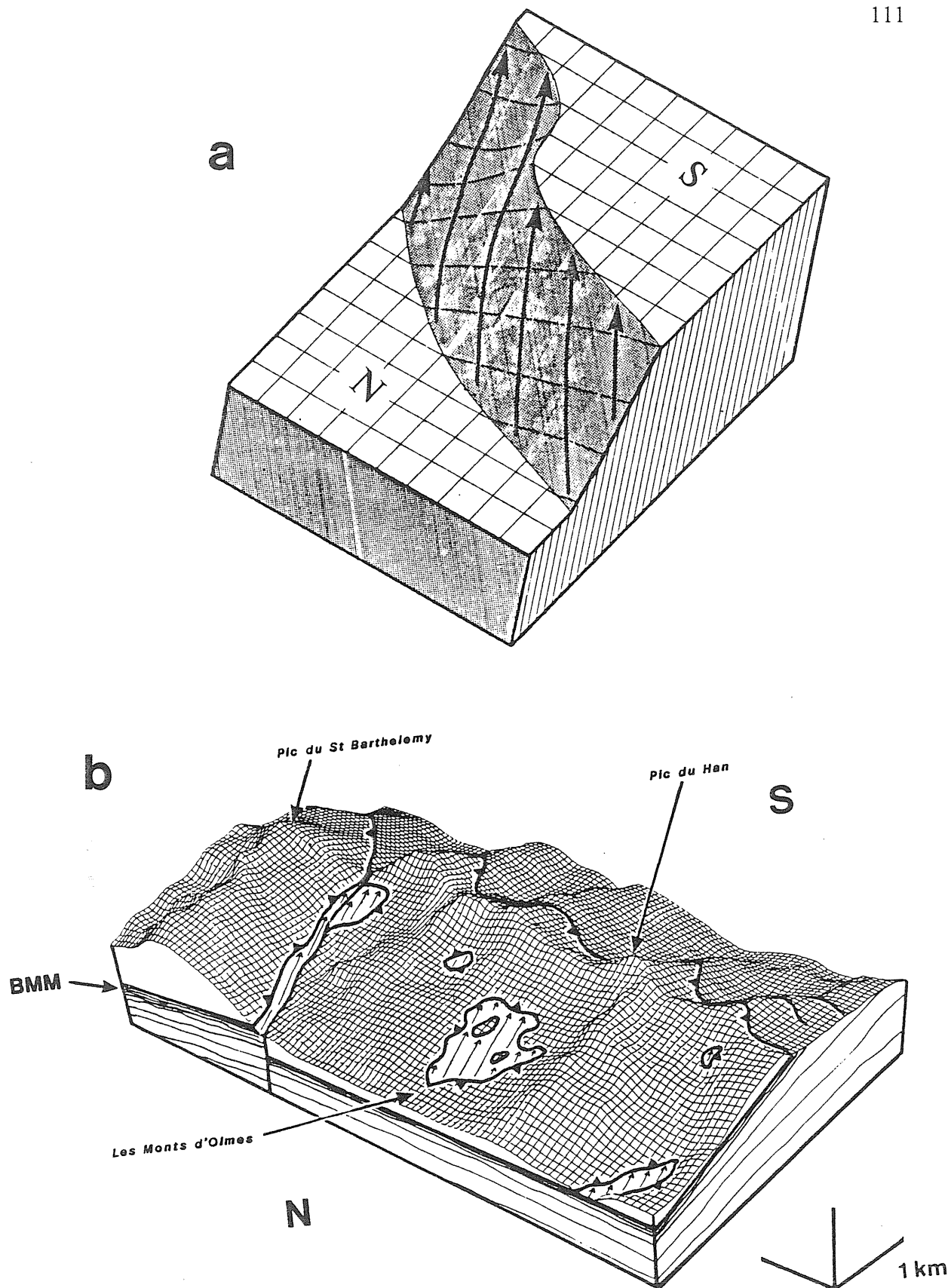
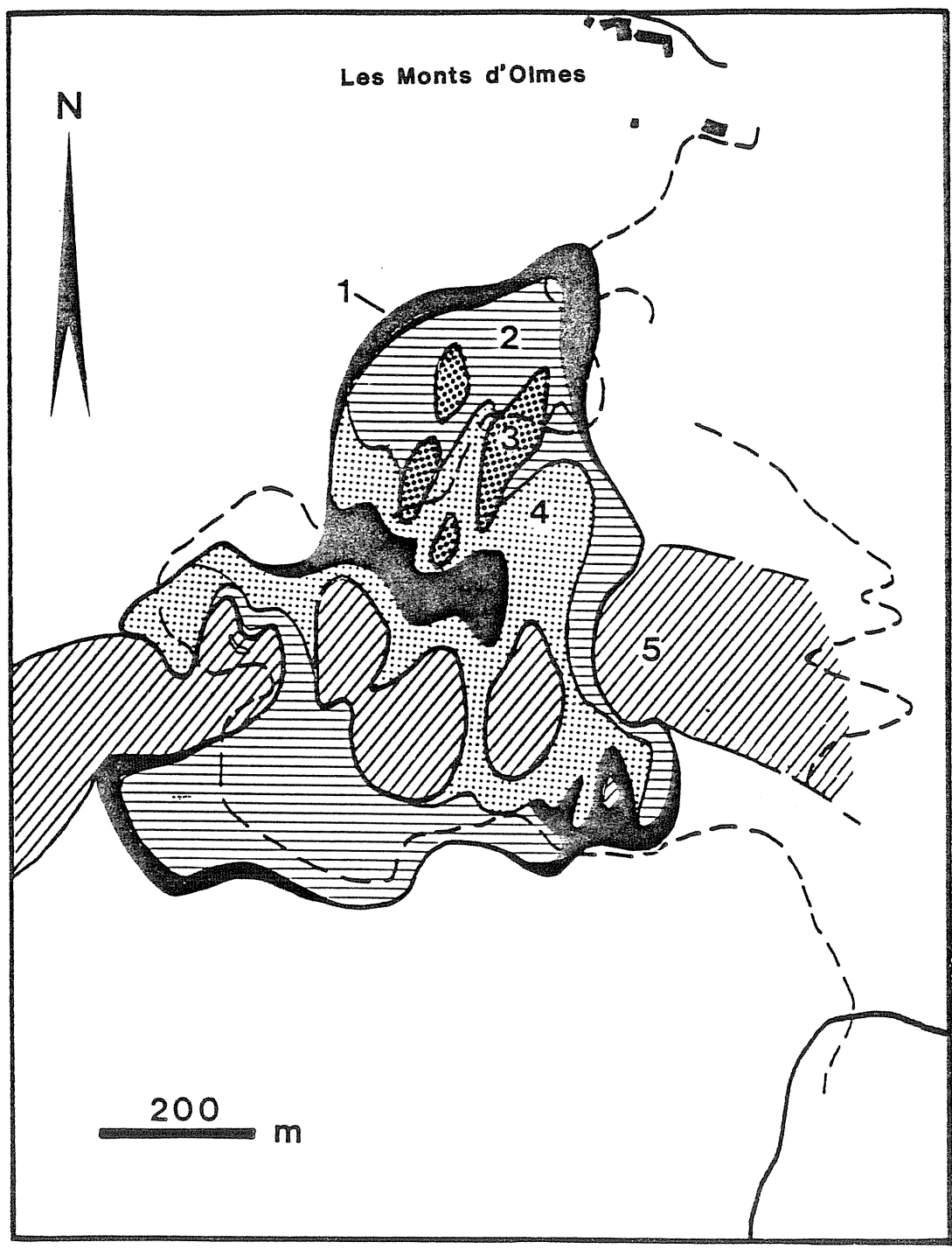


Figure 54 : blocs diagrammes montrant la géométrie de la BMM, A - à l'échelle du massif (mais sans échelle), B - au niveau de la partie centrale du massif (à l'échelle).



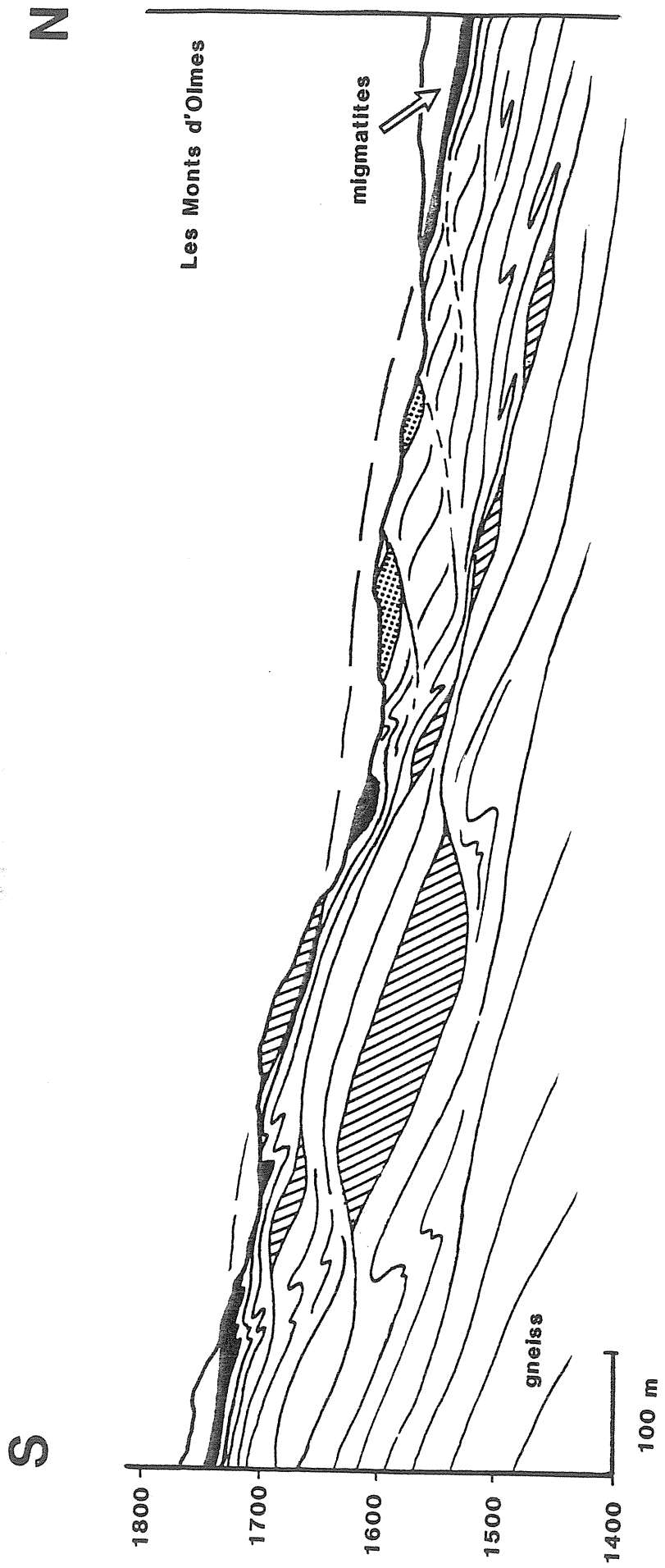


Figure 55 : carte et coupe interprétatives de la "fenêtre" de la BMM des Monts d'Olmes; 1 - ultramylonites, 2 - mylonites quartzo - feldspathiques, 3 - leucogranites, 4 - mylonites carbonatées, 5 - granodiorites.

III.- les zones de cisaillement

L'observation de zones de cisaillement dans tous le massif a permis de caractériser une évolution structurale qui s'explique par un changement progressif des rapports géométriques foliation majeure / zone de cisaillement, et donc foliation / contrainte.

Les zones de cisaillement ont été divisées en différents types suivant les caractéristiques de leur relation avec l'encaissant (et non suivant une succession chronologique) :

- + **type C1** : ce sont des zones de cisaillement à géométrie symétriques, c'est à dire que le passage entre la zone de cisaillement et l'encaissant s'effectue sur ses deux faces de manière progressive. Elles sont parallèles ou sub - parallèles à la foliation, tant en section XZ qu'en section YZ (type "B" de Passchier, 1982b). Des exemples de ce type se trouvent dans les granulites (Fig 56 A), les gneiss et la BMM (Fig 56 B, Fig 52 C).
- + **type C2** : elles ont une géométrie asymétrique, qui est caractérisée par une limite franche avec l'encaissant. Celle-ci constitue le plus souvent la face supérieure de la zone de cisaillement. Elles ont une orientation générale qui peut être sécante sur la foliation, dans tous les plans caractéristiques de la déformation. On en trouve également à tous les niveaux de la série cristalline, des granulites (Fig 57), à la BMM (Fig 58). Ce type de zone de cisaillement, ainsi que le précédent, s'est formé dans des conditions de déformation ductile.
- + **type C2-3 (ou C3-2)** : ce sont des zones de cisaillement polyphasées qui montrent le développement successif d'ultramylonites et de pseudotachylites. Elles ont été décrites dans la BMM (Fig 52 D), et des exemples peuvent en être observés dans les migmatites (Fig 59). Leur géométrie dépend de celle de l'ultramylonite initiale. Leur structure témoigne d'alternance de déformation ductile et fragile (type "A", Passchier, 1982b; type I, II et III, Passchier, 1984c).
- + **type C3** : pseudotachylite. De nombreux niveaux de pseudotachylite ont été observés dans la BMM (Passchier, 1982a et b). A l'affleurement, ils sont semblables aux ultramylonites et présentent globalement la même orientation. Ils montrent une déformation fragile tardive, post mylonitique.
- + **type C4** : cisaillements fragile/ductile tardifs. Ils se présentent comme des microcisaillements qui affectent parfois intensément la foliation ultramylonitique (Fig 60). Ils correspondent à des cisaillements vers le nord (Fig 60 A) et le sud (Fig 60 B, Fig 52 E). Dans les gneiss, ils forment une microfracturation E-W qui affecte la foliation en faille normale vers le nord et le sud (Fig 37 E, Fig 63). Ils sont très peu fréquents dans les migmatites.
- + **type C5** : cataclasites. Des bancs épais de cataclasite se rencontrent à la base des gneiss. Ils correspondent à une fracturation liée à la faille bordière sud du massif.

La géométrie des zones de cisaillement de type C2 pose le problème de leur asymétrie.

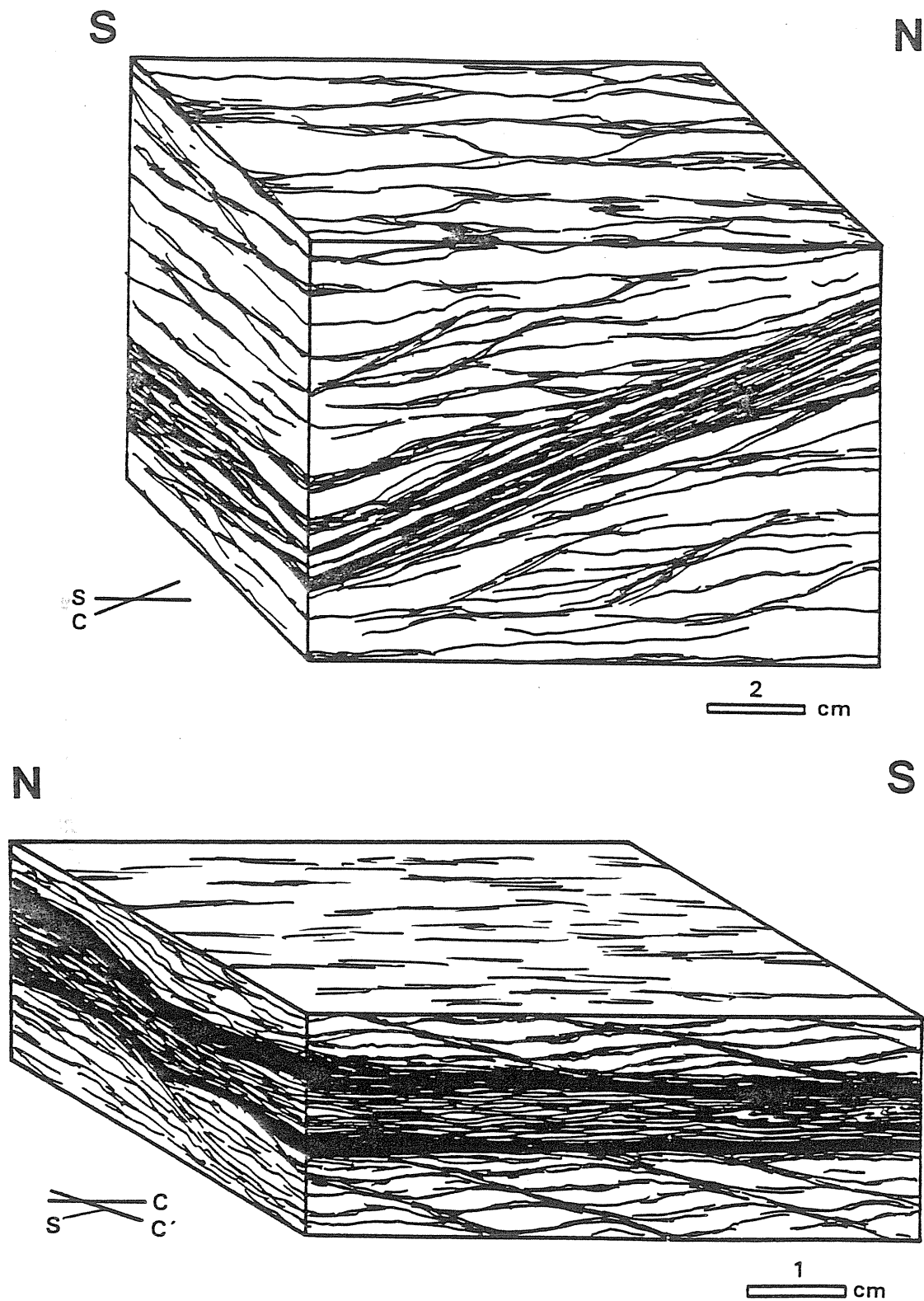


Figure 56 : deux types de zone de cisaillement symétriques, A - dans les granulites (SB 914), B - dans la BMM (SB 128).

Suivant Passchier (1984a), on peut remarquer que la distribution des différents types de roches de faille à travers les zones de cisaillement est souvent caractéristique de leur signification structurale. Cette distribution est souvent asymétrique dans les accidents à pendage faible ou moyen : dans les chevauchements, on observe essentiellement des mylonites au toit de la faille (Hanging wall), et des cataclasites au mur (Footwall) (voir par exemple Sibson *et al*, 1981). La disposition inverse, avec des mylonites abondantes dans le bloc inférieur, a été décrite dans les "metamorphic core complex" des Basin and Range (Crittenden *et al*, 1980; G.H. Davis, 1983; G.A. Davis, 1988), et est expliquée par une cinématique en faille normale. Ces dispositions asymétriques sont schématiquement interprétables de la manière suivante : dans un chevauchement, le mouvement le long de la faille met en contact des roches déformées dans des conditions profondes sur des roches déformées dans des zones plus superficielles. On observera donc des mylonites ductiles sur des cataclasites. L'inverse se produira pour une faille normale.

Dans le cas de nos zones de cisaillement C2, la géométrie actuelle montre une cinématique chevauchante qui s'accorde mal avec la répartition de la déformation. Il nous semble donc plus logique de les interpréter comme des failles normales ductiles, qui auraient été basculées tardivement. On retrouverait donc ici à petite échelle le modèle proposé pour l'ensemble de la BMM (Passchier, 1984a). Cependant, un problème d'échelle s'oppose à cette interprétation (une telle variation de rhéologie est difficilement compatible avec une petite échelle de déformation, où les déplacements sont de l'ordre du mètre).

Une autre explication, non contradictoire, peut être trouvée dans la **cinématique de la zone de cisaillement**. L'asymétrie peut en effet être provoquée par des changements de vitesse de déformation. Dans des conditions de déformation de plus en plus superficielles, la poursuite de la déformation se traduira par une **localisation** de plus en plus forte ("**hardening**" de la roche hôte, et "**softening**" de la zone active) (White *et al*, 1980) qui peut conduire à une rupture, et donc une disposition asymétrique.

Les zones de cisaillement du Saint Barthélémy montrent quatre stades d'évolution. Cette chronologie relative est basée sur le fait que les cisaillements les plus obliques à la foliation sont les plus rétomorphiques et recourent les horizontaux qui sont les moins rétomorphiques



Figure 57 : zone de cisaillement asymétrique et oblique à la foliation dans une granulite à Gt/Sil/Fk (SB 932) (échelle 2 mm).

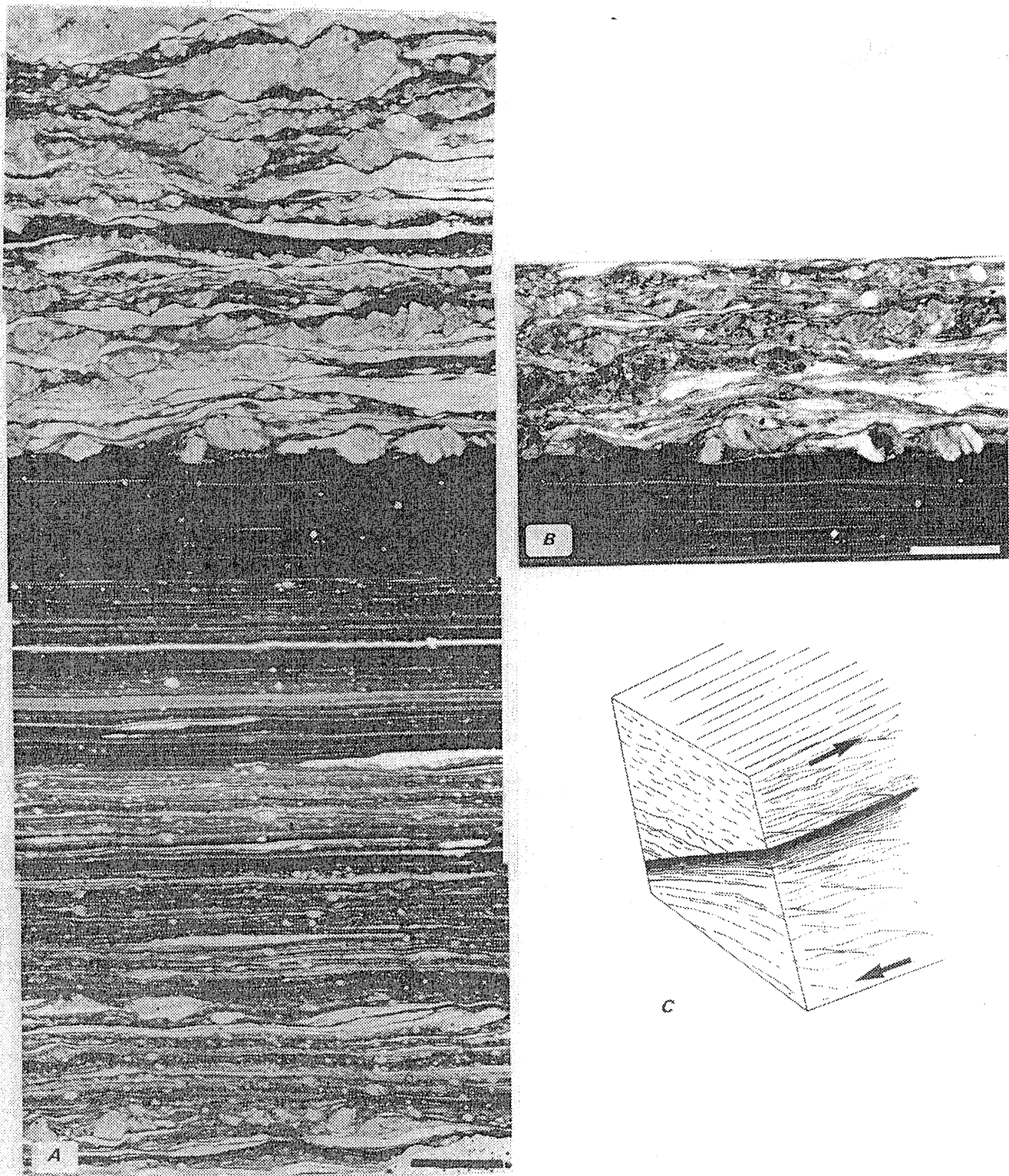


Figure 58 : zone de cisaillement assymétrique dans une granodiorite mylonitique (SB 408, les Mts d'Olmes), A - assemblage montrant la variation verticale de l'intensité de la déformation (échelle 1 mm), B - id. en LP, les clastes sont moulés par la foliation ultramylonitique, C - géométrie de la zone de cisaillement.

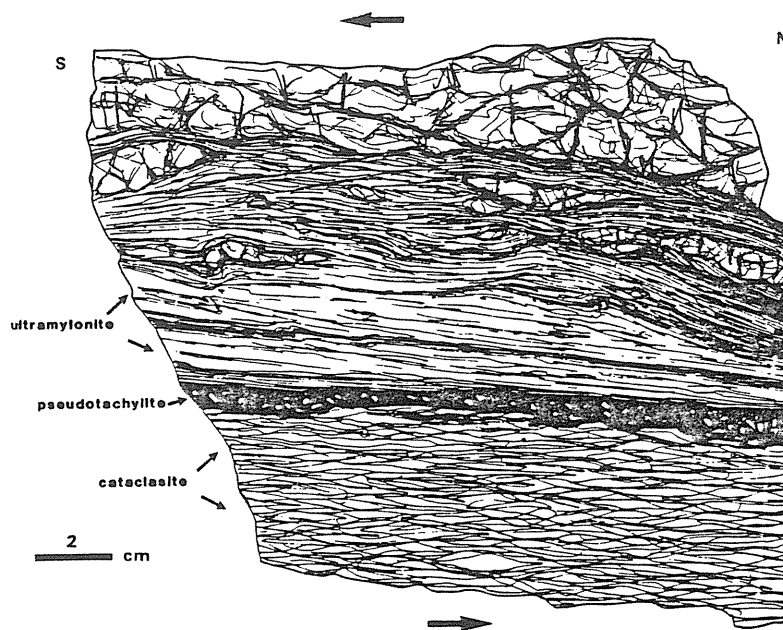


Figure 59 : zone de cisaillement dans les migmatites, les pseudotachylites remanient les ultramylonites; la répartition de la déformation de part et d'autre de cette zone suggère un jeu inverse.

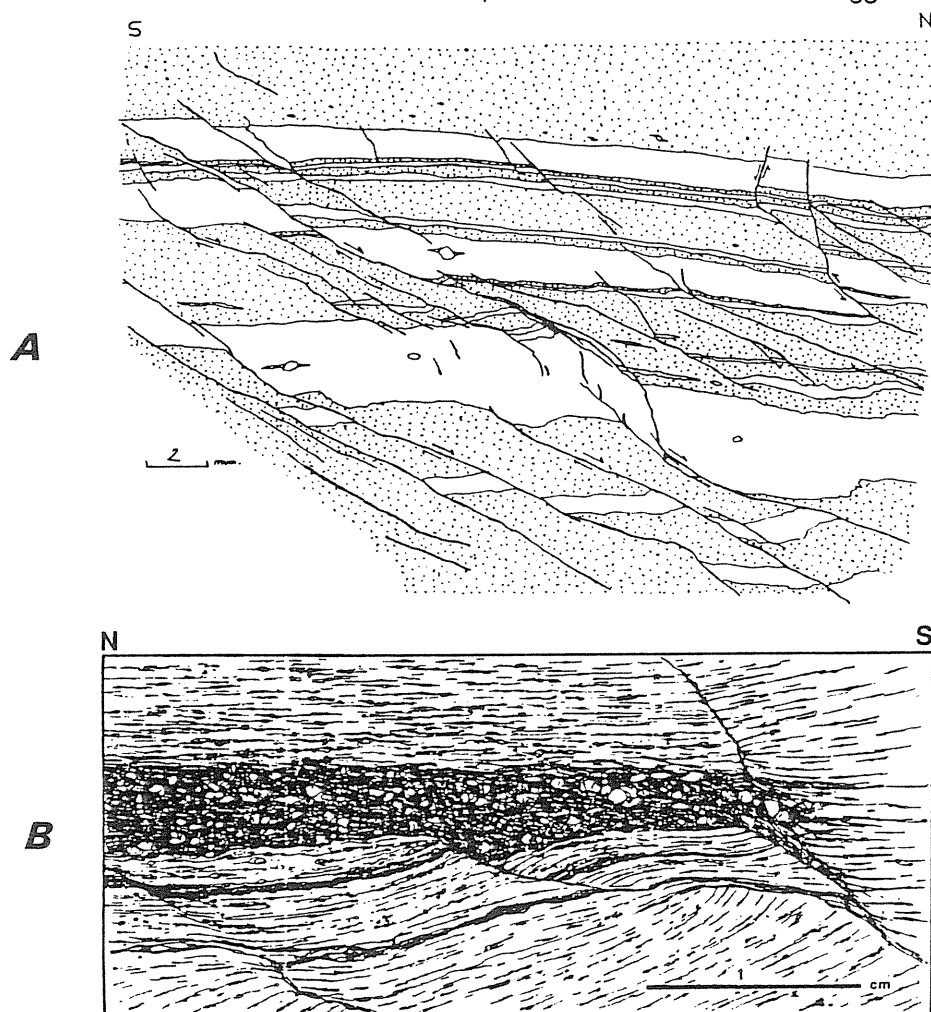


Figure 60 : microcisaillements affectants les ultramylonites, A - au N des Mts d'Olmes (SB 119), on observe globalement un mouvement en faille normale vers le nord, B - au sud du col d'Aygue Torte (SB 372), mouvement en faille normale vers le sud.

Dans le premier stade, le cisaillement se développe parallèlement à la foliation de la roche encaissante qui est en général une mylonite, et dans des conditions de déformation voisines, la roche hôte et la zone cisailée se déforment en même temps. Dans un second stade, un angle apparaît entre le cisaillement et la foliation antérieure, et les conditions de déformations sont rétrogrades par rapport à la foliation, mais la déformation est toujours ductile; la géométrie finale est assymétrique. Dans un troisième stade apparaissent des pseudotachylites qui créent des zones de faiblesse pouvant être reprises et transformées en ultramylonite. Elles ont une orientation variable par rapport à la foliation, mais sont le plus souvent obliques (Passchier, 1982a et b). Enfin, le quatrième stade montre des cisaillements cassants pouvant être perpendiculaires à la foliation.

Passchier (1984c) interprète les variations de la déformation et l'orientation des zones de cisaillement par différents effets du plan d'anisotropie principal de la roche hôte suivant le mécanisme de déformation.

Nous pensons que l'ensemble des exemples décrits ci - dessus est mieux expliqué par un modèle faisant intervenir un **changement progressif de l'orientation de l'anisotropie principale (la foliation gneissique et mylonitique) par rapport aux axes cinématiques.** Le modèle de Passchier peut s'y intégrer et rend compte de l'histoire de la déformation lors du "passage" de la transition fragile / ductile. Une "**horizontalisation**" progressive de la foliation mylonitique, née avec un pendage proche de 45° (si l'on adopte un modèle de zone de cisaillement initiée dans un matériel isotrope, se déformant dans des conditions de cisaillement simple) (Ramsay, 1980), peut donc être envisagée. La zone de cisaillement serait donc dans ce cas néoformée. ?

IV.- microstructures des différents types de roche

1.- gneiss

(Fig 61)

a.- granulites

Les granulites présentent des faciès microstructuraux très variés :

⇒ les niveaux non ou peu déformés ont un aspect qui dépend de leur composition minéralogique : certains niveaux montrent des grenats et des hypersthènes centimétriques emballés dans une matrice rétro-morphique à biotite; d'autres, plus siliceux, sont structurés lit par lit, et montrent une texture granulaire à gros grains, parfois recoupée par des niveaux quartzo - feldspathiques anatectiques (Fig 62 A).

⇒ les niveaux foliés (Fig 62 B) montrent des grenats centimétriques contenant des inclusions de biotite et de sillimanite parfois orientées (Fig 61 A), recoupés par une foliation à sillimanite - cordiérite - grenat - biotite. Le quartz est recristallisé en rubans centimétriques (Fig 37 B) (Fig 63).

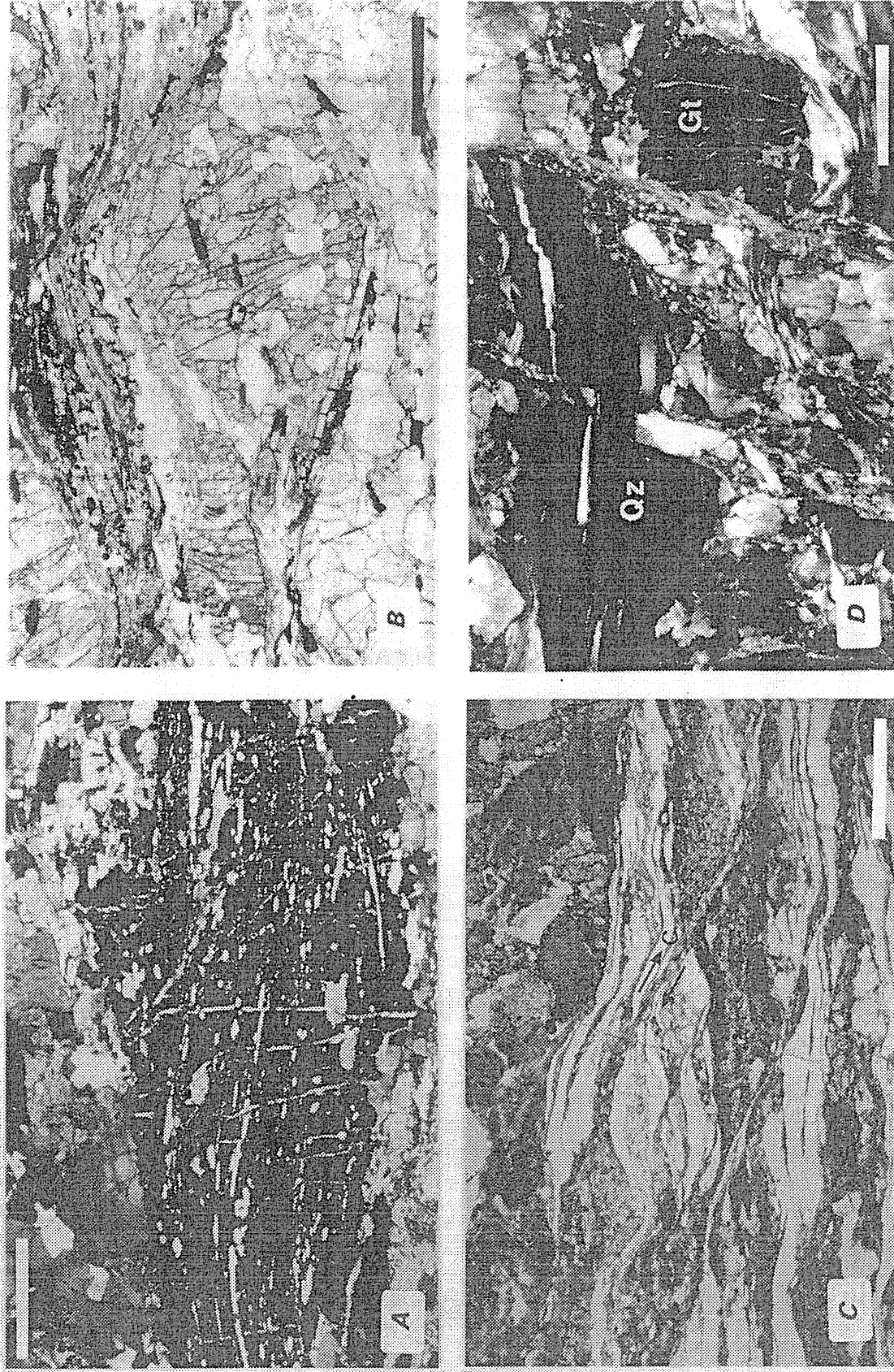


Figure 61 : texture des gneiss, A - texture d'une granulite alumineuse, foliation à Bi/Sil interne au grenat, B - gneiss pélitique, foliation à Bi et Sil prismatique moultant les grenats riches en inclusions, C - texture d'un gneiss oeilé (cf Fig 37c), la sillimanite est étirée dans la foliation, apparition de plan C, D - granulite alumineuse foliée affectée par des microcisaillements tardifs (cf Fig 63) (échelle 1 mm).

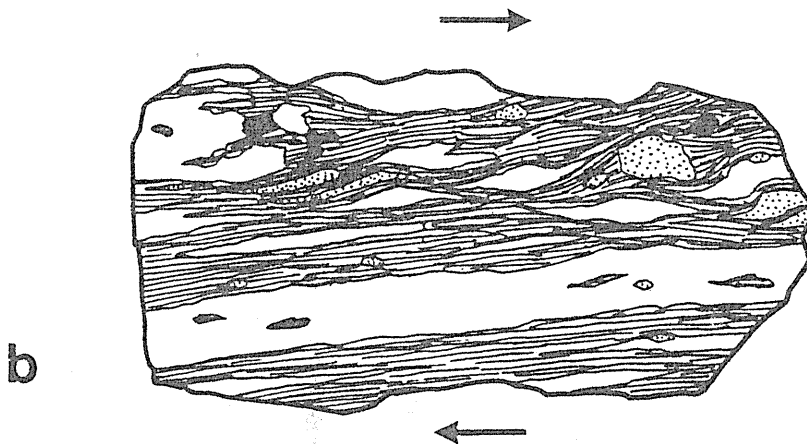
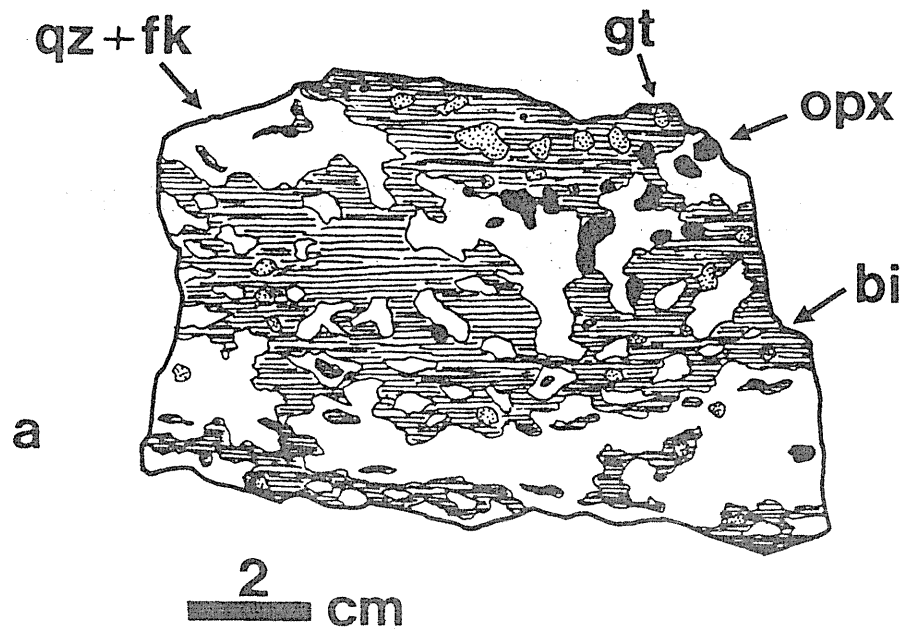


Figure 62 : granulite à opx A - non déformée, B - déformée (SB 485, ouest de Senconac).



Figure 63 : dessin d'une lame mince (éch SB 495, région d'Appy), montrant la texture d'une granulite à foliation précoce (à Cd/Gt/Bi) bien développée.

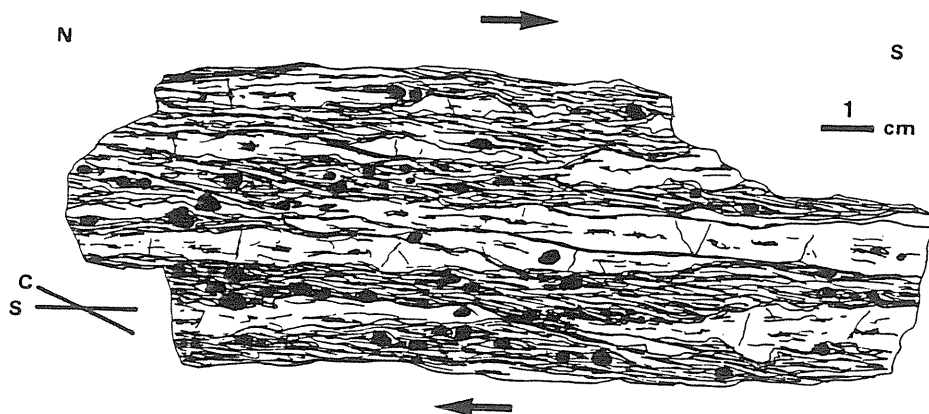


Figure 64 : texture d'un gneiss pélitique (SB 399, ouest de la Jasse de la Lauze).

⇒ dans les granulites mylonitiques (Fig 56 A), le grenat et la sillimanite sont cataclasés et boudinés dans la foliation. Les microstructures dissymétriques y sont rares, le seuls critère étant la géométrie foliation - cisaillement. Ces niveaux sont parfois affecté par une cataclase tardive (Fig 61 D, Fig 63).

b.- gneiss ocellés

Ils montrent une structure assez monotone consistant en clastes de feldspaths potassiques (pouvant atteindre une taille de 10 cm) et de grenats moulés par une foliation à biotite et sillimanite prismatique (parfois fibrolite). On note parfois des structures type C/S avec des cisaillements à biotite montrant un déplacement du bloc supérieur vers le sud (Fig 61 C).

c.- gneiss pellitiques

Ils se différencient des précédents par une plus grande quantité de biotite, et par une taille des clastes qui diminue progressivement vers le haut (Fig 37 F). La muscovite apparaît dans la foliation au sommet de la série. Les clastes feldspathiques sont affectés par des bandes de déformation, et sont parfois tronçonnés. La sillimanite prismatique est boudinée dans la foliation (Fig 61 B) qui est affectée par des cisaillements secondaires à biotites (Fig 64).

2.- mylonites quartzo - feldspathiques

(Fig 65)

a.- mylonites quartzieuses

La roche est essentiellement structurée par des rubans de quartz polycristallin. Les feldspaths (potassique et plagioclase) sont disposés en clastes de taille assez homogène ($\emptyset < 1\text{mm}$); ils sont bordés par des queues de recristallisation dans l'ensemble symétriques. La biotite et la muscovite sont anté et syn tectoniques : elles sont présentes en inclusion dans d'autres minéraux, ou en clastes moulés par la foliation mylonitique, qui est soulignée par des petites paillettes de biotite et de muscovite secondaires ($10 \times 40 \mu$) (Fig 70 E). Le **grenat** est parfois présent sous forme de clastes anguleux dispersés dans la foliation (Fig 65 A), ou sous forme de petits grains arrondis. La **sillimanite** est sous forme de paquets de fibrolite boudinés. Le quartz et le feldspath forment une matrice de petits grains ($20 - 40 \mu$) recristallisés.

La structuration de ces roches est très symétrique et montre une déformation à caractère plutôt coaxial, caractère confirmé par la fabrique des axes c des rubans de quartz polycristallins; cela pose un problème de relation avec les roches voisines qui sont systématiquement marquées par une déformation fortement non -coaxiale. Quand ils sont présents, les cisaillements secondaires font un angle très faible avec la foliation ($< 10^\circ$).

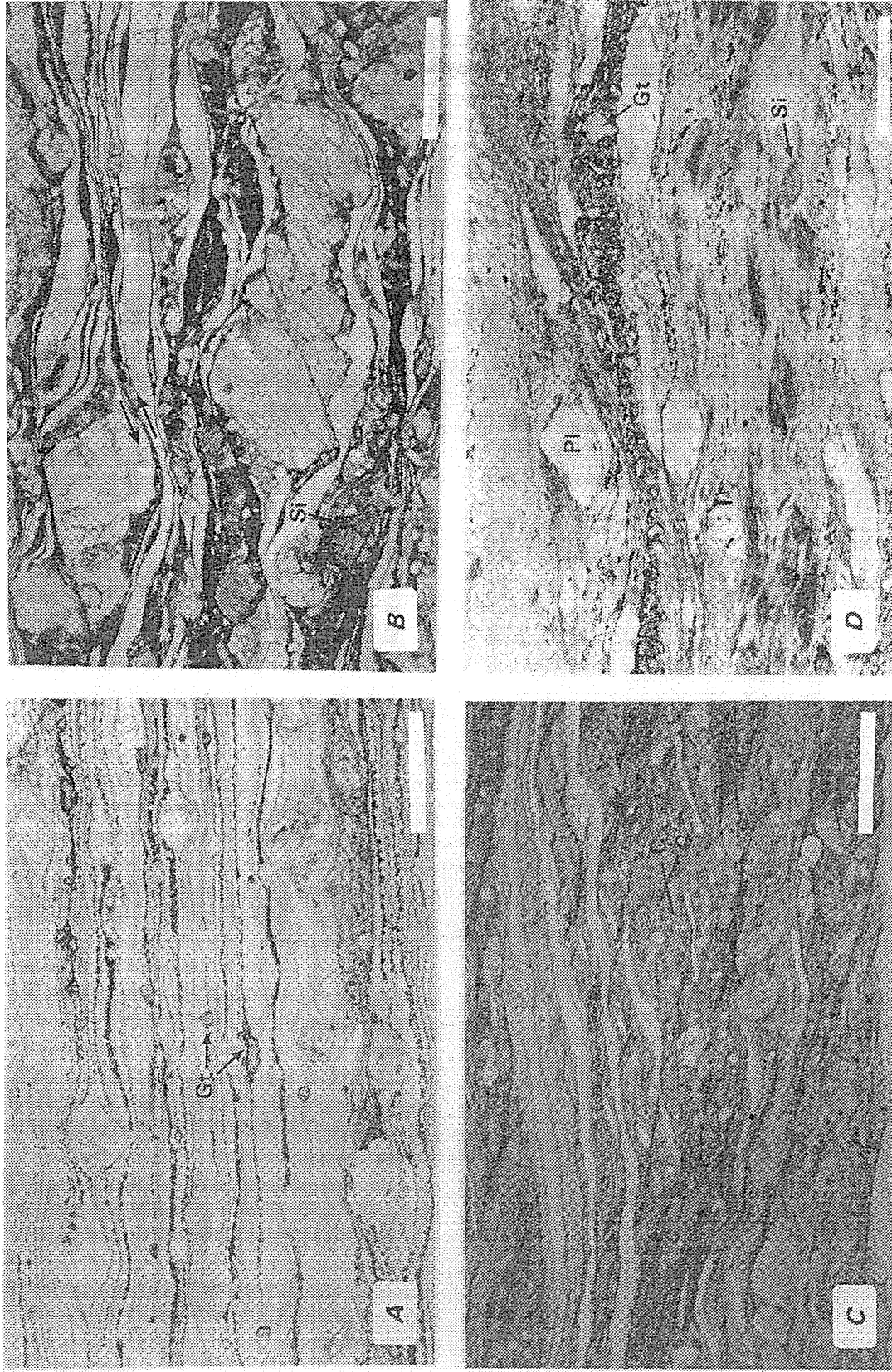


Figure 65 : texture des mylonites, A - mylonite quartzo - feldspathique; les microstructures sont très symétriques, et la déformation plutôt de type coaxiale; noter le grenat cataclaté dans la foliation mylonitique (SB 42), B - mylonite intermédiaire, tronçonnement des feldspaths et de la sillimanite par des cisaillements secondaires (SB 2), C - relations C/C', col du Han (SB 271), D - phylloclastes (éch SB 127, col de Cadène), la matrice est essentiellement micacée (Mu + Bi) et contient des clastes de Gt, de Sil, de F, et de Muscovite primaire (échelle A, B, et D 1 mm, C 500 μ).

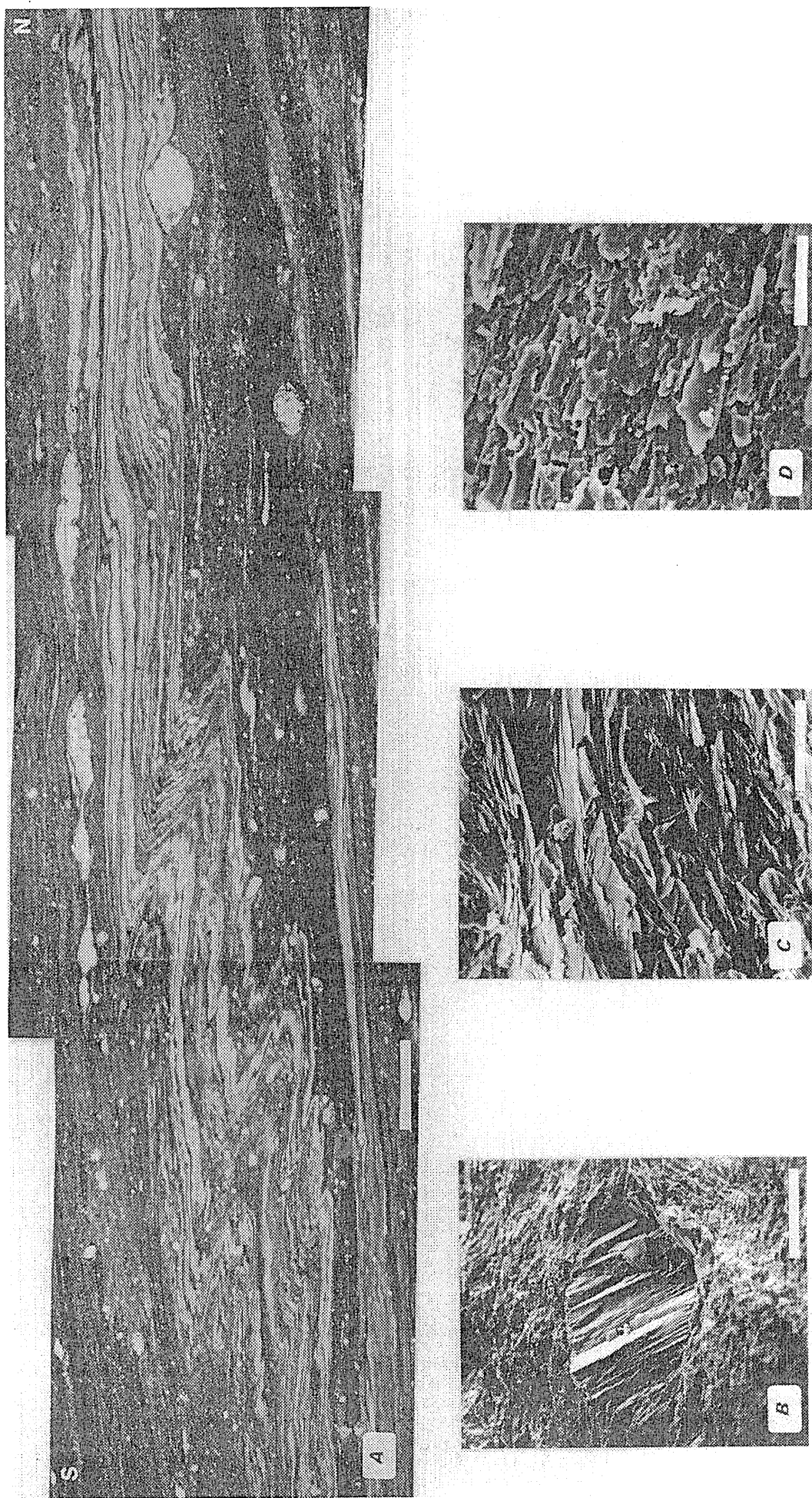


Figure 66 : texture des ultramylonites, A - assemblages montrant les principales microstructures observées : plis d'entraînement, boudinage, cristallisation dissymétriques, enroulements, ...; b c et d, image en microscopie électronique à balayage, A - claste de plagioclase dans une matrice micacée, B - litage défini par le quartz recristallisé, et les paillettes de biotite, parfois obliques et plissées (flèches), C - aspect de la linéation marquée par l'alignement des biotites (échelles : A 1 mm, B 100 μ , C et D 15 μ).

b.- mylonites intermédiaires

Une augmentation progressive de la quantité de biotite primaire dans la roche se traduit par une déformation non coaxiale de plus en plus hétérogène à l'échelle de la lame mince (Fig 65 B).

Le quartz forme des rubans monocristallins allongés dans la direction de la linéation ($Y/X > 1/10$). Il est également présent sous forme de petits grains (grand axe de l'ordre de 10 - 15 μ) obliques aux rubans, à recristallisation dynamique. Les clastes de feldspaths deviennent de plus en plus hétérogènes en forme et en taille. De même que la sillimanite (forme intermédiaire entre prismatique et fibrolite), ils sont fréquemment déformés par des zones de cisaillement internes, antithétiques et/ou synthétiques du cisaillement général. Le grenat est rarement présent. Le feldspath s'observe en grains recristallisés dynamiquement à morphologie en "flammèche" (Fig 68 B). Les clastes de micas ("mica fish", Lister and Snoke, 1984) (Fig 70 D) sont abondants et souvent affectés par des cisaillements secondaires. La foliation mylonitique est marquée par les rubans de quartz, et des petits grains de biotites et de muscovites néoformés.

Des roches hétérogènes, contenant de fin niveaux plus calciques à hornblende, sphène et diopside, montrent des déformations souples, avec plis et enroulements, parfois intenses (Fig 67 D).

c.- phyllonites

Ces roches ont une structure en amande, due à un découpage par des anisotropies de type C/S. Le grenat, souvent abondant, forme des niveaux quasi - continus constitués de petits grains issus sans doute d'un ancien minéral ayant réagi à la déformation de façon cassante (Fig 65 D). La sillimanite, fibrolite, se dispose en paquets flexueux et montre une rétro-morphose en muscovite et quartz. La biotite primaire a quasiment disparu; biotite et muscovite secondaires sont mimétiques des plans de cisaillement; on trouve également la biotite en intercroissance dans les plans de clivage de la muscovite primaire (Fig 70 F). Le quartz forme des clastes ou des rubans discontinus boudinés dans la foliation. Les clastes de plagioclase sont bordés par des recristallisations à chlorite, muscovite, biotite.

3.- ultramylonites

(Fig 66)

Les ultramylonites que l'on décrit ici sont celles de la bande ultramylonitique supérieure.

+ **au microscope optique**, on distingue une matrice qui a une structure orientée et qui définit une foliation d'une épaisseur de quelques dizaines de microns. Elle est composée d'une phase micacée (biotite, muscovite, et chlorite en paillettes d'une taille de l'ordre de 10 μ) et d'une phase quartzo - feldspathique en grains d'une taille de l'ordre de 5 μ , formant parfois des rubans intensément plissés (quartz et feldspaths en "flammèche", 10 - 20 μ). La matrice contient des clastes de feldspaths (plagioclase sodique souvent rétrotransformé en scapolite), de muscovite, d'agrégats polycristallin de quartz, de sillimanite fibrolite, et de minéraux variés (tourmaline, grenat, staurotite, zircon,...). Les clastes sont bordés d'ombres de pression dissymétriques constituées de biotite, muscovite, chlorite, quartz, et opaques (ilménite). La taille maximum des clastes est de 400 μ , mais la plus grande partie a un diamètre de 50 - 70 μ environ. Leur forme est le plus souvent circulaire ou elliptique; les plus grands d'entre eux sont fracturés (boudinage intra - claste) (Fig 68 F).

Les ultramylonites sont affectées par une déformation cisailante qui se traduit par des recristallisations dissymétriques (" σ and δ porphyroclast system", Passchier and Simpson, 1986) (Fig 68 E), des cisaillements secondaires C et C' (Berthé *et al*, 1979; "extensional crenulation cleavage", Platt et Vissers, 1980) (Fig 65 C), des plis d'entraînement (Fig 66 A), des plis à "géométrie variable", d'apparence isoclinale dans le plan XZ de la déformation, à géométrie complexe dans le plan YZ (en fourreau, plis "a", plis en "champignon", etc...). On observe également des figures de boudinage (Fig 66 A). Les relations entre ces différentes microstructures sont complexes; on observe fréquemment des interférences entre elles : par exemple, des rubans de quartz sont étirés, puis boudinés, puis plissés et enfin enroulés, ce qui leur donne une géométrie finale de porphyroclaste de type δ (Fig 49).

+ **au microscope électronique** à balayage, on peut observer plus finement les détails de la structure intime de la roche. La nature tectonique de la foliation ultramylonitique apparaît clairement : elle est marquée par une linéation définie par l'alignement des paillettes de biotite (Fig 66 D), et elle contourne des clastes de plagioclase marqué par des queues à biotite (Fig 66 B). La Fig 66 C montre la fabrication de forme des différentes phases minérales : on peut y voir la forte orientation préférentielle des biotites, ainsi que la forme tabulaire du quartz et du plagioclase (d'une épaisseur de l'ordre de 5 μ). Les paillettes de biotites ($\lambda_1 / \lambda_2 / \lambda_3 \approx 20 / 5 / 2 \mu$) montrent des déformations plicatives ("kink") et l'on note parfois leur disposition oblique par rapport au plan défini par les tablettes de quartz (relation C / C').

4.- mylonites carbonatées

Elles montrent une déformation polyphasée qui se traduit par (Fig 67) :

- + la présence en clastes de minéraux montrant une déformation de haute température (feldspaths potassiques avec perthite en damier par exemple, ce qui indique une déformation à une température supérieure à 500°C), et d'ensembles de minéraux témoignant d'un métamorphisme de HT (marbres à grenat - olivine - amphibole - FK) ayant subi une rétro-morphose (développement de biotite, muscovite, épidote, talc...) (Fig 67 A). Tous ces minéraux sont repris par une déformation cataclastique froide (tronçonnement, réduction de la taille des grains, dispersion dans la foliation,...).
- + la présence de clastes constitués de mylonites à quartz et d'ultramylonites qui montrent une déformation cataclastique froide avec réduction importante de la taille des grains (quartz peu recristallisé, formé de petits grains $\varnothing < 50 \mu$) (Fig 67 B). Cette déformation s'est continuée après leur mise en place dans la matrice carbonatée, avec formation de plis, boudinage avec déformation interne du boudin (Fig 51; Fig 67 C), et indique une température de l'ordre de 400°C.
- + enfin, une matrice carbonatée qui montre le plus souvent une texture de recuit statique, avec des petits cristaux de calcite globuleux liés par des points triples à 120°, et des macles de type "E", de basse température (250° - 300°C). Parfois, une fabrique de forme est préservée, et l'on observe des macles significatives d'une déformation à plus haute température.

L'histoire thermique et structurale de ces roches carbonatées peut être résumée comme suit :

- ⇒ **un métamorphisme de haute température** affecte une série carbonatée dont l'âge et l'origine restent à éclaircir (Ordovicien ?).
- ⇒ **mise en place dans une zone de cisaillement** intense, de haute température (environ 500°C) dans laquelle leur présence crée une zone de faiblesse et un amollissement favorable à la déformation.
- ⇒ **la déformation se concentre dans les carbonates** : boudinage, dilacération de niveaux mylonitiques non carbonatés (environ 400°C).
- ⇒ **recuit statique** (250 -300°C).

5.- migmatites

Elles forment un ensemble peu ou pas déformé. D'une manière générale, la texture initiale de la roche est préservée, et l'on observe une rétro-morphose statique des différentes phases minérales. Les rares bandes mylonitiques ont, suivant leur nature et leur composition, les mêmes caractéristiques que celles décrites précédemment.

6.- conclusion

L'étude des textures et des microstructures dans l'ensemble cristallin du Saint Barthélémy montre l'existence d'un gradient de déformation croissant du sud vers le nord, et donc du bas

vers le haut de la série : on trouve en effet successivement : granulites peu déformées, gneiss de plus en plus "gneissifiés" vers le haut, mylonites, ultramylonites, puis enfin migmatites peu ou pas déformées. *Ce gradient est fortement dissymétrique par rapport au trait structural majeur constitué par la BMM et montre une déformation mylonitique dominante dans le mur ("footwall") de la BMM* (Passchier, 1984a).

Un fait important est que l'on retrouve les mêmes mécanismes et la même histoire de la déformation à différentes échelles d'observation. Certains échantillons constituent ainsi de véritables "St Barthélémy" miniatures (Fig 57 et 58). Ceci montre le caractère très hétérogène de la déformation mylonitique.

V.- évolution structurale des différentes phases minérales avec la déformation

1.- le quartz

a.- texture

On observe dans le massif une grande variété de textures qui ne nous semble pas reliable à une zonation tectonique. En effet des textures témoignant d'une déformation intracrystalline (extinction onduleuse, recristallisation, sous-joints) côtoient souvent des textures typiques de recristallisation dynamique (Fig 68 A), ou de déformation d'agrégats recristallisés. Le quartz est parfois déformé de manière cataclastique.

Un fait important est la **très petite taille des grains** recristallisés ($< 30 \mu$) (Fig 68 A et B). Les recouvrements tardifs étant très limités, ceci indique des **fortes valeurs de la contrainte** différentielle pendant la déformation (Etheridge et Wilkie, 1981; Ranalli, 1984). Dans le St Barthélémy, des valeurs de 50-110 MPa ont été proposées (Passchier, 1985), et leur forte valeur serait expliquée par le faible amollissement lié au caractère anhydre de la déformation.

b.- fabrique

Les quelques O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ que nous avons réalisé montrent un catalogue intéressant des différents types classiquement décrits (Lister et Price, 1977; Bouchez et Boullier, 1978) (Fig 69). La difficulté principale pour une interprétation globale du quartz dans cette déformation mylonitique est la petite dimension des grains qui donne des fabriques difficiles à mesurer manuellement. Ces petits grains constituent quantitativement la phase quartzreuse la plus importante de la BMM, le recouvrement tardif étant faible. On peut donc se demander quelle signification donner à ce qui est mesurable. Un fait que l'on peut cependant noter est la coaxialité de la fabrique lorsque l'échantillon l'est aussi (Fig 69 A et Fig 65 A). L'inverse n'est pas forcément vrai. Les O.P.R. sont le plus souvent représentatives d'une déformation intracrystalline par glissement basal de direction $\langle a \rangle$. Les fabriques ayant un maximum en Y

revoir l'axe c

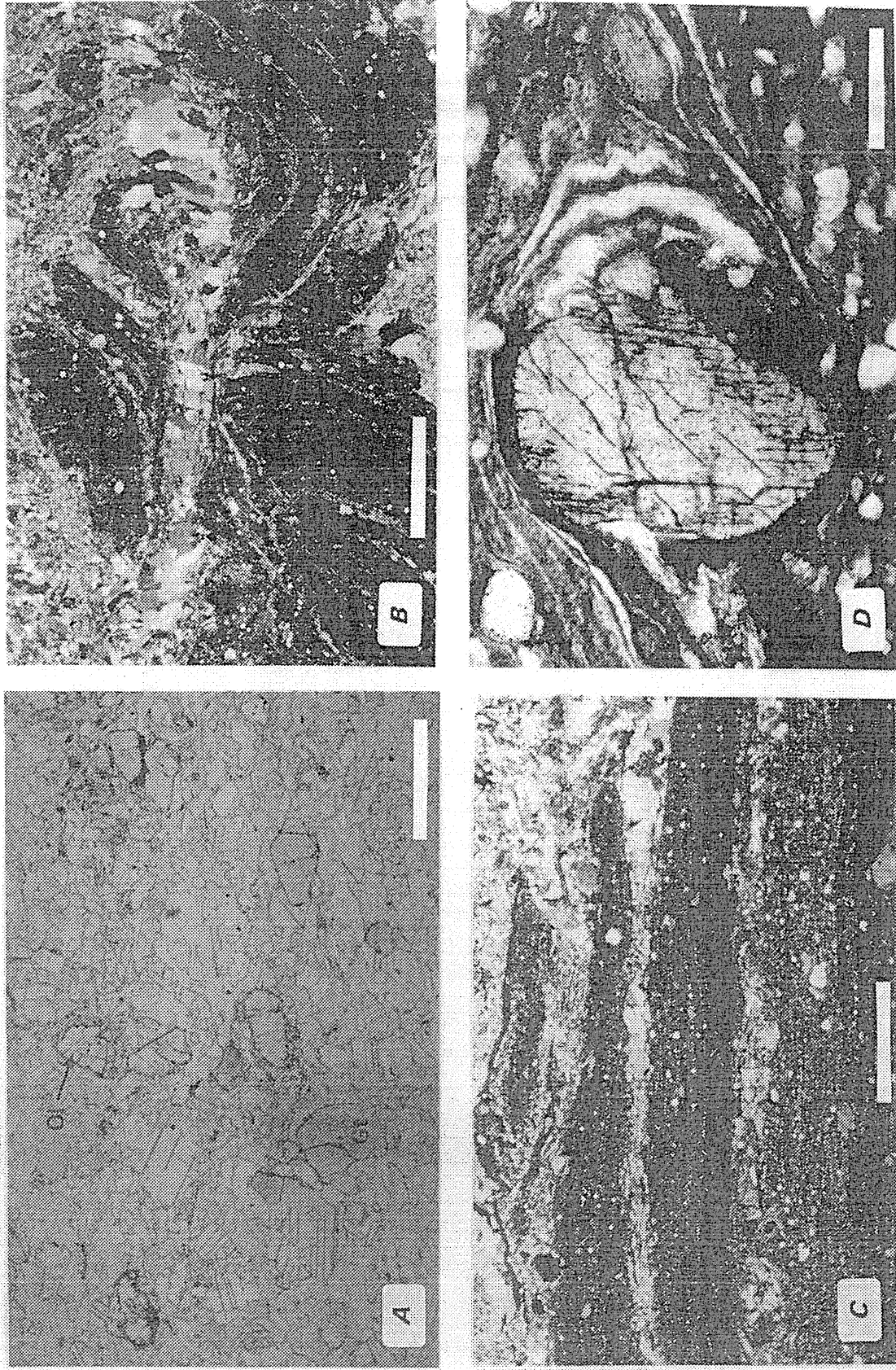
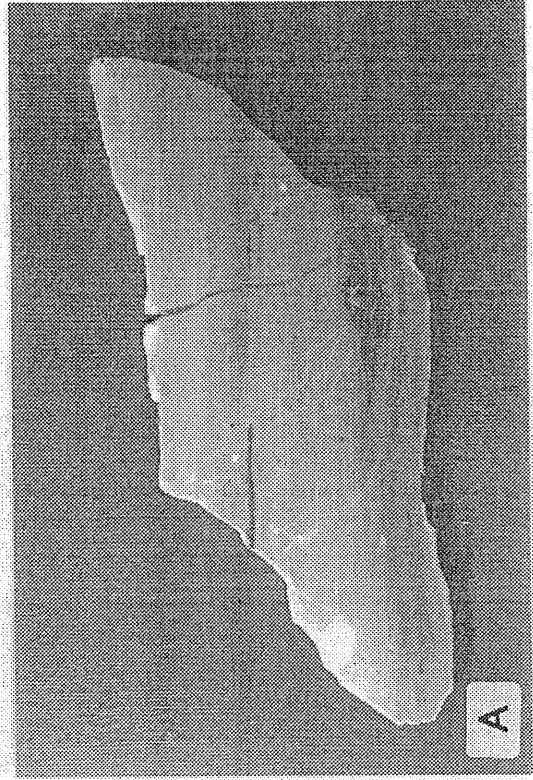


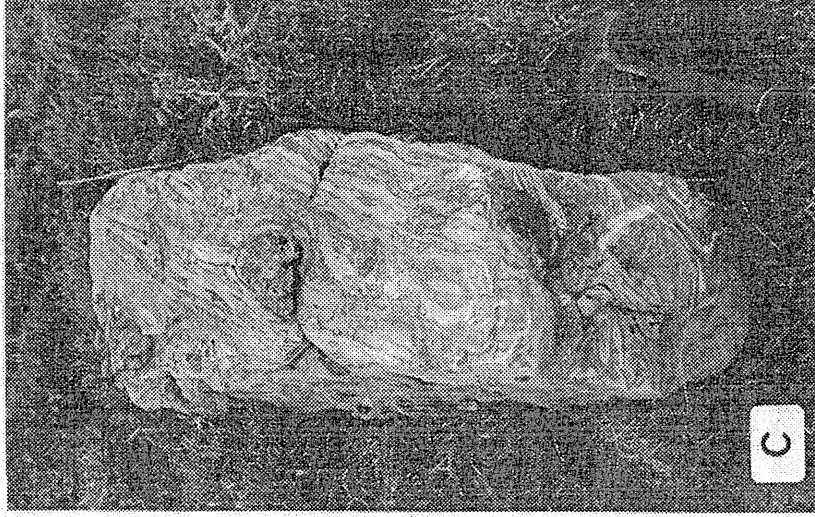
Figure 67 : texture des mylonites carbonatées, A - marbre non déformé à grenat (grossulaire) et olivine, B - claste d'ultramylonite quartzo - feldspathique dans les carbonates, C - idem, déformés dans la matrice carbonatée, D - enroulement d'un claste de diopside dans un niveau de mylonites à silicate calcique (SB 128) (échelle : A, B, et C 1 mm, D, 500 μ).



A



B



C

Figure 67 bis : A et B - ultramylonites carbonatées, A : homogène, et B : hétérogène, contenant de nombreux clastes de nature variée (sections XZ, échelle 1/2); C - bloc de mylonites carbonatées (non en place); noter les plis parallèles à l'allongement.

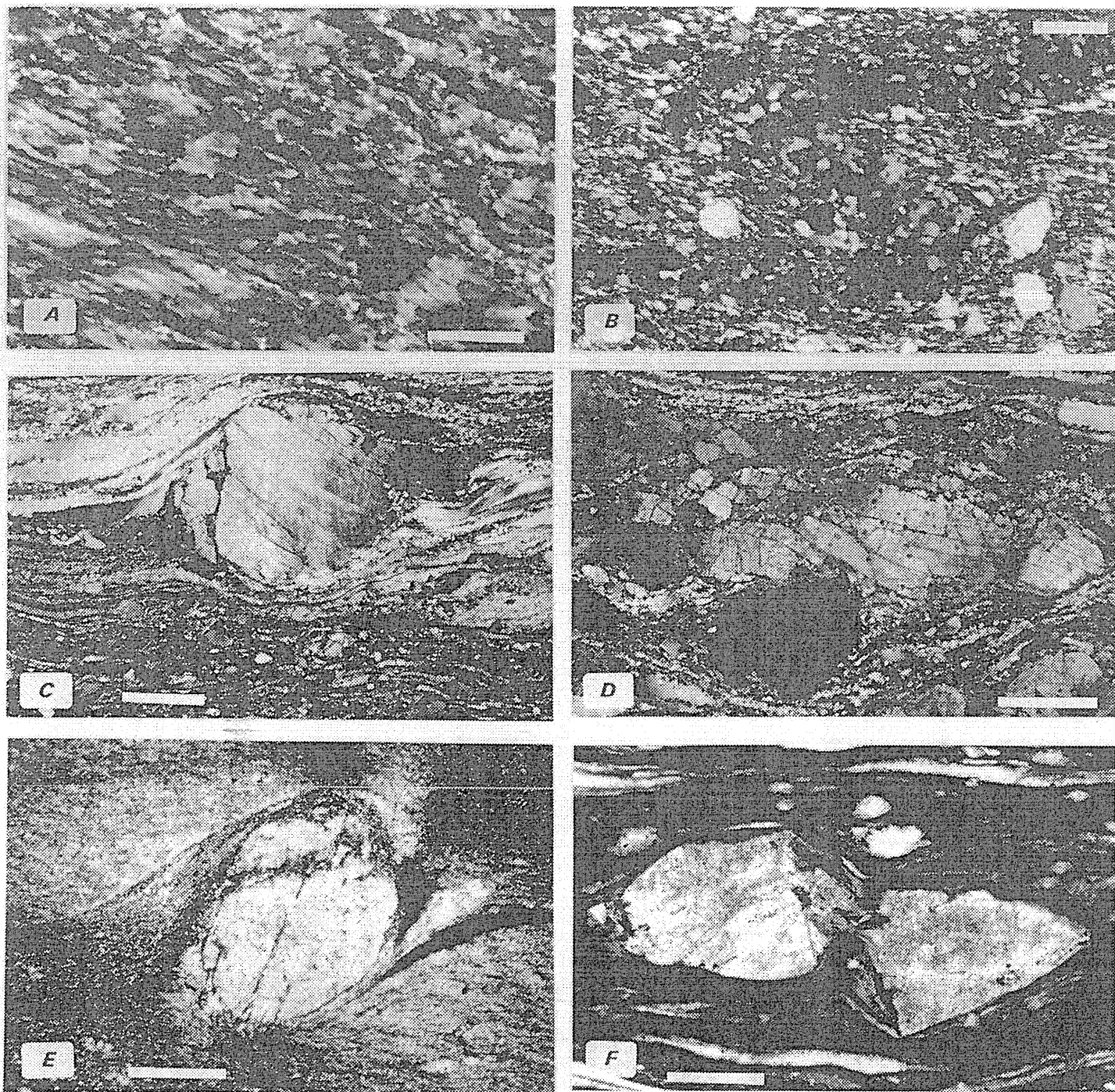


Figure 68 : A - quartz en grains recristallisés dynamiquement, B - ruban de quartz polygonal plissé, et quartz et feldspaths recristallisés en "flammèche", c, d, e, et f, déformation hétérogène non coaxiale affectant des clastes de feldspath. Sens de cisaillement : A, B, D, et F, sénestre, C et E, dextre (échelles : A, B et F, 100 μ , C, D, et E, 1 mm).

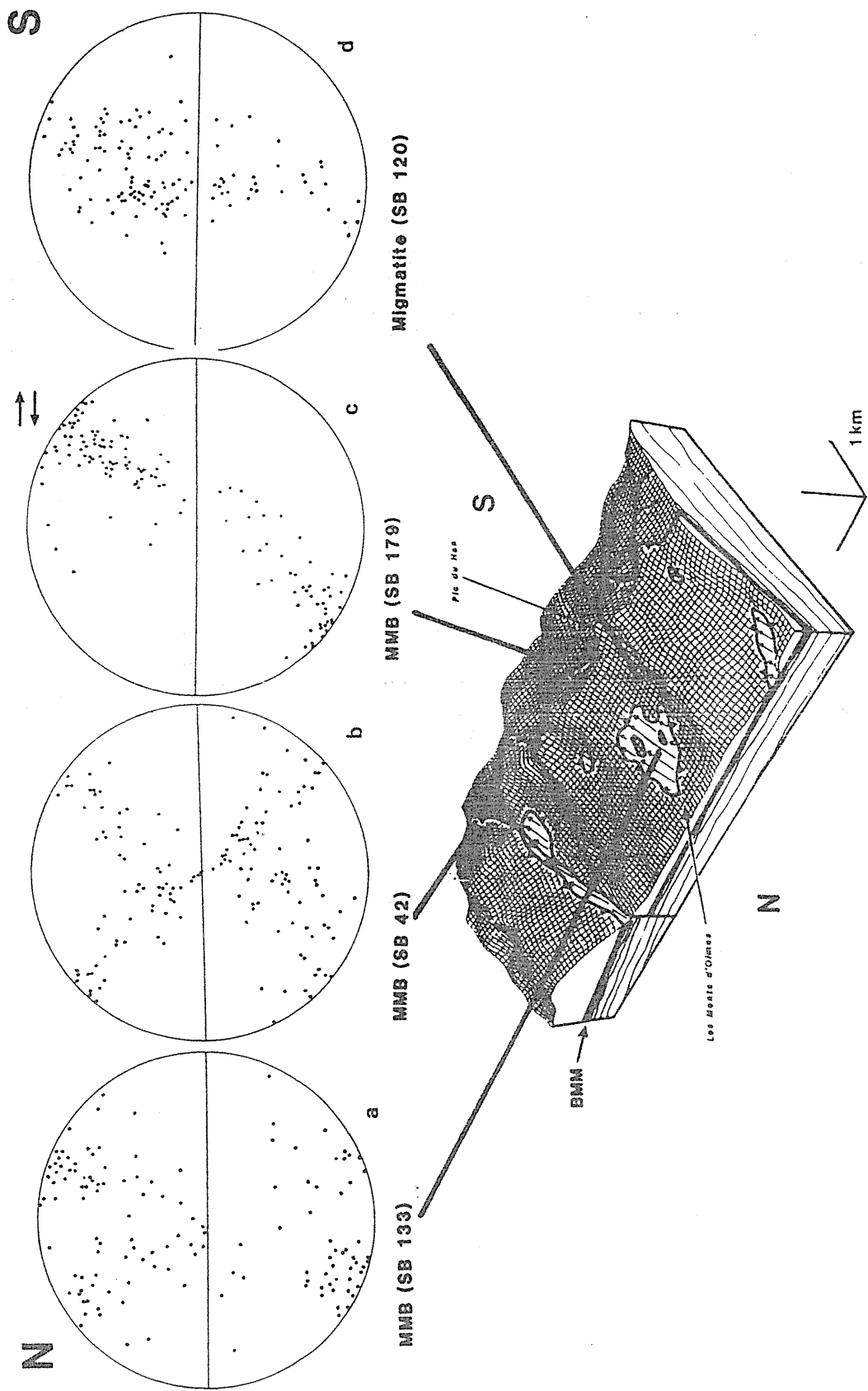


Figure 69 : exemples de l'hétérogénéité de la fabrication des axes <c> du quartz; les diagrammes a, c, et d montrent une asymétrie donnant le sens du cisaillement; le diagramme b montre une fabrication orthorhombique en bon accord avec les microstructures coaxiales de l'échantillon (Fig 65a). Les diagrammes a et c montrent une déformation de plus basse température que les diagrammes b et d; ils sont sans doutes polyphasés.

montrant un glissement prismatique, seraient très fréquentes pour les textures en petits grains recristallisés (non mesurable) : dans des lames minces taillées suivant le plan XZ de la déformation, leur extinction en LP montre en effet que l'axe $\langle c \rangle$ est proche de Y.

Dans le St Barthélémy, le sens du cisaillement n'est pas souvent clairement indiqué par la fabrique (Passchier, 1983), et, dans notre étude, il sera toujours et facilement déterminé suivant les nombreux critères disponibles par ailleurs.

2.- les feldspaths

Les feldspaths montrent eux aussi des textures très variées : une première approche montre essentiellement des textures cataclastiques ayant une géométrie souvent asymétrique, qui donne alors de très beaux critères de cisaillement (Fig 68 C, D, E, F). Une observation plus poussée montre l'importance des phénomènes de déformation intracristalline (maclage tectonique, déformation de macle, zone de cisaillement intracristalline...) et de recristallisation (Passchier, 1982a). Celle-ci montre des dispositions variées : on observe souvent des petits grains recristallisés dynamiquement situés en bordure de clastes, ou, dans les ultramylonites, des amas de très petits grains ($< 10 \mu$) contenant des petits clastes arrondis. Ceci indique des intensités de déformation croissantes (Tullis et Yound, 1985).

Dans les mylonites quartzo feldspathiques, les clastes de Fk montrent souvent le développement de bourgeons de myrméckite au contact de la foliation mylonitique (Debat *et al.*, 1978; Simpson, 1985).

3.- les micas

(Fig 70)

a.- biotite :

Plusieurs générations de biotite coexistent dans les gneiss et les mylonites. La première subsiste en inclusion dans les grenats (Fig 70 A) ou les feldspaths. La deuxième est mimétique de la foliation des gneiss (Fig 70 C, 71 C). Elle est déstabilisée dans la foliation mylonitique qui montre une troisième génération syntectonique (Fig 70 E). Les figures de déformation des biotites II sont variées : plis, kink, cisaillement... La biotite II est parfois recoupée par la croissance de petites muscovite non déformées (Fig 70 C).

b.- muscovite :

De la même manière, plusieurs générations de muscovite coexistent dans les mylonites et les migmatites. La première se trouve en claste ("poissons de micas") dans les mylonites (Fig 70 B), et on peut noter qu'elle résiste plus longtemps à la déformation que la biotite : des clastes de muscovite I sont encore présents alors que toute la biotite a recristallisé en

biotite II. La muscovite I est fréquemment plissée, et la biotite II se développe dans ses plans de clivage (Fig 70 F). Une muscovite II est associée à la biotite II dans la foliation mylonitique (fig 70 E).

4.- le grenat

(Fig 71)

Il montre dans les granulites des variations texturales importantes. On distingue d'abord des "vieux" grenats, riches en inclusions de biotite et de sillimanite (Fig 61 A, Fig 83 A). Ils ont souvent une grande taille, et sont affectés par des déformations cataclastiques liées au développement de la foliation (Fig 71 D). Dans la foliation des granulites et des gneiss, le grenat est plus limpide, et possède des inclusions de quartz et de biotite parfois disposées de manières concentriques et définissant ainsi les différents stades de croissance du minéral (Fig 71 B). Des bandes mylonitiques dans les granulites montrent des petits grenats, de forme arrondie, limpide et pratiquement dépourvus d'inclusions (parfois de toutes petites baguettes de sillimanite).

Dans les gneiss supérieurs et les mylonites, le grenat est intensément cataclasé et rétro-morphosé. La taille des grains résistant est de plus en plus réduite. Dans les ultramylonites, elle est inférieure à 50 μ (Fig 71 F).

Le grenat est plus rare dans les migmatites. Il y est présent localement dans certains granitoïdes (granodiorite et leucogranite), ainsi que dans de rares niveaux métapélitiques. Le grenat primaire est alors de taille millimétrique et de forme arrondie (Fig 83 B). Il contient des inclusions de biotite.

Dans les mylonites de la BMM issues de matériel migmatitique, le grenat montre deux textures différentes : la première montre des petits grains anguleux issus de la déformation cataclastique des précédents (Fig 65 A), la deuxième est constituée de petits grains arrondis ($\emptyset < 50 \mu$) et limpides (Fig 85).

5.- la sillimanite

Dans les granulites, la sillimanite est souvent incluse dans le grenat, sous forme d'aiguilles, définissant parfois une foliation interne précoce (Fig 61 A). On la trouve également sous forme de cristaux tabulaires prismatiques définissant la foliation majeure régionale (Fig 71 A).

Dans les gneiss, la sillimanite est le plus souvent prismatique, et est associée à la biotite dans le plan de foliation (Fig 61 B; Fig 71 C).

A l'approche de la BMM, elle est de plus en plus boudinée et étirée dans la foliation (Fig 65 B; Fig 71 E).

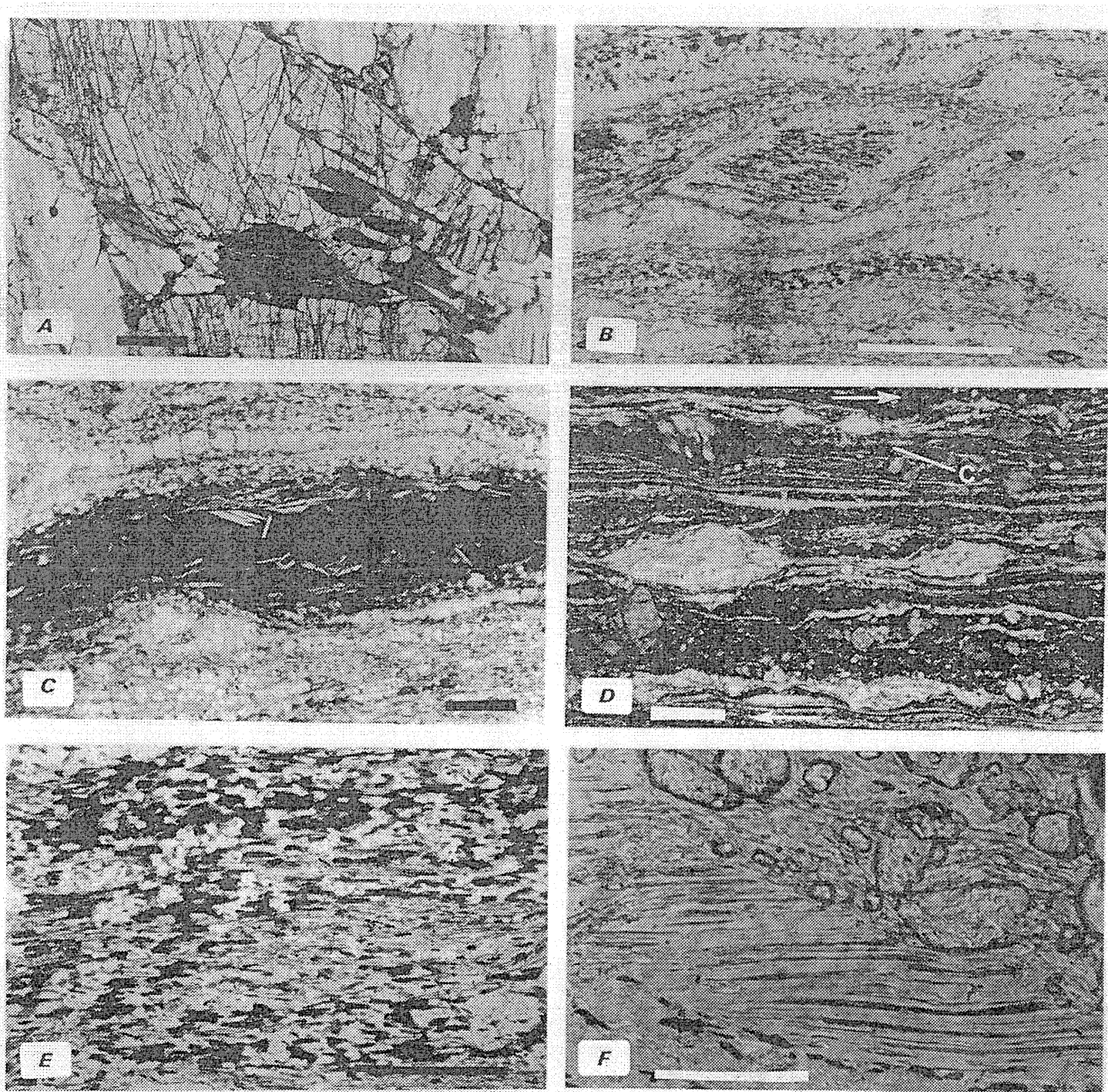


Figure 70 : texture des micas; A - biotite brune primaire (SB 148, granulites), B - claste de muscovite I contenant des aiguilles de sillimanite (SB 200, BMM), C - biotite II syn foliation recoupee par de la muscovite III post cinématique (SB 42, BMM), D - "poissons" de muscovite I moulés par la foliation mylonitique marquée par la muscovite II (SB 179, BMM), E - biotite et muscovite II syn mylonitique (SB 42, BMM), F - développement de biotite II dans les plans de clivage d'une muscovite I (échelles : A, B, C, D, 1 mm, E, 400µ, F, 200µ).

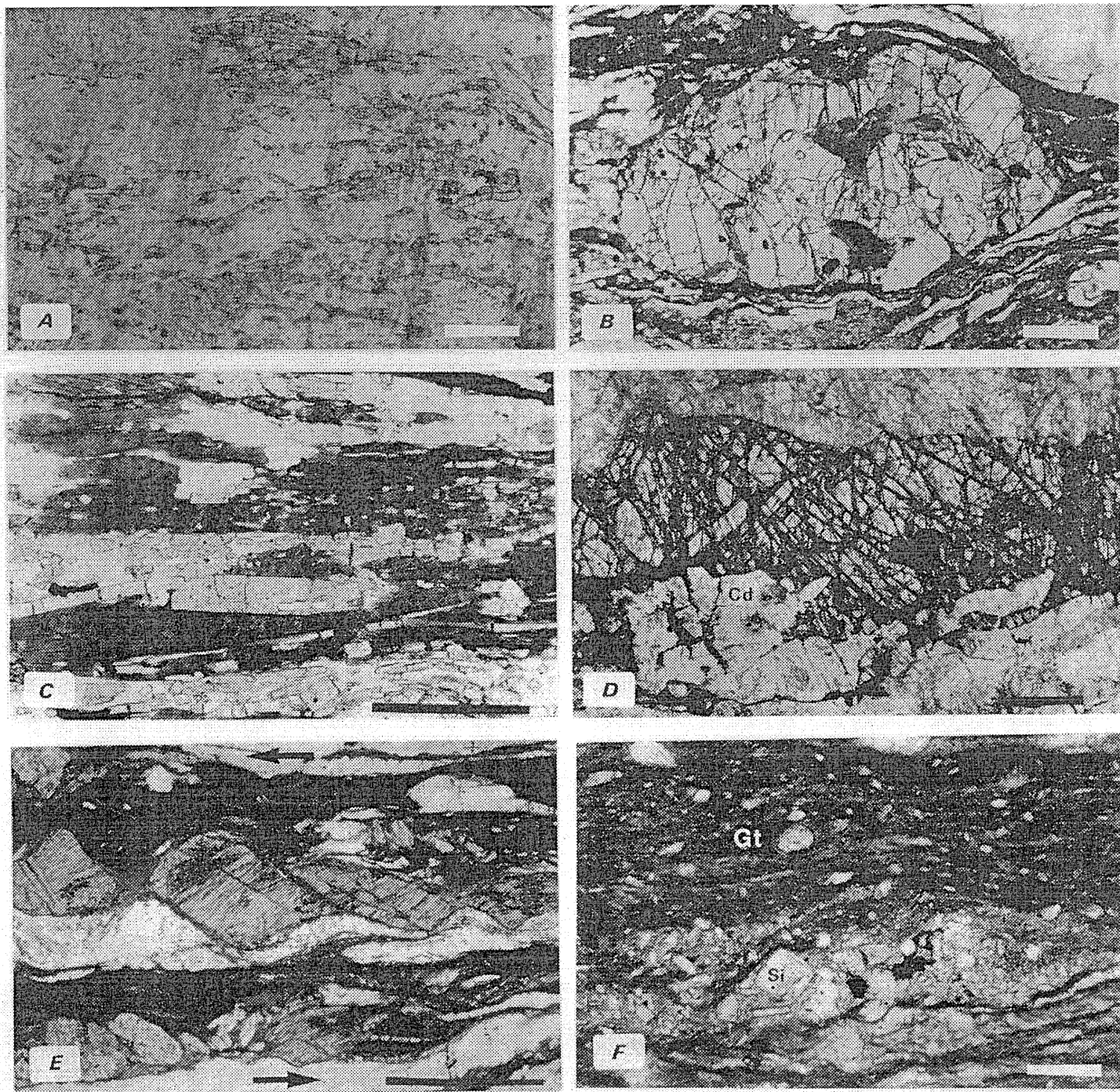


Figure 71 : texture de la sillimanite et du grenat; A - sillimanite prismatique associée au Fk (SB 914, granulite), B - claste de grenat à inclusion de biotite, de quartz, et de sillimanite, moulé par la foliation à biotite et sillimanite (SB 399, gneiss), C - association biotite - sillimanite prismatique typomorphe de la foliation (SB 98, gneiss), D - grenat granulitique cataclasé par le développement de la foliation (marquée par la cordiérite) (SB 495, granulites), E - paquets de sillimanite fibrolite boudinées (rotation synthétique le long de microcisaillements antithétiques (SB 330, BMM), F - clastes de grenat et de sillimanite dans une ultramylonite (SB 333, BMM) (échelles : A, B, C, D, E, 1 mm, F, 200 μ).

Enfin, dans les mylonites et les ultramylonites, elle ne subsiste plus que sous forme de claste (sil. prismatique) ou d'amas (sil. fibrolite), de plus en plus rares et petits (rétromorphosés en muscovite) (Fig 71 F).

Dans l'ensemble migmatitique, la sillimanite se trouve uniquement sous forme de fibrolite disposée en paquets flexueux dans le feldspath ou le quartz (Fig 83 B). Elle est parfois tronçonnée par des cristaux de muscovite.

6.- conclusion

A travers toute la zone étudiée, l'augmentation progressive de la déformation se traduit par une réduction de la taille des grains; celle-ci s'effectue par des **mécanismes cataclastiques** (feldspaths, grenats, sillimanite) ou des phénomènes de **recristallisation syntectonique** (feldspaths, quartz, micas). On constate par l'étude des différentes phases minérales l'intensification de la déformation vers le haut, des granulites à la BMM; on ne constate pas de saut de déformation entre ces deux ensembles, et le gradient de déformation déjà noté précédemment paraît continu. **Par contre, la transition MMB - migmatites supérieures correspond à un saut de déformation très rapide.**

VI.- les critères et le sens du cisaillement

Les critères de cisaillements que l'on peut observer dans l'**ensemble** des roches cristallines du Saint Barthélémy sont très variés et sont caractérisables à toutes les échelles d'observation. *Leur interprétation est univoque et montre un mouvement vers le sud du bloc supérieur.* Ce sont essentiellement :

- ⇒ à l'**échelle du massif entier**, la relation géométrique entre la foliation des gneiss et des migmatites et la BMM montre une disposition C/S à grande échelle qui ne peut s'interpréter que par un mouvement vers le sud du bloc supérieur (Ramsay et Graham, 1970).
- ⇒ à l'**échelle de l'affleurement**, on retrouve le même critère appliqué à des zones de cisaillement locales. On observe également à cette échelle des critères de queues dissymétriques autour d'enclaves pluridécimétriques, ainsi que des plis (fourreaux, isoclinaux,...) et des structures de boudinages assymétrique (Hanmer, 1986).
- ⇒ à l'**échelle de l'échantillon**, les plis et les relations S/C/C' sont les principaux critères de cisaillement.

⇒ à l'échelle **microscopique** s'ajoutent aux précédents les critères rotationnels résultant de la déformation non coaxiale, tels que les enroulements autour de porphyroclastes (Paschier et Simpson, 1986; Van der Driessche et Brun, 1987), les queues de recristallisation assymétriques (Simpson et Schmid, 1983; Etchécopar et Malavieille, 1987), les plans C', (Berthé *et al*, 1979), la forme sigmoïde des minéraux déformés (Eisbacher, 1970; Etchécopar, 1974; Lister et Snoke, 1984), ainsi que les critères issus de l'étude du quartz, par exemple l'obliquité de la foliation des agrégats recristallisés dynamiquement (Brunel, 1980; Etchécopar et Vasseur, 1987), ou l'assymétrie de certaines fabriques (Bouchez *et al*, 1983; Brunel, 1983, 1986; Etchécopar, 1984).

VII.- caractérisation de la déformation → *cinématique simple? def plane?*

De l'ensemble des faits présentés dans les paragraphes précédents, on peut dégager les caractéristiques suivantes :

⇒ toutes les déformations qui se succèdent, aussi bien dans les granulites que dans les migmatites, montrent la même logique structurale, à savoir **une déformation dans des conditions de plus en plus rétromorphiques, qui correspondent ici à une situation géologique de plus en plus superficielles (plus localisante).**

⇒ à l'échelle du massif entier, la déformation montre une évolution spatiale continue. Mis à part au niveau de la bande ultramylonitique supérieure, il n'y a pas de **déformation**, et celle ci est **progressive**.

⇒ ce fait est confirmé par l'homogénéité des caractéristiques géométriques de la déformation : **foliation précoce dans les granulites, foliation des gneiss, mylonites, ultramylonites, et les bandes de cisaillement dans tout le massif montrent une même orientation générale et une même histoire cinématique (même sens de déversement).**

⇒ la remarquable **constance de l'orientation de la linéation** à travers tous les épisodes, précoces ou tardifs, de la déformation, est l'argument majeur en faveur d'un **continuum de déformation** unique.

Il semble donc que l'on puisse interpréter l'ensemble des structures observées dans le noyau cristallin du massif du Saint Barthélémy, des gneiss aux ultramylonites, comme le résultat d'une **déformation progressive** (Brun et Choukroune, 1981) *dans l'espace* (déformation croissante vers le haut) *et dans le temps* (continuum de déformation rétromorphique). Les microstructures observées à la base du massif affectent les minéraux caractéristiques des paragenèses granulitiques; elles montrent donc que **cette déformation a commencé après la culmination du métamorphisme granulitique.**

Dans cette hypothèse, et compte tenu de l'**assymétrie** (structurale donc géométrique) du dispositif, l'ensemble cristallin est interprétable en terme de zone de cisaillement unique, et

correspond à une **faille ductile à faible pendage d'échelle pluri-kilométrique**, que l'on peut considérer comme le résultat d'un **cisaillement simple à grande échelle** (Gapais *et al*, 1987; Choukroune *et al*, 1987)

Les grandes variations de géométrie des différents types de microstructures sont expliquées par un contexte de déformation progressive. Les plis par exemple, naissent soit parallèles à la linéation (Mattauer, 1975; Nicolas et Boudier, 1975; Mattauer *et al*, 1981), soit obliques, dans quel cas ils subissent une rotation "passive" pendant la déformation progressive (Hobbs *et al*, 1976) qui se traduit par un enroulement de la linéation (Fig 47 B, Fig 52 B), les plis de plus en plus tardifs ayant des axes de plus en plus obliques.

Cette continuité structurale est plus facilement interprétable par l'action d'un événement unique. Cependant, rien ne nous permet de l'affirmer, car la continuité envisagée ne pourrait être qu'apparente. Une histoire polyphasée doit donc aussi être envisagée.

C.- L'enveloppe métasédimentaire

Notre étude s'est concentrée sur le contact micaschiste - Paléozoïque supérieur, et sur la déformation ductile parfois spectaculaire, que l'on peut observer à la base de ce dernier ensemble. La structure des micaschistes, très monotone, n'a pas été étudiée en détail. Seuls quelques affleurements significatifs en seront décrits.

I.- la tectonique extensive dans les micaschistes

Des affleurements situés en fait dans les gneiss à silicates calciques montrent des structures de déformation extensives du type boudinage assymétrique (Fig 72). La déformation est en général **peu pénétrative** et montre en lame mince des conditions **nettement** rétromorphiques (plan de cisaillement à chlorite - muscovite). La géométrie de ces structures indique systématiquement un déplacement vers le sud du bloc supérieur suivant une direction **N - S**.

II.- le contact micaschiste / Silurien

Ce contact, dont la nature tectonique est connue depuis longtemps, est très bien défini d'un bout à l'autre du massif. Les affleurements les plus significatifs sont, d'ouest en est, celui du Roc de Fumat, de la Portaille, et de Trimouns; ces deux derniers sont "**talqués**". Le talc se développe en fait dans cet accident dans toute la moitié est du massif. Les interprétations cinématique antérieures en font un chevauchement vers le sud dans sa partie nord et vers l'ouest dans sa partie est (Fortuné *et al*, 1980), ce qui pose des problèmes géométriques.

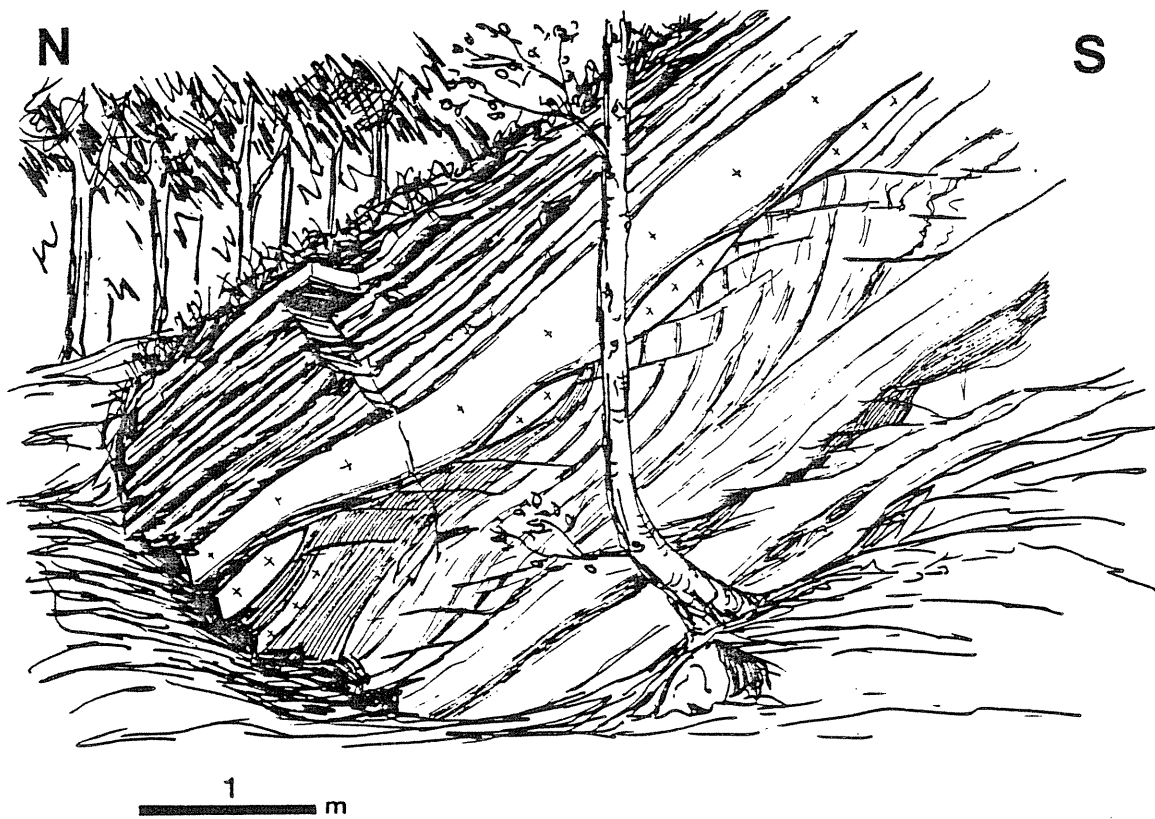


Figure 72 : exemple de structures extensives du type fragile/ductile dans les migmatites; boudinage et cisaillements affectant une série quartzéuse de la partie sup. des migmatites (bois de Fage Belle, E des Mts d'Olmes).

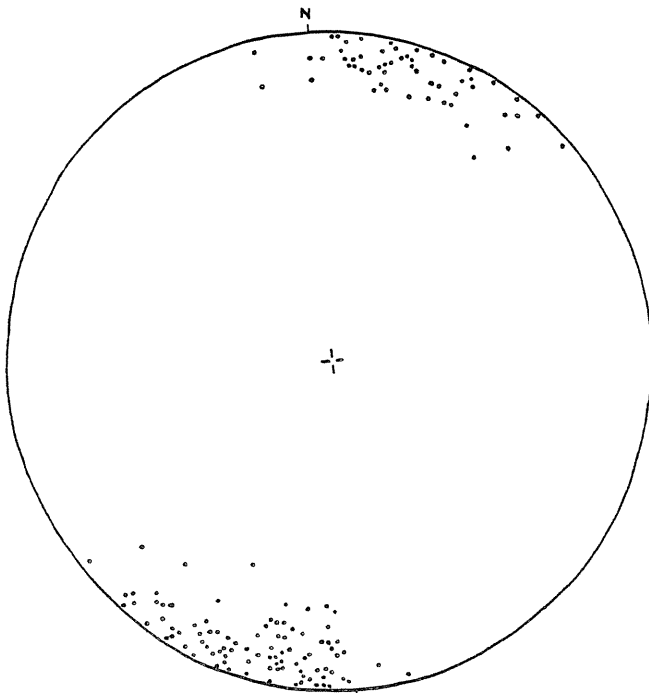


Figure 74 : orientation de la linéation d'allongement dans la carrière de Trimouns.

Roc de Fumat : cet affleurement, déjà signalé par Guchereau (1975), est disposé immédiatement sous les ampélites siluriennes. Ils est constitué par des niveaux carbonatés épais et de minces niveaux quartzitiques, et pourrait correspondre soit aux carbonates de l'Ordovicien supérieur, soit aux calcaires siluriens. Sa géométrie d'ensemble et sa structure sont résumées sur la (Fig 73). On peut y noter quatre faits caractéristiques :

- ⇒ le développement perpendiculairement à la stratification de fentes de tensions remplies de cristallisation de calcite.
- ⇒ un boudinage antithétique magnifiquement développé. Le sens du cisaillement ayant produit ces structures a été déduit d'autres microstructures voisines, recristallisation asymétriques dans la matrice carbonatée par exemple. En effet, ce type de boudinage ne nous apparaît pas comme étant une microstructure asymétrique fiable en tant qu'indicateur cinématique.
- ⇒ un système de plis d'axe N-S, à plan axial subhorizontal, d'échelle plurimétrique, découpé par une fracturation extensive subverticale et de direction E - W.
- ⇒ une tectonique extensive se traduisant par des failles normales ductiles de taille variées (du centimètre à la dizaine de mètres), orientées E - W, et à pendage (45°) vers le nord. En lame mince, cette déformation est caractérisée par une reprise tectonique dans la foliation des blastèses de (muscovite) et de chlorite antérieures; cette nouvelle foliation porte une linéation syn-tectonique de direction N-S.

La structure de cet ensemble est explicable par une tectonique polyphasée à vergence sud puis nord.

La Portaille : le contact a ici une orientation WNW - ESE et un pendage de 20 - 30° vers le nord. Le talc est marqué par une linéation N-S. La géométrie globale du gisement est interprétable par un chevauchement vers le sud. Néanmoins, des observations récentes (Dauteuil, 1988) ont mis en évidence un cisaillement vers le nord tardif.

Trimouns : le chevauchement vers l'ouest invoqué pour expliquer la géométrie du gisement n'explique pas le caractère fortement soustractif de l'accident (épizone sur catazone). De plus, des mesures effectuées dans la carrière de Trimouns (Fig 74) nous ont montré l'importance de la **linéation N-S** qui est portée par une foliation N-S à pendage variable vers l'est (30 - 70°). L'absence de marqueurs montrant des déplacements E-W et l'abondance de marqueurs montrant des déplacements N-S nous ont donc conduit à interpréter la cinématique de l'accident "talqué" comme due à un **cisaillement N-S anté pyrénéen** (Saint Blanquat, 1985), et donc responsable d'un jeu décrochant à Trimouns.

D'autres affleurements montrant le même type de structure que celles observées au roc de Fumat ont été observées dans la vallée du Lasset, au sud de Montségur, ainsi que dans les forêts de la Sapinière, à l'ouest de la Portelle; Ceci témoigne de la continuité du dispositif étudié.

A l'échelle du massif entier, le contact tectonique localisé à la base et dans le Silurien a valeur de décollement, et montre une histoire cohérente qui doit nécessairement s'interpréter en terme de tectonique polyphasée.

III.- l'infrastructure dans le Paléozoïque

Des microstructures situées dans les marbres et les schistes de l'Ordovicien sup., du Silurien et du Dévonien inférieur et moyen montrent le développement d'une tectonique ductile intense. On peut y observer en effet (Fig 75) :

- ⇒ le développement d'une **foliation tectonique** qui s'accompagne du **boudinage** de niveaux pelitiques, parfois déjà schistosés et plissés (Fig 75 C), et de **plis isoclinaux** à axe parallèle à une **linéation d'allongement N-S** (Fig 75 E).
- ⇒ dans les marbres, des **queues de cristallisations dissymétriques** autour de claste siliceux, indiquent un cisaillement vers le **sud** (Fig 75 ~~E~~).
- ⇒ la présence localement de **failles ductiles** à plus fort pendage vers le nord que la foliation des marbres qu'ils affectent, et qui montrent un mécanisme en **faille normale vers le nord**.
- ⇒ un **boudinage** du même type que celui observé au roc de Fumat, plus ou moins bien développé (Fig 75 D).
- ⇒ enfin, dans les niveaux plus supérieurs, on observe des **relations schistosité - stratification** qui montrent un début de transposition de la stratification dans la schistosité (- foliation ?) (Fig 75 B); puis, dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère, la schistosité est plan axial de plis sub - droits ou basculés vers le nord par les chevauchements pyrénéens (Fig 75 A).

D.- Histoire de la déformation

L'histoire de la déformation dans l'ensemble du Saint Barthélémy est classiquement décrite par quatre phases de déformation, la troisième étant responsable de la mylonitisation (Passchier, 1982a). Nous proposons une interprétation sensiblement différente des précédentes, qui, à l'aide des observations nouvelles, tentera d'associer les deux grands ensembles du massif .

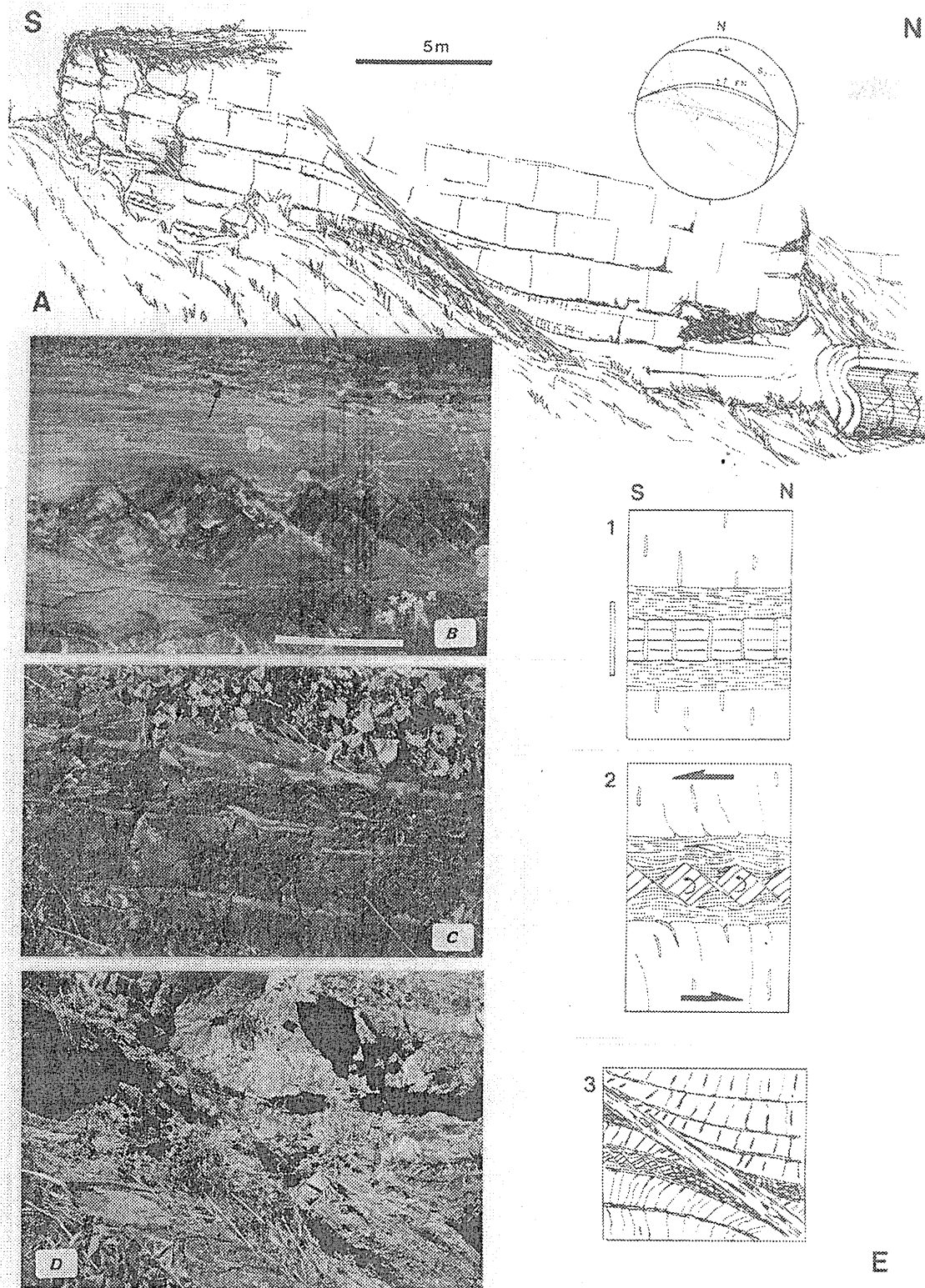


Figure 73 : affleurement du Roc de Fumat (Ordovicien sup. - Silurien), A - schéma générale et orientation des différents éléments; S_{0-1} , foliation/stratification, FN, failles normales ductiles et stries associées, f, fentes; B (échelle : 5 cm) et C - détail des microstructures en boudinage asymétrique, D - faille normale ductile, E - schéma d'évolution.

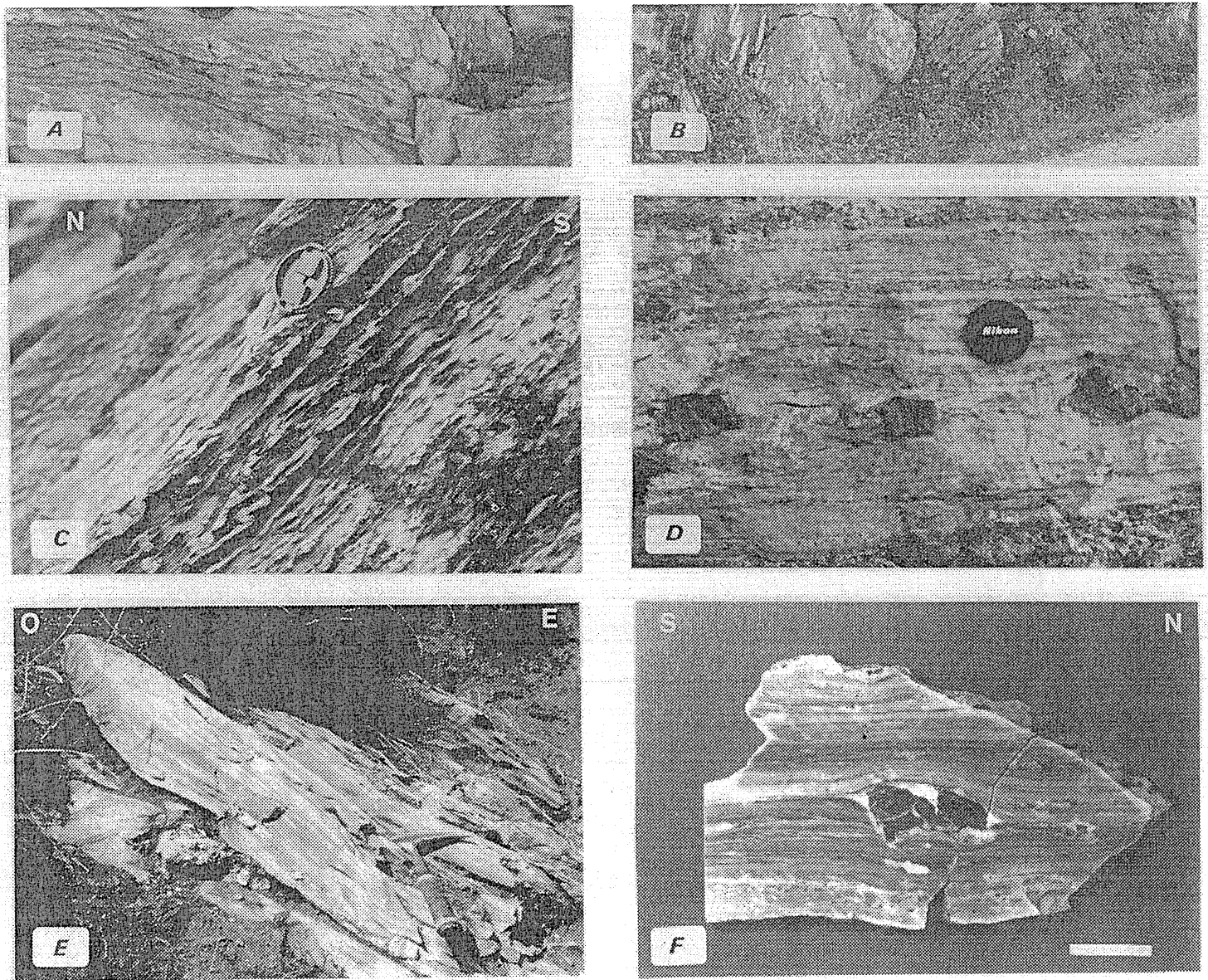


Figure 75 : structure de l'ensemble paléozoïque; A - plis synschisteux déversé au nord dans une série rythmique du Dévonien (bois de Montminier), B - transposition schistosité - stratification au flanc d'un plis affectant le Dévonien inf. (nord de la Sapinière), C - développement d'une foliation par boudinage et plissement d'éléments pélitiques (Dévonien inf., vallée du Lasset), D - boudinage (cf Fig 73b), E - plis isoclinal parallèle à la linéation (marbres ordovicien sup., la Porteille), F - claste pélitique dans un marbre dévonien montrant un cisaillement vers le sud (bois de Montminier) (échelle 5 cm).

I.- cristallin

On peut schématiquement distinguer les principaux stades suivants, le premier d'entre eux étant d'âge tardi - hercynien (300 M.a.), et le dernier pyrénéen (60 - 40 M.a.) :

- 1) **granulites et migmatites** : elles correspondent aux roches les plus anciennement structurées que l'on observe. Leur formation s'est par endroit accompagnée d'une déformation qui se traduit par une foliation dans les granulites. On observe un litage compositionnel dans les migmatites.
- 2) **foliation majeure des gneiss** : elle marque l'initiation de la zone de cisaillement ayant aboutit à la BMM. On peut raisonnablement supposer qu'elle est née oblique, et avait à l'origine une géométrie symétrique qui a été perturbée par les stades ultérieurs de la déformation. Les filons aplitiques et pegmatitiques qui la recoupent peuvent être considérés comme étant syntectoniques, car ils sont de plus en plus concordants vers le haut de la série. ▽
- 3) **mylonites** : elles témoignent d'une localisation croissante de la déformation qui se traduit par la formation de la BMM. La déformation plastique y atteint son maximum d'intensité et s'y exprime par des déformations coaxiales et non coaxiales. Les zones de cisaillement de type C1 se développent localement dans les gneiss, qui sont dans leur ensemble "inactif" tectoniquement, et dans les mylonites par intensification locale du glissement.
- 4) **ultramylonites** : la déformation de plus en plus localisée est aussi quantitativement de plus en plus importante. En effet, on peut considérer qu'une même quantité de déformation (ou de déplacement) sera d'autant moins marquée que les conditions sont plus superficielles : la largeur de la zone de cisaillement décroît avec la ductilité, et donc le taux de cisaillement par unité de largeur augmente (Poirier, 1980; White *et al*, 1980). Cette intensification, et la présence d'hétérogénéités géométriques, se traduisent par des structures fortement non coaxiales mais homogènes dans le plan XZ de la déformation et d'aspect parfois chaotiques dans le plan YZ. Des zones de cisaillement de type C2 se développent dans tous les niveaux de la série.
- 5) **ultramylonites carbonatées** : dans le détail, leur histoire est complexe et empiète sans doute sur les stades 4 et 6. Ils constituent une couche "savon" qui contrôle le déplacement relatif des blocs sus et sous jacents devenus plus ou moins rigides, et dans lesquels apparaissent des cisaillements type C3 ou C2-3 montrant des conditions de déformation du type transition fragile - ductile.
- 6) les dernières déformations se traduisent par des **cisaillements fragiles** de type C3 et C4.
- 7) enfin, les bandes de cisaillement de type C5 correspondent à la mise en place du massif dans sa position actuelle, chevauchante vers le nord au nord et vers le sud au sud.

Du fait de l'hétérogénéité de la déformation, la succession chronologique proposée ici se retrouve aussi bien sur une coupe à travers toute la série qu'au sein d'un même échantillon.

* maturation
de la
roche.

II.- sédimentaire

Les observations réalisées autour du contact marqué par le Silurien nous permettent de proposer l'évolution suivante (les directions données sont les directions actuelles, et ne tiennent donc pas compte des multiples rotations qu'ont pu subir les roches, tant celles liées à la tectonique chevauchante pyrénéenne que celles dues aux mouvements de dérive à l'échelle des plaques) :

- 1) **compression N-S** : elle aurait formé une première "infrastructure" dans le Paléozoïque inférieur et peut - être dans la partie basale du Paléozoïque supérieur. Elle serait caractérisée par un décollement au niveau du Silurien, accommodé par des systèmes de plis E-W à schistosité de plan axial au dessus.
- 2) **plis N-S** : cette phase pourrait être responsable des plis observés au roc de Fumat et d'une manière générale dans les micaschistes; la virgation observée dans tous les niveaux à l'est du massif pourrait en être une expression. Elle peut être également associée à la phase suivante.
- 3) **extension N-S** : clairement post métamorphique, cette phase se traduit par des structures non pénétratives qui affectent essentiellement les niveaux situés à peu de distance du décollement. La formation du talc pourrait lui être associée.
- 4) **compression N-S** : elle est responsable de la structure actuelle en éventail de la couverture paléozoïque, et est d'âge pyrénéen.

III.- corrélation

Le seul marqueur qui permet de corréler l'histoire de la déformation dans les deux ensemble est le métamorphisme. On peut ainsi définir :

- 1) **une évolution tectonique anté à syn métamorphique**, uniquement observable dans les micaschistes et le Paléozoïque supérieur, et qui consiste en phases de compressions successives N-S puis, peut - être, E-W.
- 2) **une histoire syn à post métamorphique**. Elle est ici particulièrement importante, spécialement dans l'ensemble cristallin. Elle consiste dans celui-ci en un cisaillement vers le sud suivant une faille ductile à faible pendage. Dans l'ensemble Paléozoïque supérieur, elle se traduit par une extension N-S.
- 3) **une histoire alpine** qui correspond à la reprise de certaines structures plissées ou faillées, ainsi qu'à un basculement général du massif (vers le nord). Certaines failles ductile / fragile à pseudotachylite peuvent lui être rapportées.

E.- synthèse structurale

Une interprétation structurale générale du massif du Saint Barthélémy se doit d'expliquer trois de ses caractéristiques principales, qui sont *1) l'amincissement de la série lithologique*, *2) la succession anormalement rapide des différentes zones métamorphiques (transition épizone - catazone en trois kilomètres environs)*, et *3) l'assymétrie du dispositif structural final*.

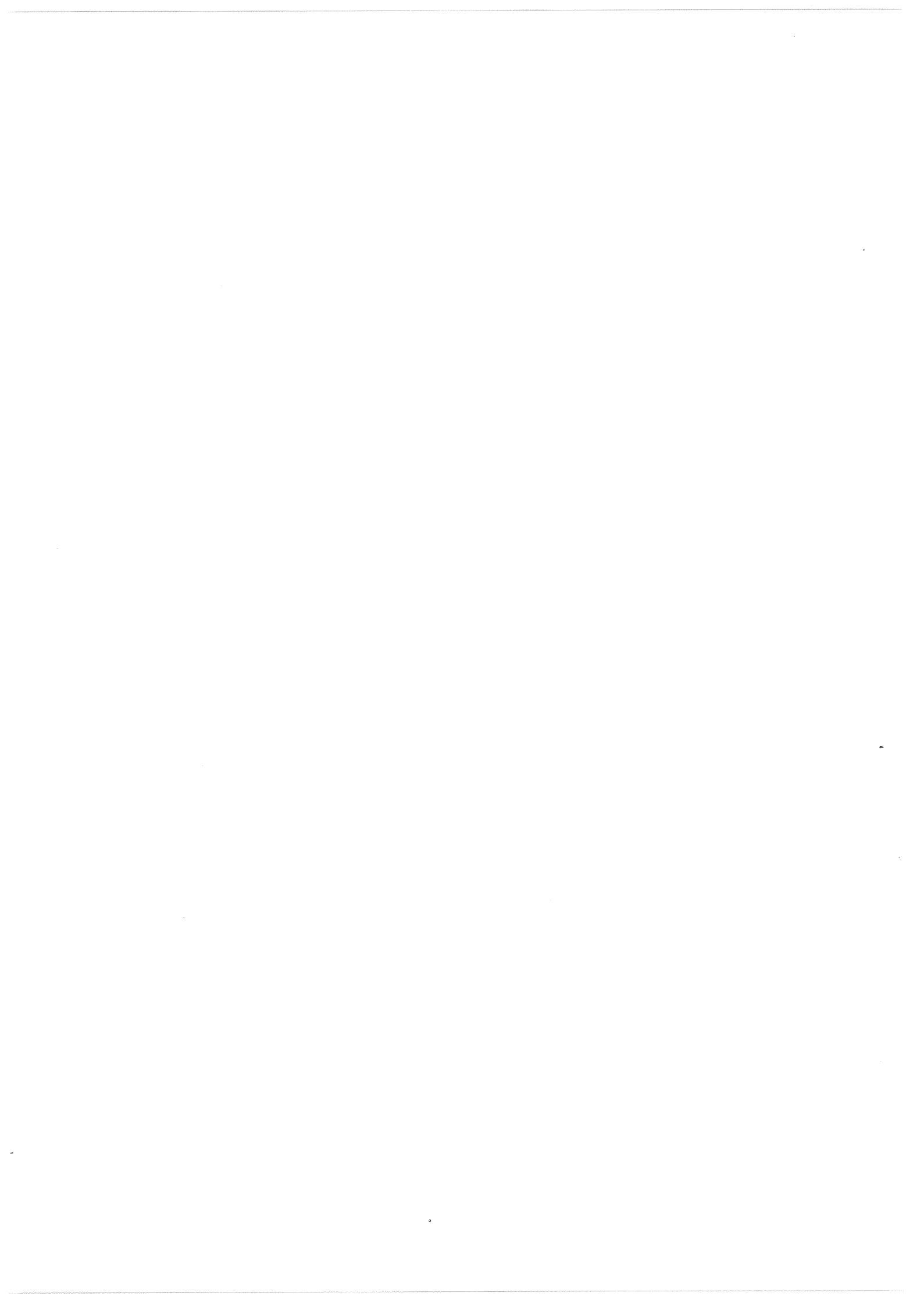
La géométrie soustractive post métamorphique ne peut s'expliquer que de deux manières (Passchier, 1984a) : chevauchement dans une série déjà plissée, ou faille normale basculée tardivement.

Un système chevauchant ne peut expliquer la géométrie actuelle assymétrique de la déformation. Par contre, un fonctionnement de la BMM en faille normale vers le sud rend parfaitement compte de la structure d'ensemble du massif (Passchier, 1984a), ainsi que celle d'un grand nombre de ses structures mineures.

L'adoption de ce type de modèle nécessite cependant de trouver une explication à la disposition actuelle basculée de la faille normale initiale (basculement de l'ordre de 20°-30°). La solution la plus simple est d'en faire un événement pyrénéen : les chevauchements vers le nord qui ont déraciné les MNP (Curnelle et Durand Delga, 1982; Choukroune *et al.*, 1989a) les auraient en même temps basculés. On peut remarquer en effet que les MNP présentent tous des terrains plus anciens au sud qu'au nord. Mais on peut remarquer également d'une part que l'histoire du domaine nord - pyrénéen fournit d'autres "occasions" de basculement, au Trias, au Crétacé inférieur (rifting, donc blocs basculés), et au Crétacé moyen par exemple, et d'autre part que ce basculement semble parfois être anté - mésozoïque (présence de Trias inférieur sur les granulites du massif de l'Ursuya ?).

De plus, l'évolution de la déformation montre une évolution des rapports géométriques entre l'anisotropie majeure qu'est la foliation, et les cisaillements successifs, que l'on peut considérer comme étant représentatifs de la position des directions de contrainte. Si l'on admet que celle - ci est restée stable, c'est à dire que σ_1 représente la direction verticale pendant toute l'histoire de la déformation, on peut en déduire un modèle d'évolution géométrique de la zone de cisaillement qui montre un **basculement progressif syn - tectonique**. Un événement tardif post tectonique n'est donc pas nécessairement responsable de la totalité du basculement ayant "inversé" la structure.

Ce type d'évolution rend très bien compte de la principale caractéristique structurale du massif qui est une déformation progressive dans des conditions de plus en plus superficielles (ductile homogène, ductile assymétrique, ductile / fragile, puis fragile).



CHAPITRE V

LES DEFORMATIONS MYLONITIQUES, PETROGRAPHIE

A.- Introduction

Les principaux résultats de l'étude structurale du massif du Saint Barthélémy conduisent à l'interpréter comme un ensemble de roche cristalline divisé en deux par une faille ductile à faible pendage. La géométrie actuelle de cette faille, et ses critères cinématiques en font un chevauchement. Cependant, la nature et la répartition de la déformation, ainsi que la géométrie des isogrades de part et d'autre de la faille ne s'accordent pas avec un modèle d'épaississement. Un modèle extensif a donc été proposé (Passchier, 1984a; Saint Blanquat et Brunel, 1988).

Le développement récent des méthodes thermobarométriques a permis de montrer, à l'aide d'exemples naturels et de modélisations théoriques (Albarède, 1976; England et Richardson, 1977; England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986; Thompson et Ridley, 1987; Ruppel *et al.*, 1988; Gaudemer *et al.*, 1988), que l'évolution Pression / Température / temps ("P-T-paths") post orogénique d'un segment crustal est significative d'une part de son évolution orogénique antérieure, et d'autre part des conditions structurales de son rééquilibrage thermique (uplift par érosion ou tectonique).

L'analyse pétrologique et l'estimation des conditions P/T associées aux différents faciès mylonitiques ont été développés dans le but de préciser l'évolution thermotectonique du massif. Pour cela, il a été nécessaire de :

- 1) caractériser une évolution minéralogique associée au développement des différents stades texturaux observés (granulite - foliation - mylonite - ultramylonite).

- 2) étudier les changements physico - chimiques éventuels associés à la déformation à grande échelle et caractériser les différentes réactions ayant eu lieu lors de la déformation progressive (ce qui peut permettre de situer approximativement celle-ci dans un espace P / T).
- 3) décrire le chemin profondeur - température des deux blocs séparés par la faille ductile, afin de tester et de préciser le modèle extensif.

Ce type d'approche combiné tectonique / métamorphisme dans des ensembles séparés par des accidents majeurs peut permettre de déterminer des modèles d'évolutions thermo-tectoniques d'une portion de croûte (Brunel et Kienast, 1986; Burg *et al*, 1986; Selverstone, 1985, 1988).

B.- Les roches en présence, origine

L'origine paradérivée des gneiss est établie depuis les travaux de Zwart; les arguments principaux en étaient l'hétérogénéité de composition des roches, qui montrent des alternances de bancs quartzo - feldspathiques, de bancs alumineux, et de fines intercalations de marbres et de roches basiques. L'ensemble rappelle fortement une série sédimentaire, qui serait dérivée de grès arkosiques et de grauwackes contenant des intercalations de calcaires et de marnes. Cependant, suivant Zwart et Guchereau, on peut suspecter la présence de termes orthodérivés dans les gneiss; un exemple (roche basique à cpx-opx-pl, intercalée dans les gneiss de base) est signalé par Vielzeuf (1984).

Celui-ci développe un modèle génétique pour les paragneiss des MNP, dans lequel l'intrusion de magmas mafiques en base de croûte provoque une fusion partielle "à sec" de roches de composition pélitique, laissant une roche restitutive, riches en éléments "granitophobes" (Al particulièrement), constituant les granulites. Les migmatites seraient également issues de la fusion de roches (méta)-pélitiques, mais dans des conditions P/T plus faibles et plus hydratées (Vielzeuf, 1984; Vielzeuf et Holloway, 1988).

Sur la figure 76 et sur le Tab 2 sont reportées des analyses chimiques des principaux faciès lithologiques, issues des travaux de Zwart (1959) et Vielzeuf (1984). Six analyses nouvelles d'ultramylonites situées au contact MMB / Migmatites y sont présentées. L'intense déformation qui caractérise ces roches n'est pas corréable avec une évolution chimique nette. Leur hétérogénéité de composition initiale est sans doute trop grande pour permettre de distinguer une évolution liée à la déformation.

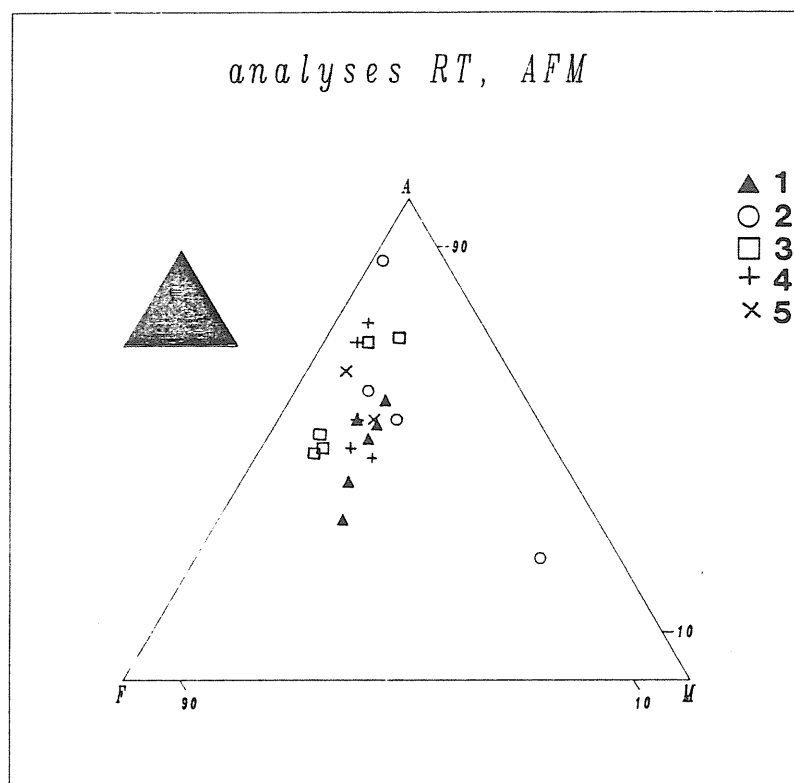


Figure 76 : position dans un digramme AFM des analyses chimiques de quelques types de roches du massif du Saint Barthélémy; 1 = ultramylonites (B.U.S.), 2 = gneiss de base (Vielzeuf, 1984), 3 = gneiss (Zwart, 1959), 4 = migmatites (Zwart, 1959), 5 = micaschistes (Zwart, 1959).

rocks	1	2	3	3	3	3	3	3
sample	Bar8322	Bar8341	SB370	SB126	SB214	SB272	SB331	SB357
SiO ₂	60.10	66.50	66.43	60.71	62.29	62.46	63.07	63.53
Al ₂ O ₃	19.50	14.70	15.57	18.86	16.21	16.98	14.8	16.36
Fe ₂ O ₃	8.49	5.31	4.40	5.55	6.37	5.92	6.56	6.4
MgO	2.50	2.40	2.15	3.35	2.52	2.90	2.68	2.49
CaO	1.00	2.60	3.34	2.08	0.08	0.06	0.11	0.07
Na ₂ O	1.30	2.70	3.25	3.00	2.66	3.00	2.87	1.77
K ₂ O	4.85	3.20	2.33	2.38	3.18	2.70	2.97	3.79
TiO ₂	1.10	0.70	0.71	0.80	4.74	3.04	4.75	1.16
MnO	0.13	0.05	0.05	0.05	0.71	0.73	0.71	0.86
P ₂ O ₅	-	-	0.22	0.19	0.30	0.24	0.22	0.22
H ₂ O	0.32	1.17	1.23	2.77	1.32	1.68	1.15	3.03
Total	99.29	99.33	99.68	99.74	100.38	99.71	99.89	99.68

Tab 2 : analyses chimiques des ultramylonites. 1 : paragneiss alumineux, 2 : paragneiss (Vielzeuf, 1984), 3 : ultramylonites de la B.M.M.

C.- Les textures, évolution des différentes paragenèses

Les différentes associations minérales observées dans le massif peuvent se subdiviser en quatre types suivant des critères microstructuraux; ce sont **1) une texture relique (type A)**, qui représente l'association originelle de la roche quand la déformation ne l'a pas effacée, **2) une texture foliée (type B)**, et **3) une texture de recristallisation finale qui peut être soit dynamique dans les roches affectées par la mylonitisation (type C), soit statique (type A')**.

Nous verrons que ces différents types correspondent à des assemblages minéralogiques de nature et de composition différentes.

I.- les gneiss

La composition minéralogique des gneiss de base est assez constante et consiste en quartz - feldspath potassique - plagioclase acide - biotite - grenat - (cordiérite) - (sillimanite).

1.- les assemblages dans les sites de type A

Les assemblages primaires dans les granulites sont caractérisés par la présence de cordiérite, l'abondance de la sillimanite prismatique, et l'absence de muscovite. Les paragneiss alumineux où dominent des assemblages à grenat - sillimanite - biotite - cordiérite sont les plus fréquents. On trouve également des paragneiss sans silicate alumineux (sillimanite et cordiérite), caractérisé par la présence d'orthopyroxène (hypertsthène). Deux types de roches à orthopyroxène ont été trouvés : le premier montre des lits à Q - Fk - Opx - (Gt) qui passent par l'intermédiaire d'un niveau continu d'Opx à des rubans à Q - Fk - Pl - Gt - Bi - Opx (Fig 77). Ce dernier est en petits grains dans les premiers niveaux et en grands cristaux monocristallins poeciloblastiques dans les seconds. Le grenat est petit et arrondi. Dans le second type, l'orthopyroxène, le feldspath et le grenat forment des clastes centimétriques noyés dans des amas de biotites secondaires disposés en amandes. L'Opx montre une déstabilisation qui se traduit par des couronnes réactionnelles du même type que celles décrites par Vielzeuf (1980) dans les écailles granulitiques de Lherz - Saleix (couronnes successives d'actinote, quartz, biotite et plagioclase). Opx !

Les assemblages initiaux dans les paragneiss alumineux sont conservés dans des clastes de taille variée, ou en inclusion (Fig 78; Fig 83 A et C). Ils consistent en quartz - feldspath potassique perthitique - plagioclase - cordiérite - grenat - sillimanite prismatique - biotite. Du disthène a été décrit dans ces gneiss (Fontelle *et al*, 1964; Guchereau, 1975); il y serait relictuel. **On observe parfois une orientation très marquée des inclusions de Sil et de Bi dans le grenat (Fig 83 A), définissant une foliation interne. Le grenat se serait donc développé autour et aux dépens de ces minéraux. Peut-être peut-on y voir une image de la réaction $Bi + Sil + Qz \rightarrow Gt + Fk + eau$, ce qui traduirait un élévation de température, sans doute liée à la granulitisation.** On observe souvent, notamment en bordure et dans les fentes du grenat, des relations textuelles Fk/Cd/Bi ou Gt/Fk/Cd/Sil complexes qui déstabilisent les assemblages primaires (Fig 78, 79, et 80). Elles pourraient correspondre aux réactions $Gt + Sil + Qz + eau \rightarrow Cd$ et $Gt + Fk + eau \rightarrow Bi + Cd + Qz$, déjà observées dans les granulites nord-pyrénéennes (Vielzeuf, 1979a et b, 1984). Dans le St Barthélémy, elles semblent être associées au développement d'une foliation. J



Figure 77 : granulite à orthopyroxène (automorphe et poeciloblastique) et grenat (SB 492).

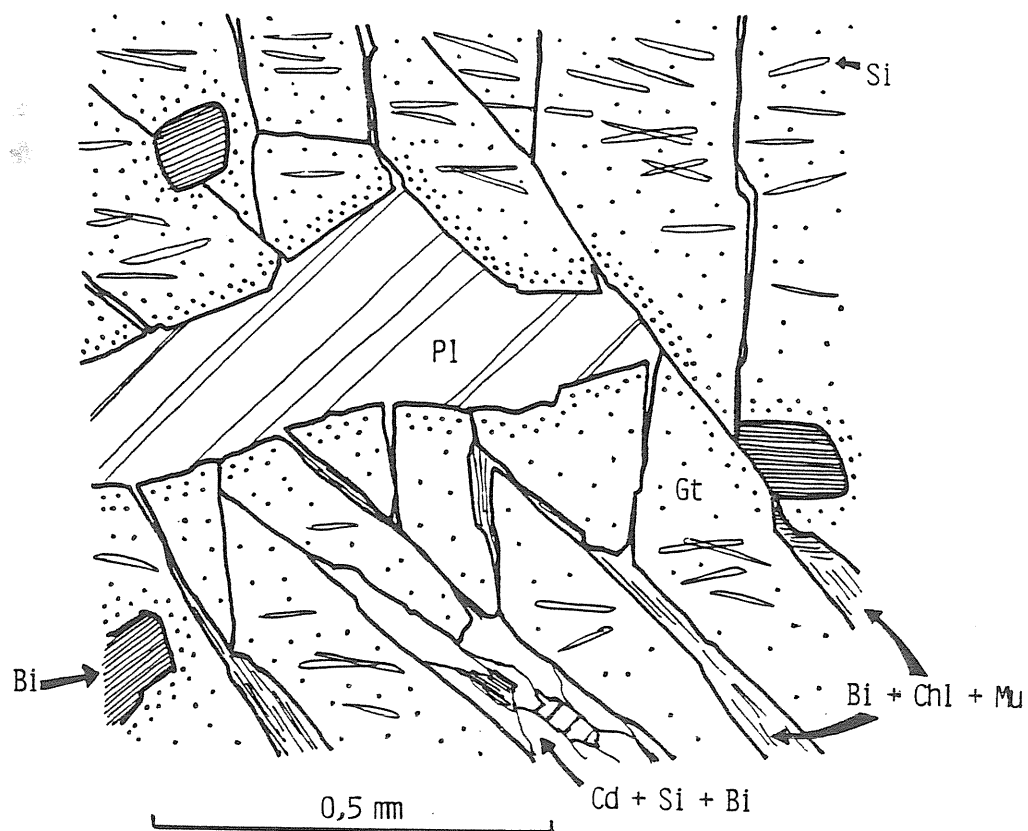


Figure 78 : assemblages primaire (grenat - biotite - plagioclase - sillimanite) et secondaire (fentes du grenat : cordiérite - biotite - sillimanite) dans les granulites (SB 914).

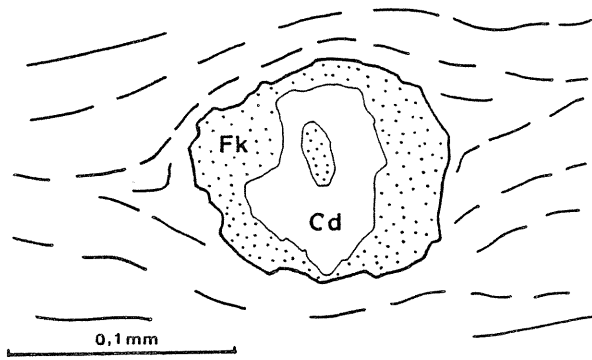


Figure 79 : association feldspaths potassique / cordiérite antérieure à la foliation (SB 914).

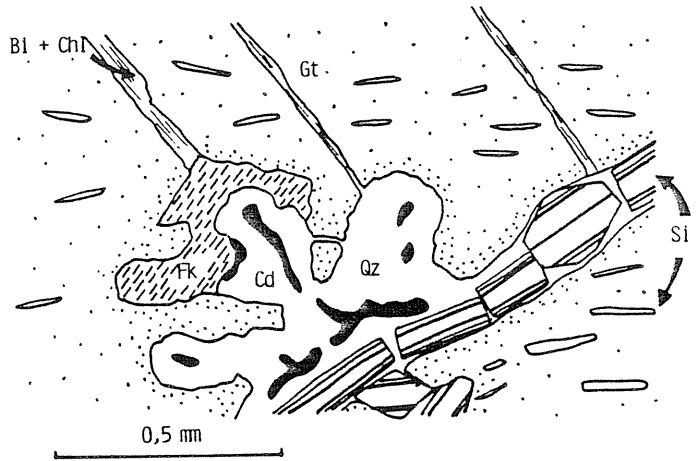


Figure 80 : assemblage interprété comme étant une image de la réaction $Gt + Fk \rightarrow Bl + Cd + Qz$ (SB 914).

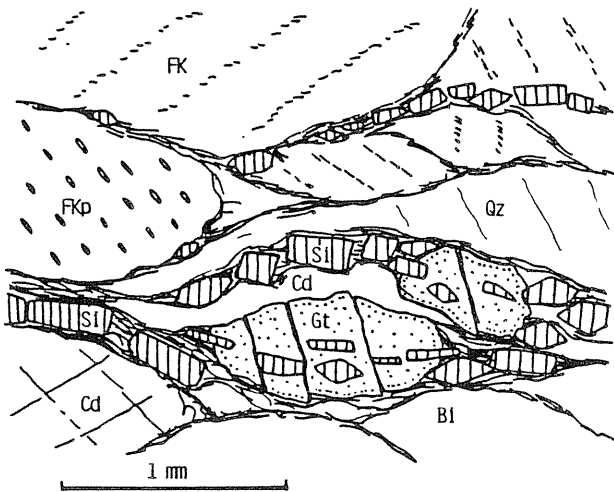


Figure 81 : assemblage syn - foliation dans les granulites (SB 914).

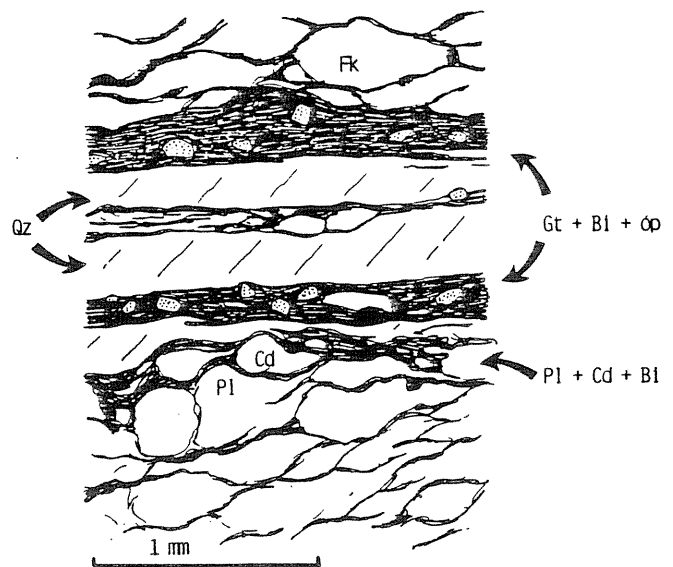


Figure 82 : assemblage mylonitique dans les granulites (SB 914).

2.- les assemblages dans les sites de type B

Le développement de la foliation dans les granulites a provoqué la dislocation des assemblages précédents et la rééquilibration des différentes phases minérales. Dans les granulites basales, les minéraux typomorphes de la foliation sont le grenat, la cordiérite, et la sillimanite prismatique (Fig 81). Dans les gneiss de base, la foliation est soulignée par l'association biotite - sillimanite (Fig 71 C). La principale réaction que l'on peut invoquer pour expliquer sa formation est $Gt + Cd + Fk + H_2O \rightarrow Bi + Sil$. La muscovite n'apparaît dans la foliation que dans les termes supérieurs de la série gneissique.

Ce schéma général simplifié doit être en fait nuancé, car on observe un grand nombre de stades intermédiaires. Des foliations à biotite - cordiérite - (sillimanite) sont fréquentes. D'une manière générale, la quantité de biotite augmente vers le haut, aux dépens de la cordiérite, puis de la sillimanite.

3.- les assemblages dans les sites de type C

On peut observer dans les granulites des zones de cisaillements contenant des assemblages à grenat - cordiérite - sillimanite - biotite stable, sans muscovite (Fig 82). Le grenat est issu de la cataclase d'anciens minéraux. Il montre parfois des grains arrondis et limpides, contenant parfois des petites plaquettes de sillimanite. Dans les mylonites de la BMM, les assemblages caractéristiques des zones de cisaillements sont à biotite - muscovite. Le grenat, rarement présent, est intensément laminé dans la foliation et forme des rubans de taille centimétrique entièrement constitués de grains d'un diamètre de l'ordre de quelques dizaines de microns. La sillimanite est plus fréquente, et est déstabilisée en muscovite.

4.- les assemblages dans les sites de type A'

Dans les roches préservées par la déformation, on peut noter le remplacement du grenat par des amas de biotite. D'une manière générale, biotite et chlorite (et parfois de très fines paillettes de muscovite) se développent dans les fentes du grenat, postérieurement à des assemblages à cordiérite - sillimanite - biotite (Fig 78 et 83 C).

II.- les migmatites

1.- les assemblages dans les sites de type A

Les assemblages initiaux dans les granitoïdes et les gneiss migmatitiques sont essentiellement composés de quartz - feldspath potassique (orthose et microcline) - plagioclase sodique - biotite - muscovite - sillimanite fibrolite - grenat (souvent automorphe) (Fig 83 B, Fig 84). Les myrmeckites sont fréquentes. Dans les granites, on peut observer en plus de la cordiérite et parfois de l'andalousite.

2.- les assemblages dans les sites de type B

Dans certains échantillons, la déformation se traduit par l'apparition d'une nouvelle génération de sillimanite, en petits grains associés à de la biotite.

3.- les assemblages dans les sites de type C

Les mylonites issues de matériel provenant de l'ensemble migmatitique sont très abondantes dans la BMM. Elles sont issues de granitoïdes et présentent une minéralogie quartzo - feldspathique assez monotone. Le grenat y est anguleux et cataclasé dans le plan de foliation, ou bien en petits grains arrondis associés à une biotite syntectonique (Fig 85). Celle-ci se développe souvent dans les plans de clivage de la muscovite. La sillimanite se trouve en clastes boudinés, ou préservée à l'intérieur de clastes de muscovite (Fig 70 B).

4.- les assemblages dans les sites de type A'

Dans les migmatites peu déformées, les textures initiales ont été très bien conservées et la rétro-morphose ne s'y observe que par le remplacement partiel sur place des différentes phases minérales. On peut ainsi bien observer la réaction $Sil + Fk \rightarrow Mu + Qz$ (Fig 86; Fig 83 D). La cordiérite est pinnitisée. Le grenat est transformé en muscovite et en chlorite.

III.- les micaschistes

Ils montrent des paragèneses et des transformations minérales intéressantes. Dans les micaschistes du Mont Fourcat, on a pu observer des assemblages à quartz - staurotide - sillimanite - andalousite - biotite - muscovite - chlorite. L'andalousite est le plus souvent de grande taille, poeciloblastique, syn à post foliation, tandis que le staurotide est anté foliation. Le statut de la sillimanite est moins clair.

IV.- les roches ultrabasiqes

Dans l'affleurement de l'étang du Diable, on trouve une roche constituée de petits grains d'orthopyroxène (bronzite) sub-automorphe, dispersés dans une matrice plagioclasique (Fig 83 E). Plusieurs générations d'amphiboles sont discernables. La plus ancienne est une

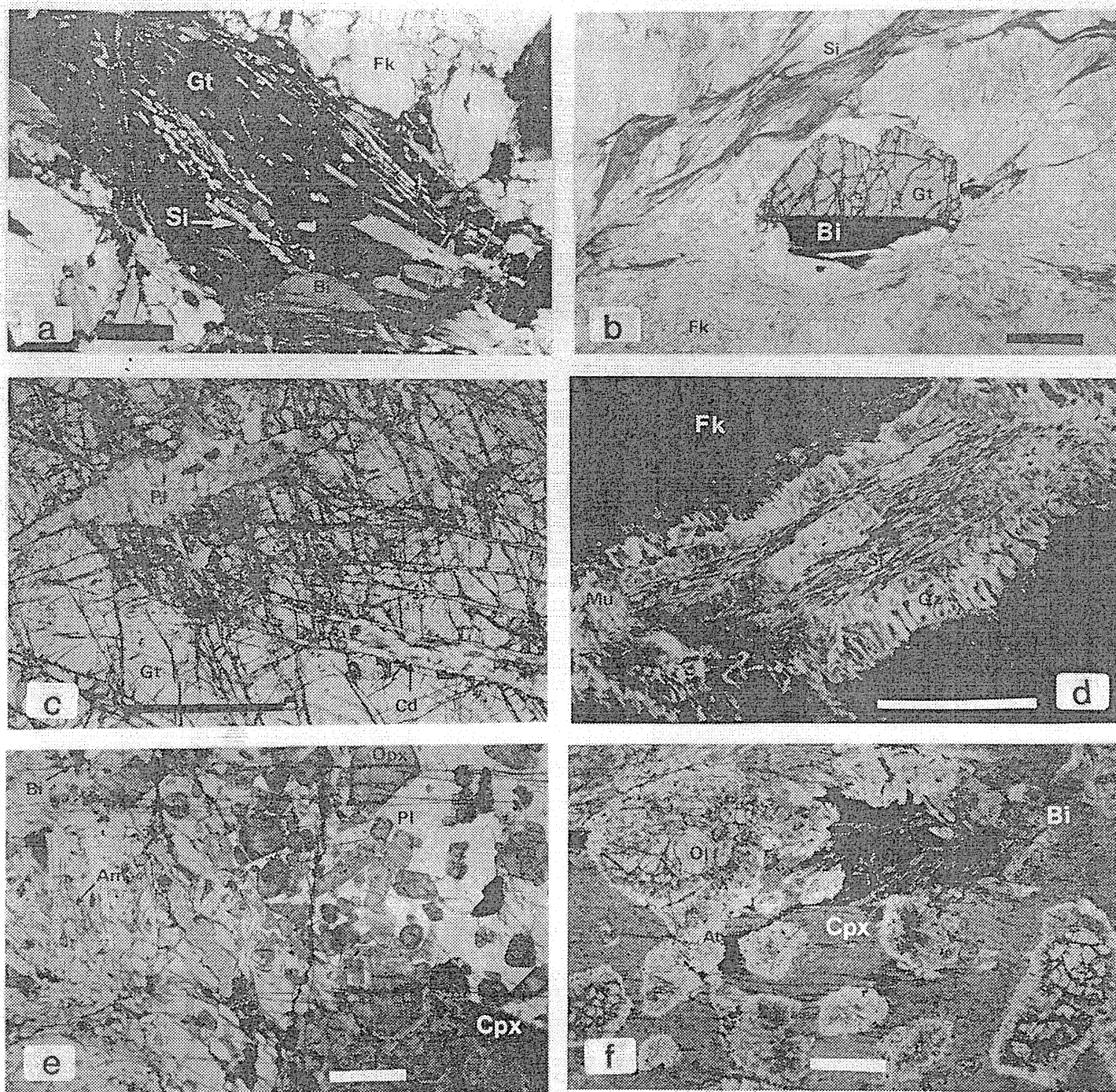


Figure 83 : A - assemblage primaire dans les granulites; développement de grenat autour d'une foliation à biotite et sillimanite (SB 148), B - assemblage primaire (Bi - Sil - Gt - Fk) dans un leucogranite, C - inclusion de plagioclase, de biotite et de sillimanite dans le grenat, et développement d'une paragenèse secondaire (Cd - Bi - Sil) dans les fentes de celui-ci, D - assemblage à Sil - Mu - Qz - Fk interprété comme image de la réaction $Sil + Fk \rightarrow Mu + Qz$ (Sb 422, leucogranite, E - roche ultrabasique de l'étang du Diable, F - péridotite du pic du Han (Ol = olivine, Am = amphibole blanche, At = antigorite) (échelle : 1 mm).

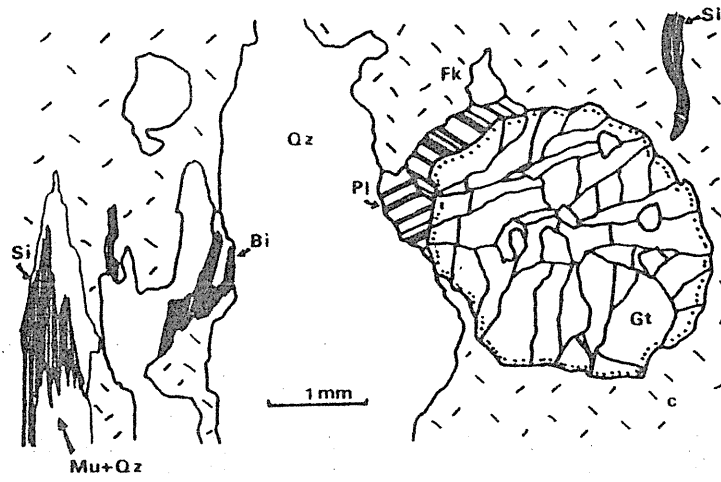


Figure 84 : assemblage primaire dans les leucogranites (SB 422).

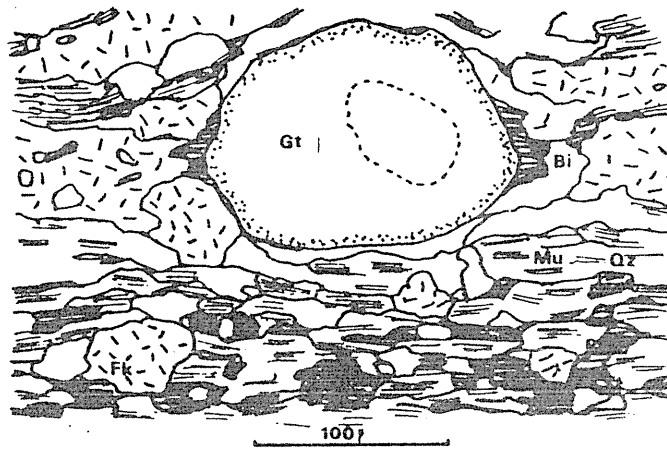


Figure 85 : grenat mylonitique, échantillon Sb 42.

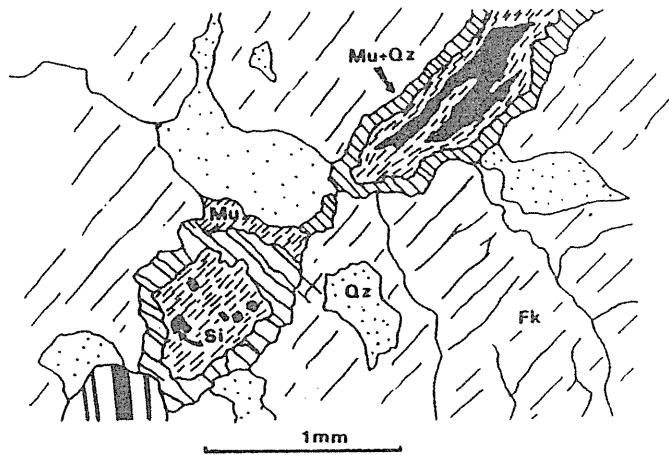


Figure 86 : image de la réaction $Si + Fk \rightarrow Mu + Qz$ (SB 422).

amphibole brune, contenant l'opx en inclusion, blindée dans une amphibole verte associée à de la biotite. Ces transformations témoignent d'une rétro-morphose d'un faciès de haute température (granulite ?) dans les conditions du faciès amphibolite. La roche originelle aurait une composition de gabbro. Des amphibolites et des roches plus acides à quartz, plagioclase et amphiboles lui sont associés.

La péridotite du pic du Han montre une olivine serpentinisée (Fig 83 F) (antigorite) qui baigne dans un clinopyroxène interstitiel souvent amphibolitisé et associé à une biotite magnésienne. Cette roche présente des analogies avec les cortlandites. De la même manière qu'à l'étang du Diable, la péridotite passe en continu à des amphibolites et à des gneiss basiques. On retrouve aussi la même rétro-morphose.

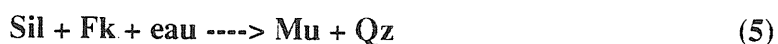
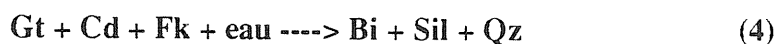
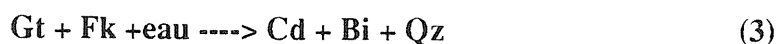
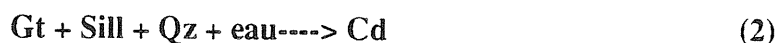
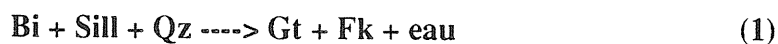
V.- les carbonates

Dans les marbres où une paragenèse précoce de haute température est parfois préservée lorsqu'ils sont non déformés, on observe du grenat (grossulaire) et de l'olivine (Fig 67 A). Cette dernière est la plus affectée par la rétro-morphose, qui se manifeste généralement par l'apparition de micas blancs (muscovite, chlorite, talc).

VI.- conclusion

Cette étude montre que les faciès lithologiques très variés que l'on peut observer dans le massif montrent tous la même évolution pétrographique qui consiste en une rétro-morphose d'un faciès de haute température vers des faciès de moyenne et basse température. Aucune évolution prograde n'a été observée, sauf peut être dans les micaschistes, et les grenats à la base des gneiss.

Les principales réactions observées sont (dans le sens dans lequel elles sont observées) :



La réaction (1), observée de manière très locale, pourrait correspondre à l'augmentation de température syn - granulitisation.

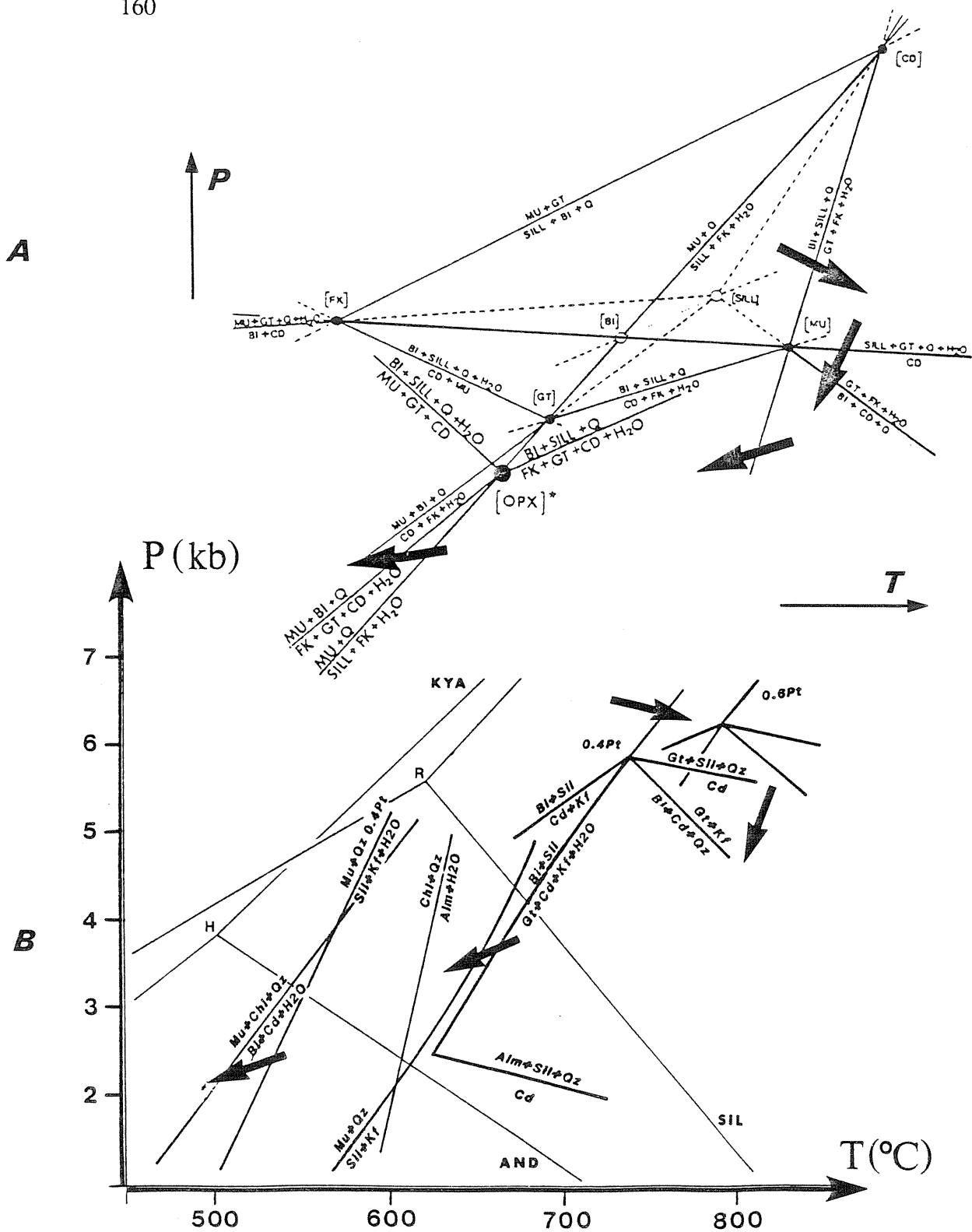


Figure 87 : A - grille pétrogénétique impliquant Sill - Mu - Bi - Gt - Cd (Qz et H₂O) dans le système AKF (Vielzeuf, 1984), et chemin suivi par les granulites, B - position des différentes réactions observées dans un espace P/T, et chemin suivi par la rétro-morphose. Point triple : H = Holdaway, 1971, R = Richardson *et al.*, 1969. Topologie Cd/Kf/Sil/Alm : Holdaway et Lee, 1977. Sil+Kf--->Ms+Q : Holdaway et Lee, 1977. Bt+Cd--->Ms+Chl : Seifert, 1970. Alm--->Chl : Hsü, 1968.

Les réactions (2) et (3) affectent les assemblages primaires des granulites. Elles semblent néanmoins caractériser un stade antérieur au développement de la foliation, qui est elle marquée par la réaction (4). Dans les roches issues des migmatites, y compris dans la BMM, les réactions (5) et (6) caractérisent la rétro-morphose.

L'utilisation de grilles pétrogénétiques théoriques, bien définies dans le système des roches métapelitiques (Thompson, 1976; Holdaway et Lee, 1977; Le Breton, 1983; Schenk, 1984; Vielzeuf and Boivin, 1984), ainsi que le calibrage expérimental de certaines de ces réactions nous permettent de préciser l'évolution Pression / Température générale de la rétro-morphose (Fig 87).

D.- Evolution chimique de différentes phases minérales avec la déformation

I.- grenat

morphologie : on a vu dans le chapitre précédent que le grenat réagit de manière cataclastique à la déformation. Cela se traduit par une réduction progressive de la taille des grains. Les grenats non affectés par cette cataclase peuvent être considérés comme ayant (re)cristallisé syntectoniquement. Dans les gneiss, on observe en effet souvent deux ou trois morphologie sur une même lame, l'une au moins étant ancienne, très affectée par la déformation, et la ou les autres, plus jeunes, montrent des minéraux en grains arrondis, limpides, qui ne correspondent pas à des zones reliques non affectées par la déformation.

évolution chimique générale (Fig 88) : les compositions du grenat dans les gneiss et les migmatites sont différentes. Dans les premiers, il a une composition moyenne qui est **Alm 60-70, Pyr 20-30, Gro et Spe < 5**. Dans les migmatites, les différences majeures sont une plus forte teneur en manganèse et moins forte en magnésium, ce qui se traduit par des compositions du type **Alm 65-75, Spe 20-30, Pyr 5-10, et Gro <5**. L'évolution au cours de la déformation progressive se traduit dans les gneiss par une augmentation de l'almandin aux dépens du pyrope. Dans les migmatites, on note surtout un enrichissement en spessartine aux dépens de l'almandin et du pyrope.

zonation : cette évolution chimique se traduit dans le minéral par la présence d'une différence de composition entre le coeur et la bordure (Fig 89). Dans les granulites (SB 914 et SB 932), l'évolution générale décrite ci-dessus se traduit par un enrichissement en almandin et un appauvrissement en pyrope du coeur vers la bordure. On observe parfois des évolutions plus complexes dans les gros grenats riches en inclusion, alors que les grenats "mylonitiques" montrent des évolutions plus simples. Dans les migmatites, le zonage semble d'autant plus marqué que la roche est plus déformée (SB 127 et SB 42). Dans les zones mylonitiques les

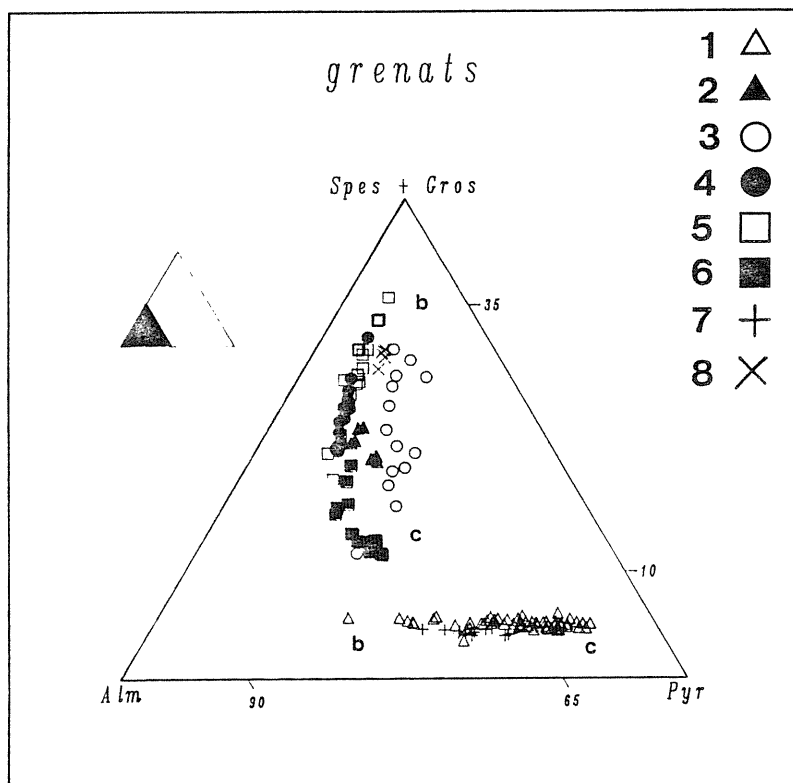


Figure 88 : composition chimique des grenats, 1 - SB 914 et 932, 2 - SB 422, 3 - SB 127, 4 - SB 411, 5 - SB 42, 6 - SB 399, 7 - SB 495, 8 - SB 202. Les échantillons analysés sont localisés sur la figure 94. c = coeur, b = bordure, noter l'évolution différente des deux blocs (gneiss et migmatites).

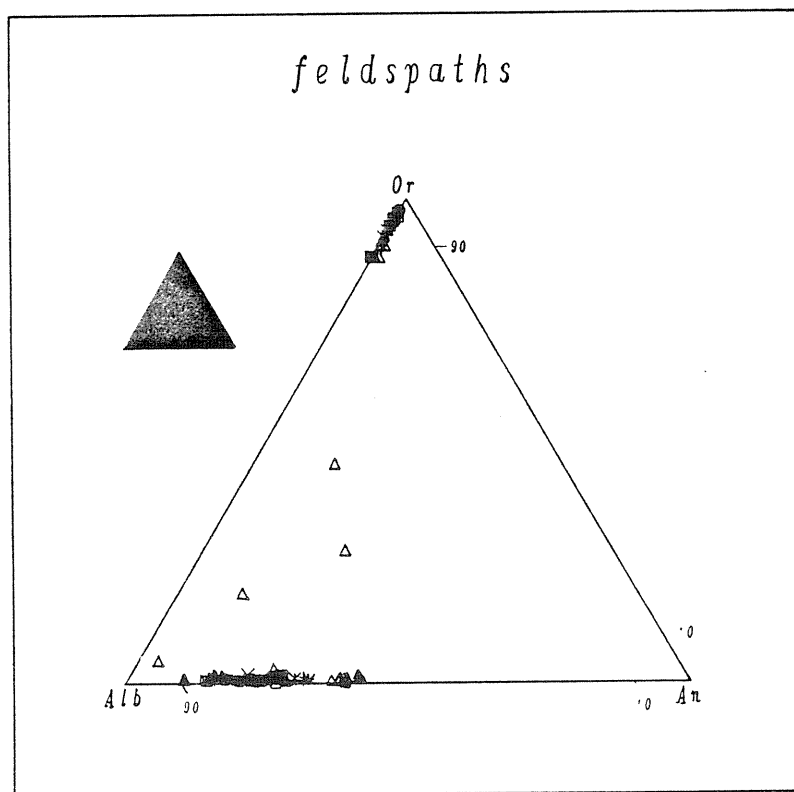


Figure 90 : composition chimique des feldspaths, 1 - SB 127, 475, 202, 2 - SB 128, 3 - SB 399, 4 - SB 411, 5 - SB 42, 6 - SB 422, 7 - SB 495, 8 - SB 914 et 932.

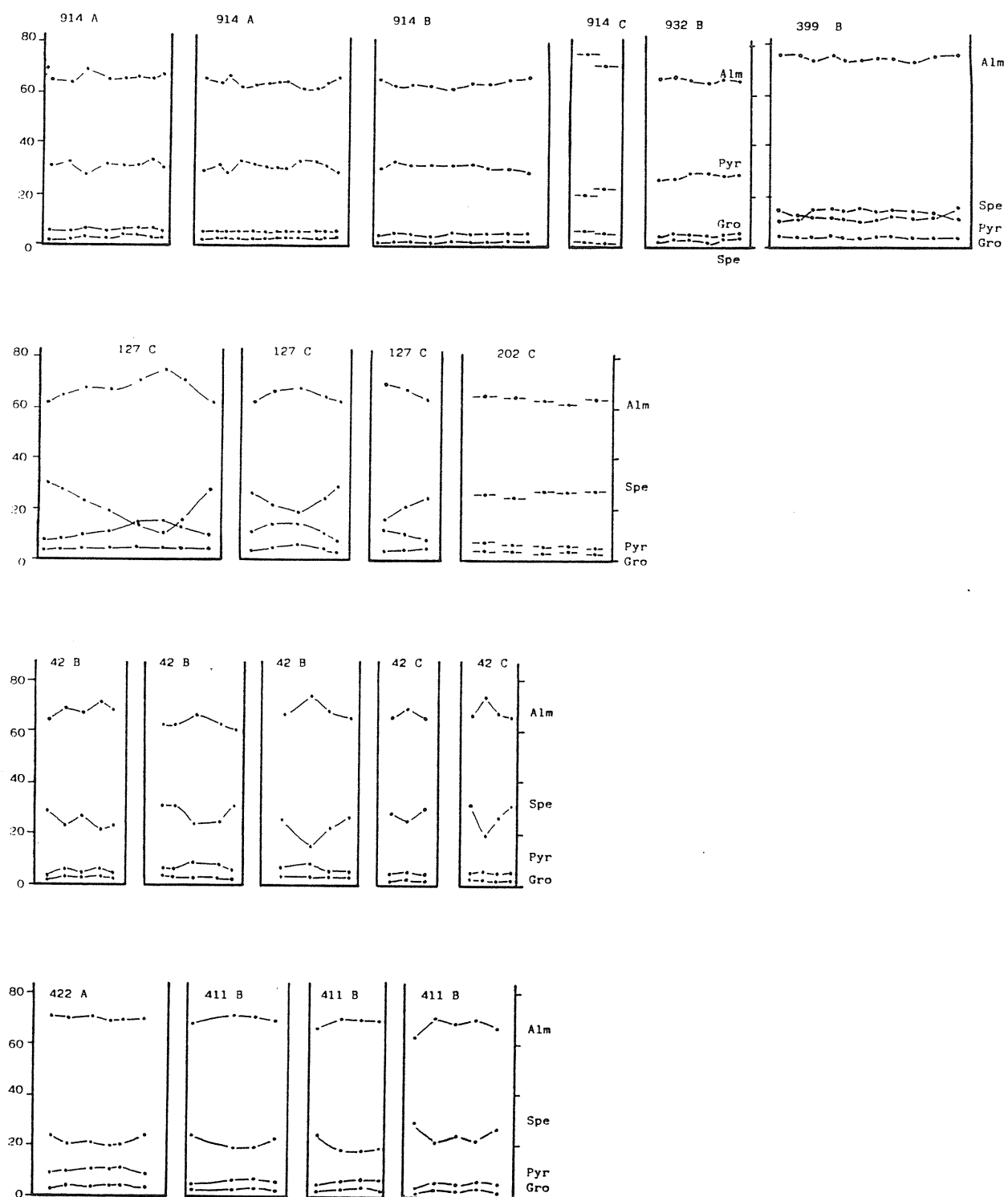


Figure 89 : diagrammes de zonation des grenats dans les différentes unités, A, B et C pour les différents types de texture.

plus déformées, que ce soit dans les granulites, la BMM, ou les migmatites, les petits grains semblent avoir recristallisé d'une manière assez uniforme dans chaque type de roche, et l'on n'observe pas, ou très peu, de zonation chimique (SB 914 C et SB 202).

II.- feldspaths

La composition moyenne des plagioclases dans l'ensemble de la série est An 10-30. Dans certains niveaux calciques, ils montrent des compositions beaucoup plus hétérogènes (An35-100) (Fig 90). Les feldspaths potassiques sont légèrement plus sodiques dans les granulites et les gneiss que dans les migmatites. Des feldspaths intermédiaires (de type anorthoclase) ont été observés, généralement dans des zones de déformation intense. Dans les mylonites, les clastes de feldspaths potassiques sont caractérisés par le développement de bourgeons de myrméckite sur leur bordure, où le long de zones de cisaillements. Sinon, on ne peut noter aucune variation systématique de composition lié à la déformation.

III.- sillimanite

Son évolution d'une extrémité à l'autre de la série se traduit surtout par des changements morphologique (boudinage et "clastification" de plus en plus intense) et par le passage progressif prismatique ---> fibrolite. Elle est présente jusque dans les derniers stades de la déformation ductile.

IV.- cordiérite

morphologie : la cordiérite est manifestement primaire dans les granulites, sous forme de claste, souvent associée au feldspath potassique. Dans la foliation et dans les fentes du grenat (Fig 83 C et 80), elle est limpide et présente souvent des macles à 120°. La grande quantité de zircons facilite sa reconnaissance optique. Elle contient souvent des inclusions de sillimanite. Toujours dans les granulites, elle est stable et recristallise jusque dans des stades avancés de la déformation puisqu'on peut l'observer dans des bandes mylonitiques.

composition : son X_{Mg} moyen est de 0.8. D'une manière générale, il décroît sous l'effet de la déformation. Les cordiérites primaires préservées ont des X_{Mg} voisins de 0.80-0.83, alors que dans les mylonites il est de 0.76-0.78.

V.- micas

Les biotites primaires dans les gneiss et les granulites sont des biotites brunes, parfois riches en inclusion de rutile (sagénite), et qui ont une forte teneur en Ti (jusqu'à 0.6). Elles sont plus magnésiennes que les biotites primaires des migmatites (Fig 91), qui sont également moins riche en Ti (0.2-0.3). La déformation progressive se traduit par la cristallisation de plusieurs générations de biotites néoformées qui montrent une composition traduisant un appauvrissement en magnésium, corrélé à un enrichissement en fer, et un enrichissement en aluminium que l'on peut corréler avec un appauvrissement en titane (Fig 92);

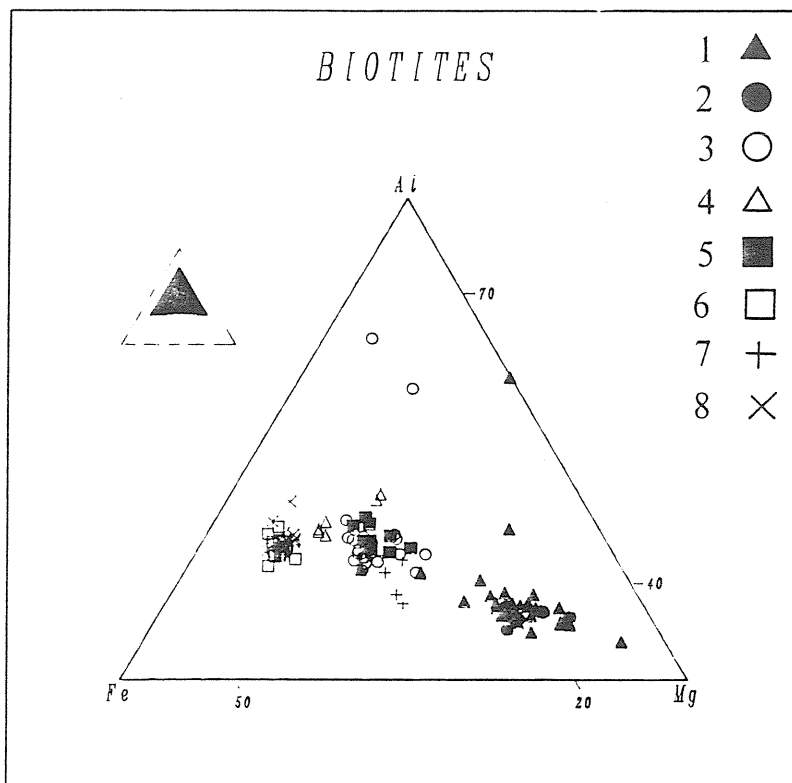


Figure 91 : composition chimique des biotites, 1 - SB 914 et 932, 2 - SB 495, 3 - SB 127, 475, et 202, 4 - SB 422, 5 - SB 399, 6 - SB 411, 7 - SB 128, 8 - SB 42.

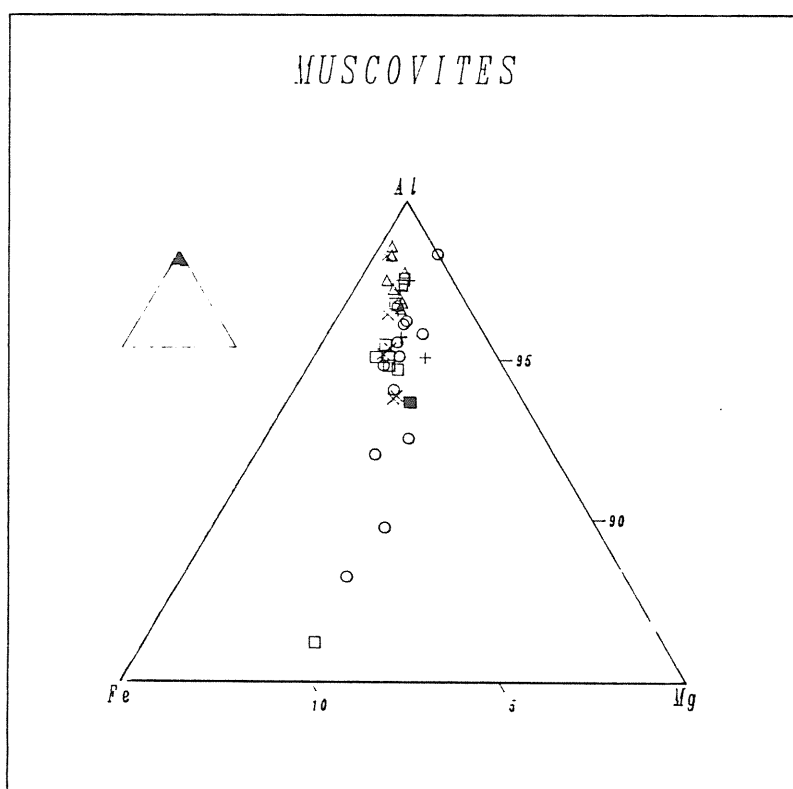


Figure 93 : composition des muscovites, même légende que la Fig 92.

biotites

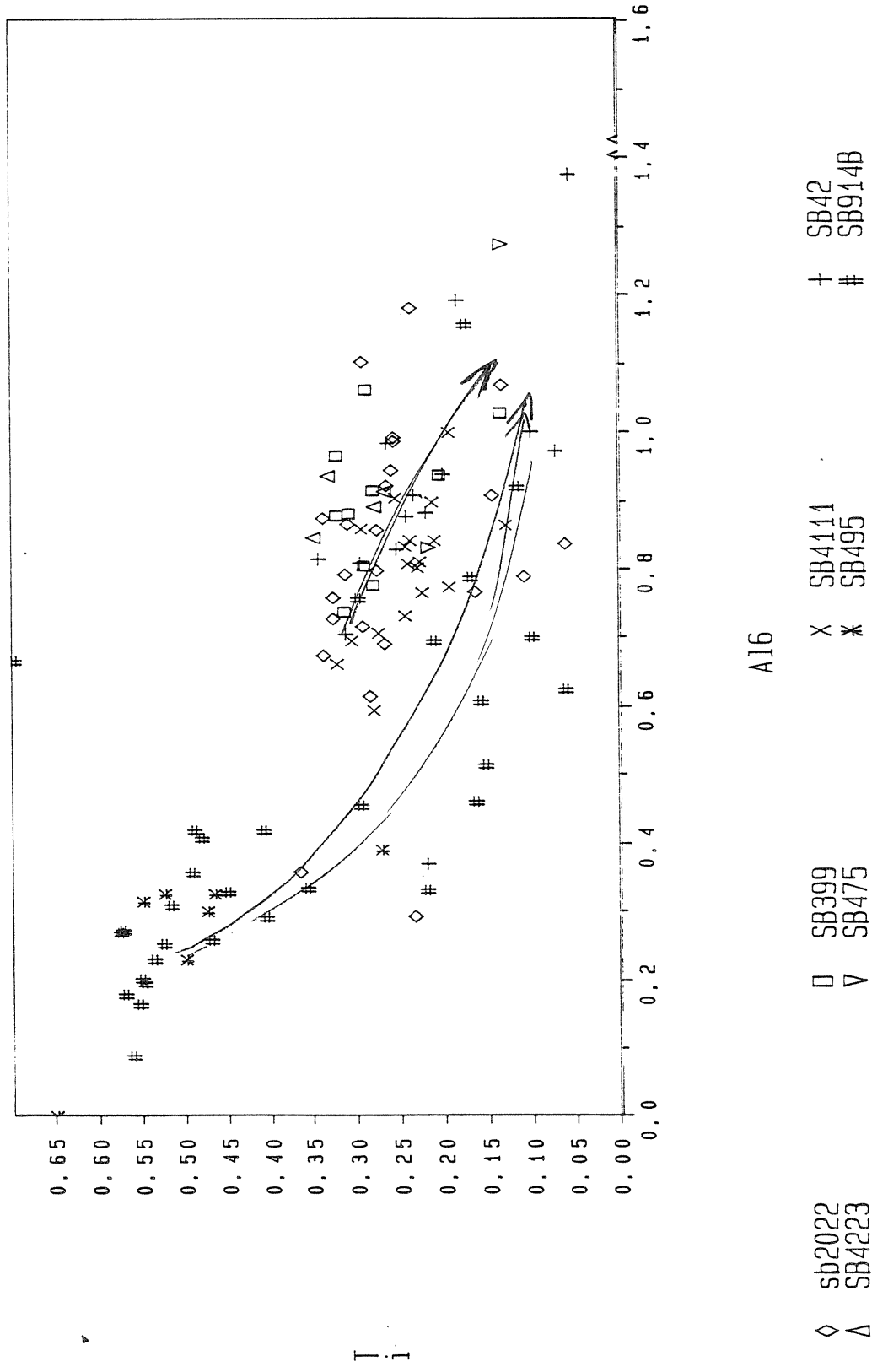


Figure 92 : Biotites placées dans un diagramme Ti / Al6. On remarque que l'évolution générale (baisse du Ti et augmentation de l'aluminium) est sensiblement différente dans les deux ensembles (gneissique et migmatitique).

celui-ci se traduit par la cristallisation de petits grains d'ilménite en bordure de la biotite. Ce type d'évolution est caractéristique d'une **dynamique rétro-morphique** (Schreurs, 1985). Les muscovites montrent également le développement de plusieurs générations, mais elles présentent des variations chimiques moins significatives; on peut cependant noter un appauvrissement en Al, et un léger enrichissement en fer aux dépens du magnésium (Fig 93).

VI.- conclusion

Les variations de composition chimique observées dans les deux compartiments de la faille sont attribuables en premier lieu à des variations lithologiques. Cependant, la logique de l'évolution post - métamorphique enregistrée par les différentes générations de biotites, semblent être la même dans les deux blocs. L'interprétation de la zonation des grenats, sensiblement différente dans les deux ensembles, est plus délicate. Globalement, on peut dire que l'évolution enregistrée dans les grenats des gneiss et des granulites (enrichissement en Fe aux dépens du Mg) traduit une chute de pression plus que de température (dP/dT fort), alors que celle des grenats migmatitiques (enrichissement en Mn aux dépens du Fe et du Mg) traduit une chute de pression et de température (dP/dT moyen) (Lardeaux, com. orale).

E.- Thermobarométrie

I.- introduction

Une étude thermobarométrique des différents faciès granulitiques a été réalisée par Vielzeuf (1984). Des conditions de cristallisation de $700^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$, $4,5 \pm 0,5$ Kb ont été obtenues pour les paragenèses primaires des paragneiss alumineux et non alumineux. Une étude microthermométrie des inclusion fluides (Passchier, 1984b) indique des conditions de l'ordre de $450-550^{\circ}\text{C} / 2-3,5$ Kb pour la formation des ultramylonites et des pseudotachylites. Cette étude montre de plus que les fluides métamorphiques lors de la mylonitisation sont anhydres (CO_2 pur). Ceci est en contradiction avec l'évolution rétro-morphique générale qui nécessite la présence d'une phase fluide aqueuse. Cependant, on peut noter que la rétro-morphose est parfois quantitativement peu développée (présence de grenat et de sillimanite dans les ultramylonites), ce qui pourrait s'expliquer par une absence (relative) d'eau.

II.- méthodologie

Les assemblages présents dans les différents faciès ont permis l'emploi des méthodes suivantes :

Thermométrie :

* envoi à des est. S.
après la au Dage

THERMOMETRIE

méthode	équation	référence
Gt / Cd	$T_1 = \frac{[6150 + (P - 1) \cdot 0,0303]}{[2,69 - R \cdot \ln Kd_1]} - 273$	Holdaway et Lee, 1977
	$T_2 = \frac{[5415 + (P - 1) \cdot 0,031]}{[1,781 - R \cdot \ln Kd_1]} - 273$	Thompson, 1976
Gt / Bi	$T_3 = \frac{[6150 + (P - 1) \cdot 0,0246]}{[3,93 - R \cdot \ln Kd_4]} - 273$	Holdaway et Lee, 1977
	$T_4 = \frac{[5444 + (P - 1) \cdot 0,046]}{[3,1 - R \cdot \ln Kd_4]} - 273$	Thompson, 1976
	$T_5 = \frac{[4151 + (P - 1) \cdot 0,019]}{[1,554 - R \cdot \ln Kd_4]} - 273$	Ferry et Spear, 1978

BAROMETRIE

Gt / Cd	$P_1 = 7631 + 4,2877 \cdot \ln Kd_3 - 4,59 \cdot T$	Holdaway et Lee, 1977
	$P_2 = \frac{[27808 - (15,103 - 6 \cdot R \cdot T \cdot \ln Kd_3)]}{[3,886]}$	Thompson, 1976
	$P_3 = 1 + \frac{[13818 - (6,38 - 6 \cdot T \cdot \ln Kd_3)]}{[2,01609]}$	Wells et Richardson, 1980
	$P_4 = \frac{[2315 + 0,4 \cdot (T + 273) + 6 \cdot R \cdot (T + 273) \cdot \ln Kd_3]}{[3,95]}$	Newton et Wood, 1979
Gt/Pl/Sil/Qz	$P_5 = \frac{[-1,3054 \cdot (23,6 \cdot (T + 273) - 7042,8) - 3 \cdot R \cdot (T + 273) \cdot \ln Z]}{[\Delta \bar{V}]}$	Newton et Hasselton, 1981
	$P_7 = \frac{[-2551,4 + (T + 273) \cdot (7,1711 + U)]}{[0,2842]}$	Ghent, 1976
	$P_8 = \frac{[2956 - 12,273 \cdot (T + 273) + A_1 + A_2 - A_3]}{[-0,41 - A_4]}$	Perchük, 1983
	$P_9 = \frac{[0,0002445 \cdot T^2 - 30,55 \cdot T + 32,625 - 3 \cdot R \cdot (T + 273) \cdot \ln Z]}{[\Delta \bar{V}]}$	Koziol et Newton, 1988
Gt/Pl/Bi/Mu	$P_6 = \frac{[8888,401 + 16,675 \cdot (T + 273) - R \cdot (T + 273) \cdot \ln Ks]}{[1,738]}$	Ghent et Stout, 1981

P en bars

T en Celsius

R = 1,987

$$Kd_1 = \frac{[Mg_{Gt} \cdot Fe_{Cd}]}{[Fe_{Gt} \cdot Mg_{Cd}]}$$

$$Kd_3 = \frac{[X_{Gt}^{Fe}]}{[X_{Cd}^{Fe}]}$$

$$Kd_4 = \frac{[Fe_{Bi} \cdot Mg_{Gt}]}{[Mg_{Bi} \cdot Fe_{Gt}]}$$

$$Ks = \frac{[(X_{Pl}^{Ca})^3 \cdot (X_{Bi}^{Mg})^3]}{[X_{Mus}^K \cdot (X_{Mus}^{Al})^2 \cdot (X_{Gt}^{Mg})^3 \cdot (X_{Gt}^{Ca})^3]}$$

$$Z = \frac{[a_{Gr}^{Gro}]}{[a_{Pl}^{An}]}$$

$\Delta \bar{V}$ variation de volume totale

pour les calculs de Z et de $\Delta \bar{V}$, voir Le Breton (1983)

$$U = 3 \cdot \frac{\left[\frac{\ln(X_{Gt}^{Ca}) - 1000 \cdot (1 - X_{Gt}^{Ca})^2}{R \cdot (T - 273)} - \ln(X_{Pl}^{Ca}) + \ln(1,276) \right]}{[2,3028]}$$

$$A_1 = R \cdot (T + 273) \cdot (\ln(X_{Pl}^{Ca}) + 2 \cdot \ln(1 + X_{Pl}^{Ca}) - \ln(X_{Gt}^{Ca}))$$

$$A_2 = (1 + X_{Pl}^{Ca})^2 \cdot (2050 + 9392 \cdot X_{Pl}^{Ca})$$

$$A_3 = (5704 - 1,242 \cdot (T + 273)) \cdot X_{Gt}^{Mg} \cdot (1 - X_{Gt}^{Ca}) + (2404 + 0,258 \cdot (T + 273)) \cdot X_{Gt}^{Ca} \cdot (2 - X_{Gt}^{Ca})$$

$$A_4 = 1,522 \cdot (0,2 - X_{Gt}^{Ca})^2$$

Tableau 3 : données méthodologiques relatives à l'étude thermobarométrique.

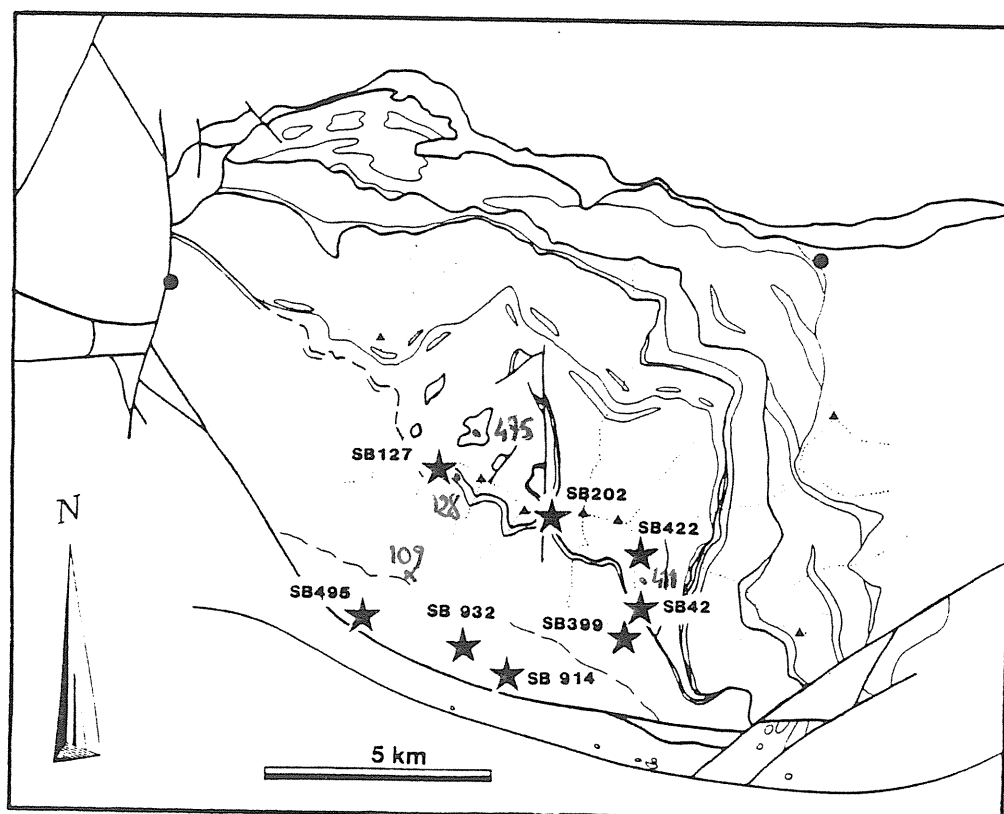


Figure 94 : localisation des échantillons analysés.

+ partage Fe/Mg entre grenat et biotite.

+ partage Fe/Mg entre grenat et cordiérite.

Barométrie :

- + partage Fe/Mg entre grenat et cordiérite
- + partage du Ca entre le grenat et le plagioclase, en présence de sillimanite.
- + association grenat - biotite - muscovite - plagioclase.

Les différentes calibrations utilisées, les équations et les constantes d'équilibres correspondantes sont figurées sur le Tab 3.

Le choix des échantillons étudiés a été réalisé en fonction de critères texturaux : seuls ont été retenus ceux pour lesquels l'équilibre entre les diverses associations citées ci dessus était atteint, et ce dans chacune des positions microstructurales définies plus haut (type A, A', B, et C). Ils sont localisés sur la Fig 94.

D'une manière générale, la validité des études thermobarométriques dans les faciès très déformés est justifiée car l'équilibre des réactions entre les minéraux est réalisé puisque l'intensité de la déformation y provoque une intense recristallisation, et donc un rééquilibrage permanent des minéraux entres eux.

III.- résultats

1.- granulites

a.- échantillon SB 914

description : c'est un paragneiss alumineux, prélevé entre Axiat et Appy, qui a déjà été décrit plus haut pour ses caractéristiques structurales (Fig 56 A). Il présente en effet la particularité de contenir dans une même lame mince les différents faciès microstructuraux décrits précédemment (non déformés, foliés, et mylonitiques). Chacun d'entre eux montre des associations Gt/Bi/Cd/Si qui peuvent être considérées comme équilibrées.

résultats : (Fig 95 et Tab 4) les réactions d'équilibres entre le grenat et les inclusions de biotites et de plagioclases donnent des conditions de l'ordre de 680-780°C / 4,5-6 Kb. Un même ordre de grandeur est obtenu avec les biotites incluses dans les feldspaths et le coeur des grenats en claste dans la foliation. La cordiérite en bordure du grenat, interprétée comme étant un produit des réactions (2) et / ou (3), donne des pressions beaucoup plus variables (4 à 7,5 Kb). La grande dépendance de ce baromètre envers la teneur en eau de la cordiérite, non prise en compte dans les calibrations employées ici, font que ses résultats seront utilisés avec prudence. On peut donc retenir des températures et des pressions de l'ordre de **700 +/- 50°C, 5 +/- 0,5 Kb** pour les assemblages initiaux.

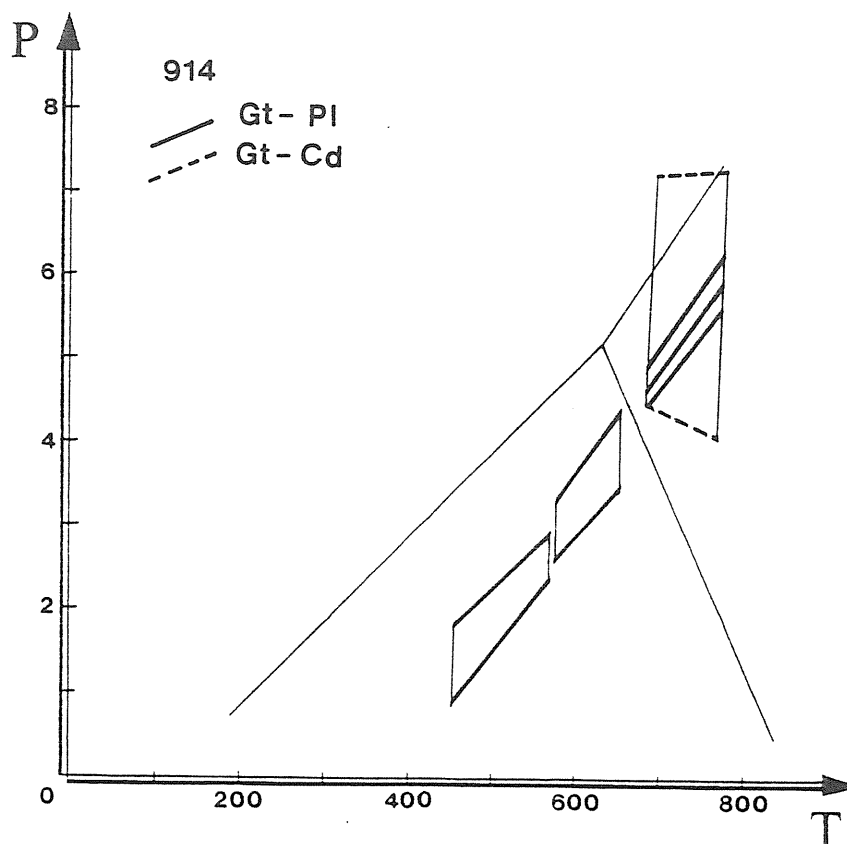


Figure 95 : estimations des P/T de l'échantillon SB 914.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
914	3000	0	0	0	689	717	755	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
914	6000	0	0	0	700	741	769	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
914	3000	300	573	579	570	579	568	6260	7180	7060	4781	0	0	0	0	0	3
914	3000	300	623	637	0	0	0	6260	7190	7069	4799	0	0	0	0	0	4
914	3000	300	504	500	0	0	0	6260	7314	7189	5031	0	0	0	0	0	8
914	3000	0	0	0	538	543	521	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14
914	3000	0	0	0	608	622	624	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12
914	6000	0	0	0	701	742	770	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17
914	6000	600	586	593	580	600	579	4883	7205	7265	6072	0	0	0	0	0	93
914	6000	600	600	0	700	741	769	0	0	0	0	3634	0	4901	4843	4007	100
914	0	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3195	0	4720	4039	3567	102
914	3000	0	0	0	610	624	627	0	0	0	0	0	0	0	0	0	106
914	6000	600	663	684	711	754	787	4882	6976	7044	5745	3237	0	4564	4245	3610	109
914	3000	300	0	0	612	627	630	0	0	0	0	-2386	0	-334	-1443	-1912	110
914	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3547	0	4834	4727	3920	121
914	3000	300	583	590	0	0	0	6260	7165	7045	4752	-189	0	2081	1000	288	126
914	3000	300	566	570	649	670	689	6260	7201	7080	4820	-1249	0	700	-121	-771	160
914	6000	600	578	585	660	693	702	4883	7246	7305	6131	3072	0	4647	3795	3444	161
914	3000	0	0	0	536	540	518	0	0	0	0	0	0	0	0	0	164
914	3000	300	579	585	0	0	0	6259	7135	7016	4696	0	0	0	0	0	166
914	0	300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1398	0	915	-570	-921	167
914	0	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3116	0	4978	3542	3488	168
914	3000	300	0	0	462	457	417	0	0	0	0	-1724	0	782	-1198	-1248	176
914	3000	300	0	0	516	518	490	0	0	0	0	-2446	0	-526	-1503	-1972	178
914	0	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2997	0	4868	3359	3369	100
914	0	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3035	0	4838	3539	3407	100

Tableau 4 : résultats P/T, échantillon SB914.

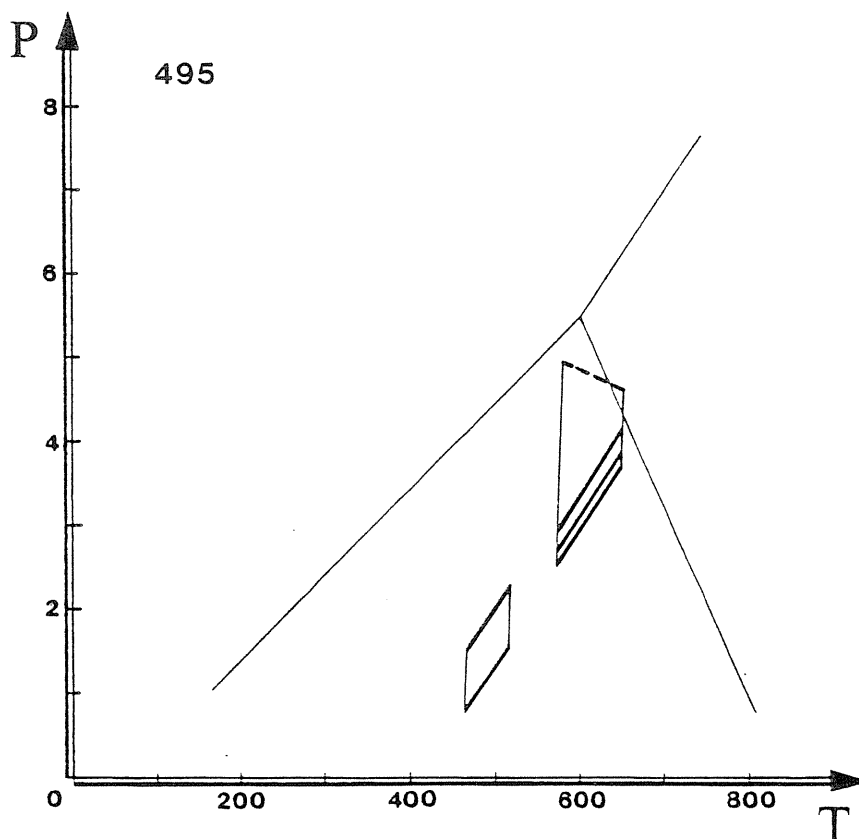


Figure 96 : estimations des P/T de l'échantillon SB 495.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
495	3000	300	489	484	0	0	0	6260	7348	7223	5096	-1391	0	1103	-561	-915	128
495	6000	600	500	496	0	0	0	4883	7540	7591	6552	3330	0	5251	3749	3701	129
495	3000	300	522	520	0	0	0	6260	7311	7187	5026	-1472	0	862	-505	-997	130
495	6000	600	533	533	0	0	0	4883	7465	7518	6445	3090	0	4876	3638	3461	131
495	3000	0	0	0	581	592	584	0	0	0	0	0	0	0	0	0	132
495	6000	0	0	0	592	613	596	0	0	0	0	0	0	0	0	0	133
495	0	300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1285	0	835	-94	-810	134
495	0	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3222	0	4835	3995	3594	135
495	3000	300	579	586	0	0	0	6260	7177	7057	4775	0	0	0	0	0	136
495	6000	600	592	600	0	0	0	4883	7199	7260	6064	0	0	0	0	0	137
495	3000	0	0	0	601	614	613	0	0	0	0	0	0	0	0	0	138
495	6000	0	0	0	611	636	625	0	0	0	0	0	0	0	0	0	139
495	3000	0	0	0	504	505	474	0	0	0	0	0	0	0	0	0	140
495	6000	0	0	0	514	524	484	0	0	0	0	0	0	0	0	0	141
495	3000	300	516	514	572	581	571	6260	7295	7172	4997	-1527	0	852	-617	-1052	142
495	6000	600	528	527	582	602	582	4883	7435	7489	6402	3022	0	4864	3514	3393	143
495	3000	0	0	0	622	639	647	0	0	0	0	0	0	0	0	0	144
495	6000	0	0	0	633	661	659	0	0	0	0	0	0	0	0	0	145
495	3000	300	574	580	0	0	0	6260	7161	7042	4745	-1347	0	944	-312	-871	146
495	6000	600	586	594	0	0	0	4883	7166	7228	6017	3267	0	5001	3882	3638	147

Tableau 5 : résultats P/T, échantillon SB495.

Dans la foliation, la recristallisation des différentes phases minérales donne des températures comprises entre 570 et 680°C pour des pressions s'échelonnant entre 2,5 et 4 Kb. On peut retenir une valeur moyenne de **600-650°C, 3-3,5 Kb**.

Enfin, les niveaux ultramylonitiques montrant des associations Gt-Sil-Cd-Bi-Pl donnent des températures de l'ordre de 450-580°C, et des pressions comprises entre 1 et 2.8 Kb. Une valeur moyenne de **500°C, 2 Kb** a été retenue.

discussion : l'ensemble des valeurs obtenues dans cet échantillon montre un étalement des températures entre 450 et 750°C, et des pressions entre 1 et 7,5 Kb ... Ces résultats pris en blocs n'autorisent donc aucune interprétation...

Cependant, notre étude montre qu'une discrimination de ces résultats en fonction de la microstructure déformée contenant les assemblages analysés est possible (Lardeaux et al, 1986). Elle permet tout d'abord de démontrer que la déformation, y compris la foliation des gneiss, se développe en conditions rétro-morphiques. En outre, cette analyse démontre que les différents stades de la déformation décrits indépendamment correspondent à des conditions thermobarométriques qui lui sont propres.

b.- échantillon SB 495

description : c'est un échantillon prélevé au SW d'Appy, qui correspond à un paragneiss alumineux. Il montre une structure foliée très bien marquée, parfois mylonitique, affectée par des microcisaillements tardifs (Fig 63; Fig 71 D).

résultats : (Fig 96 et Tab 5) des assemblages initiaux en inclusions ou en reliques tectoniques dans la foliation n'ont pas été observés dans cet échantillon. Les compositions au coeur des biotites et des grenats donnent des températures maximales de 670°C. Le stade foliation, à cordiérite, biotite et sillimanite, correspond à des conditions du type 600-650°C, 2,8-4,2 Kb, en moyenne **620°C, 3,5 Kb**. Les assemblages mylonitiques donnent des températures voisines de **500°C**, pour une pression moyenne de **1,5 Kb**.

c.- échantillon SB 932

description : cet échantillon correspond à celui présenté sur la Fig 57. Il a été prélevé au NE de Caychax. C'est une granulite acide, riche en quartz et en feldspaths perthitique, qui montre de rares niveaux à grenat - biotite - sillimanite. Il contient une zone de cisaillement de type C2, assymétrique.

résultats : (Fig 97 et Tab 6) les équilibres initiaux entre coeur des grenats et coeur des biotites donnent des températures comprises entre **650** et **750°C**, qui, associées à des plagioclases anté-foliation, donnent des pressions comprises entre **5** et **7,5 Kb**. Les équilibres

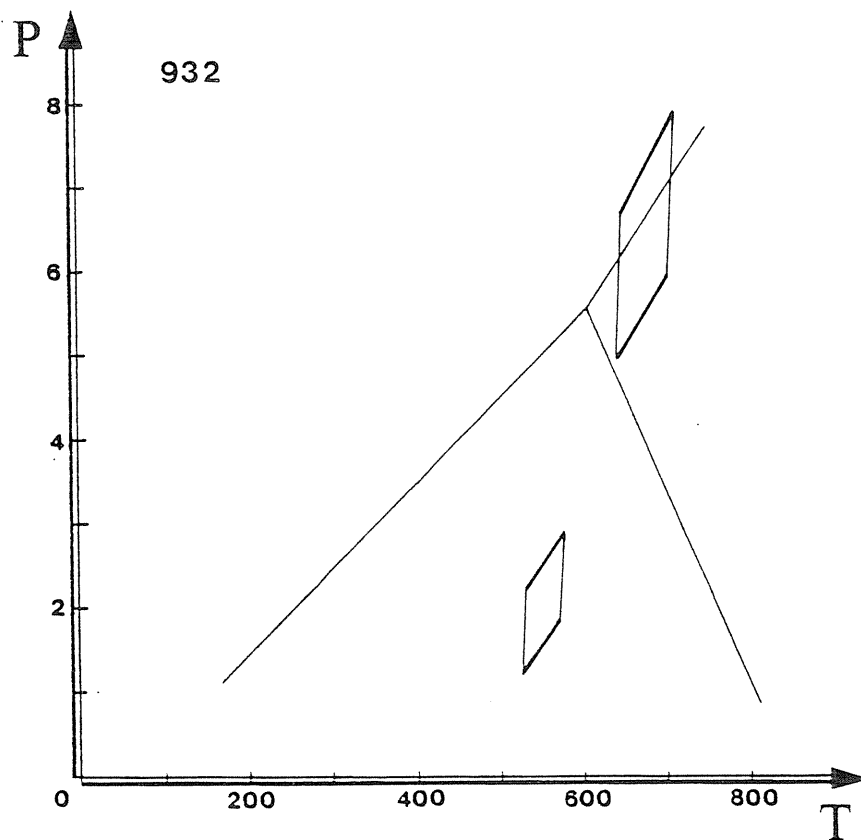


Figure 97 : estimations des P/T de l'échantillon SB932.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
932	3000	0	0	0	568	576	564	0	0	0	0	0	0	0	0	0	148
932	6000	0	0	0	578	597	575	0	0	0	0	0	0	0	0	0	149
932	3000	0	0	0	620	636	643	0	0	0	0	0	0	0	0	0	150
932	6000	0	0	0	631	659	655	0	0	0	0	0	0	0	0	0	151
932	3000	300	0	0	650	671	690	0	0	0	0	-517	0	1632	738	-41	152
932	6000	600	0	0	661	694	704	0	0	0	0	4526	0	6056	5371	4898	153
932	3000	300	0	0	635	654	667	0	0	0	0	-517	0	1632	738	-41	154
932	6000	600	0	0	646	677	680	0	0	0	0	4526	0	6056	5371	4898	155
932	3000	0	0	0	609	623	626	0	0	0	0	0	0	0	0	0	169
932	3000	0	0	0	611	626	630	0	0	0	0	0	0	0	0	0	170
932	3000	0	0	0	593	605	602	0	0	0	0	0	0	0	0	0	171
932	3000	300	0	0	568	576	564	0	0	0	0	-1612	0	732	-648	-1137	172
932	3000	600	0	0	568	576	564	0	0	0	0	2918	0	4670	3447	3288	173
932	3000	300	0	0	651	672	692	0	0	0	0	306	0	2445	1641	785	174
932	6000	600	0	0	662	696	705	0	0	0	0	5858	0	7313	6804	6232	175

Tableau 6 : résultats P/T, éch. SB932.

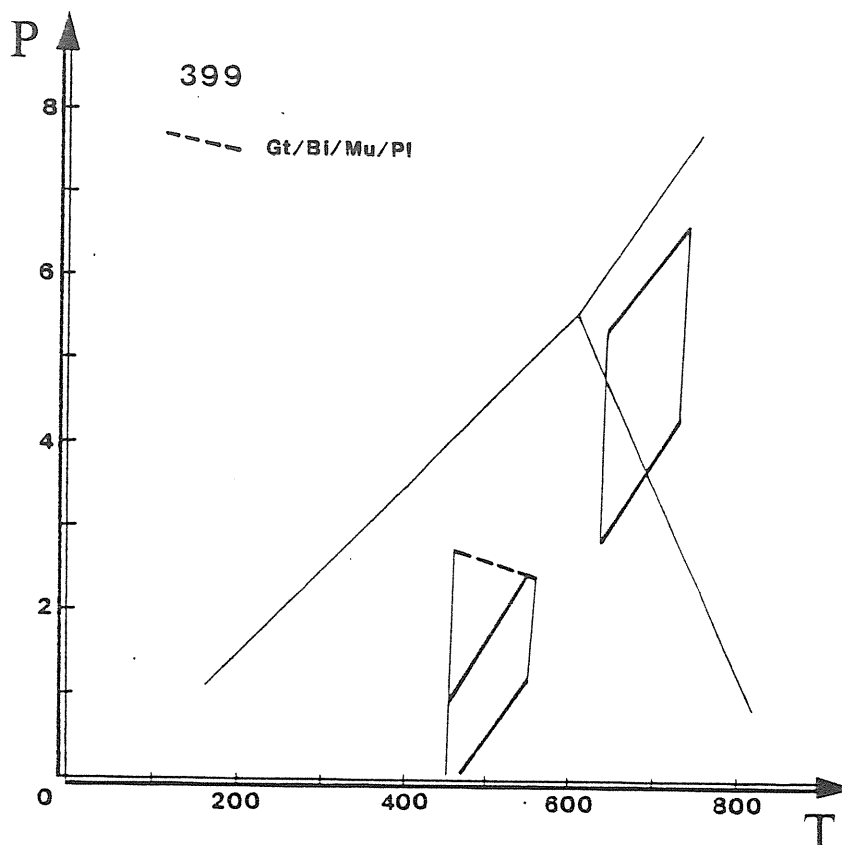


Figure 98 : estimation des P/T de l'échantillon SB 399.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
399	3000	300	0	0	629	646	657	0	0	0	0	-2034	0	882	-1581	-1561	76
399	6000	600	0	0	640	669	669	0	0	0	0	2695	0	4898	2700	3064	77
399	3000	300	0	0	664	688	714	0	0	0	0	-1915	0	1001	-1462	-1442	78
399	6000	600	0	0	675	711	727	0	0	0	0	2897	0	5079	2903	3266	79
399	3000	300	0	0	550	556	538	0	0	0	0	-2406	0	798	-2284	-1933	80
399	6000	600	0	0	560	576	549	0	0	0	0	2326	0	4768	1995	2694	81
399	3000	0	0	0	491	490	456	0	0	0	0	0	0	0	0	0	82
399	6000	0	0	0	500	509	466	0	0	0	0	0	0	0	0	0	83
399	3000	300	0	0	668	692	720	0	0	0	0	-1680	0	1248	-1210	-1207	84
399	6000	600	0	0	679	716	733	0	0	0	0	3263	0	5462	3299	3633	85
399	3000	300	0	0	553	560	543	0	0	0	0	-2194	3259	1071	-2086	-1721	86
399	6000	600	0	0	563	580	554	0	0	0	0	2692	2288	5191	2358	3061	87
399	3000	0	0	0	509	510	481	0	0	0	0	0	0	0	0	0	88
399	6000	0	0	0	518	529	491	0	0	0	0	0	0	0	0	0	89

Tableau 7 : résultats P/T, éch. SB399.

des minéraux proches de la zone de cisaillement donnent des conditions de type **550°C, 2 Kb**. Cet échantillon montre donc une forte pression initiale comparée aux résultats du même type dans les autres échantillons granulitiques.

2.- gneiss

a.- échantillon SB 399

description : cet échantillon a été prélevé au SW de Trimouns, au lieu dit "Prat Mascut". C'est un gneiss pélitique à gros grenats (Fig 71 B), qui montre une structure foliée bien développée.

résultats : (Fig 98 et Tab 7) le grenat et la biotite incluse donnent des températures comprises entre **670** et **730°C**, tandis que biotites syn foliation et bordure des grenats donnent plutôt **630-670°C**. Le plagioclase en claste dans la foliation associé au coeur des grenats indique des pressions assez variables comprises entre **3** et **6,5 Kb**. Les recristallisations tardives indiquent des conditions du type **450-550°C** pour des pressions inférieures à **2,5 Kb**. La présence de petites muscovites tardives a permis l'utilisation du baromètre Gt/Pl/Bi/Mu dont l'intersection avec les précédents indique des valeurs de **550°C, 2,5 Kb**.

discussion : dans cet exemple, la thermométrie associée à la position microstructurale nous permet de distinguer un assemblage initial (700 +/- 30°C) d'un assemblage syn foliation (environ 650°C). Par contre, la barométrie ne nous permet pas de séparer ces deux événements.

3.- BMM

a.- échantillon SB 202

description : c'est un échantillon prélevé au sommet de la BMM, au col de Girabal. Il présente une texture ultramylonitique très homogène.

résultats : (Fig 99 et Tab 8) tous les assemblages analysés dans cette roche montrent des conditions qui sont en moyenne de **470°C - 2 Kb**.

discussion : l'intensité de la déformation, associée à une recristallisation totale a transformé totalement la paragenèse initiale. Les conditions P / T des stades précoces ne sont donc pas préservées, ce qui explique l'homogénéité du champ P / T mesuré.

b.- échantillon SB 127

description : c'est une phyllonite provenant de la face SE du pic du Han. Elle a été prélevé dans la partie supérieure de la BMM. Sa texture, mylonitique, est représentée sur la Fig 65 D. L'échantillon est une métapélites, riche en grenats et sillimanites, d'origine migmatitique.

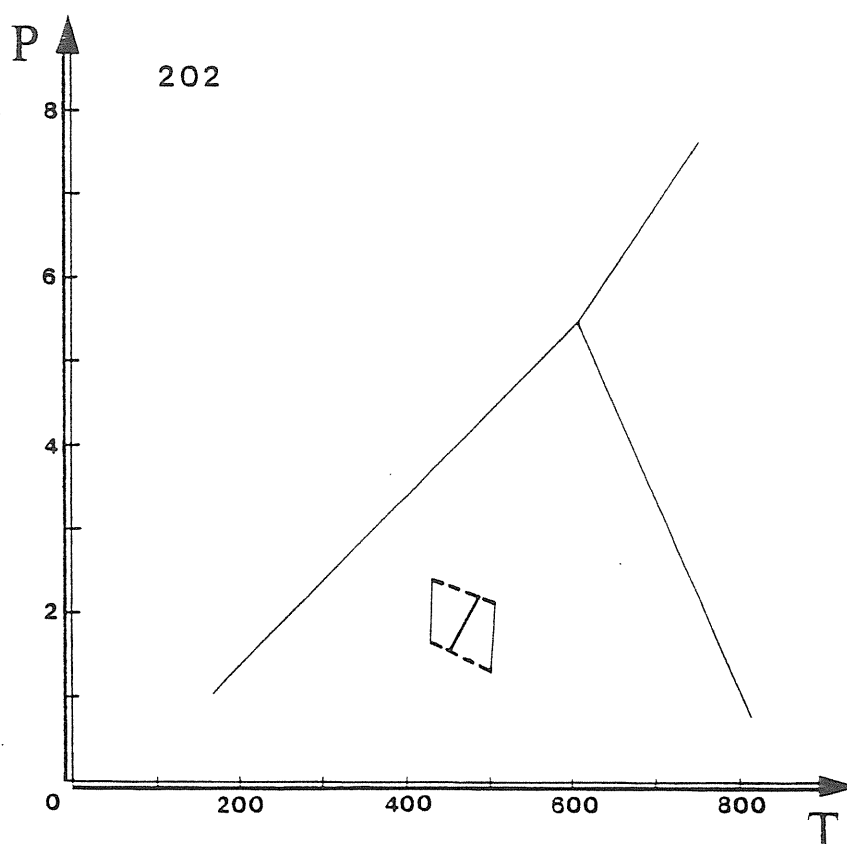


Figure 99 : estimation des P/T de l'échantillon SB 202.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
202	3000	0	0	0	508	509	479	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65
202	6000	0	0	0	517	528	489	0	0	0	0	0	0	0	0	0	66
202	3000	0	0	0	509	510	481	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67
202	3000	300	0	0	491	490	456	0	0	0	0	-1948	2656	1469	-1935	-1475	68
202	6000	600	0	0	500	509	466	0	0	0	0	3172	1293	5809	2763	3541	69
202	3000	300	0	0	472	469	431	0	0	0	0	-1225	2903	2113	-1230	-752	70
202	6000	600	0	0	481	487	441	0	0	0	0	4355	1746	6785	3927	4724	71
202	3000	300	0	0	472	469	431	0	0	0	0	-2099	2306	1320	-2115	-1626	72
202	6000	600	0	0	481	487	441	0	0	0	0	2941	836	5578	2495	3310	73
202	3000	300	0	0	501	501	470	0	0	0	0	-2616	2357	735	-2653	-2144	74
202	6000	600	0	0	510	520	480	0	0	0	0	2028	913	4682	1551	2397	75

Tableau 8 : résultats P/T, éch. SB202.

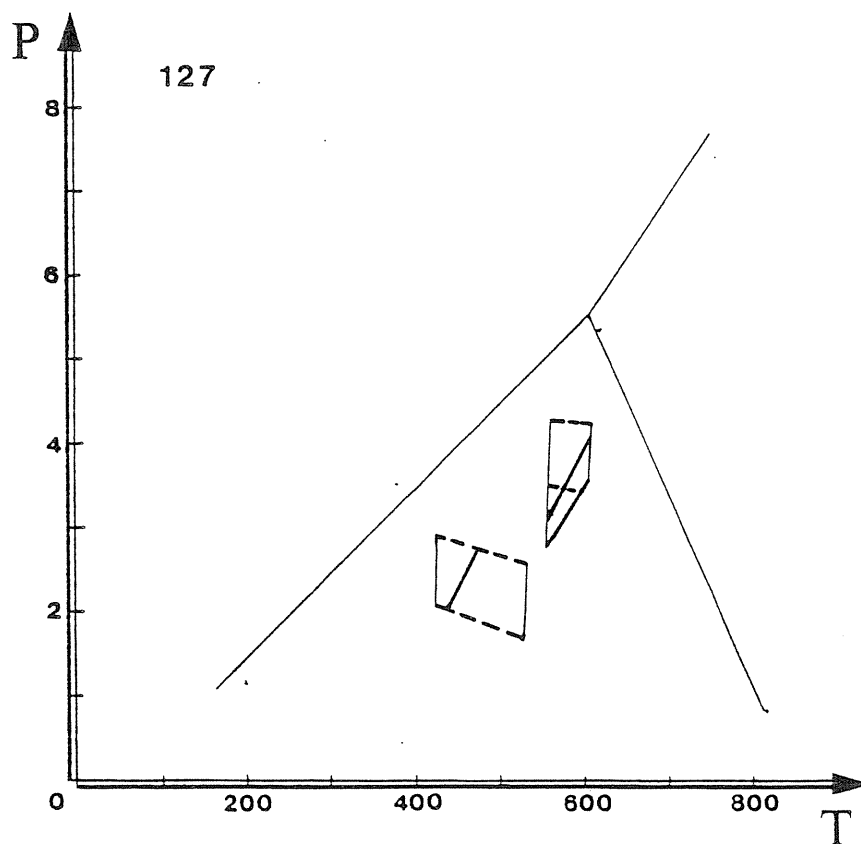


Figure 100 : estimation des P/T de l'échantillon SB 127.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
127	3000	300			535	539	517					-1888		1339	-1693	-1415	18
127	6000	600			544	559	527					3184		5598	2932	3553	19
127	3000	300			578	588	580					-1461	4350	1551	-1094	-987	20
127	6000	600			588	610	591					3689	3940	5928	3630	4058	21
127	3000	500			519	521	494					1335		4059	1173	1742	22
127	3000	300			470	467	428						2820				23
127	6000	600			479	485	438						1620				24
127	3000				581	591	583										25
127	6000				591	612	595										26
127	3000	300			517	518	491					-1683	3310	1616	-1531	-1210	27
127	6000	600			526	538	502					3570	2370	6025	3281	3940	28
127	3000	300			580	590	582					-1518	3990	1470	-1086	-1044	29
127	6000	600			590	611	594					3606	3400	5798	3594	3975	30
127	3000				480	478	441										31
127	6000				489	496	451										32
127	3000	300			446	441	397					-682	4170	2698	-373	-199	33
127	6000	600			455	458	406					5201	3680	7735	5118	5578	34
127	3000	300			563	571	558					-2025	2630	1103	-1703	-1551	35
127	6000	600			573	592	569					2844	3490	5242	2724	3214	36
127	6000				528	541	505										94

Tableau 9 : résultats P/T, éch. SB127.

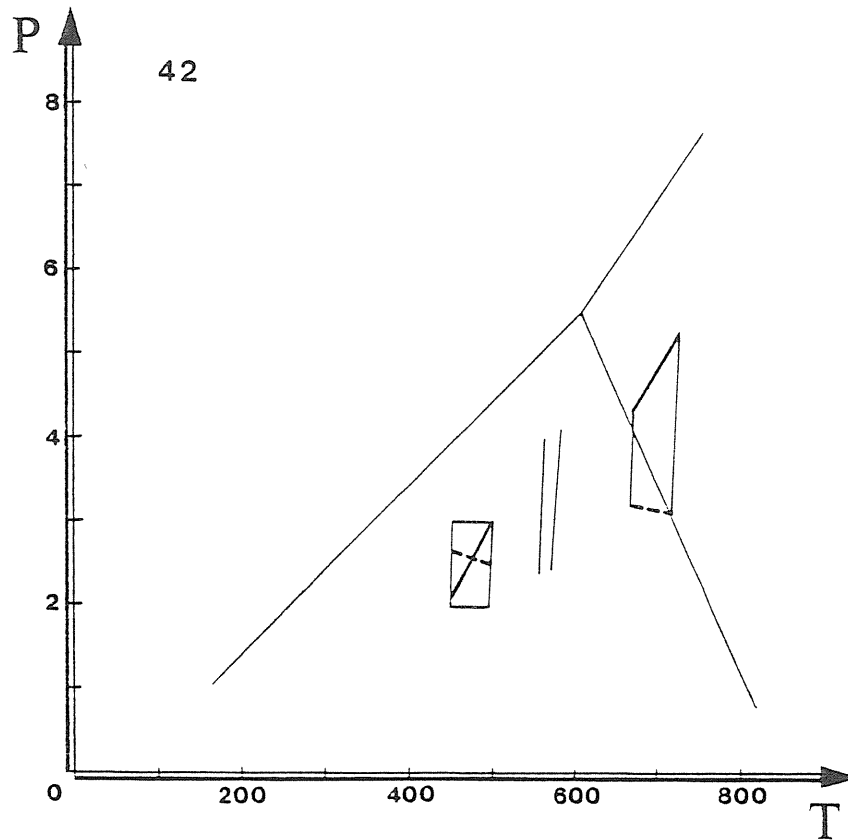


Figure 101 : estimation des P/T de l'échantillon SB 42.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
42	3000	300	0	0	495	495	462	0	0	0	0	0	3160	0	0	0	37
42	6000	600	0	0	504	513	472	0	0	0	0	0	2140	0	0	0	38
42	3000	300	0	0	489	488	454	0	0	0	0	-885	3190	2291	-1096	-414	39
42	6000	600	0	0	499	507	464	0	0	0	0	4888	2190	7040	4227	5257	40
42	3000	0	0	0	564	572	558	0	0	0	0	0	0	0	0	0	41
42	6000	0	0	0	574	592	569	0	0	0	0	0	0	0	0	0	42
42	3000	0	0	0	568	576	564	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43
42	6000	0	0	0	578	597	576	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44
42	3000	0	0	0	503	504	473	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45
42	6000	0	0	0	513	523	483	0	0	0	0	0	0	0	0	0	46
42	3000	300	0	0	665	688	715	0	0	0	0	-1932	3940	1347	-1888	-1460	47
42	6000	600	0	0	676	712	728	0	0	0	0	3160	3320	5609	2763	3529	48

Tableau 10 : résultats P/T, éch. SB42.

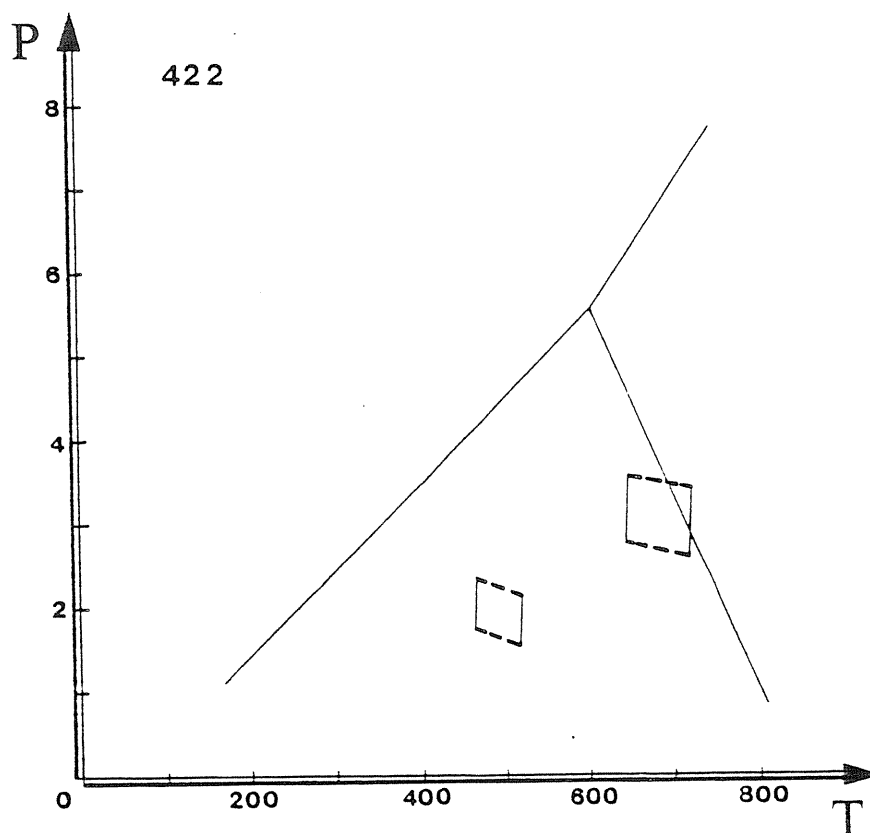


Figure 102 : estimation des P/T de l'échantillon SB 422.

éch	P	T	T1	T2	T3	T4	T5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	fic
422	3000	300	0	0	511	512	483	0	0	0	0	0	2750	0	0	0	59
422	6000	600	0	0	520	532	494	0	0	0	0	0	1510	0	0	0	60
422	3000	300	0	0	647	667	686	0	0	0	0	0	3930	0	0	0	61
422	6000	600	0	0	658	691	699	0	0	0	0	0	3300	0	0	0	62
422	3000	300	0	0	670	694	723	0	0	0	0	0	3850	0	0	0	63
422	6000	600	0	0	681	718	737	0	0	0	0	0	3180	0	0	0	64

Tableau 11 : résultats P/T, éch. SB422.

résultats : (Fig 100 et Tab 9) les assemblages initiaux donnent des valeurs de la température bien groupées autour de **600°C**, pour des pressions s'échelonnant entre **3 et 4,4 Kb**. Les assemblages mylonitiques (petits grenats cataclasés, biotite et muscovite associées, plagioclase) indiquent des conditions de température comprises entre **400 et 520°C**, pour des pressions de l'ordre de **1,8 - 2,8 Kb**.

c.- échantillon SB 42

description : c'est une mylonite quartzo - feldspathique prélevée dans la BMM, à l'est du massif (Jasse de la Lauze). Sa composition est granodioritique.

résultats : (Fig 101 et Tab 10) une phase clastique bien définie consistant en biotite - grenat - muscovite - feldspaths permet de préciser les conditions anté déformation; on obtient ainsi des températures moyennes de **700°C**, pour des pressions s'échelonnant entre **3,5 et 5 Kb**. Les sites syn mylonitiques du type de celui représenté sur la Fig 85, indiquent des conditions de déformation du type **500°C - 2,5Kb**.

4.- migmatites

a.- échantillon SB 422

description : il correspond à un leucogranite à grenat - sillimanite (Fig 83 B) prélevé sur la crête sud du pic du Soularac. Il n'est pas déformé et montre des figures de rétro-morphose statiques (Fig 83 D).

résultats : (Fig 102 et Tab 11) cet échantillon montre deux paragenèses distinctes; la première, déterminée par les associations grenat - biotites -plagioclase primaires (Fig 83 B, Fig 84), indique des conditions du type **650 - 720°C, 2,8 - 3,5 Kb**. La seconde, déterminée notamment par la muscovite secondaire et la biotite dans les fentes du grenat, donne des valeurs de l'ordre de **500°C, 2 Kb**.

discussion : le caractère orthodérivé de cet échantillon nous permet de rapporter les conditions P/T des assemblages primaires à celles de la migmatisation; si l'on prend en compte les résultats des échantillons du même ensemble, paradérivé (SB 127) et orthodérivé (SB 42), on peut retenir pour la **migmatisation** des conditions de l'ordre de **650-700°C, 3-4 Kb**.

IV.- discussion

1.- synthèses des résultats

L'étude thermobarométrique confirme la logique rétro-morphique associée à une évolution structurale, déjà notée par l'étude des différents assemblages et de leur position microstructurale. **La chute de pression et de température liée à la mylonitisation est confirmée** (Passchier, 1985).

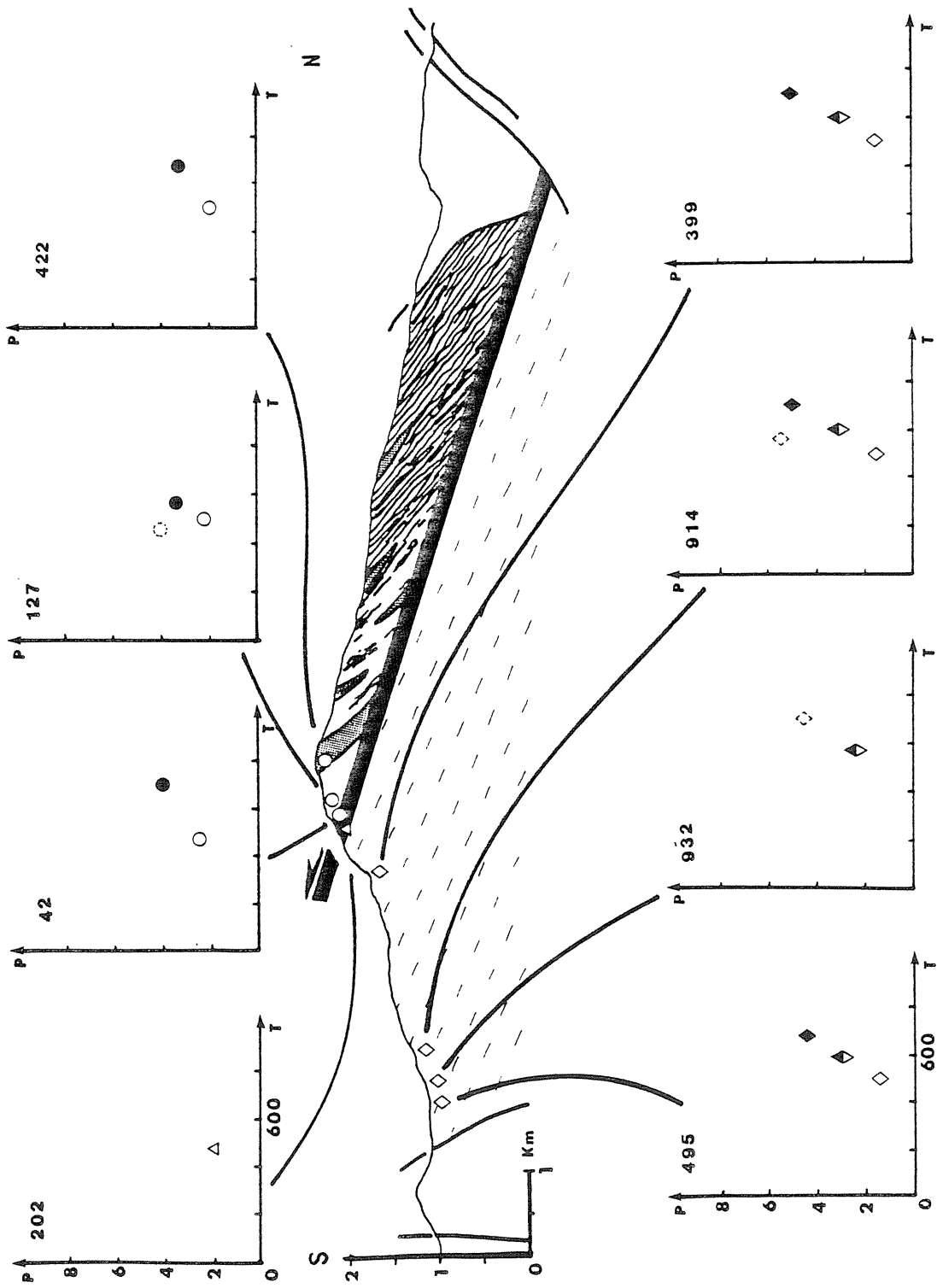


Figure 103 : synthèse des résultats thermobarométriques.

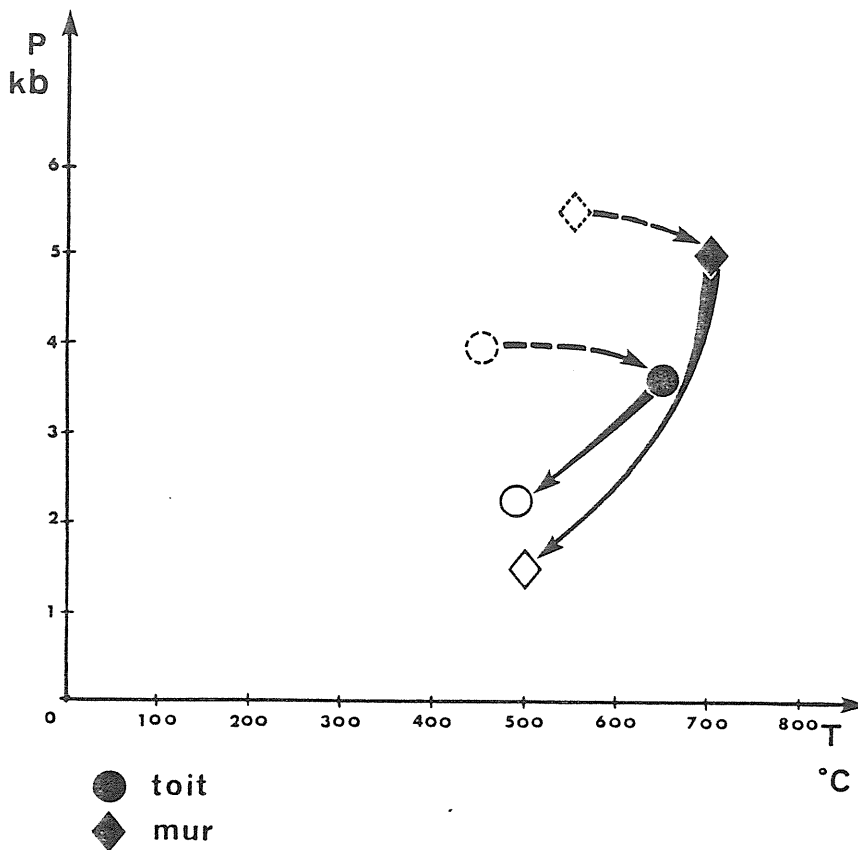


Figure 104 : évolution synthétique comparée toit/mur.

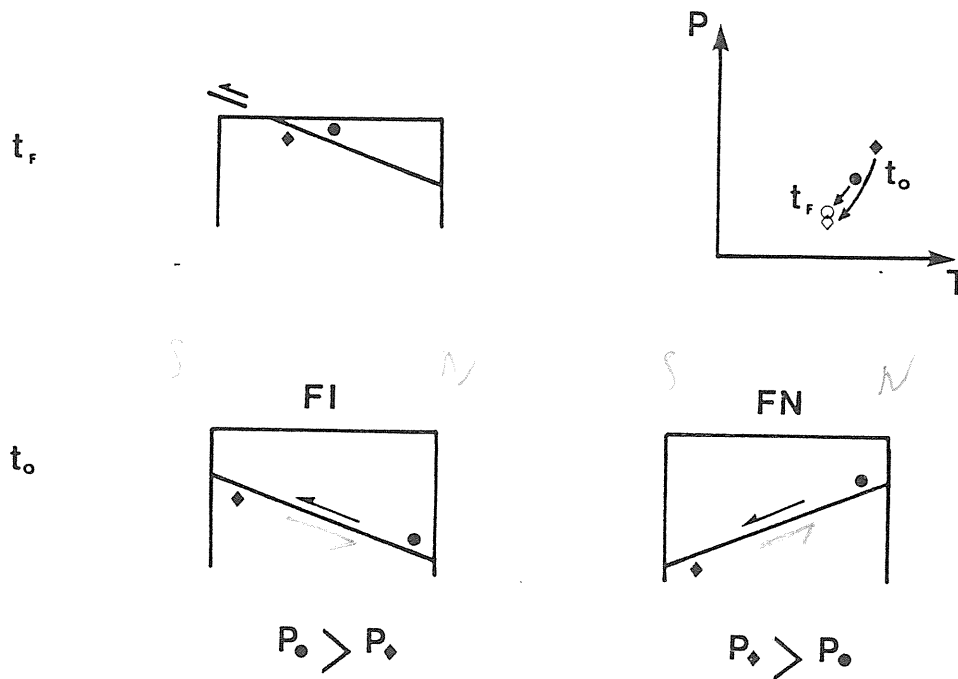
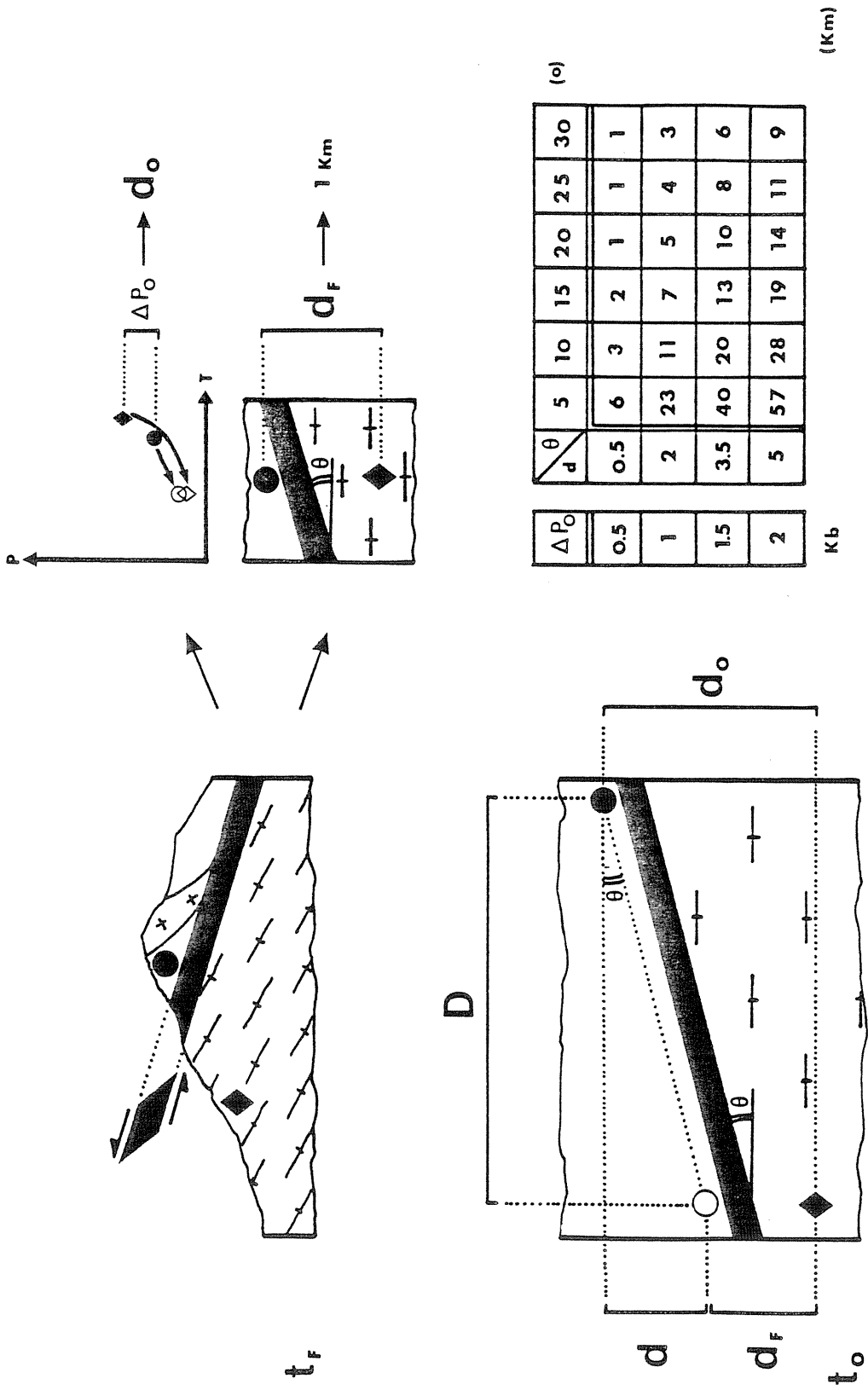


Figure 105 : argument en faveur de l'existence d'une faille normale entre les deux blocs par la comparaison des positions relatives initiales et finales, et de leur incidence sur les pressions dans le cas d'une faille normale et d'une faille inverse.



$$D = \frac{d}{\text{tg}\theta} = \frac{d_o - d_f}{\text{tg}\theta}$$

Figure 106 : évaluation théorique de rejeu horizontal.

Une synthèse des résultats est présentée sur la figure 103. Les différents échantillons étudiés y sont situés sur une coupe N-S du massif. On peut remarquer l'homogénéité des résultats dans chacun des blocs. Celle-ci se traduit par des valeurs cohérentes pour les différents stades microstructuraux, et donc par une allure générale comparable des chemins pression / température obtenus. On peut ainsi opposer trois évolutions, l'une caractérisant les gneiss ("mur"), l'autre les roches impliquées dans la BMM, et la dernière les migmatites ("toit") (Fig 104).

Les conditions de cristallisation obtenues à partir des **assemblages primaires** dans les roches du mur sont de **700 +/- 50°C** pour la température, et de **5 +/- 0,5 Kb** pour la pression, ce qui est en bon accord avec les résultats antérieurs (Passchier, 1982a; Vielzeuf, 1984). Les assemblages constituant la **foliation** indiquent dans ces mêmes roches des conditions de formation pour ce type de structure de l'ordre de **600°C - 3 Kb**. Les assemblages mimétiques de la **foliation mylonitique** indiquent, lorsqu'ils sont présents, des valeurs de l'ordre de **500-550°C / 1,5-2 Kb**.

Les échantillons situés dans la **BMM** indiquent des conditions du type **450-500°C / 2 Kb**, qui, compte tenu des résultats antérieurs (**450-550°C / 2-3,5 Kb**, Passchier, 1984b) peuvent être interprétées comme les conditions de la mylonitisation.

Les **assemblages primaires des roches du toit** indiquent des conditions de migmatitisation de l'ordre de **650-700°C / 3-4 Kb**; ce résultat est comparable avec ceux obtenus pour la migmatitisation dans le massif des Trois Seigneurs (**700°C, 3-4 Kb**, Wickham, 1984). Les **assemblages tardifs** indiquent une rétro-morphose statique qui aboutit à des conditions du type **500°C / 2 Kb**.

La corrélation observée entre la position microstructurale de l'assemblage analysé et ses estimations P/T peut être expliquée par une variation rapide des paramètres du système, et donc de la déformation; celle-ci bloque la cinétique des réactions de dissolution et de cristallisation, les diffusions intra et intergranulaires n'étant pas suffisamment rapides pour provoquer un rééquilibrage complet à chaque stade de la déformation.

La réaction **Sill ----> And** n'a pas été observée. La plus grande partie de l'évolution P/T (et de la déformation) se déroule pourtant dans le champs de l'andalousite. Il semble donc que la déstabilisation de la sillimanite se fasse essentiellement d'une autre manière. L'observation très fréquente d'assemblages à **Fk - Sill - Mu - Qz** suggère que la réaction **Sill + Fk + eau ----> Mu + Qz** pourrait être la principale cause de disparition de la sillimanite.

2.- arguments en faveur du modèle extensif

Deux faits nous paraissent significatifs : 1) les pressions initiales obtenues par l'étude thermobarométrique sont plus forte dans les gneiss que dans les migmatites, 2) l'étude structurale montre l'existence d'un découplage tectonique important entre les deux blocs (la BMM). Si l'on admet que granulitisation et migmatisation sont contemporaines, cette différence de pression correspond forcément à une différence de profondeur initiale. En conséquence, *la géométrie actuelle ne peut s'expliquer que par un mouvement en faille normale entre les deux compartiments* (Fig 105). Un mouvement en faille inverse aurait pour conséquences des pressions et des températures anté tectoniques supérieures au toit de la faille.

La différence de pression initiale mesurée est comprise entre 2,5 et 0,5 Kb. En retenant une valeur moyenne de **1,5 Kb**, et un pendage de **15°** pour la BMM, la différence entre les pressions initiales et finales des deux compartiments indique un rejeu horizontal d'une **quinzaine de kilomètres** (Fig 106). Si l'on attribue à la BMM une épaisseur de l'ordre de la centaine de mètres, on obtient des valeurs du taux de cisaillement supérieures à **100**, ce qui n'est pas forcément absurde...Néanmoins, il faut garder présent à l'esprit le fait que les incertitudes expérimentales de ce type de méthode sont grandes, et n'autorisent donc pas une quantification précise de l'extension.

Un autre argument en faveur d'un modèle extensif nous est fourni par les modélisations théoriques de l'uplift post orogénique d'une croûte épaissie (Thompson et England, 1984). L'évolution générale subie par le St Barthélémy montre 1) la présence d'un uplift tectonique, associé à de forts gradients géothermiques, lié à un métamorphisme HT - BP et 2) que *l'histoire métamorphique est incompatible avec des mécanismes d'épaississement* initiaux, quelle que soit la vitesse d'érosion envisagée (Fig 108).

md. } *analyse tectonique anté-tectonique.*

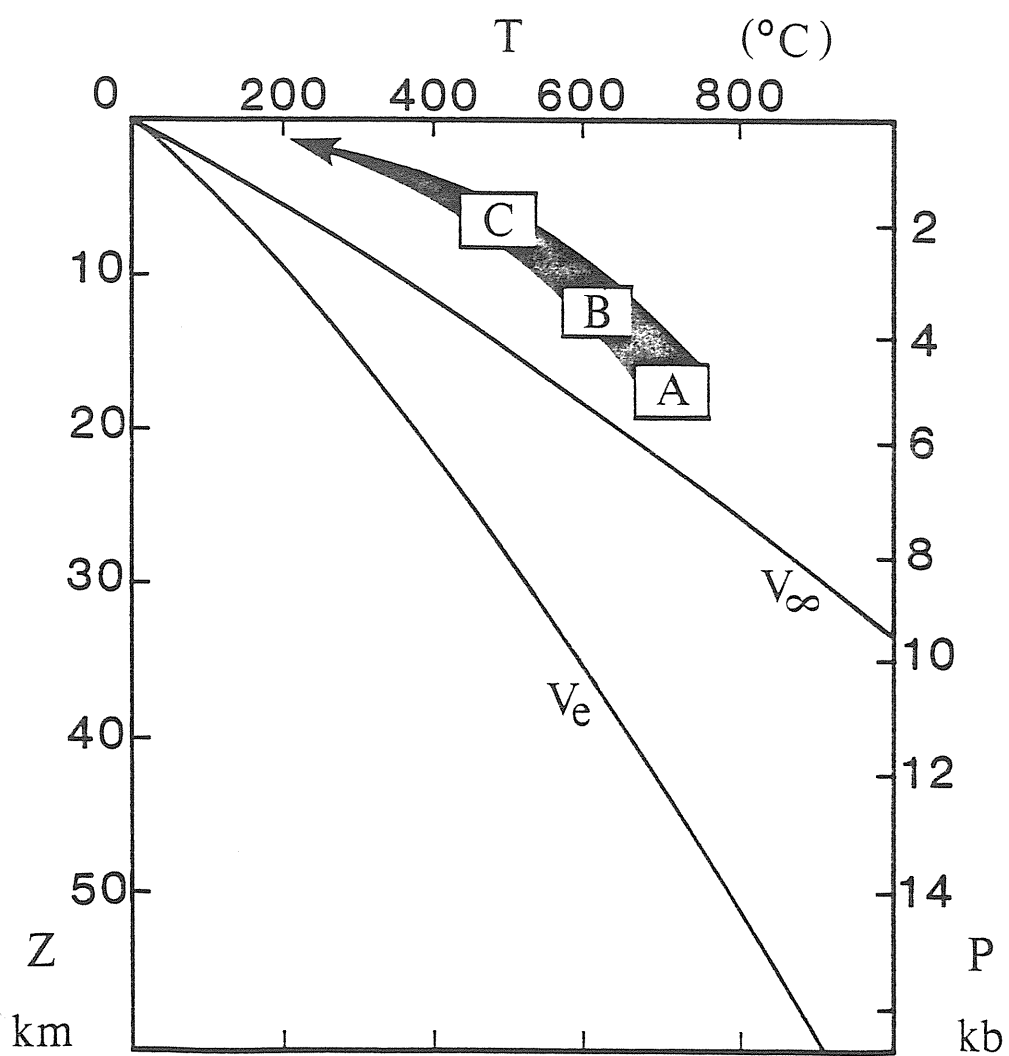


Figure 107 : position de la course P/T observée dans le massif. On a reporté également le gradient géothermique dans le cas d'un rééquilibrage postérieur à un épaissement (Thompson et England, 1984). L'histoire enregistrée dans le MSB n'est pas liée à un épaissement initial.

SYNTHESE PETRO-STRUCTURALE

L'étude structurale et pétrographique du massif du Saint Barthélémy, bien qu'encore incomplète (il reste à étudier les micaschistes et les différents faciès basiques et ultrabasiqes), permet de mettre en évidence l'importance des phénomènes tectoniques post métamorphiques qui sont associés à une rétromorphose. Ceux - ci apparaissent en effet comme l'élément structural majeur du massif. Le développement de la foliation débute dans des conditions proches de celles de la granulitisation, et passe en continu à la mylonitisation. L'âge tardi - hercynien des granulites (305 M.a., Delapeirrière, com. orale) est l'âge le plus vieux possible pour la foliation majeure des gneiss.

Les résultats de l'étude thermobarométrique précédente, associés aux principaux résultats structuraux, ont fait l'objet de l'article présenté ci dessous (*Tectonophysics*, sous presse), qui résume l'évolution pétrostructurale du massif.

PETROLOGICAL ARGUMENTS FOR HIGH TEMPERATURE
EXTENSIONAL DEFORMATION
IN THE PYRENEAN VARISCAN CRUST
(Saint Barthélémy Massif, Ariège, France)

M. de Saint Blanquat, J.M. Lardeaux and M. Brunel.

abstract : *The Saint Barthélémy Massif is one of the Variscan massifs of the North Pyrenean Zone. Thermobarometric analysis has been completed across a sequence interesting (bottom to top) basal granulitic gneisses, the main mylonite band, and migmatites. P-T estimates are correlated with textures which represent progressive stages of gneissification and mylonitization. The main foliation and the mylonitic textures have been developed during the retrogressive evolution of the LP-HT granulitic metamorphism. Retrogressive conditions are characterized by high heat flow associated with a pressure decrease. The main penetrative deformation of the Saint Barthélémy Massif is interpreted to result from a continuous extensional event which age is discussed.*

A.- INTRODUCTION

Terranes which have suffered Low-Pressure High-Temperature metamorphism focus a regain of interest because they can be related to extensional lithospheric processes (Albarède, 1976; Thompson and Ridley, 1987), which are for example expressed by low angle normal shear zone ("detachment"). This type of structure has been widely described, particularly in continental domains which have undergone a previous orogeny (Crittenden *et al.*, 1980; Wernicke, 1981; Davis, 1983; Malavieille, 1987; Chauvet and Séranne, 1988). The association of LP-HT metamorphism with this type of extensional structure is discussed (Sandiford and Powell, 1986; Brodie and Rutter, 1987; Ruppel *et al.*, 1988). Some field examples are described in the Variscan belt, especially in the Massif Central area (Malavieille *et al.*, this volume; Echtler and Malavieille, this volume) and in the axial zone of the Pyrénées (Van Den Eeckhout and Zwart, 1988).

In the Variscan North Pyrenean Massif, including Saint Barthélémy, previous studies have shown a) the presence of a LP-HT metamorphism associated to granulitic rocks in mid-lower crust (Andrieux, 1982; Vielzeuf, 1984) and migmatization and granitization in middle crust levels (Wickham and Oxburgh, 1986), and b) the frequent superimposition of mylonitic textures over granulitic assemblages (Soula, 1982; Vielzeuf, 1984).

In the Saint Barthélémy Massif, the occurrence of a large mylonitic shear zone was indicated by Guchereau (1975) and clearly described as a low angle shear-zone by Passchier (1982a). Various tectonic significance have been proposed : - Variscan thrust (Guchereau, 1975) - late Variscan thrust (Passchier, 1982) - shear-zone at the top of a late Variscan diapiric dome (Soula, 1982; Soula *et al.*, 1986b and c) - or Alpine low angle normal ductile fault (Passchier, 1984a; Saint Blanquat *et al.*, 1986; Costa and Maluski, 1988).

In this paper, we present the results of a thermobarometric study which complete and confirm previous data obtained by Passchier (1982a; 1984b; 1985). A strong interdependence between thermobarometric conditions and various deformation textures is demonstrated. Petrological arguments for a retrogressive high-temperature metamorphism associated with crustal extension are presented. They confirm the extensional process proposed by Passchier in the low angle shear-zone model (Passchier, 1984a). Moreover, the extensional regime is assumed to be established during all the deformation history of the massif, since earlier granulitic stage to the latest mylonitic ones. Age and significance of the crustal extension are discussed considering regional geological facts.

B.- GEOLOGICAL SETTING

The "Pyrénées Range" (fig 1)(ECORS Pyrénées team, 1988) consists of two superposed orogenies :

- The Variscan orogeny (s.l.) including a) a polyphased "Variscan" (s.s.) shortening event (Guitard, 1970, Zwart, 1979; Soula *et al.*, 1986b), b) a late variscan LP-HT metamorphism (310 M.a., U-Pb, Postaire, 1983; 314 M.a., U-Pb, Respaut and Lancelot, 1983), c) a stage of migmatization and granitic magmatism (Autran *et al.*, 1970), and d) a subsequent dextral wrenching phase (Arthaud and Matte, 1975).

- The Alpine Orogeny which begins with important sinistral transcurrent movements along the North Pyrenean Fault and development of pull apart basins (Choukroune and Mattauer, 1978). The opening of these basins corresponds to an important crustal thinning which is attested by a high temperature metamorphism of Cretaceous ages (85-104 M.a., ^{39}Ar - ^{40}Ar and ^{87}Rb - ^{87}Sr , Albarède and Michard-Vitrac, 1978; 85-95 M.a., K-Ar, Montigny *et al.*, 1986; 86-110 M.a., ^{39}Ar - ^{40}Ar , Golberg et Maluski, 1988), and the presence in the Mesozoic sediments of rocks of mantle origin (lherzolite) which emphasize the thinning of the crust beneath the basins (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Mattauer, 1985).

The Saint Barthélémy Massif (S.B.M.) (Zwart, 1954; Guchereau, 1974; Passchier, 1982) is located in the North Pyrenean Zone which underwent most of the transcurrent movement and associated Cretaceous metamorphism. The S.B.M. has been therefore affected by two different high temperature metamorphic events separated by about 200 M.a., the first one is late Variscan in age, the second is Cretaceous. The S.B.M. belongs to the group of North Pyrenean Massifs which have the same deformation history that axial zone basement, but with minor intensity. It consist essentially of recumbent folding and subsequent steep axial plane folding associated with strong slaty cleavage wich affect Devonian and Carboniferous series. But the North Pyrenean Massifs are characterized by occurrence of granulitic rocks brought up to the surface by tectonic processes related to Alpine orogeny. The S.B.M. contains (fig 2 and 3)(bottom to top) 1) a paragneissic formation (2 km thick) probably derived from Precambrian series (Zwart, 1954; Autran *et al.*, 1970) which has been metamorphosed in the LP-HT granulitic facies considered to be of late Variscan age (Vielzeuf, 1984), 2) migmatites and micaschists derived from lower Paleozoic series (2 km thick) and intruded by granodioritic and leucogranitic sills, 3) an upper Paleozoic series. During the Tertiary, the massif has been unroofed and overthrust to the north along south dipping reverse faults (fig 3).

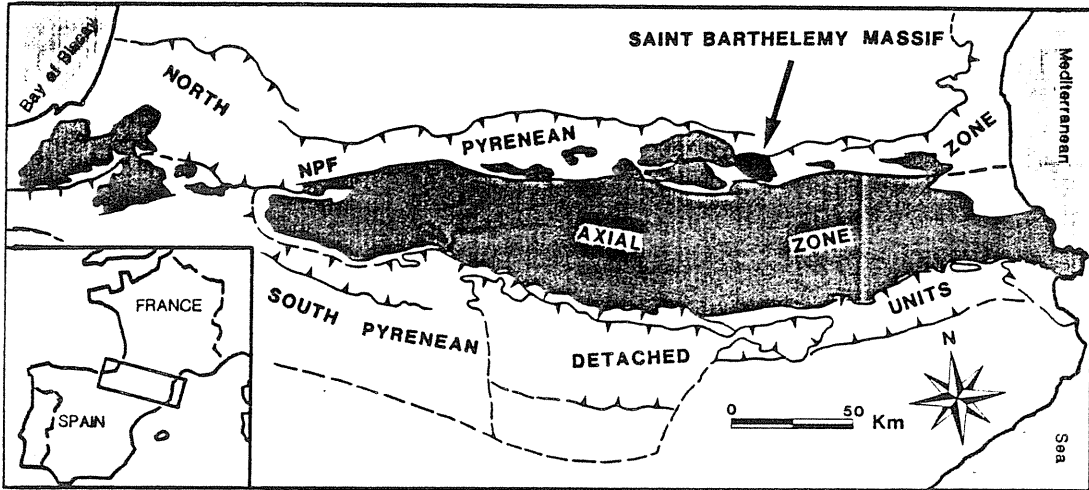


Fig 1 : General structural map of the Pyrénées. Dashed area = Precambrian and paleozoic rocks. White area = post Paleozoic rocks. NPF = North Pyrenean Fault.

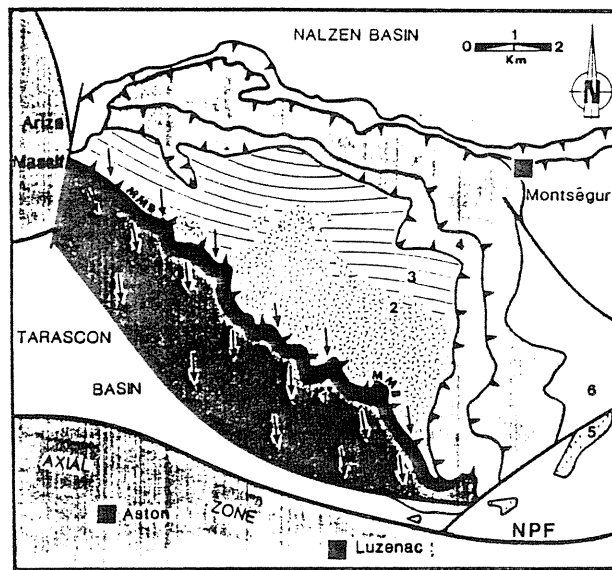


Fig 2 : Structural sketch map of the Saint Barthélémy Massif. 1 = basal gneiss unit. 2 = migmatite. 3 = micaschist. 4 = Silurian to Carboniferous series. 5 = Iherzolite. 6 = Mesozoic and Cenozoic. Arrow = lineation and shearing sense. NPF = North Pyrenean Fault. MMB = Main Mylonite Band.

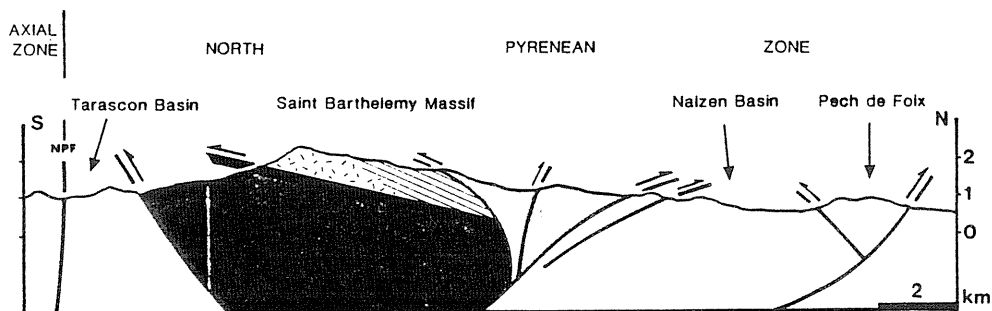
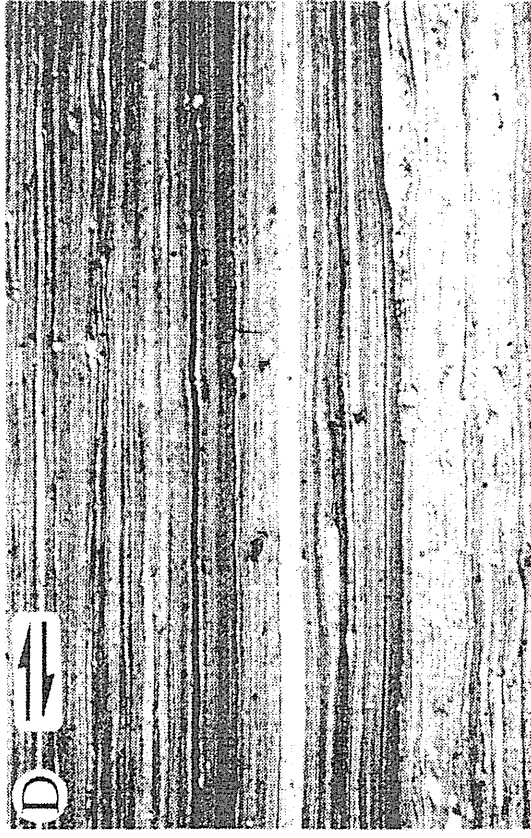
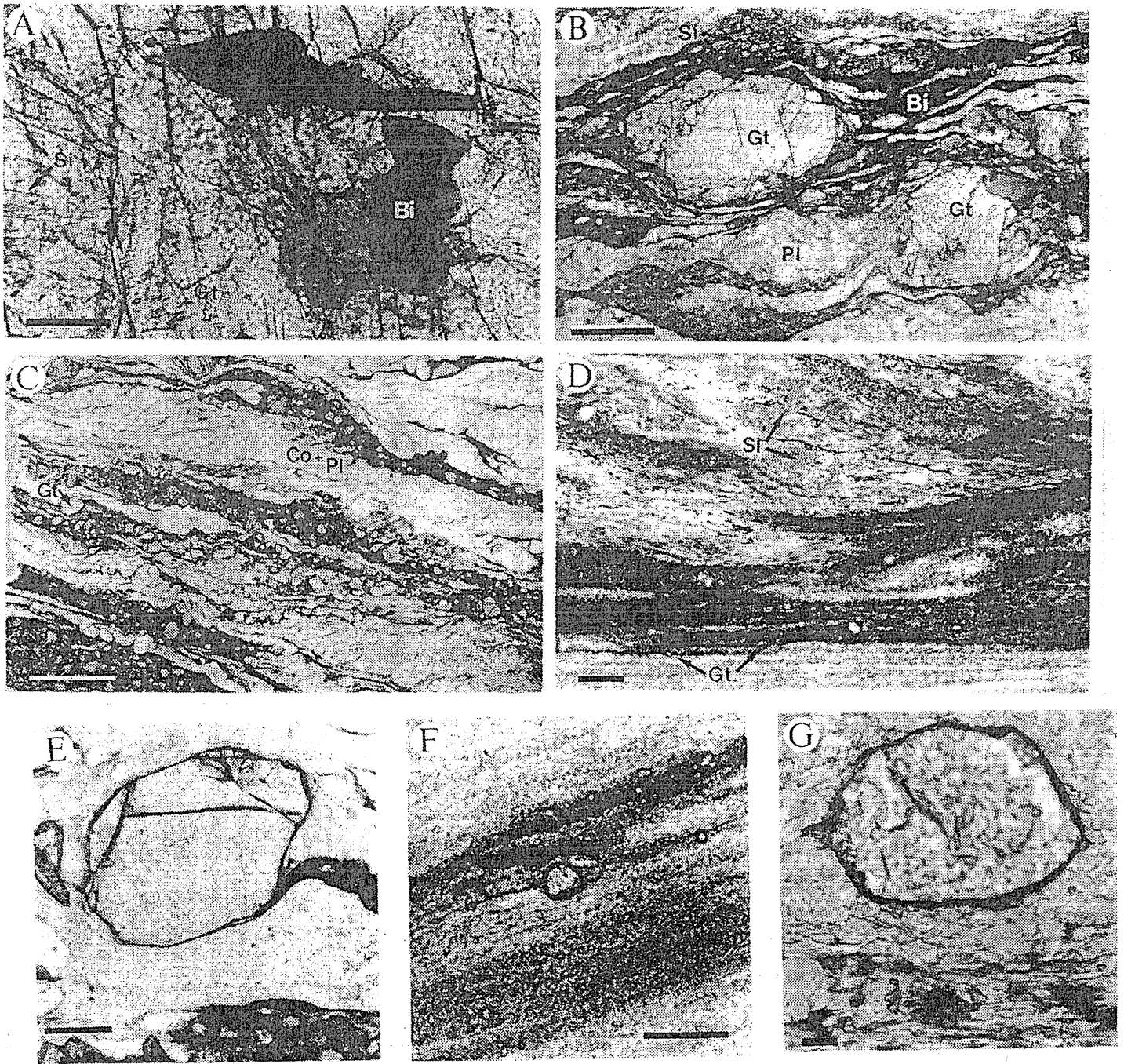


Fig 3 : schematic general cross section of the St Barthélémy massif. Same keys as figure 2.



PL 1 : A = mylonitic foliation slabs wearing N-S stretching lineation in the M.M.B. zone. B = rolling clast of diopside in calcic silicate mylonitized gneisses. C = mylonitized granodiorite showing S/C structures. D = ultramylonite. South is on the right.
 Scale bar : A "arrow" = 10 cm, B : 400 μ m, C and D : 1000 μ m.



PL 2 : A = relictual garnet/biotite texture in granulitic gneisses. B = Main foliation texture, basal gneisses. C = mylonitic texture in granulitic gneisses. D = ultramylonitic texture, M.M.B. E, F and G : aspects of garnet within ultramylonitic textures; E, in granulitic gneisses, F in the M.M.B., and G in migmatitic gneisses. Bt, Pl, Si, Grt, Co, Ms respectively for biotite, plagioclase, sillimanite, garnet, cordierite and muscovite. Scale bar : A, D, E and F : 100 μ m; B and C : 1000 μ m; G : 20 μ m.

The contact between gneiss and migmatite is a ductile fault, the so called Main Mylonite Band (M.M.B.) (Passchier, 1982a). The main foliation, both in the hanging wall (migmatites and micaschists) and in the footwall (granulitic gneisses) strikes N090-110E and dips 30°N. The foliation wears a well developed north-south stretching lineation (PL 1 A) marked

by biotite and sillimanite in the footwall and by biotite and muscovite in the hanging wall. The M.M.B. strikes N110-130E, dips 10-20°N and is about hundred meters thick; it is composed of mylonite (PL 1, A and C), ultramylonite bands (PL 1 D) which are characterized by low-grade recrystallisation, and strongly mylonitized carbonates layers containing fragments of the surrounding mylonites and ultramylonites. The strain magnitude decreases progressively towards the underlying gneisses and the passage between M.M.B. and gneisses is gradual. The change from M.M.B. to migmatite is sharp and marked by a ultramylonites band of several meters thick. In total, the thickness of the ductile deformed zone is about 2 Km. The M.M.B. and the associated structures cross-cut all the Variscan and late Variscan granodioritic and leucogranitic bodies (fig 3). The shear criteria analysis (PL 1 B) at all scales yields a south-directed movement of the hanging wall block; with its actual north dipping position, the M.M.B. appears like a reverse fault, but, if the massif is restored in its pre-Alpine-thrusting position, the M.M.B. appears in fact as a low-angle normal fault (Passchier, 1984a; Saint Blanquat *et al.*, 1986).

C.- TEXTURES AND MICROSTRUCTURES

The observed textures have been classified into four main types : a) relict texture which corresponds to preserved undeformed granulitic bodies in the footwall and to granitoids in the hanging wall b) foliated texture (granulite and migmatite foliation) c) mylonitic and ultramylonitic textures which developed progressively from the previous foliation or cross-cut it d) a cataclastic texture (not described here).

The heterogeneous character of deformation sometimes allows to find these four main types in the same sample (Tab 1; fig 4).

I.- relict textures :

(fig 4 "A"; PL 2 A)

The primary assemblage in the footwall rocks is characterized by the occurrence of cordierite, the abundance of prismatic sillimanite and absence of muscovite. Some mafic layers, without sillimanite and cordierite show primary orthopyroxene (hypersthene).

TABLE 1

Representatives electron microprobe analyses of garnet, biotite, cordierite, plagioclase, and muscovite *

domain sample mineral analyse	Footwall										M.M.B.										Hanging-Wall									
	SB 914 : granulitic paragneiss										SB 202 : mylonite										SB 422 : leucogranite									
	Grt 1	Grt 2	Grt 3	Bt 1	Bt 2	Pl 1	Cd 2	Cd 3	499	495	Grt 3	Bt 3	Pl 3	Grt 1	Grt 2	Bt 1	Bt 2	48	54	68	Grt 1	Grt 2	Bt 1	Bt 2	68	40	40	49		
SiO ₂	39.87	38.69	38.03	37.70	38.20	57.33	47.87	49.17		37.58	40.66	64.21	37.70	36.75	34.73	34.53	66.08	64.01	47.20	37.70	36.75	34.73	34.53	66.08	64.01	47.20				
TiO ₂	0	0	0	5.28	0.56	0	0	0	0	0	1.53	0	0	0	3.03	2.32	0	0	0	0	0	3.03	2.32	0	0	0				
Al ₂ O ₃	23.00	22.50	22.13	16.60	18.10	27.11	34.18	34.30		21.72	27.78	24.69	21.93	21.38	19.59	20.09	22.58	22.69	38.02	21.93	21.38	19.59	20.09	22.58	22.69	38.02				
FeO	28.35	30.47	33.51	12.72	12.03	0	6.93	4.68		27.73	12.23	0.09	30.42	29.63	21.30	21.71	0.13	0	0.98	30.42	29.63	21.30	21.71	0.13	0	0.98				
MgO	9.15	7.53	4.79	14.75	17.19	0	9.24	10.87		1.35	4.78	0	2.48	1.69	7.05	6.81	0.33	0	0.22	2.48	1.69	7.05	6.81	0.33	0	0.22				
CaO	1.40	1.43	1.36	0	0	7.76	0.01	0		1.13	0.15	5.12	0.46	0.57	0	0	1.98	3.52	0	0.46	0.57	0	0	1.98	3.52	0				
Na ₂ O	0	0	0.01	0.25	0.09	6.90	0.08	0.08		0	0.10	7.47	0	0	0.05	0.07	9.74	9.78	0.25	0	0	0.05	0.07	9.74	9.78	0.25				
K ₂ O	0	0	0.04	10.50	10.56	0.08	0.17	0.02		0	10.13	0.11	0	0	10.37	10.88	0.11	0.23	12.28	0	0	10.37	10.88	0.11	0.23	12.28				
MnO	0.60	0.63	0.77	0.05	0.12	0	0	0.08		11.86	0.29	0	8.17	9.13	0.24	0.38	0.08	0	0.03	8.17	9.13	0.24	0.38	0.08	0	0.03				
Cr ₂ O ₃	0	0	0.02	0	0	0	0	0		0	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0.04				
Total	102.37	101.25	100.66	97.85	96.85	99.18	98.48	99.20		101.37	97.68	101.69	101.16	99.15	96.36	96.79	101.03	100.23	99.02	101.16	99.15	96.36	96.79	101.03	100.23	99.02				
Si	2.994	2.977	2.991	5.445	5.534	10.326	4.896	4.936		3.005	5.693	11.109	3.000	3.001	5.311	5.286	11.468	11.282	6.075	3.000	3.001	5.311	5.286	11.468	11.282	6.075				
Al ⁴⁺	0.006	0.023	0.009	2.555	2.466	5.674	1.104	1.064		0	2.307	4.891	0	0	2.689	2.714	4.532	4.715	1.925	0	0	2.689	2.714	4.532	4.715	1.925				
Al ⁶⁺	2.031	2.019	2.044	0.273	0.624	0.084	3.019	2.997		2.048	2.280	0.146	2.060	2.058	0.844	0.913	0.087	0	3.844	2.060	2.058	0.844	0.913	0.087	0	3.844				
Fe ²⁺	1.781	1.961	2.205	1.537	1.458	0	0.593	0.393		1.855	1.432	0.013	2.025	2.024	2.724	2.780	0.018	0	0.105	2.025	2.024	2.724	2.780	0.018	0	0.105				
Ti	0	0	0	0.574	0.062	0	0	0		0	0.161	0	0	0	0.349	0.268	0	0	0	0	0	0.349	0.268	0	0	0				
Mg	1.025	0.863	0.561	3.175	3.713	0	1.410	1.627		0.161	0.999	0	0.295	0.206	1.607	1.553	0.086	0	0.042	0.295	0.206	1.607	1.553	0.086	0	0.042				
Na	0	0	0.002	0.070	0.026	2.410	0.016	0.015		0	0.027	2.506	0	0	0.015	0.020	3.279	3.343	0.063	0	0	0.015	0.020	3.279	3.343	0.063				
Ca	0.112	0.118	0.115	0	0	1.498	0.001	0		0.097	0.023	0.949	0.040	0.050	0	0	0.368	0.666	0	0.040	0.050	0	0	0.368	0.666	0				
K	0	0	0.004	1.935	1.952	0.018	0.022	0.003		0	1.809	0.024	0	0	2.023	2.124	0.023	0.052	2.017	0	0	2.023	2.124	0.023	0.052	2.017				
Mn	0.038	0.041	0.051	0.006	0.014	0	0	0.006		0.804	0.034	0	0.551	0.632	0.031	0.048	0.011	0	0.003	0.551	0.632	0.031	0.048	0.011	0	0.003				
Cr	0	0	0.002	0	0	0	0	0		0	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0.004	0	0	0	0	0	0	0.004				
sum	4.987	5.002	4.984	7.570	7.848	4.009	5.062	5.042		4.965	6.769	3.638	4.970	4.970	7.593	7.706	3.874	4.060	6.079	4.970	4.970	7.593	7.706	3.874	4.060	6.079				
%Alm	60.24	65.74	75.20							63.59			69.56	69.51						69.56	69.51									
%Prp	34.66	28.94	19.14							5.52			10.14	7.07						10.14	7.07									
%Sps	1.30	1.38	1.74							27.56			18.93	21.70						18.93	21.70									
%Grs	3.80	3.94	3.92							3.33			1.37	1.72						1.37	1.72									
%An				0.674	0.718	38.20	0.704	0.805			0.411																			
X _{Mg}																														

* Structural formulae on the basis of Fe²⁺=Fe total.

TABLE 2
Chemical analysis of metapelitic rocks of the S.B.M.*

<i>rocks</i>	1	2	3	3
<i>sample</i>	Bar8322	Bar8341	SB370	SB126
SiO ₂	60.10	66.50	66.43	60.71
Al ₂ O ₃	19.50	14.70	15.57	18.86
Fe ₂ O ₃	8.49	5.31	4.40	5.55
MgO	2.50	2.40	2.15	3.35
CaO	1.00	2.60	3.34	2.08
Na ₂ O	1.30	2.70	3.25	3.00
K ₂ O	4.85	3.20	2.33	2.38
TiO ₂	1.10	0.70	0.71	0.80
MnO	0.13	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	-	-	0.22	0.19
H ₂ O	0.32	1.17	1.23	2.77
Total	99.29	99.33	99.68	99.74

* 1 and 2 from Vielzeuf (1984); 1 aluminous paragneiss, 2 paragneiss, 3 ultramylonites of the M.M.B.

The most common assemblage is quartz - plagioclase (An 25-35) - perthitic K feldspar - prismatic sillimanite - garnet - biotite - cordierite. The garnet is almandin-pyrope (Alm 60, Pyr 35, Gros 4, Spes 1). The inclusions of biotite within garnet have a high Ti content (0.5-0.6). The X Mg of cordierite is in the range 0.80-0.82. The garnet also contains inclusions of sillimanite, biotite, and plagioclase.

In the migmatitic hanging wall rocks, the initial assemblage in the weakly deformed leucocratic granitoids is quartz - plagioclase - K feldspar - fibrolitic sillimanite - garnet - biotite - muscovite +/- cordierite. The garnet is an almandin - spessartine (Alm 68, Spes 20, Pyr 10, Gros 2). The Ti content of biotite is 0.3-0.4, and the plagioclase is An.10-16.

II.- foliated texture :

(fig 4 "B"; PL 2 B)

The development of foliation, related to deformation, produces the breakdown of the previous assemblages and the reequilibration of mineral phases.

In the gneisses, the typical minerals which underline the foliation are biotite and prismatic sillimanite. Muscovite is lacking. The principal reaction is interpreted to be $Grt + Cd + Fk + H_2O \rightarrow Bt + Sil$. Reequilibration of garnet gives rim composition such as Alm 65-68, Pyr 29-26, Gros 4 and Spes 2. Ti content of biotite in the matrix decreases (0.2-0.1).

In the migmatites, typical reaction which affect the primary assemblages is $Sil + Fk \rightarrow Ms + Q$. The reequilibration of garnet yields composition such as Alm 70, Spes 22, Pyr 7, Gros 1 in leucogranites. Ti content of biotite is around 0.2.

III.- mylonitic and ultramylonitic textures :

(fig 4 "C"; PL 2, C to G)

These rocks are characterized by reduction of grain size and recrystallization. The partition of rocks into a "clastic" phase represented by old grains surrounded by the new foliation, and a "matrix" phase constituted by recrystallized grains of quartz, feldspar and biotite is proportional to finite strain intensity (Marquer *et al.*, 1985). Boudinaged sillimanite prisms, rolling-clasts of various minerals, S/C and C/C' structures, isoclinal and sheath folds are typical microstructures.

Discrete shear zones in basal granulite (PL 2 C) show small new unzoned garnet (Alm 75-72, Pyr 19-22, Gros 4, Spes 2)(PL 2 E) in equilibrium with Ti poor biotite (0.05-0.1), cordierite (X Mg=0.77), plagioclase and K feldspar.

In the M.M.B., garnet and sillimanite are very scarce. One sample shows thin bands in which previous clast of garnet are recrystallized into numerous little crystals ($d < 50 \mu$) (Alm 65, Spes 27, Pyr 5, Gros 3)(PL 2 F) associated with biotite and sillimanite (PL 2 D).

Mylonitized granodiorite shows a different evolution of garnet : old clastic garnets (Alm 74, Spes 16, Pyr 7, Gros 3) are retromorphosed to $Ms + Chl + Q$, and small new garnet grains (Alm 66, Spes 29, Pyr 3, Gros 2)(PL 2 G) have formed in equilibrium with syn-mylonitic biotite.

Chemical analysis of granulitic gneisses and mylonites shows the pelitic origin of these rocks (Tab 2).

D.- PHYSICAL CONDITIONS OF METAMORPHISM DURING DEFORMATION

I.- Methodology

The aim of this paper is to establish accurate relationships between metamorphic evolution and progressive deformation. Thus, only the samples that emphasize the diversity of microstructures have been selected for the petrological analysis. Three main microstructures are distinguished : weakly deformed rocks, foliated rocks and mylonites. For P.T. estimates, we selected the rocks within which textural equilibria were reached between mineral pairs -

like garnet/biotite, garnet/plagioclase, garnet/cordierite and garnet/biotite/muscovite/plagioclase - in sillimanite bearing rocks. The following thermobarometrical methods have been applied :

Thermometry :

- Fe/Mg exchange between garnet and biotite (Thompson, 1976; Holdaway and Lee, 1977; Ferry and Spear, 1982).

- Fe/Mg exchange between garnet and cordierite (Thompson, 1976; Holdaway and Lee, 1977)

Barometry :

- Ca content in coexisting garnet and plagioclase with quartz and sillimanite (Newton and Haselton, 1981; Perchuk *et al.*, 1985; Koziol and Newton, 1988).

- The association garnet + biotite + muscovite + plagioclase (Ghent and Stout, 1981).

Moreover, the profusion of metapelites facilitates the use of the theoretical petrogenetic grids (i.e. Thompson, 1976; Holdaway and Lee, 1977; Vielzeuf and Boivin, 1984) for a better approach of the metamorphic evolution.

II.- Thermobarometry results

(Tab 3 and 4)

1.- relict textures :

The most characteristic relict textures are encountered at the bottom of the massif within granulitic gneisses and especially in lenses where foliation is less developed. The mineral assemblage quartz + plagioclase + garnet + cordierite + K. feldspar + biotite + sillimanite +/- orthopyroxene yields the initial P-T conditions of the granulites : 700 +/- 50°C and 5 +/- 0.5 Kb. These result are in complete agreement with previous P-T estimates (Passchier, 1982a; Vielzeuf, 1984). In the hanging wall of the M.M.B., within the migmatite unit, relict garnets, sillimanites, biotites, plagioclases and muscovites give initial temperature estimates around 650-700°C and 3-4 Kb for the pressure (fig4 "A"; fig5).

2.- foliated textures

The development of the main foliation is contemporaneous with metamorphic reactions that give rise to a new retrometamorphic assemblage. Whithin the granulitic gneisses, the development within the foliation plane of biotite and sillimanite at the expense of garnet, cordierite and K-feldspar is significant of a decrease both in pressure and temperature during deformation (Holdaway and Lee, 1977; Vielzeuf and Boivin, 1984). Thermobarometry of

recrystallized garnets-biotites and plagioclases yields T around 600°C and P around 3 Kb. In the migmatites of the hanging wall, the stability of garnet-biotite-muscovite-plagioclase within the foliation plane indicates also the same P-T conditions (fig4 "B"; fig5).

The correlated decrease in pressure and temperature between the initial stage and the foliation development is also supported by the zoning of minerals - strong decrease of Mg and increase of Fe and Mn from the core towards the rims of garnets - Ti content decrease in new grains of biotite in comparison with old grains.

3.- mylonites and ultramylonites

In the footwall granulitic gneisses, P-T conditions are estimated at 500-550°C and 1.5-2 Kb from garnet + biotite + plagioclase + sillimanite assemblages within discrete shear bands cross-cutting the main foliation (fig 4 "C").

In the M.M.B. ultramylonites, the same recrystallized phases (plus muscovite) yield T = 450 to 500°C and P = 2 Kb. In this case, high finite strain implies grain size reduction and new mineral growth, and thus, total rehomogenisation by efficient intragranular transfers. These facts explains why relict chemical compositions of the initial stages are no more recorded.

In the hanging wall, biotite-garnet-muscovite bearing mylonites are very scarce, because of the mylonite dominated footwall geometry (Passchier, 1984a). However, the P-T estimates obtained from mineral rims in the most foliated samples are in good agreement with the retrometamorphic conditions obtained for the M.M.B. mylonites.

All over the massif, the latest stages of the tectonometamorphic evolution consist in late discrete shear zones within which muscovite and chlorite are well developed.

In summary, the penetrative deformation of the Saint Barthélémy massif - including mylonites - is achieved during the retrogressive evolution of low pressure granulite facies rocks and migmatites, for temperatures bracketed between 550 and 450°C (fig 5). These results are in good accordance with fluid inclusions microthermometry data (450-550°C, Passchier 1984b).

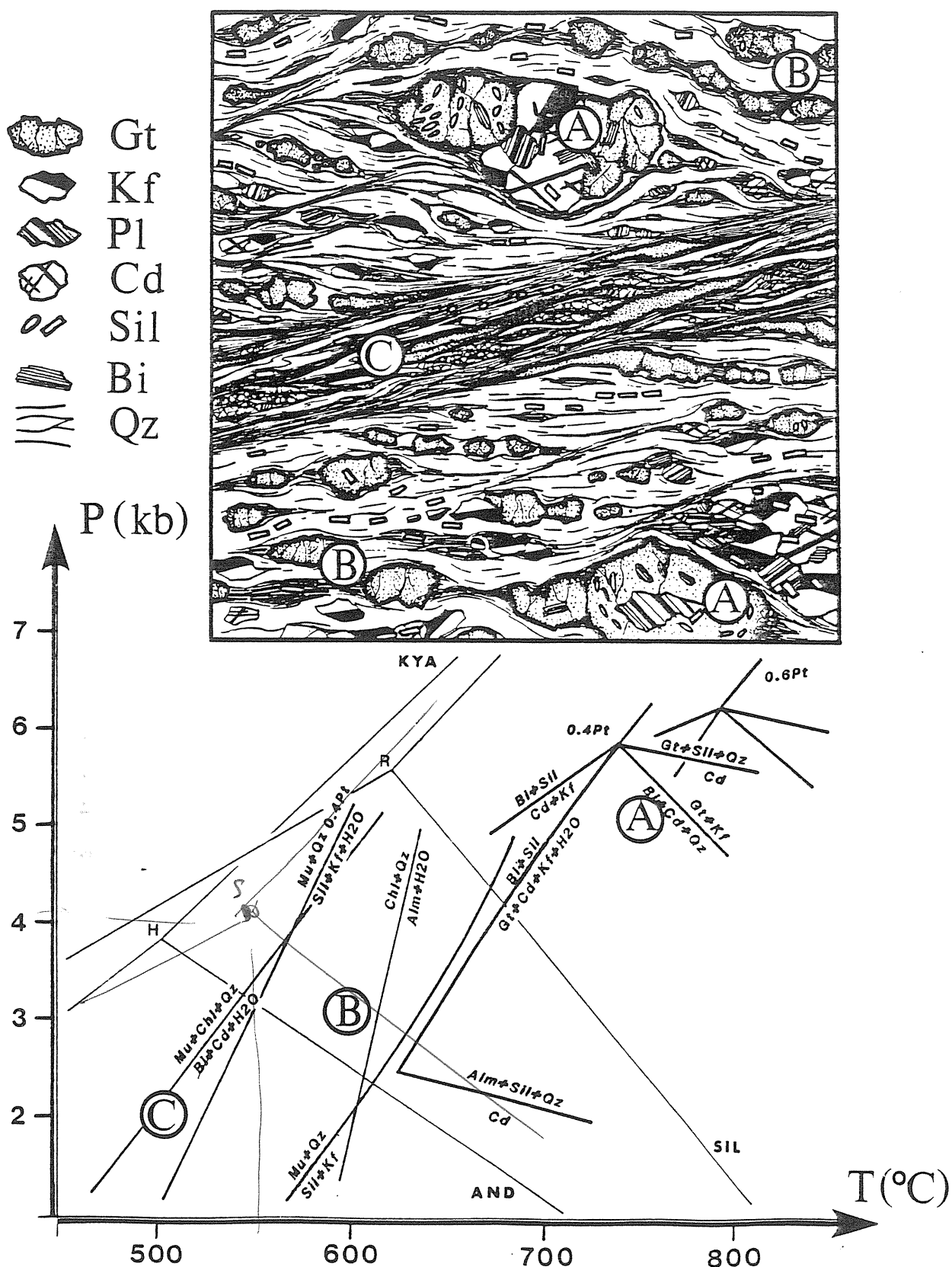


Fig 4 : examples of relationships between textures and thermobarometry results in the granulitic gneisses.

Aluminium silicate triple point : H = Holdaway, 1971.

R = Richardson *et al.*, 1969.

Cd/Kf/Sil/Alm topology : Holdaway and Lee, 1977.

Sil+Kf \rightarrow Ms+Q : Holdaway and Lee, 1977.

Bt+Cd \rightarrow Ms+Chl : Seifert, 1970.

Alm \rightarrow Chl : Hsü, 1968.

Grt, Kf, Pl, Cd, Sil, Bt and Ms for garnet, K feldspar, plagioclase, cordierite, sillimanite, biotite and muscovite respectively.

A : initial granulitic assemblages, B : syn-foliation assemblages, and C : syn-mylonitic assemblages

TABLE 3Average T(°C) estimates by grt-cd (T₁, T₂) and grt-bt (T₃, T₄, T₅) geothermometry *

domain	sample		XMg _{Grt}	XMg _{Bt}	XMg _{Cd}	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅
HW	SB422	A	0.124	0.371				651	675	690
	SB422	C	0.098	0.448				514	519	487
	SB411	A	0.083	0.299				620	639	641
	SB127	A	0.163	0.485				612	631	630
	SB127	C	0.089	0.513				449	446	400
MMB	SB42	C	0.049	0.301				492	495	457
	SB202	C	0.084	0.411				511	515	482
FW	SB399	A	0.167	0.437				672	700	724
	SB399	B	0.149	0.475				632	654	661
	SB399	C	0.110	0.508				494	496	459
	SB495	B	0.283		0.803	584	591			
	SB495	B	0.266	0.644				604	621	617
	SB932	A	0.306	0.645				654	679	695
	SB914	A	0.365	0.674				693	725	760
	SB914	B	0.277	0.685	0.802	578	584	574	586	572
	SB914	B	0.294	0.685				611	629	628
	SB914	C	0.220	0.652	0.818	507	504	556	566	545
	SB914	C	0.200	0.736	0.805	498	493	454	452	407

* T₁ and T₃, Holdaway and Lee, 1977; T₂ and T₄, Thompson, 1976; T₅, Ferry and Spear, 1978. Temperature are calculated at 4 Kb. A, B and C for relict, foliated and mylonitic texture respectively. HW hanging-wall, MMB main mylonite band, and FW footwall. XMg=Mg/Mg+Fe.

TABLE 4Average P(bars) estimates by bt-grt-pl-sil-qtz (P₁, P₂, P₃) and ms-bt-grt-pl (P₄) geobarometry *

domain	sample	T	ln(KD)	ln(KS)	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	
HW	SB422	A	675					3219	
	SB422	C	500					1993	
	SB127	A	620	-2.399	9.502	4032	3944	4394	3979
	SB127	C	450	-2.834	11.886	631	523	1056	2225
	SB411	A	635	-2.434	10.284	4071	3640	4426	3149
MMB	SB202	C	490	-2.448	11.691	2309	2036	2720	2236
	SB42	C	480	-2.369	11.306	2440	1951	2853	2604
FW	SB399	A	700	-2.419		4911	4802	5239	
	SB399	B	645	-2.631		3404	3342	3755	
	SB495	B	600	-2.515		3372	4007	3743	
	SB914	A	725	-2.410		5288	5790	5607	
	SB914	B	610	-2.524		3458	4112	3826	
	SB914	C	510	-2.752		1520	2115	1926	

* P₁, Newton and Haselton, 1981; P₂, Perchuk, 1983; P₃, Koziol and Newton, 1988; P₄, Ghent and Stout, 1978. T temperatures given by bt-gr thermometry. HW, hanging-wall, MMB, main mylonite band, FW, footwall. A, B, and C : successive stages of deformation.

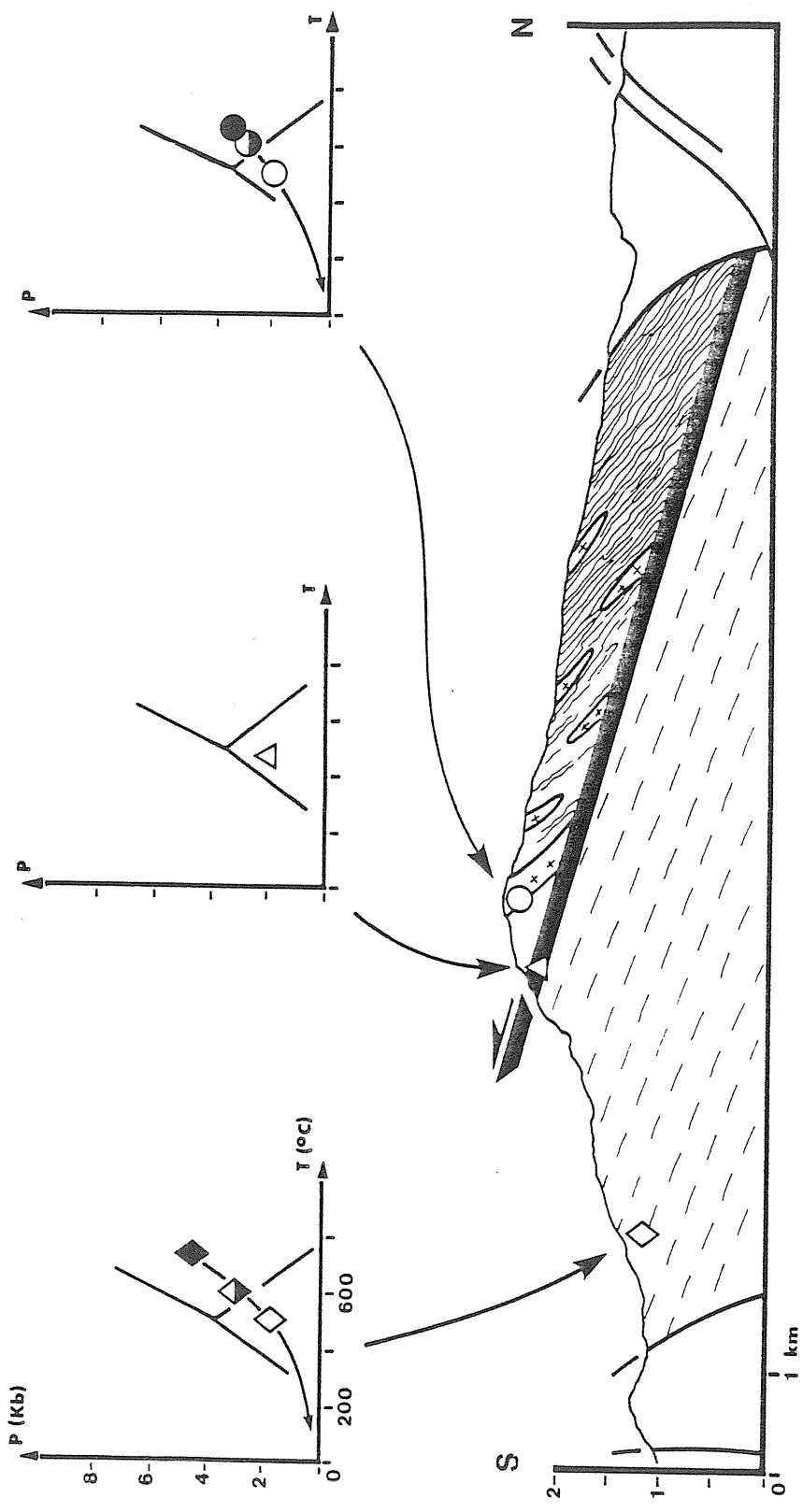


Fig 5 : location of the main P - T estimates on a general cross section. Aluminium silicate triple point : Holdaway, 1971.

E.- DISCUSSION

In the North Pyrenean Massifs, the interpretation of geological data is ambiguous because these ranges have suffered two superposed orogenies which have some similar characteristics. For example, the E-W trend of structures and the occurrence of HT-LP metamorphism, which is late in the Variscan orogeny and early in the Alpine one. Moreover, late Alpine compressional events which have led to unroofing of the massifs and tilting of the structures complicate the structural analysis.

I.- thrust or normal fault ?

The geometric relationships between M.M.B., lithologic units and isograds in the Saint Barthélémy Massif could be interpreted as well as a thrust zone within an inclined sequence, or as a normal fault later on rotated during alpine compressional tectonics (Passchier, 1984a). The gently north dipping reflectors which are visible on the ECORS Pyrénées profile beneath the Aquitaine Basin are interpreted as Variscan thrust (Choukroune *et al.*, in press), and thus constitute an argument for the thrusting model in the Saint Barthélémy.

Nevertheless, the numerous following arguments support the extensional model : - the asymmetry of the shear strain profile between the footwall and the hanging wall (the "mylonitic footwall geometry", Passchier, 1984a) - the reduction in thickness of the lithologic sequence, and the P-T paths presented in this paper. The very high geothermal gradient during all the metamorphic history of the massif is inconsistent with thickening processes (fig 6).

Moreover, our thermobarometric data emphasises a systematic more important initial pressure in the granulites than in the migmatites. These two kind of rocks are the result of the same thermal anomaly (Vielzeuf, 1984), and so, are contemporaneous. Consequently, a normal fault necessarily exist between them presently. Nevertheless, the difference between initial pressure in the two blocks is relatively low (1,5-2,5 Kb). This fact and the very high shear strain observed in the M.M.B. is in good agreement with a low angle shear zone model wich induce a small vertical thickness reduction with respect to horizontal displacement.

The pattern of the presented P-T paths is in good agreement with an uplift produced by extension along a low angle normal fault (Ruppel *et al.*, 1988).

II.- late Variscan or Alpine extension ?

1.- previous study

Two recent geochronological studies have been performed in the Saint Barthélémy massif.

A ^{87}Rb - ^{87}Sr whole rock investigation yields a 539 \pm 26 M.a. age for the gneissic basement and a "late hercynian" age for the mylonites (Marshall, 1987).

^{40}Ar - ^{39}Ar dating yields 110-100 M.a. ages which have been interpreted as the age of the major mylonitic event (Costa and Maluski, 1988). No Variscan ages have been recorded by this method. These data show the occurrence of a high thermal event in the Saint Barthélémy Massif during Cretaceous. This thermal event was previously demonstrated elsewhere (Albarede and Michard Vitrac, 1978; Golberg and Maluski, 1986; Montigny *et al.*, 1986). The Cretaceous age of the ductile shearing still remains a debatable point.

2.- ages-textures relationships

Cretaceous age is found both in weakly deformed and in mylonitized samples; this is interpreted as the result of the total recrystallization of minerals during the mylonitic deformation. Specific relationships between textures and thermobarometric results allow to propose alternative interpretations : - the gneisses and the mylonites are together of Cretaceous age - or the Cretaceous thermal event (i.e. the north pyrenean metamorphism) leads to a complete isotopic rehomogenization of an older structure.

3.- absence of Variscan ages

Numerous geochronological data on various Variscan rocks from the North Pyrenean massifs have been published. Both Ar-Ar and Rb-Sr methods show a younging due to the Cretaceous thermal event (Albarede *et al.*, 1978; Vitrac-Michard and Allègre, 1975; Postaire, 1983; Bickle *et al.*, 1988). ^{40}Ar - ^{39}Ar datings of samples of the "Montagne Noire" area, which lies outside the influence zone of the Cretaceous metamorphism, yield Variscan ages (Albarede *et al.*, 1978). Thus, it appears that, at least in the North Pyrenean Massifs, relationships between mineral dating and tectonic processes are still questionable.

4.- the Cretaceous structural setting

During middle cretaceous period (110-85 M.a.), the North Pyrenean domain is an important East-West transcurrent zone (Choukroune and Mattauer, 1978) within which the previously proposed North-South extension (Saint Blanquat *et al.*, 1986) is no more realistic. The North-South extension direction is more compatible with the lower-Cretaceous structural framework (Passchier, 1984a).

5.- age of the syntectonic retrogression

The first deformation which postdates the granulite formation is responsible for the foliation in the deeper levels. This deformation starts under granulitic conditions, with development in the foliation plane of synkinematic biotite, sillimanite and recrystallization of garnet, feldspar and cordierite. These high initial P-T conditions progress in space (upward) and time into more and more retrogressive assemblages, and reach finally the upper greenschist

facies conditions during the late mylonitic event. We thus assume a crystallization/deformation continuum between granulite formation and mylonitization. This is also supported by the regional consistency of the orientation of structural elements (such as foliation plane, stretching lineation, shear planes...) and of the shear criteria. These observations suggest that a single tectonic event could be invoqued.

It seems thus that the main tectonic event of the Saint Barthélémy Massif is the result of a progressive deformation which takes place during retrogressive conditions of metamorphism. This process is linked to the thermic anomaly which products the granulitic metamorphism. Then, the age of the deformation is related to the granulite age.

Three chronologic interpretations can be proposed :

Deformations which postdate the granulite formation belong to a late Variscan extension, or to an Alpine one. Indeed, a strong thermotectonic perturbation occurred in the north-pyrenean domain during Albo-Cenomanian time. A complete reequilibration of minerals could be realized during this period, and the successive stages recorded by thermobarometric methods could be representative of the Cretaceous metamorphism. This hypothesis implies the existence of a Cretaceous granulitic and/or amphibolitic metamorphism which could be supported by some petrographic data (Vielzeuf, oral com.).

In the Alpine model, extension occurred prior to compression, and resulted from plate motion. The most feasible period is in fact the lower Cretaceous during which north-south rifting occur between Iberian and European plate. But it does not coincide with the mid-cretaceous metamorphism.

In the late Variscan model, the extension is clearly a post-compressional event : the late granodioritic bodies which are intrusive into folded and metamorphosed Paleozoic sequences, are cut by the mylonite bands. Similar late orogenic processes have been proposed in the Axial Zone of the Pyrénées (Van den Eeckhout and Zwart, 1988).

Reactivation of late Variscan extensional structures during Cretaceous time could represent an alternative model.

III.- the north-pyrenean variscan crust

Before the mylonitic deformation, the pyrenean crust was composite, involving restitic low-pressure granulites and correlated migmatites above (Vielzeuf, 1984). This initial stage corresponds to the "Younger granulites" genesis stage (ca 300 M.a.) defined for the European Variscan belt and is interpreted as the result of the thermal reequilibration subsequent to an earlier compressional stage (Pin and Vielzeuf, 1983). Such a HT - LP metamorphism necessarily implies unusually high thermal gradients and is more likely interpreted in terms of extensional tectonics rather than compressional one (Sandiford and Powell, 1986; Brodie

and Rutter, 1987; Thompson and Ridley, 1987; Ruppel *et al.*, 1988). Therefore, the extensional regime was already established before the ductile deformation considered here. Moreover, our P - T estimates demonstrate the persistence of high heat flow associated with a pressure decrease. Consequently we propose that the late Variscan LP granulites are a primary expression of crustal extension (Vielzeuf and Holloway, 1988), which continues until the mylonitic deformation. It can be suggested that the crust was thermally softened before deformation. The external location of the Pyrenean massifs with respect to the Variscan belt and the lack of relictual high-pressure assemblages allow to propose that the amount of previous crustal thickening was quite low. Then, the heat source which products the thermal anomaly must be searched below the crust. Thus upwelling of the asthenosphere accompanied by the intrusion of mafic magmas into the lower crust (Vielzeuf and Holloway, 1988) could be a good explanation.

F.- CONCLUSION

A complete thermobarometric evolution has been related with the various mylonitic microstructures.

This study confirms the extensional character of the deformation within the Saint Barthélémy Massif. The main foliation and the Main Mylonite Band are definitively related to a low angle normal shear zone acting under high thermal metamorphic conditions.

Our petro-structural analysis support the following tectonic history (fig 7) :

a) a thermal anomaly produced a static granulitic metamorphism (700-750°C) in gneissic layers of the middle crust (15-17km) and the migmatization of the less deeper metasedimentary layers. These conditions indicate an initially high geothermal gradient (45-55°C/km) related to an extensional regime.

b) extension continued with the development of a tectonic foliation inducing a vertical thinning of the crust of about 5 km. Geothermal gradient increased during this event up to rise 65°C/km.

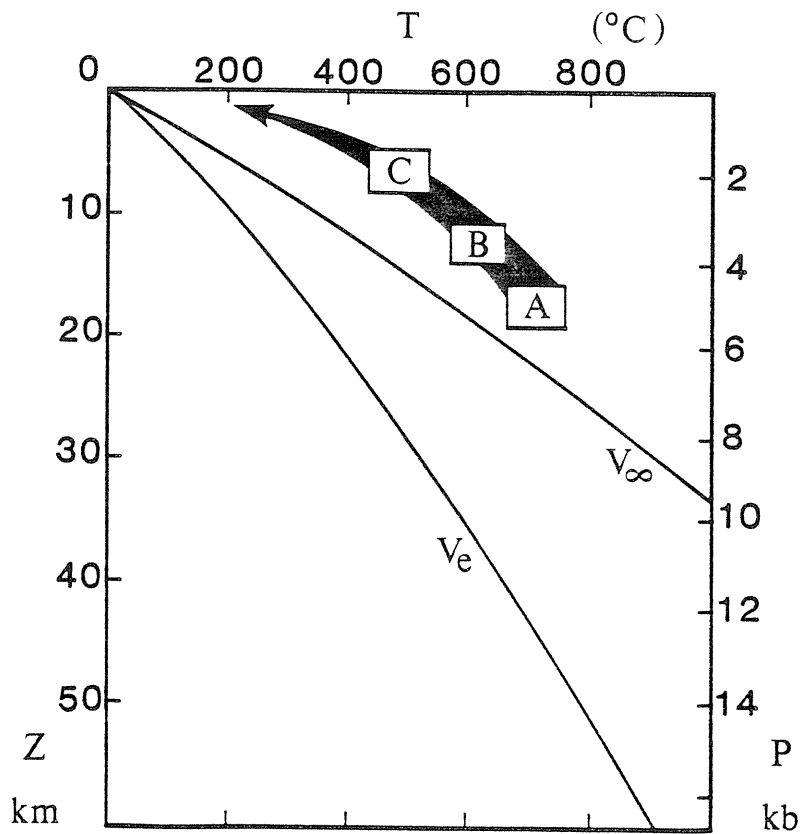


Fig 6 : undisturbed geotherm (V_e) and steady state geotherm after thrusting if erosion were not to occur (V_{∞}) (Thompson and England, 1984). A, B, and C as in figure 4.

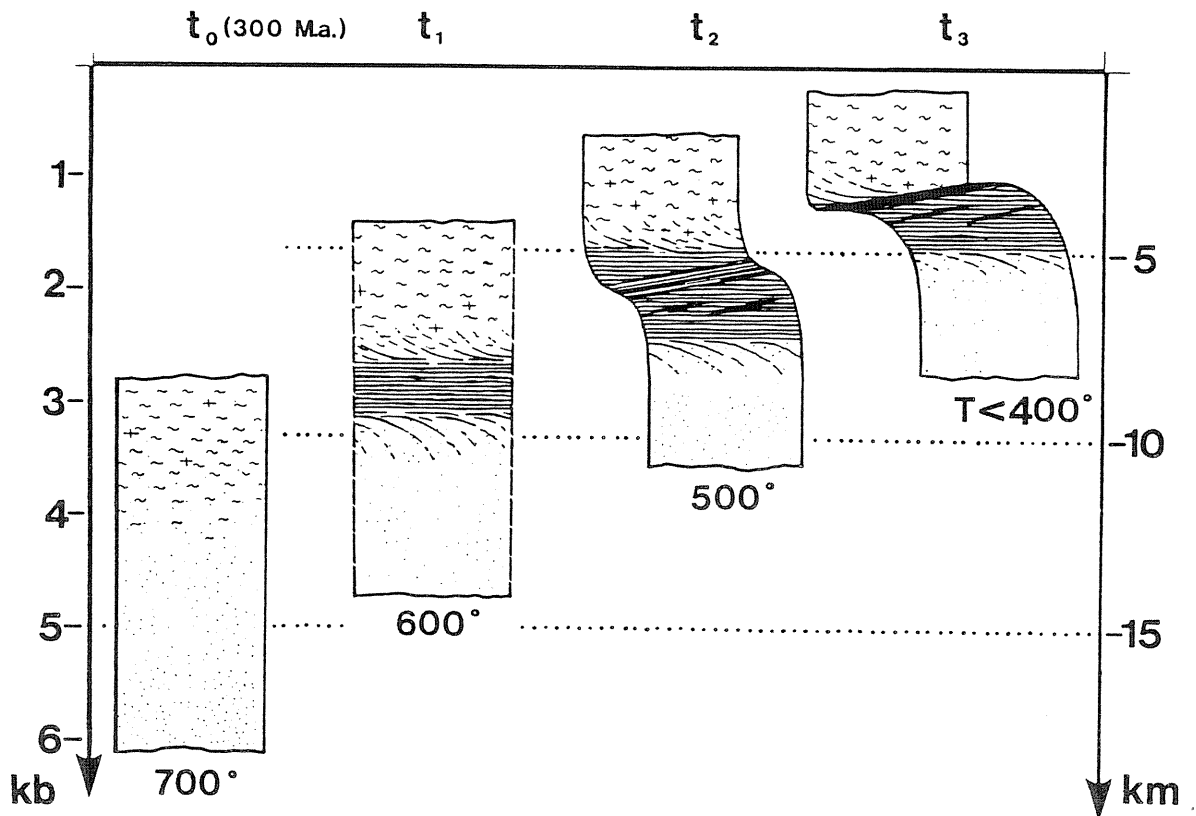


Fig 7 : schematic diagram showing chronologic relations between deformation, depth, and temperature (horizontal displacements are not to scale).

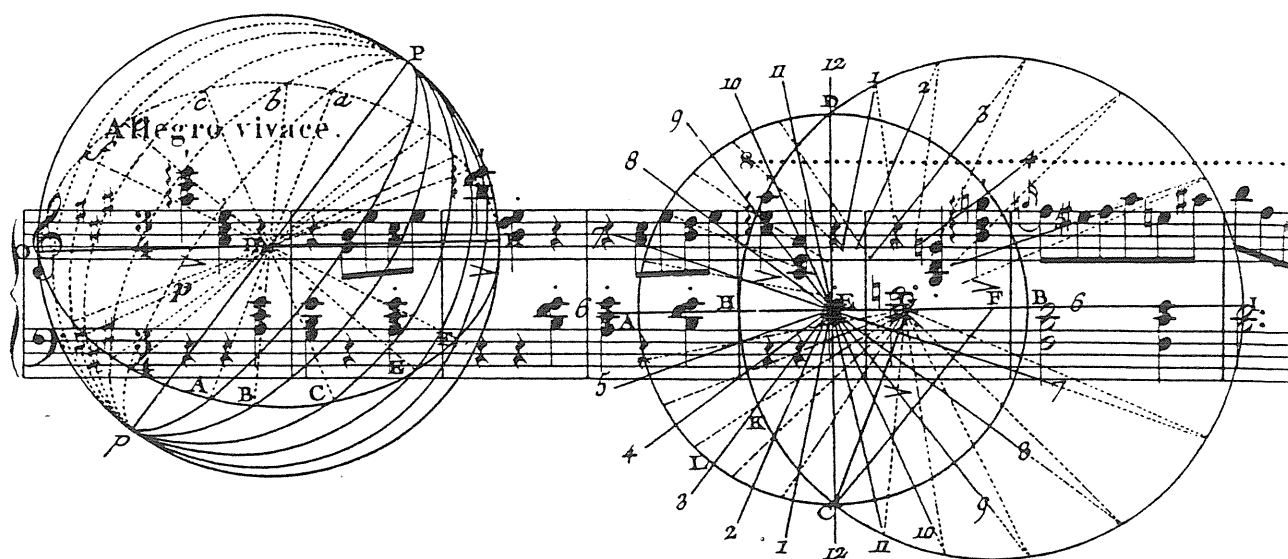
c) acceleration and/or localization of deformation produced the development of a localized mylonite zone, the M.M.B., at 5-6 km depth and under 500°C temperature conditions. Geothermal gradient has reached its maximum value (100°C/km).

d) the latest stage of deformation produced the formation of the "Main Ultramylonite Band". It is not recordable by the thermobarometric methods, but it could be the most important in terms of amount of displacement.

The Saint Barthélémy Massif shows a metamorphic history entirely related to extensional events. It is an illustrative example of late Variscan normal shear zone which has undergone thermal and perhaps mechanical reactivation during Cretaceous time.

acknowledgements : J. Malavieille, H. Maluski, M. Mattauer, P. Matte, C.W. Passchier, P. Thompson, and D. Vielzeuf are gratefully acknowledged for fruitful discussions. Microprobe thin sections have been realized by B. Sanche and J.P. Tejado. Microprobe analysis : Camebax U.S.T.L. Montpellier. Financial support was provided by the "accompagnement ECORS" program. This is the contribution INSU-CNRS n° 73 of the D.B.T. program (thème dynamique globale).

TROISIEME PARTIE

*Modèles thermomécaniques**et régionaux*

INTRODUCTION

Cette (petite) partie a pour but de résumer les contraintes structurales et pétrographiques nécessaires à l'élaboration d'un modèle de fonctionnement des structures observées. Afin de proposer une évolution géologique complète, ce modèle sera ensuite "testé" dans différentes trames historiques prenant en compte les données de la géologie régionale qui ont été résumées dans la première partie. Enfin, différents modèles chronologiques seront discutés.

CHAPITRE VI

MODELE THERMOMECHANIQUE

A.- Les données structurales

Les faits de terrains "incontournables" sont les suivants :

I.- la tectonique soustractive

Dans le massif du St Barthélémy, toutes les unités de la série lithologique anté mésozoïque sont présentes, mais elles ont une épaisseur faible par rapport à certains autres MNP et à la ZA. Cette **réduction d'épaisseur** est en fait contrôlée par deux accidents majeurs, la **BMM** et le **contact Silurien / Cambro - Ordovicien**. Les données barométriques nous indiquent que le fonctionnement de la BMM a provoqué un raccourcissement vertical d'au moins **3-4 Km** de série. Les données lithostratigraphiques et la comparaison avec les massifs voisins indiquent un "manque" d'au moins **5 Km** de série dans le massif. Cette **tectonique soustractive** se manifeste aussi par la troncature des isogrades par les deux accidents précités : à l'Est du massif par exemple, le Dévonien inférieur épizonal repose sur les gneiss équilibrés dans le faciès amphibolite.

granite

II.- la géométrie dissymétrique

Elle est le résultat de mouvements le long de zones de cisaillements ayant mis en contact des roches déformées à des profondeurs différentes. On peut l'observer à toutes les échelles, de celle de la lame mince à celle du massif entier. Celui-ci peut en effet se subdiviser en **un mur (ou "footwall")**, qui contient les **premiers stades de la déformation cisailante vers le sud**, une **Bande Mylonitique Majeure, zone de cisaillement d'importance régionale**, et un **toit (ou "hanging wall") non affecté par la tectonique ductile pénétrative**. Le contact entre la BMM et le hanging wall est net : on passe en quelques mètres des ultramylonites supérieures (qui représentent les roches les plus déformées) à des granitoïdes non déformés

(Fig 33d, Fig 44e). Par contre, le contact BMM / footwall est graduel; on observe une augmentation progressive de la déformation finie depuis les granulites basales jusqu'à la BMM. La variation du taux de déformation n'est pas linéaire : à l'échelle du massif, le taux de déformation par unité de longueur augmente vers le haut, et il présente des irrégularités liées à la présence de lentilles de roches moins déformées au sein des mylonites. Ce type de géométrie peut s'observer à des échelles plus petites, par exemple dans des zones de cisaillement centimétriques (Fig 57 et 58). Ceci montre que la géométrie assymétrique est une caractéristique de la géologie du massif, et a donc une signification structurale importante, sans doute différente suivant l'échelle d'observation envisagée.

III.- la déformation progressive

L'analyse géométrique et cinématique des déformations ductiles dans le MSB montre que les variations d'orientation des différents éléments structuraux sont interprétables en termes de déformation progressive, plutôt que de tectoniques superposées.

En effet, la déformation est caractérisée, des stades les plus précoces (foliation des granulites), aux stades les plus tardifs (cisaillements obliques à la foliation mylonitique), par une linéation d'allongement d'orientation NNW - SSE, traduisant un déplacement vers le sud du bloc supérieur.

L'histoire de la déformation est caractérisée globalement par une progression dans l'espace (vers le haut) qui s'exprime par une localisation et une intensification de plus en plus forte. Le contraste de ductilité entre la roche hôte et la zone de cisaillement s'accroît au cours du temps.

Parallèlement, on observe une hétérogénéité elle même croissante de la déformation : pouvant s'interpréter en terme de "flux laminaire" non coaxial dans les gneiss et les mylonites, elle évolue parfois dans les ultramylonites siliceuses et carbonatées en une déformation que l'on pourrait qualifier d'écoulement turbulent (Fig. 46, 47,...). Ceci peut être lié à la grande variété lithologique de la série initiale (paragneiss, marbres, amphibolites, granitoïdes, métapélites...), caractère qui est accentué par la tectonique ductile : la zone de cisaillement étant oblique sur la "stratification" générale de la série, tous les différents faciès lithologiques y sont progressivement impliqués.

B.- Les données pétrographiques

I.- les assemblages minéralogiques successifs

Leur évolution traduit une variation progressive des conditions de formation des structures successives.

On observe en effet :

1) le développement d'un métamorphisme granulitique dans un ensemble de roche d'origine sédimentaire d'âge probablement précambrien. Ce métamorphisme est contemporain de la **migmatisation** qui affecte les niveaux du Paléozoïque inférieur. Les assemblages caractéristiques de cet épisode (Qz - Fk - Gt - Sil - Cd - (Opx)) sont significatifs de conditions de type **haute température - basse pression**.

2) le développement d'une rétro-morphose associée à une déformation qui s'exprime dans un premier temps par la foliation des gneiss. Celle-ci est caractérisée par des assemblages à Gt - Bi - Sil prismatique témoignant d'un faciès amphibolite. La croissance de biotite et de sillimanite aux dépens du grenat, de la cordiérite, et du feldspath potassique témoigne d'une **baisse de pression et de température associée à la déformation**.

3) le passage continu de la foliation gneissique à la foliation mylonitique traduit le caractère continu de la déformation rétro-morphique. Les minéraux typomorphes de la foliation mylonitique sont la biotite et la muscovite. Le grenat et surtout la sillimanite sont encore présents.

4) dans les ultramylonites, la chlorite apparaît autour des clastes de feldspaths, mais la foliation est toujours marquée par la biotite et la muscovite.

Le caractère continu de cette évolution minéralogique est confirmé par la variation quasi-continue de la composition chimique des minéraux (Fig. 88, 91, et 93).

Les transitions entre ces différents assemblages correspondent à des réactions, parfois bien caractérisables en lame mince, et qui ont été calibrées expérimentalement. Ceci permet de situer le chemin tectono-rétromorphique suivi dans un espace P / T (Fig 87).

II.- les données thermobarométriques

Les différents stades microstructuraux précisés dans le paragraphe précédent ont pu être corrélés à l'évolution thermobarométrique.

1) *les assemblages précoces indiquent des conditions du type 700 +/- 50 °C / 5 +/- 0,5 kb pour la granulitisation, et 650 - 700 °C / 3 - 4 kb pour la migmatisation.*

2) *les assemblages typomorphes de la foliation donnent des conditions du type 600 °C / 3 kb.*

3) *les assemblages typomorphes de la foliation mylonitique indiquent des conditions de 500 +/- 50 °C / 1,5 - 2,5 kb.*

Deux points essentiels se dégagent de cette analyse :

1) **les relations cristallisation / déformation** : le fait que l'on puisse caractériser les trois stades successifs dans un même échantillon nous montre que *la déformation contrôle étroitement la recristallisation*. En effet, des assemblages syn - foliaux situés à un centimètre d'une zone de cisaillement mylonitique tardive ont gardé leur composition originelle, puisque l'on retrouve par l'analyse thermobarométrique les conditions de formation de la foliation, et non celles de la mylonitisation.

2) **les arguments en faveur de l'existence d'une faille normale** entre les gneiss et les migmatites. Ce sont :

a) *la différence entre les pressions initiales dans les gneiss et les migmatites. Si la contemporanéité des granulites et des migmatites se confirme, on ne peut l'interpréter que par l'existence d'une faille normale entre les deux ensembles (Fig 105).*

b) *les évolutions légèrement différentes subies par les deux blocs : chute de pression plus que de température dans le bloc inférieur, chute de pression et de température dans le bloc supérieur, témoignent d'une tectonique extensive.*

L'augmentation constatée du gradient géothermique avec la déformation témoigne également d'un uplift associé à une tectonique extensive.

C.- Comparaison avec d'autres exemples de faille normale ductiles

Les principaux exemples connus de faille normale ductile se trouvent dans les "metamorphic core complex" des cordillères nord - américaines (Davis *et al*, 1983; Malavieille, 1987a et b; Davis, 1988), dans les Alpes (fenêtre du Tauern, Selverstone, 1988; faille de Pogallo, Hodges et Fountain, 1984; Handy, 1987; Brodie et Rutter, 1987)), dans le Massif Central (Pilat : Malavieille *et al*, 1989; Montagne Noire : Echtler and Malavieille, 1989), dans l'Himalaya (Burg *et al*, 1984; Burchfiel & Royden, 1985), et dans les Calédonides norvégiennes (Chauvet and Séranne, 1988; Chauvet, 1989).

I.- comparaison structurale

Les faits marquants de la déformation de la BMM du massif du Saint Barthélémy sont le boudinage intense, le plissement, et l'important développement des bandes de cisaillement synthétiques de la composante cisillante globale. Ces structures semblent être analogues à celles des grands décollements de l'ouest américain (Malavieille, 1987a), figurées sur la figure 108. Celle ci pourrait intégralement se transposer à l'exemple du Saint Barthélémy.

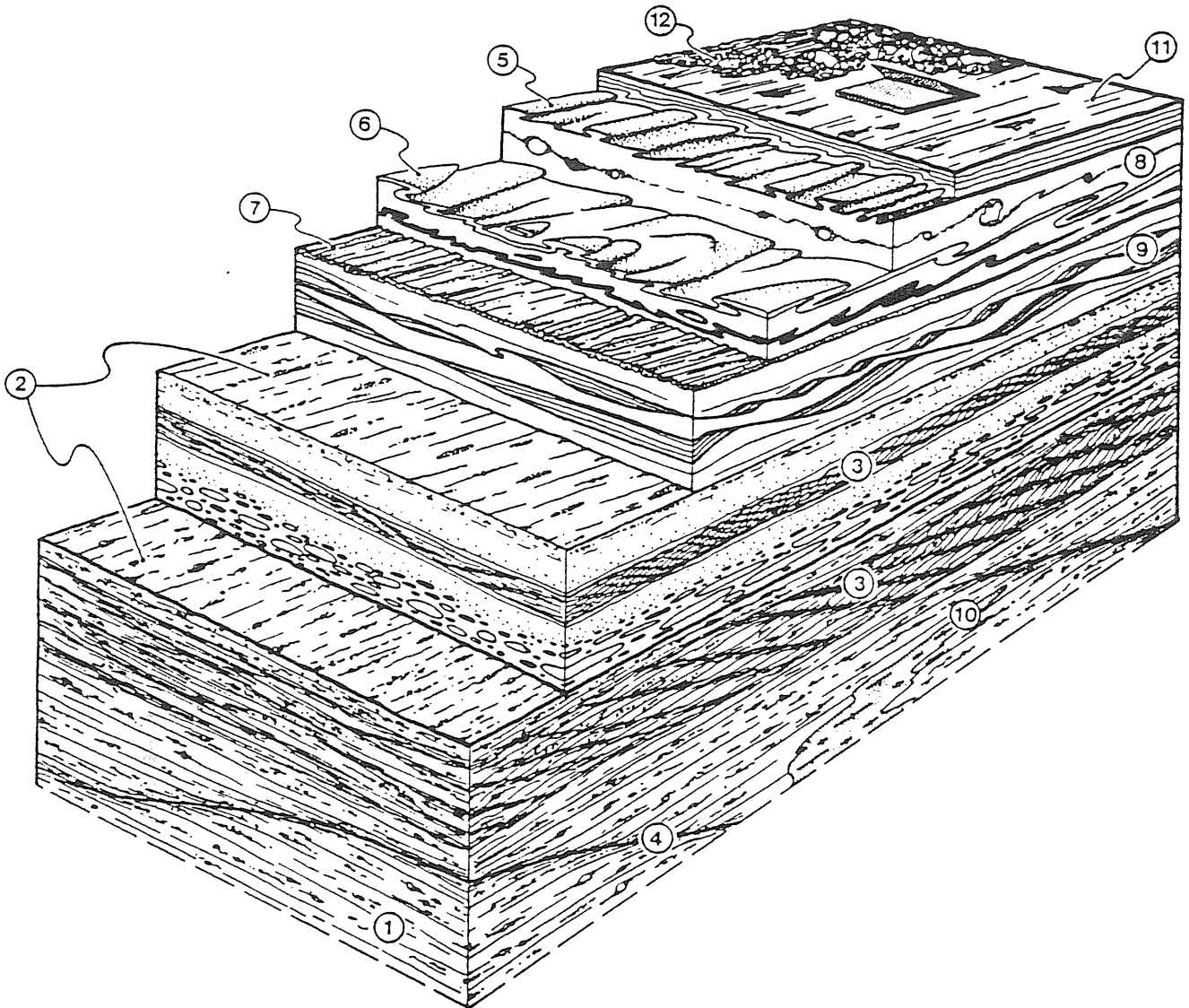


Figure 108 : bloc diagramme sans échelle illustrant les structures typiques de la déformation associée aux grands décollements. 1 - foliation mylonitique, 2 - linéations d'allongement, 3 - bandes de cisaillement de type plan C', 4 - zones de cisaillement, 5 - plis "a" d'axes parallèles aux linéations, 6 - plis en fourreau, 7 - crénulation et "rubannements", 8 - rotation d'objets rigides dans les marbres, 9 - boudinage assymétrique, 10 - granites syntectoniques mylonitisés, 11 - striations tardives avec recristallisations, 12 - brèches diverses, (Malavielle, 1987).

Cette analogie n'est pas utilisable comme argument en faveur du modèle extensif dans le S¹ Barthélémy; en effet, les microstructures de la déformation ductile ne sont pas utilisables comme marqueur de l'extension ou de la compression; par contre, la répartition et la géométrie de la déformation à grande échelle sont parfois significatives de tel ou tel mécanisme.

Les singularités structurales que l'on peut noter dans le Saint Barthélémy sont :

⇒ **le développement peu important de la déformation fragile** : en effet, outre les pseudotachylites (Passchier, 1982b), la tectonique fragile s'exprimant par des failles et des brèches affectant les mylonites "chaudes" n'ont pas été observées. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'on observe dans le MSB une faible section longitudinale (c'est à dire parallèlement au déplacement) de la BMM, et donc les variations de niveau structural sont peu importantes. La "petite tranche" de BMM du MSB constitue une petite partie de la faille normale ductile, et correspond probablement à un fragment qui était située autour de la transition fragile ductile lorsque la déformation s'est arrêtée.

⇒ **le développement très important des ultramylonites**, et notamment des ultramylonites supérieures.

⇒ **l'abondance des mylonites et ultramylonites carbonatées**, et leur rôle structural important.

II.- comparaison pétrographique

Peu de données sont disponibles sur l'évolution pétrographique des failles normales ductiles. Les études disponibles portent essentiellement sur les aspects liés aux fluides (Reynolds et Lister, 1987; Kerrich, 1988; Davis, 1988). Leur étude précise, dans les zones où elles sont structurellement bien définies (Bassin et Range, par exemple), reste à faire. Dans ce cadre, notre étude apporte des éléments nouveaux.

Par contre, on commence à disposer de données relatives aux caractéristiques générales du métamorphisme et des chemins pression / température / temps associés aux zones en extension (Selverstone, 1988; Sandiford et Powell, 1986; Thompson et Ridley, 1987; Ruppel *et al*, 1988). Les métamorphismes du type HT - BP, et les déformations associées s'effectuant sous de forts gradients géothermiques semblent, d'après ces études, être caractéristiques d'une tectonique en extension.

Un autre débat concerne la géométrie, symétrique ("pure shear") ou asymétrique ("simple shear") de l'extension. Il semble que les modélisations thermiques apportent des éléments de réponse (Ruppel *et al*, 1988). La géométrie des chemins P/T n'est pas significativement différente dans les deux cas; tout au plus peut-on noter qu'un uplift isotherme

pendant les premiers stades de l'extension s'adapte mieux au modèle symétrique, mais tout dépend en fait de la géométrie du géotherme initial. La différence la plus significative réside dans la quantité de refroidissement post - tectonique, importante dans le cas d'une extension symétrique, et négligeable ou absente dans le cas d'une extension asymétrique. Ce dernier cas correspond assez bien à ce que l'on observe dans le Saint Barthélémy, puisque la déformation semble être continue depuis les conditions du pic métamorphique jusqu'aux derniers stades P/T mesurés, et même se poursuit au delà (déformation ultramytonitique).

D.- Modèle thermomécanique

Les résultats de l'étude pétrostructurale des déformations ductiles dans le St Barthélémy nous permettent de proposer une évolution générale dans laquelle on peut caractériser quatre stades d'évolution (Fig 109) :

t₀

Une anomalie thermique d'origine profonde provoque un métamorphisme granulitique dans des roches de la croûte moyenne situées à une profondeur de l'ordre de 18 km, et une migmatisation dans des niveaux moins profonds; des températures de l'ordre de 700°C sont atteintes. A la suite de Pin et Vielzeuf (1983), et de Vielzeuf et Holloway (1988), nous proposons que cet épisode corresponde au début de l'extension tardi varisque. Cependant, on peut s'interroger sur sa signification structurale à grande échelle.

t₁

L'extension, qui s'exprime par une déformation cisailante créant la foliation, provoque le début d'un uplift tectonique et donc de la rétro-morphose. La foliation s'est ainsi formée à une température de l'ordre de 600°C, et à une profondeur de l'ordre de 10 - 15 km. Le caractère extensif et la cinématique de cette déformation impose pour la foliation une géométrie initiale à pendage sud. Les données disponibles sur la croûte hercynienne montrent que celle-ci a été structurée par des chevauchements à vergence sud, et donc à pendage nord. On peut donc raisonnablement penser que la foliation des gneiss du S^t Barthélémy traduit l'initiation de la zone de cisaillement ductile, et donc que celle-ci ne se greffe pas sur une structure ancienne. Dans cette hypothèse, la foliation est née avec un pendage de l'ordre de 40° vers le sud.

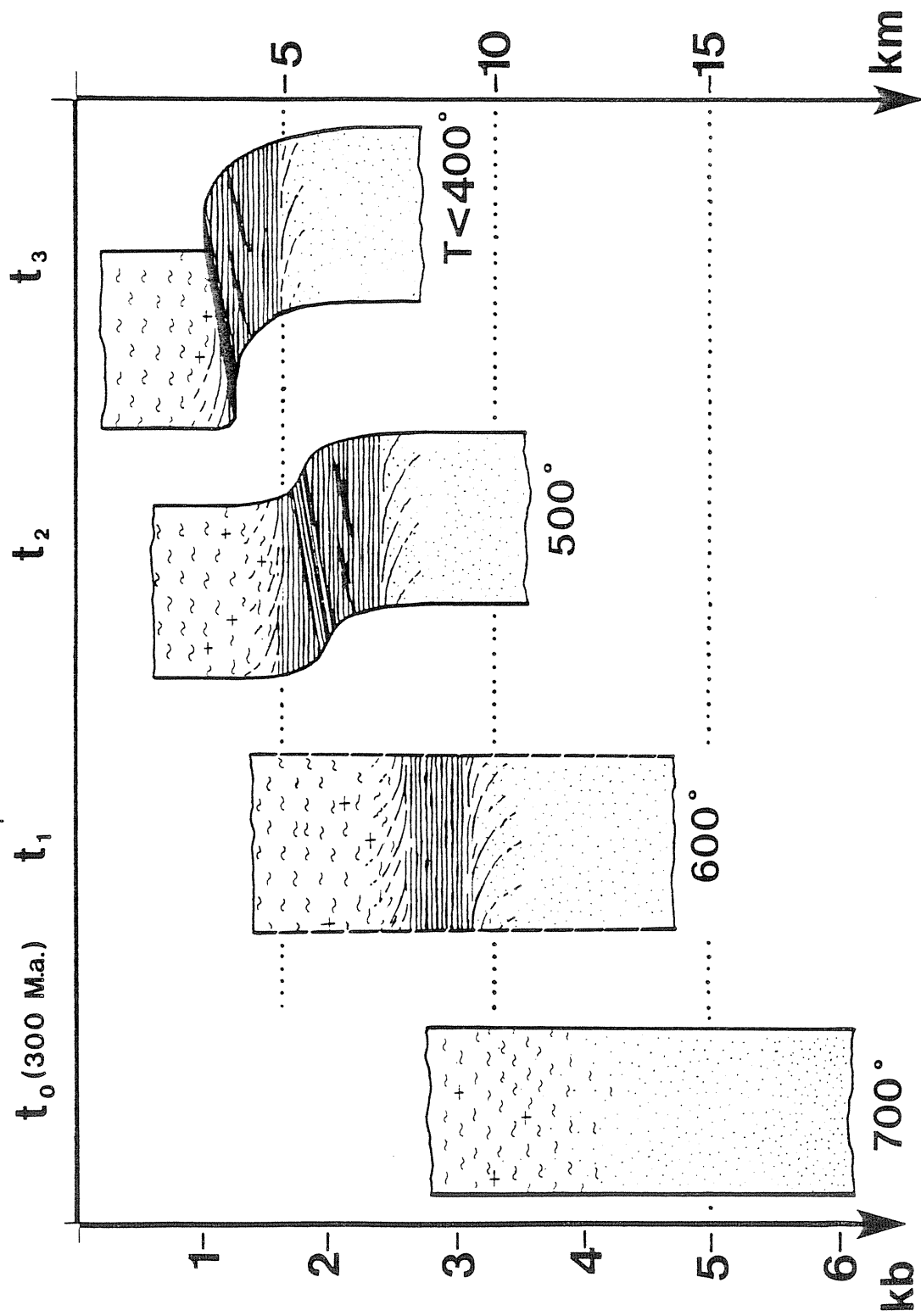


Figure 109 : modèle d'évolution thermomécanique de la faille normale ductile du St Barthélemy.

t_2

L'intensification de la tectonique, liée à une localisation croissante de la déformation, provoque l'assymétrisation du dispositif et l'individualisation de la Bande Mylonitique Majeure. La déformation s'effectue à une température de l'ordre de 500°C et à une profondeur comprise entre 10 et 6 km. Avec l'augmentation du taux de cisaillement, le pendage de la zone de cisaillement diminue, ce qui se traduit par une obliquité de plus en plus grande entre les bandes de cisaillement de plus en plus jeunes et la foliation des gneiss puis des mylonites.

 t_3

La déformation se localise encore plus et les conditions de déformation, du type transition fragile / ductile, permettent la formation des ultramylonites, ainsi que la déformation des niveaux carbonnatés qui reprennent les mylonites quartzo - feldspathiques antérieures. A ce stade correspond sans doute la plus grande quantité de déplacement horizontal le long de la zone de cisaillement, alors sub - horizontale.



CHAPITRE VII

MODELES REGIONAUX

A.- Introduction

Une fois définies la cinématique et la géométrie de la faille normale ductile du Saint Barthélémy, se pose la question de sa signification structurale dans la trame géologique régionale. Cette question ne peut être discutée qu'à l'aide des données géochronologiques.

B.- Les contraintes

I.- les données géochronologiques

Trois études géochronologiques, utilisant trois méthodes différentes, ont été réalisées sur les roches du Saint Barthélémy. Deux d'entre elles ont été réalisées à Montpellier sur des échantillons choisis au cours de missions de terrain communes.

1.- Rb/Sr (Marshall, 1987)

Cette étude, dont des résultats seulement fragmentaires ont été publiés, donne des âges roche totale de **539 +/- 26 Ma** sur les gneiss de base, et "tardihercynien" sur les mylonites. Des âges créacés ont été obtenus sur minéraux (Marshall, com. orale).

2.- U/Pb (Delapeirrière, étude en cours)

La méthode U/Pb sur monazites et zircons a été employée dans différents faciès du St Barthélémy (gneiss ocellés et mylonites issues de l'ensemble migmatitique). Les gneiss ocellés donnent un âge sur monazites de **305 Ma**, intercept inférieur. Les mylonites donnent un âge légèrement plus jeune de **290 Ma**. Les intercepts supérieurs sur zircons donnent des âges anciens (supérieurs à 1 milliard d'années).

3.- Ar/Ar (Costa, 1986; Costa et Maluski, 1988)

Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées sur des échantillons du massif du Saint Barthélémy. Les biotites provenant des granulites et des migmatites donnent des âge-plateaux compris entre **110 et 100 Ma**. Les muscovites des mêmes échantillons donnent des âges de basse température en bon accord avec les précédents et des âges de hautes températures de **130 Ma** environ. Les feldspaths potassiques donnent des spectres typiques de minéraux perturbés avec des âges basse températures de **50 Ma** environ et des âges haute température de **130-140 Ma**. Les âges à 110-100 Ma sont interprétés comme étant l'âge de la déformation mylonitique majeure. Aucun âge hercynien n'a été obtenu par cette méthode sur le socle du Saint Barthélémy. Les auteurs n'en concluent pas à l'absence de déformation mylonitique hercynienne mais en déduisent que, si celui-ci a existé, il a été complètement effacé par les événements thermo-tectoniques crétacés.

La présence dans la zone nord - pyrénéenne de deux métamorphismes de type HT - BP successifs (l'un à 300 Ma, l'autre à 100 Ma, voir première partie), nous oblige à considérer les faits suivants :

- ⇒ les âges obtenus sont les mêmes quelle que soit la texture, mylonitique ou non, de l'échantillon analysé. Micas syn-mylonitiques (PY 7, PY 23) et micas syn-foliation (PY 12, PY 13, PY 20, PY 21) donnent les mêmes résultats. Ceci est expliqué par la recristallisation totale des biotites lors de l'épisode mylonitique. Trois interprétations sont alors envisageables : soit foliation et mylonites sont de même âge à l'échelle géologique, soit un événement thermique a réhomogénéisé isotopiquement une structuration déjà acquise, soit enfin la tectonique mylonitique a induit la recristallisation totale des biotites, et partielle des autres minéraux. Ceci est en contradiction avec nos propres observations qui montrent au contraire des conditions thermobarométriques liées étroitement aux différents types de microstructures.
- ⇒ les données obtenues sur d'autres massifs nord-pyrénéens, soit par la même méthode (Albarède and al, 1978), soit par d'autres méthodes (Rb/Sr, Vitrac-Michard and Allègre 1975, Postaire 1984, Bickle and al. 1988), montrent la présence constante d'âges crétacés sur les minéraux du socle nord-pyrénéens d'âge hercynien incontestable et non affectés par une tectonique mylonitique tardive. Ces âges crétacés sont alors interprétés comme étant l'effet du métamorphisme thermique nord-pyrénéen daté à 100-85 Ma. Les âges obtenus par Albarède *et al.* sur la Montagne Noire, non thermiquement perturbée depuis 300 Ma, sont tous hercyniens, alors que ceux obtenus dans les massifs nord-pyrénéens donnent des âges rajeunis.

En conclusion, les âges Ar/Ar et les âges Rb/Sr sur minéraux obtenus sur les gneiss et les mylonites du Saint Barthélémy montrent la présence d'un événement thermique albien (110-100 Ma). Le problème est de démontrer si cet événement thermique est associé ou non à une tectonique ductile majeure affectant le socle varisque.

4.- discussion

a.- l'âge des roches affectées par le métamorphisme granulitique

L'âge Rb/Sr sur RT à 540 Ma des gneiss de base semble prouver l'existence de matériel cambrien inf./Précambrien, ce qui est confirmé par l'héritage ancien enregistré par les zircons.

b.- l'âge du métamorphisme granulitique et de la migmatisation

Le métamorphisme granulitique a été daté dans les massifs de l'Agly (U/Pb, 314+/-6 Ma, Respaut et Lancelot 1983; 315+/-5 Ma, Postaire 1984), du Castillon (Rb/Sr et U/Pb, 300 Ma, Postaire 1984), et dans l'écaille du port de Saleix (U/Pb, 310+/-10, Postaire 1984). Dans son étude des granulites nord-pyrénéennes (ou pyrénéenne tout court), Vielzeuf (1984) a montré l'homogénéité de leurs caractéristiques pétrographiques. Ces considérations pétrographiques, ajoutées aux arguments géologiques, lithologiques et radiométriques le conduisent à interpréter ce métamorphisme comme le résultat d'une importante anomalie thermique tardi-hercynienne (310 Ma). Ceci est confirmé par les résultats préliminaires de l'étude menée sur le Saint Barthélémy (305 Ma). Suivant la chronologie relative établie à la fin du chapitre précédent, nous retiendrons donc $t_0 = 305$ Ma.

c.- l'âge de la foliation et de la mylonitisation

Relier les données géochronologiques aux microstructures suppose de connaître assez précisément les températures de fermeture des différents minéraux. Les valeurs les plus couramment admises (Hodges et Fountain, 1984; Handy, 1987; Davis, 1988) sont de 500 - 600 °C pour les monazites dans le système U/Pb, 500°C pour les muscovites dans le système Rb/Sr et les amphiboles dans le système K/Ar, et sont comprises entre 300 et 400°C pour les muscovites et les biotites dans le système Ar/Ar. (Dodson et al 85)

Ceci nous donnerait un âge de 290 Ma pour l'isotherme 500°C, et de 90 Ma pour l'isotherme 400°C. Foliation et mylonitisation seraient donc, sous réserve de modification des valeurs données ci dessus, d'âge tardihercynien. Ceci n'exclue pas la présence d'une déformation ultramylonitique crétacée.

II.- les données de la géologie régionale

1.- le contexte géologique tardihercynien

La géologie tardihercynienne des Pyrénées est assez mal connue. Les études sur le Stéphano - permien (Bixel et Lucas, 1983) montrent l'organisation générale des dépôts sédimentaires (à dominante détritique) suivant des bassins en demi - graben très localisés orientés N-S et E-W. Cette sédimentation s'accompagne d'épisodes volcaniques. Ce dispositif est classiquement interprété par des tectoniques décrochantes successives (Arthaud et Matte, 1975). Dans le cadre plus général de l'évolution post - orogénique de la chaîne hercynienne, on peut remarquer qu'une tectonique extensive d'orientation générale N-S tardihercynienne a été récemment mise en évidence (Malavieille *et al.*, 1989; Echtler and Malavieille, 1989). Dans l'ensemble bassin d'Aquitaine - Pyrénées, la sédimentation triasique s'inscrit en continuité avec le dispositif lié au démantèlement de la chaîne hercynienne, et montre une structuration résultant d'une extension NNW-SSE (Curnelle, 1983). L'importance du magmatisme associé (les ophites) montre qu'il ne faut pas négliger cette période.

2.- le contexte géologique crétacé

Le dispositif structural nord-pyrénéen est contrôlé au Crétacé moyen par des décrochements d'échelle au moins crustale, orientés est-ouest et liés à l'ouverture du golfe de Gascogne. Ces décrochements induisent la formation de bassins en pull apart et donc d'une extension est-ouest et non nord-sud comme dans le Saint-Barthélémy. L'étude sédimentaire du remplissage des bassins albo-cénomaniens montre la présence constante d'éléments paléozoïques sédimentaires ou granitiques dans les brèches de bordure syn-sédimentaires. Le socle hercynien des massifs nord-pyrénéens a donc été érodé et formait des zones hautes entre les bassins durant toute cette période. Il est difficilement envisageable, malgré les forts gradients thermiques associés à la déformation ductile, de faire fonctionner celle-ci pendant que le massif était érodé moins de 3 km au dessus.

Les conditions P/T du métamorphisme pyrénéen sont, au maximum, de l'ordre de 580 - 600°C pour des pressions n'excédant pas 3 kb (Bernus - Maury, 1984; Golberg, 1987), et ce dans les parties les plus profondes des bassins. L'anomalie thermique responsable du métamorphisme est centrée sur les bassins, les isogrades ont donc une géométrie verticale qui explique les forts gradients observés (Golberg, 1987; Dautheil, 1988; Goujou, 1988). De fortes températures (> 500°C) n'ont donc vraisemblablement pas été atteintes dans les MNP, qui étaient érodés pendant le métamorphisme.

Cependant, un dispositif structural impliquant une extension nord-sud pluri-kilométrique pourrait s'appliquer au schéma géodynamique du Crétacé inférieur (130-140 Ma) (voir première partie).

3.- les périodes favorables

Les périodes favorables sont celles pendant laquelle une extension N-S importante peut être envisagée. Au vu des données géologiques existantes, deux périodes peuvent être retenues : le Stéphano - permio - trias, et le Crétacé inférieur.

C.- Les différents modèles

Considérant qu'il est bien établi que le métamorphisme granulitique est bien "calé" à 300 Ma, on a, comme nous l'avons vu, $t_0 = 300$ Ma. Le problème est maintenant de situer dans le temps la suite des événements, foliation (t_1), mylonites (t_2), et ultramylonites (t_3). Une anomalie thermique de l'ampleur de celle qui a occasionné le métamorphisme granulitique est un phénomène instable qui ne peut être maintenu plus de quelques dizaines de millions d'années. De plus, l'apport de chaleur occasionne un amollissement favorable à la déformation. Nous avons montré dans notre étude la continuité pétrographique et structurale entre granulites et mylonites. Nous n'avons accès, par nos méthodes d'étude, qu'à des déformations finies, et cette continuité pourrait n'être qu'apparente. Un laps de temps de plusieurs dizaines de millions d'années pourrait, par exemple, séparer la formation des granulites de celles de la foliation mylonitique sans que cela soit accessible à l'observation. Néanmoins, pour les raisons citées plus haut, il nous semble raisonnable de considérer que la foliation et la mylonitisation ont été acquises au cours d'un processus rétro-métamorphique immédiatement consécutif à l'anomalie thermique, et induisant un rééquilibrage thermique (et gravitaire ?) de la croûte. On considèrera donc un intervalle de temps faible entre t_0 , t_1 et t_2 .

En ce qui concerne le stade ultérieur, t_3 , nous avons peu de contraintes, la quantité de déformation finie n'étant pas accessible, et les vitesses de déformations encore moins. On peut donc envisager plusieurs cas de figure :

- ⇒ soit toute la déformation enregistrée postérieurement aux granulites s'effectue dans un continuum de déformation extensive, auquel cas tout serait tardi-hercynien (Fig 110).
- ⇒ soit le développement de la foliation puis de la BMM postérieurement aux granulites suffit à rééquilibrer thermiquement la croûte, et la déformation s'arrête. Elle reprendra au Crétacé inférieur, exactement suivant les mêmes conditions structurales (coïncidence troublante), sous l'influence de facteurs géodynamiques externes tel que l'ouverture du golfe de Gascogne (Fig 110).

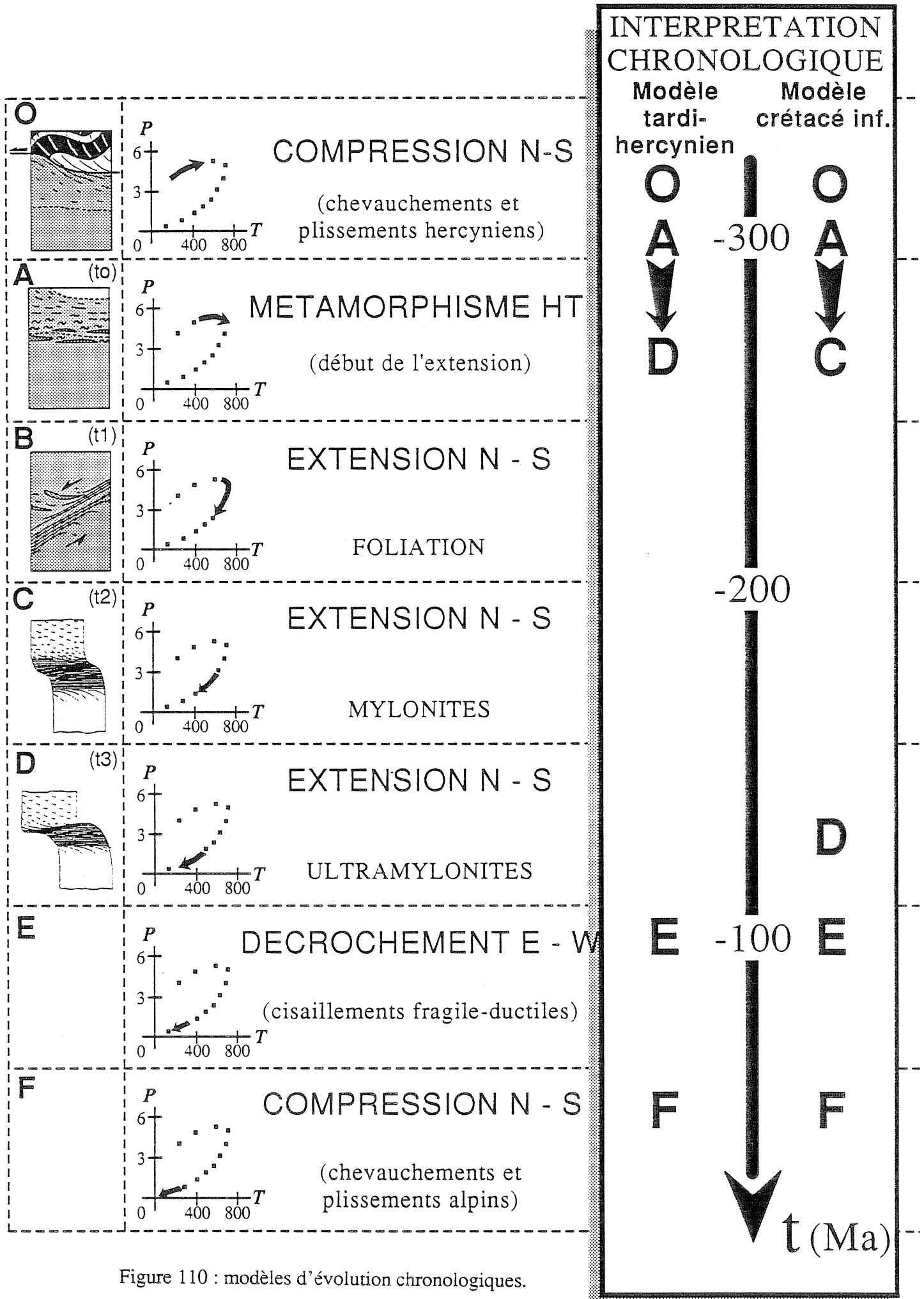


Figure 110 : modèles d'évolution chronologiques.

D.- Ce qui reste à expliquer

Le modèle d'une extension N-S tardihercynienne, et donc d'un continuum de déformation extensive est le plus en accord tant avec les données structurales qu'avec les données pétrographiques. De plus, il s'inscrit bien dans le contexte géologique tardihercynien de la chaîne varique. Cependant, il pose les problèmes suivants :

Les données thermobarométriques nous montrent que la déformation extensive affecte une croûte d'épaisseur normale, ou en tous cas peu épaissie, ce qui est en bon accord avec ce

que l'on sait de l'orogénèse hercynienne dans les Pyrénées. La forte valeur de l'amin-cissement vertical (environ 10 km) nous conduit à nous demander à quoi correspond la croûte amincie, résultat final de l'extension (rifting triasique ?), et comment s'effectue son rééquilibrage.

L'autre problème majeur, toujours en suivant les résultats thermobarométriques, est la cause première de l'extension, qui, ici, ne peut - être reliée au rééquilibrage (ou "collapse") de la croûte hercynienne épaissie, puisque justement elle ne l'a pas, ou insuffisamment été.

Des études en cours sur les autres MNP contenant des granulites (Castillon, Agly, Ursuya), nous ont montré l'unicité et la singularité des structures observées dans le Saint Barthélémy. En effet, on retrouve dans ces massifs une rétromorphose dynamique qui crée dans un premier temps une foliation traduisant un cisaillement vers le sud, puis des zones de cisaillements plus localisées et plus rétromorphiques, traduisant toujours la même cinématique. Ceci est très bien visible dans les massifs de l'Agly et du Castillon. Cependant, on n'y retrouve pas la grande zone de cisaillement ductile du type de celle du Saint Barthélémy.

CONCLUSION

Le but essentiel de ce travail était d'argumenter et de préciser l'interprétation extensive de la faille ductile à faible pendage du massif du Saint Barthélémy. Ce but a été atteint par l'étude combinée pétrographique et structurale de la déformation ductile. **On a ainsi pu mettre en évidence l'existence d'un continuum de déformation rétomorphique traduisant une déformation extensive de plus en plus intense. La foliation des gneiss, classiquement considérée comme étant hercynienne ou même anté hercynienne, appartient à ce continuum. Elle est donc tardihercynienne, et résulte d'une tectonique extensive.** L'étude thermobarométrique a apporté des arguments décisifs en faveur du modèle extensif, tels que l'évolution comparée toit - mur, ou les conditions générales de la déformation.

Un résultat important est le couplage observé entre microstructures et conditions de déformations données par la thermobarométrie.

Différents modèles géologiques tenant compte des nombreuses données géochronologiques disponibles sont proposés.

Le modèle tardihercynien est le plus en accord avec les données structurales et pétrographiques. Il pose néanmoins des problèmes d'interprétations généraux.

Le modèle crétacé inférieur a l'avantage de donner une explication claire à l'extension (rifting). Il n'est cependant étayé par aucune donnée géochronologique.

Le modèle d'une extension N-S d'âge crétacé moyen est celui qui s'accorde le moins avec les données de la géologie régionale. A preuve de lui trouver une explication structurale rationnelle, la signification des âges Ar/Ar qui le soutiennent doit être débattue.

Maintenant que l'existence de la faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy semble être définitivement acquise, on peut essayer d'utiliser ce magnifique exemple dans le but d'étudier plus précisément l'évolution pétrographique et structurale des grandes structures crustales associées à l'extension.

ANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES

éc : échantillon (voir la localisation sur la figure 94)

Ty : minéral

BI biotite

mu muscovite

Gr grenat

PL plagioclase

Fk feldspath potassique

am amphibole

Py pyroxène

Cd cordiérite

Si sillimanite

Sp sphène

Ch chlorite

N° : numéro de l'analyse

soca : somme des cations

Al : Almandin

(en pourcentage)

An : Anorthite (%)

Xmg = $Mg/Fe+Mg$

Py : Pyrope

Sp : Spessartine

Gr : Grossulaire

éc Ty N° SiO₂ TiO₂ Al₂O₃ FeO MgO CaO Na₂O K₂O MnO Cr₂O₃ Total Si Al⁴⁺ Al⁶⁺ Fe²⁺ Ti Mg Na Ca K Mn Cr soca Al Py Sp Gr An X_{mg}

Table with 30 columns and 30 rows of numerical data. The columns correspond to the chemical species and total counts listed in the header. The rows contain numerical values for each species, such as 495 PL 439 59,902 0,000 25,960 0,097 0,000 6,413 7,841 0,198 0,000 0,000 100,411 10,625 5,375 0,055 0,014 0,000 0,000 2,697 1,219 0,045 0,000 0,000 4,031 0 0 0 0 0 31 0,00

éC Ty N° SiO2 TiO2 Al2O3 FeO MgO CaO Na2O K2O MnO Cr2O3 Total Si Al+ Al+ Fe2+ Ti Mg Na Ca K Mn Cr soca Al Py Sp Cr An X mg

Table with 33 columns and multiple rows of numerical data representing chemical analysis results for various samples.

êcTy N°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Cr ₂ O ₃	Total	Si	Al ⁺	Al ⁺	Fe ²⁺	Ti	Mg	Na	Ca	K	Mn	Cr	soca	Al	Py	Sp	Gr	An	X _{mg}
914 BI 502 36,911	1.506	18,863	15,326	13,493	0,000	0,000	8,901	0,000	0,000	95,001	5,485	2,516	0,789	1,905	0,168	2,988	0,000	0,000	1,688	0,000	0,000	7,539	0	0	0	0	0	0,61	
914 PL 503 57,935	0,000	26,844	0,000	0,000	7,849	6,235	0,238	0,000	0,000	99,102	10,418	5,582	0,109	0,000	0,000	0,000	2,174	1,513	0,055	0,000	0,000	3,851	0	0	0	40	0,00		
914 Gr 504 37,509	0,000	21,627	33,733	5,047	1,285	0,000	0,000	0,793	0,000	99,994	2,980	0,020	2,006	2,242	0,000	0,598	0,000	0,109	0,000	0,053	0,000	5,000	75	20	2	4	0	0,21	
914 BI 505 44,844	0,296	29,821	7,006	10,972	0,000	0,091	2,454	0,000	0,000	95,486	5,917	2,083	2,556	7,723	0,029	0,258	0,023	0,000	0,413	0,000	0,000	5,953	0	0	0	0	0	0,74	
914 Fk 506 62,886	0,000	19,098	0,000	0,026	1,088	16,204	0,000	0,000	0,000	99,309	11,770	4,215	0,000	0,001	0,000	0,395	0,005	3,870	0,000	0,000	4,271	0	0	0	0	0	0,00		
914 Fk 507 63,716	0,007	22,096	0,246	0,000	4,765	4,944	4,385	0,053	0,000	100,212	11,361	4,639	0,006	0,037	0,001	0,000	1,710	0,911	0,998	0,008	0,000	3,669	0	0	0	0	0	25,00	
914 Gr 508 38,039	0,000	22,033	33,732	5,227	1,301	0,000	0,000	0,680	0,000	101,012	2,983	0,017	2,020	2,213	0,000	0,611	0,000	0,109	0,000	0,045	0,000	4,998	74	21	2	4	0	0,22	
914 BI 509 38,688	1,655	22,432	32,709	5,537	1,243	0,000	0,000	0,936	0,000	101,093	2,982	0,018	2,044	2,133	0,000	0,644	0,000	0,104	0,000	0,062	0,000	4,987	72	22	2	4	0	0,23	
914 CD 511 47,585	0,000	33,811	5,179	10,801	0,000	0,055	0,000	0,034	0,000	97,464	4,881	1,119	2,970	0,444	0,000	1,651	0,011	0,000	0,000	0,003	0,000	5,080	0	0	0	0	0	0,79	
914 Gr 512 36,961	0,000	21,671	31,994	6,467	1,243	0,000	0,000	0,536	0,000	98,872	2,948	0,052	1,987	2,135	0,000	0,769	0,000	0,106	0,000	0,036	0,000	5,033	70	25	1	3	0	0,26	
914 Gr 514 37,429	0,000	21,997	35,130	3,758	1,324	0,000	0,000	0,833	0,000	100,470	2,977	0,023	2,040	2,337	0,000	0,446	0,000	0,113	0,000	0,056	0,000	4,992	79	15	2	4	0	0,16	
914 PL 515 59,608	0,000	27,156	0,078	0,113	7,574	6,582	0,067	0,000	0,000	101,178	10,479	5,521	0,109	0,011	0,000	0,030	2,244	1,427	0,015	0,000	0,000	4,982	74	20	1	4	0	0,22	
914 Gr 516 37,953	0,000	22,308	33,109	5,114	1,337	0,000	0,000	0,617	0,000	100,438	2,984	0,016	2,052	2,177	0,000	0,599	0,000	0,113	0,000	0,041	0,000	4,982	74	20	1	4	0	0,22	
932 Gr 464 37,855	0,000	22,326	30,627	6,814	1,212	0,000	0,000	0,935	0,000	99,770	2,968	0,032	2,032	2,008	0,000	0,796	0,000	0,102	0,000	0,062	0,000	5,000	68	27	2	3	0	0,28	
932 Gr 465 37,852	0,000	21,892	30,653	6,904	1,150	0,000	0,000	1,094	0,000	99,545	2,978	0,022	2,009	2,017	0,000	0,810	0,000	0,097	0,000	0,073	0,000	5,006	67	27	2	3	0	0,29	
932 Gr 466 38,038	0,000	21,950	29,962	7,316	1,225	0,000	0,000	1,015	0,000	99,506	2,983	0,017	2,012	1,965	0,000	0,855	0,000	0,103	0,000	0,067	0,000	5,003	66	29	2	4	0	0,30	
932 Gr 467 38,087	0,000	21,619	29,772	7,381	1,427	0,000	0,000	0,876	0,000	99,162	2,995	0,005	2,000	1,958	0,000	0,865	0,000	0,120	0,000	0,058	0,000	5,002	65	29	2	3	0	0,31	
932 Gr 468 37,711	0,000	21,702	30,365	7,114	1,222	0,000	0,000	0,968	0,000	99,083	2,978	0,022	1,999	2,006	0,000	0,837	0,000	0,103	0,000	0,065	0,000	5,011	67	28	2	3	0	0,29	
932 Gr 469 37,908	0,000	22,125	30,362	7,326	1,091	0,000	0,000	0,943	0,000	99,756	2,969	0,031	2,012	1,989	0,000	0,855	0,000	0,092	0,000	0,063	0,000	5,010	66	29	2	3	0	0,30	
932 BI 470 36,753	5,034	15,147	13,152	15,059	0,000	0,163	10,946	0,066	0,000	96,319	5,444	2,556	0,090	1,630	0,561	3,325	0,047	0,000	2,069	0,008	0,000	7,730	0	0	0	0	0	0,67	
932 BI 471 36,727	4,771	15,631	13,469	14,316	0,000	0,090	10,053	0,057	0,000	95,115	5,480	2,520	0,231	1,681	0,536	3,184	0,026	0,000	1,914	0,007	0,000	7,579	0	0	0	0	0	0,65	
932 Gr 472 37,938	0,000	21,983	31,455	6,267	0,896	0,000	0,000	0,902	0,000	99,441	2,992	0,008	2,037	2,075	0,000	0,737	0,000	0,076	0,000	0,060	0,000	4,985	70	25	2	3	0	0,26	
932 BI 473 36,619	5,126	15,956	14,092	14,335	0,000	0,066	10,505	0,000	0,000	96,699	5,404	2,596	0,180	1,739	0,569	3,153	0,019	0,000	1,978	0,000	0,000	7,638	0	0	0	0	0	0,64	
932 Fk 474 63,925	0,000	18,932	0,014	0,000	1,219	15,948	0,000	0,000	0,000	100,376	10,999	5,001	0,067	0,017	0,000	0,001	2,835	0,950	0,028	0,000	0,000	3,898	0	0	0	0	0	0,00	
932 PL 475 62,416	0,000	24,391	0,118	0,005	5,029	8,294	0,123	0,000	0,000	100,376	10,999	5,001	0,067	0,017	0,000	0,001	2,835	0,950	0,028	0,000	0,000	3,898	0	0	0	0	0	25,07	
932 BI 476 36,769	4,715	16,193	13,537	14,545	0,000	0,142	10,165	0,055	0,000	96,122	5,431	2,569	0,251	1,673	0,524	3,202	0,041	0,000	1,916	0,007	0,000	7,613	0	0	0	0	0	0,66	
932 Gr 478 38,027	0,000	22,039	30,378	7,502	1,161	0,000	0,000	0,747	0,000	99,855	2,973	0,027	2,004	1,986	0,000	0,874	0,000	0,097	0,000	0,049	0,000	5,012	66	29	2	3	0	0,31	
932 BI 479 35,279	5,730	15,577	14,891	6,823	0,000	0,089	10,531	0,030	0,000	88,950	5,699	2,301	0,666	2,012	0,696	1,643	0,028	0,000	2,171	0,004	0,000	7,220	0	0	0	0	0	0,45	
932 Fk 480 64,049	0,000	19,207	0,034	0,000	1,028	16,032	0,000	0,000	0,000	102,626	11,970	4,030	0,132	0,000	0,000	0,000	3,224	0,124	0,161	0,000	0,000	3,642	0	0	0	0	0	0,00	
932 PL 481 70,582	0,000	20,812	0,000	0,000	0,684	9,802	0,746	0,000	0,000	102,626	11,970	4,030	0,132	0,000	0,000	0,000	3,224	0,124	0,161	0,000	0,000	3,642	0	0	0	0	0	0,00	
932 PL 482 61,807	0,000	24,311	0,000	0,000	4,793	8,627	0,063	0,000	0,000	99,602	10,978	5,022	0,070	0,000	0,000	0,000	2,972	0,912	0,014	0,000	0,000	3,969	0	0	0	0	0	22,00	
932 PL 483 61,817	0,000	24,010	0,052	0,009	4,746	9,037	0,112	0,000	0,000	99,784	10,985	5,015	0,016	0,008	0,000	0,002	3,114	0,904	0,025	0,000	0,000	4,069	0	0	0	0	0	23,10	
932 PL 484 62,203	0,000	24,401	0,000	0,021	4,787	8,548	0,113	0,000	0,000	100,074	10,992	5,008	0,076	0,000	0,000	0,006	2,929	0,907	0,025	0,000	0,000	3,943	0	0	0	0	0	26,00	
932 PL 485 65,518	0,000	21,561	0,021	0,000	4,609	7,076	0,178	0,000	0,000	98,962	11,577	4,423	0,069	0,003	0,000	0,000	2,425	0,873	0,040	0,000	0,000	3,410	0	0	0	0	0	26,00	
932 PL 486 63,166	0,000	24,344	0,074	0,000	4,869	7,467	0,000	0,033	0,000	99,983	11,112	4,888	0,159	0,011	0,000	0,000	2,546	0,917	0,000	0,005	0,000	3,638	0	0	0	0	0	26,00	
932 PL 488 62,909	0,000	24,492	0,001	0,000	5,520	7,659	0,077	0,000	0,000	100,659	11,029	4,971	0,092	0,000	0,000	0,000	2,604	1,037	0,017	0,000	0,000	3,750	0	0	0	0	0	28,00	
932 PL 489 63,352	0,000	23,778	0,007	0,016	4,446	7,628	0,080	0,000	0,000	99,306	11,200	4,800	0,157	0,001	0,000	0,004	2,615	0,842	0,018	0,000	0,000	3,638	0	0	0	0	0	24,00	

êcTy N° SiO₂ TiO₂ Al₂O₃ FeO MgO CaO Na₂O K₂O MnO Cr₂O₃ Total Si Al⁺ Al⁺ Fe²⁺ Ti Mg Na Ca K Mn Cr soca Al Py Sp Gr An X_{mg}

BIBLIOGRAPHIE



- Albarède, F., 1976.** Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18:1023-1031.
- Albarède, F., & Fourcade S., 1969.** Sur la présence de gneiss à orthopyroxène dans le socle hercynien du massif nord pyrénéen de Bessède de Sault (Aude). *C.R. Acad. Sci. Paris* 269, 1823 - 1826.
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A., 1978.** Age and significance of the north pyrenean metamorphism. *Earth Planet. Sci. Let.*, 40:327-332.
- Albarède, F., & Vitrac-Michard, A., 1978.** Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr . Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5:681-687.
- Albarède, F., Feraud, G., Kaneoka, J. & Allègre, C.J., 1978.** ^{39}Ar - ^{40}Ar dating: the importance of K-feldspars on multimineral data of polyorogenic areas. *J. Geol.*, 86:581-598.
- Andrieux, P., 1982.** Conditions de cristallisation et évolution paragénetique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées orientales). *Bull. Mineral.*, 105:253-266.
- Argand E., 1922.** La tectonique de l'Asie. *XIIIème Congr Géol internat. Bruxelles*, 372p.
- Arthaud, F., & Matte, Ph., 1975.** Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25:139-171.
- Arthaud, F., & Matte, Ph., 1977.** Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccord entre les segments hercyniens situés autour du bassin Nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde). in: "La chaîne Varisque d'Europe moyenne et Occidentale" *Coll. intern. CNRS, Rennes* 243:497-513.
- Arthaud, F., & Séguret, M., 1981.** Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. France* 1:51-63.
- Arthaud, F., Ogier, M., & Séguret, M., 1981.** Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull BRGM, Section I, n° 3*, pp175-193.
- Autran, A., & Guitard, G., 1969.** Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales): liaison avec la nappe du Canigou. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t269, p2497-2499.
- Autran, A., Fontelles, M., & Guitard, G., 1966.** Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 263, p317-320.
- Autran, A., Fontelles, M. & Guitard, G., 1970.** Relations entre les 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. Géol. de France*, (7), XII, 4:673-731.
- Autran, A., Guitard, G., & Raguin, E., 1963.** Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes au 1/200000 (édition provisoire). *Éditée par le B.R.G.M.*
- Azambre, B., 1967.** Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées. *Thèse 3° cycle, Paris*. 147 p.
- Azambre, B., 1970.** Les monchiquites et autres roches intrusives accompagnant les syénites néphéliniques des Corbières. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272, p641-643.
- Azambre, B., 1978.** Généralités sur le magmatisme d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales. In *Réunion extraordinaire de la Soc.géol.Fr. "Les Pyrénées"*. *Bull.Soc. géol. France*, 7 p.594.
- Azambre, B., & Ravier, J., 1978.** Les écaïlles de gneiss du faciès granulite du port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, 7:221-228.
- Azambre, B., & Rossy, M., 1976.** Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque: ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 6:1725-1728.
- Azambre, B., & Rossy, M., 1981.** Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. *Bull. Soc. géol. France*, 7:253-262
- Azambre, B., Ravier, J., & Thiebaut, J., 1971.** A propos du phénomène de dipyrrisation des roches éruptives d'âge secondaire des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272:463-471.
- B.R.G.M., ELF-Re, ESSO-REP., S.N.P.A., 1974.** Géologie du bassin d'Aquitaine. *B.R.G.M. éd.*
- Baby, P., 1988.** Chevauchements dans une zone à structure complexe. La zone nord - pyrénéenne ariégeoise. Utilisation de coupes équilibrées et de données sismiques profondes (ECORS Pyrénées). *Thèse Doctorat, Toulouse*, 189p.

- Baby, P., Crouzet, G., Specht, M., Deramond, J., Bilotte, M., & Debroas, E.J., 1988.** Rôle des paleostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux Nord-Pyrénéens. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 306:307-313.
- Barbier, F., Le Pichon, X., & Duverge, J., 1986.** Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Soc. géol. France*,
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, P.H., & Ribeiro, A., 1980.** La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. *26ème C.G.I. Paris*, 233-246.
- Beach, A., 1980.** Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *J. of Struct. Geol.*, 2, 1/2:257-263.
- Ben Othman, D., Fourcade, S., & Allegre, C.J., 1984.** Recycling processes in granite-granodiorite complex gneiss: the Querigut core studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Let.*, 69:290-300.
- Benkhelil, J., 1986.** Structure et évolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigéria). *Doctorat, Université de Nice* :226p.
- Bernus-Maury, C., 1984.** Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. *Thèse 3ème cycle Paris VI*, 253p.
- Berthé, D., Choukroune, P., & Jegouzo, P., 1979.-** Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South-Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 1:31-42.
- Bertrand, L., 1907.** Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Carte Géol. Fr.*, XVII, 134, 16p.
- Bertrand, L., 1940.** Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte Géol. de Fr.*, t 17, n°118.
- Bickle, M.J., Wickham, S.M., Chapman, H.J., & Taylor, Jr., 1988.** A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois Seigneurs Massif, Pyrénées, France. *Contrib. Mineral. Petro.*, 100:399-417.
- Bixel, F., & Lucas, C., 1983.** Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano - permien des Pyrénées occidentales. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, 24-4:329-342.
- Bixel, F., 1984.** Le volcanisme stéphano - permien des Pyrénées. *Thèse d'état, Toulouse*, 639p.
- Boillot, G., & Capdevilla, R., 1977.** The Pyrénées: subduction and collision? *Earth-Planet. Sci. Letters*, 35:151-160.
- Boillot, G., Capdevilla, R., & al, 1973.** La zone nord pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277:2629-2632.
- Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M., & Biju - Duval, B., 1984.** Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. *Masson éd.* 342p.
- Boissonnas, J., 1974.** Iholdy, carte géologique détaillée au 1/50 000ème. *B.R.G.M. Orléans*.
- Bouchez, J.L., & Pecher, A., 1976.** Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. géol. France*, 18:1377.
- Bouchez, J.L., Lister, G.S., & Nicolas, A., 1983.** Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch*, 72:401-420.
- Boullier, A.M., Bouchez, J.L., (1978).** Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France.*, 7, 3, pp. 253-262.
- Bresser (de), J.H.P., Majoor, F.J.M., & Ploegsma, M., 1986.** New insights in the structural and metamorphic history of the western Lys - Caillaus massif (Central Pyrenees, France). *Geol. en Mijnbouw*, 65:177-187.
- Brink, U.S. ten, & Ben - Avraham, Z., 1989.** The anatomy of a pull - apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea basin. *Tectonics*, 8, 2:333-350.
- Brodie, K.H., & Rutter, E.H., 1987.** Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of northern Italy. *Tectonophysics*, 140:193-212.
- Brun, J.P., & Choukroune, P., 1981.** Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, 23/3:177-193.
- Brunel, M., 1980.** Quartz C-Axis fabrics in shear-zone mylonites evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, 64:33-34.
- Brunel, M., 1983.** Etude pétro - structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du Nord - Ouest). *Thèse d'état, Paris*.
- Brunel, M., 1986.** Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*, 5:247-265.
- Brunel, M., & Kienast, J.R., 1986.** Etude pétro - structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest - Makalu (Népal oriental). *Can. J. Earth Sci.*, 23:1117-1137.
- Burchfiel, B.C., & Royden, L.H., 1985.** North-South extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, 13:679-682.

- Burg, J.P., & Leyreloup, A., 1976.** Mise en évidence d'un socle précambrien granulitique de haute pression à noyaux éclogitiques dans un massif nord-pyrénéen à structure de dôme thermique : Bessède de Sault (Aude). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283:307-310.
- Burg, J.P., & Laurent, Ph., 1978.** Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47:15-42.
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M., Liu, G.H., 1984.** Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central sheet in Southern Tibet. *J. Struct. Geol.*, 6, 5:535-542.
- Burrus, J., Olivet, J.L., & al, 1987.** Rapport d'implantation profil ECORS golfe du Lion.
- Cabissolle (de), B., 1989.** Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS. *Doctorat, Université de Montpellier*, 273p.
- Capdevila, R., Lamboy, M., Leprière, J.P., 1974.** Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie orientale de la marge continentale nord-espagnole. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278:17-20.
- Capdevilla, R., Boillot, G., Lepvrier, C., Malod, J.A., & Mascle, G., 1980.** Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord ibérique). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 291:317-320.
- Carez, L., 1903-1909.** La géologie des Pyrénées françaises. *Mém. carte géol. France*, 6 volumes.
- Carréras, J., Julivert, M., & Santanach, P., 1980.** Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees : an exemple of shear zones associated with late folding. *J. of Struct. Geol.*, 2, 1/2:5-9.
- Casas, J.M. & Poblet, J., 1989.** Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le "synclinal de Llavorsi" dans les Pyrénées centrales (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308:427-433.
- Castéras, M., 1933.** Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Service carte Géol. France*, 37, 527p.
- Castéras, M., 1974.** Les Pyrénées. In "Géologie de la France" (J. Debelmas Ed.), Doin Ed., Paris, 2:296-345.
- Castéras, M., Souquet, P., & Peybernès, B., 1971.** Le Crétacé supérieur de Lordat, de Bestiac et de Montailon (Ariège). *C. R. som. Soc. géol. France*, 4.
- Cavet, P., 1957.** Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées françaises (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. carte Géol. France*, 55, 216p.
- Chauvet, A., 1989.** Etude pétrostructurale du substratum des bassins dévonien de l'Ouest Norvège : les processus d'amincissement de la croûte calédonienne épaissie. *Doctorat, Université de Montpellier*, 253p.
- Chauvet, A., & Seranne, M., 1988.** Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in southwest Norway. In : Gayer, R. and Townsen, C. Eds., *The Caledonide geology of Scandinavia*. p245-254.
- Cherry, J., 1988.** Modélisation thermo-mécanique de la déformation lithosphérique intra-continentale. *Doctorat, Université de Montpellier*, 191p.
- Cherry, J., Daignières, M., & Vilotte, J.P., 1989.** Numerical study of the thermomechanical evolution of an initially thinned lithosphere under a compressive regime; how to built an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one. *Bull. Soc. Géol. France, sous presse*.
- Choukroune, P., 1969.** Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques. *Tectonophysics*, 7:57-70.
- Choukroune, P., 1970.** Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (feuille au 1/50000 de St Paul de Fenouillet). *Bull. B.R.G.M.*, 4:49-63.
- Choukroune, P., 1972.** Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la ZNP centrale et orientale. *Bull. Soc. géol. France*, XIV.
- Choukroune, P., 1976.** Structure et évolution tectonique de la zone nord - pyrénéenne. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 127:1-116.
- Choukroune, P., & Seguret, M., 1973.** Tectonics of the Pyrénées: role of compression and gravity. in "Gravity and Tectonics", Interscience, New-York, John Wiley
- Choukroune, P., Seguret, M., & Galdeano, A., 1973a.** Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bul. Soc. géol. France*, 5-6.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., & Sibuet, J.C., 1973b.** Bay of Biscay and Pyrénées. *Earth Planet. Sci. Let.*, 18:109-118.
- Choukroune, P., & 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. Fr.*, XX, 5:689-700.

- Choukroune, P., Gapais, D., & Merle, O., 1987. Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.* 5/6:525-530.
- Choukroune, P., & ECORS Team, 1989a. The "ECORS" Pyrenean deep seismic profile. Reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*,
- Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F., Cazes, M., 1989b. Major Hercynian structures along the ECORS Pyrénées and Biscaye lines. *Bull. Soc. Geol. Fr., sous presse*.
- Christie - Blick, N., & Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike - slip faults. In *Bidle, K.T., and Christie - Blick, N., eds., Strike - slip deformation, basin formation, and sedimentation : Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Special Publication 37:1-30*.
- Cobbold, P.R., & Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. of Struct. Geol.*, 2, 1/2:119-126.
- Combes, P.J., & Peybernès, B., 1989. Tectonique alpine dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308:953-959.
- Conquéré, F., 1978. Pétrologie des complexes ultramafiques de l'Ariège. *Thèse d'Etat, Paris*, 333p.
- Costa, S., & Maluski, H., 1988. Use the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonite zones : an example from the St Barthélémy massif (Northern Pyrénées, France). *Chem. Geol.*, 72:127-144.
- Crittenden, M.D.Jr, Coney, P.J., & Davis, G.H., editors, 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. *Mem. geol. Soc. Amer.*, 153:1-490.
- Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'infra-lias d'Aquitaine. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1:69-99.
- Curnelle, R., Dubois, P., & Seguin, J.C., 1980. Le bassin d'Aquitaine; substratum anté - tertiaire et bordures mésozoïques. In *"Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg, Dunod éd, Paris*, 231-242.
- Curnelle, R., & Durand-Delga, M., 1982. Allochtone des massifs Paléozoïques Nord-Pyrénéens. *G.P.F.1.thème 6*.
- Daignières, M., 1978. Géophysique et faille nord-pyrénéenne. *Bull. Soc. géol. France*, 5:677-680.
- Daignières, M., Gallard, J., & Hirn, A., 1981. Etude sismique des Pyrénées. Apport à la géodynamique. *Bull.B.R.G.M.*, 2:83-92.
- Daignières, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E. & ECORS Pyrénées Team, 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrénées line. *Tectonics, sous presse*.
- Dauteuil, O., 1988. Le couloir décrochant nord - pyrénéen entre les massifs du St Barthélémy et de Salvezines (Aude, Ariège) : analyse tectonique et approche thermique. *Thèse doctorat, Paris*.
- Dauteuil, O., Raymond, D., & Ricou, L.E., 1987. Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemples à l'Est du Saint-Barthélémy. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304:1025-1028.
- Davis, G.A., 1988. Rapid upward transport of mid - crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene detachment fault, Whipple Mountains, southeastern California. *Geol. Rdsch.*, 77/1:191-209.
- Davis, G.A., Lister, G.S., Reynolds, S.J., 1986. Structural evolution of the Whipple and South Mountains shear zones, Southwestern United States. *Geology*, 14:7-10.
- Davis, G.H., 1983. Shear zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 11:342-347.
- Davy, Ph., & Gillet, Ph., 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 6:913-929.
- Debat, P., Soula, J.C., Kubin, L., & Vidal, J.L., 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneisses and pegmatites from Occitanie, southern France). *Lithos*, 11:133-146.
- Debroas, E.J., 1978. Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). *Bull. Soc. géol. France*, 5:639-648.
- Debroas, E.J., 1985. Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens: l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata*, 2:99-106.
- Debroas, E.J., 1987. Modèle de bassins triangulaires à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone Nord-Pyrénéenne, France). *Bull. Soc. Géol. France*, ()
- Debroas, E.J., & Souquet, P., 1976. Sédimentogénèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. B.R.G.M.*, 4:305-320.
- Debroas, E.J., Marty, F., Mediavilla, F., & Souquet, P., 1977. Identification de brèches tectoniques dans les brèches réputées sédimentaires et éocènes de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées; conséquences stratigraphiques et structurales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 113, 1-2:212-218.

- Deramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P., & Crouzet, G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 16:1213-1216.
- Deramond, J., Baby, P., Crouzet, G., & Specht, M., 1989. Influence de l'anisotropie sur la géométrie des chevauchements. Exemple de la Zone nord-pyrénéenne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 308:1481-1484.
- Deregnacourt, D., & Boillot, G., 1982. Nouvelle carte structurale du golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294:219-222.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7:1123-1139.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Lunar, R., Mayor, N., & Martinez, J., 1988. Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization in the Spanish central system. *Geology*, 16:800-803.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperatures in cooling geochronological and lithological systems. *Contrib. Min. Petrol.*, 40:259-274.
- Dodson, M.H., & McLeod - Brown, E.L., 1985. Isotopic evidence and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. *Geol. Soc. London Mem.*, 10, "Chronology of geological records", N. Snelling ed.
- Driouch, Y., Dahmani, A., Debat, P., Pouget, P., Seyler, M., & Soula, J.C., 1989. Les formations ultrabasiques et basiques au sein des séries méso-crustales des Pyrénées hercyniennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308:1149-1255.
- Dubois, P., & Seguin, J.C., 1978. Les flysch Crétacé de la zone Commingeoise et leur environnement. *Bull. Soc. géol. France*, 5:657-671.
- Echtler, H., & Malavieille, J., 1989. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysics*, sous presse.
- ECORS Pyrénées Team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrénées. *Nature*, 331:508-511.
- Eisbacher, G.H., 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Bull. geol. Soc. Am.* 81:2009-2020.
- Eisbacher, G.H., Lüschen, E., & Wickert, F., 1989. Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics*, 8, 1:1-21.
- Elders, W.A., Rex, R.W., Meida, V.T., Robinson, P.T., & Biehler, S., 1972. Crustal spreading in southern California. *Science*, 178:15-24.
- England, P.C., & Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion on the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 134:201-213.
- England, P.C., & Thompson, A.B., 1984. Pressure - Temperature - time paths of regional metamorphism. I - Heat transfer during the evolution of region of thickened continental crust. *J. of Pet.*, 25, 4:894-928.
- Etchécopar, A., 1977. Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39:121-139.
- Etchécopar, A., & Malavieille, J., 1987. Computer model of pressure - shadows : a method for strain measurement and shear sense determination. *J. of Struct. Geol.*, 9, 5/6:667-678.
- Etchécopar, A., & Vasseur, G., 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates; comparison to experimental and natural examples. *J. of Struct. Geol.*, 9, 5/6:705-718.
- Etheridge, M.A., & Wilkie, J.C., 1979. Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, 58:159-178.
- Ferry, J.M., & Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66:113-117.
- Feuillée, P., et Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies pyrénéo - cantabriques. In "Histoire structurale du golfe de Gascogne", éd. Technip, Paris.
- Fonteilles, M., 1970. Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bull. B.R.G.M.* 4: 21-72.
- Fonteilles, M., & Guitard, G., 1964. L' "effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258:4299-4302.
- Fonteilles, M., Guitard, G., & Raguin, E., 1964. Sur la présence de gneiss à disthène et cordiérite dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées de l'Ariège). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258:3524-3525.
- Fonteilles, M., & Guitard, G., 1968. L'effet de socle dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 91:185-206.
- Fortané, A., Duée, G., Lagabrielle, Y., & Coutelle, A., 1986. Lherzolites and the western "chainons béarnais" (French Pyrenees) : structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129:81-98.
- Fortuné, J.P., Gavoille, B., & Thiébaud, J., 1980. Le gisement de talc de Trimouns près Luzenac (Ariège). 26ème C.G.I., Fasc. E10, 43p.


- Fourcade, S., 1981. Géochimie des granitoïdes. *Thèse d'état, Université de Paris VII, 189p.*
- Fuis, G.S., Mooney, W.D., Healy, J.H., McMechan, J.H., & Lutter, W.J., 1984. A seismic refraction survey of the Imperial Valley region, California. *J. Geophys. Res.*, 89:1165-1189.
- Gagnepain, J., Modiano, P., Cisternas, A., Ruegg, J.C., Vadel, M., Hatzfeld, D., & Mezcua, J., 1980. Sismicité de la région d'Arette et mécanisme au foyer. *Ann. Geophys.*, 36, 4:499-508.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y., & Marquer, D., 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. of Struct. Geol.*, 9, 5/6:635-646.
- Garigou, F., 1865. Aperçu géologique sur le bassin de l'Ariège. *B.S.G.F.*, t22, p476.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C., & Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belt. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 89:48-62.
- Gealey, W.K., 1988. Plate tectonic evolution of the Mediterranean - Middle East region. *Tectonophysics*, 155:285-306.
- Ghent, E.D., & Stout, M.Z., 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase - biotite - garnet - muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76:92-97.
- Ghent, E.D., 1976. Plagioclase - garnet - Al₂SiO₅ - quartz: a potential geobarometer - geothermometer. *Am. Mineral.*, 61:710-714.
- Golberg, J.M., 1987. Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. *Thèse de Doctorat, Montpellier, 235p.*
- Golberg, J.M., & Leyreloup, A.F., 1985. Mise en évidence de fluides mantelliques dans la zone nord pyrénéenne (région de Lherz): la formation bréchiqque du col d'Agnes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300:71-74.
- Golberg, J.M., Maluski, H., & Leyreloup, A.F., 1986. Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the north pyrenean zone. *Tectonophysics*, 129:275-290.
- Golberg, J.M., & Maluski, H., 1988. Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C.R. Acad. Sc. Paris, II*, 306:429-435.
- Goujou, J.C., Golberg, J.M., & Leyreloup, A.F., 1988. Réaction de décarbonatation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307:39-44.
- Guchereau, J.Y., 1975. Le Saint Barthélémy métamorphique (Pyrénées ariégeoise). Pétrographie et structure. *Thèse 3ème cycle, Toulouse, 172p.*
- Guiraud, M., & Séguret, M., 1985. Releasing solitary overstep model for the late jurassic-early cretaceous (wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain). In Bidle, K.T., and Christie - Blick, N., eds., *Strike - slip deformation, basin formation, and sedimentation: Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Special Publication 37.*
- Guitard, G., 1964. Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne: les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258:4597-4599.
- Guitard, G., 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Memoires du B.R.G.M.*, 63:1-353.
- Guitard, G., & Raguin, E., 1958. Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly. (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 247:2385-2388.
- Hall, C.A., & Bennett, V.C., 1979. Significance of Iherzolite at the Etang de Lherz, Central Pyrenees, Southern France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45:349-354.
- Handy, M.R., 1987. The structure, age and kinematics of the Pogallo Fault Zone; Southern Alps, northwestern Italy. *Eclogae geol. Helv*, 80, 3:593-632.
- Hanmer, S., 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *J. of Struct. Geol.*, 8, 2:111-122.
- Heitzmann, P., 1987. Calcite mylonites in the Central Alpine "root zone". *Tectonophysics*, 135:207-215.
- Héritier, M., Nicolai, R., Ricateau, R., Villemin, J., 1972. Les chevauchements frontaux nord - pyrénéens entre l'Ariège et l'Adour (Pyrénées centrales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 275:1733-1734.
- Hobbs, B., Means, W., & Williams, P., 1976. An outline of structural geology. *Wiley, New - York.*
- Hodges, K.V., & Fountain, D.M., 1984. Pogallo line, South Alps, northern Italy: an intermediate crustal level, low-angle normal fault? *Geology*, 12:151-155.
- Holdaway, H.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am J. Sci.*, 271:97-131.
- Holdaway, H.J., & Lee, S.M., 1977. Fe - Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63:175-198.

- Hsü, L.C., 1968.** Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, 9:40-83.
- Jacob, Ch., 1930.** Zone Axiale, versant Sud et versant Nord des Pyrénées. *Livre Jubilaire Centenaire Soc. Géol. Fr., t II, pp 389-410.*
- Jäger, E., & Zwart, H.J., 1968.** Rb-Sr age determinations of some gneiss and granites of the Aston Hospitalet massif (Pyrénées). *Geol. Mijnb.*, 47:349-357.
- Keen, C., Peddy, C., de Voogd, B., & Matthews, D., 1989.** Conjugate margins of Canada and Europe: Results from deep reflection profiling. *Geology*, 17:173-176.
- Kerrich, R., 1988.** Detachment zones of Cordilleran metamorphic core complexes: thermal, fluid and metasomatic regimes. *Geol. Rdsch.*, 77/1:157-182.
- Koziol, A.M., & Newton, R.C., 1988.** Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *Am. Mineral.*, 73:216-223.
- Labauve, P., Séguret, M., & Seyve, C., 1985.** Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene south-pyrenean basin. *Tectonics*, 4, 7:661-685.
- Lacroix, A., 1890.** Sur les cipolins à minéraux et les roches à wernérite de l'Ariège. *C. R. Acad. Sc.*, t 110.
- Lagarde, J.L., 1978.** La déformation des roches dans les domaines a schistosité subhorizontale. Application à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). *Thèse 3ème cycle, Rennes.*
- Lallemant, H.G., 1968.** Structural and petrofabric analysis of an "Alpine type" peridotite: the Iherzolite of the french Pyrénées. *Leidse Geol. Meded.*, 42:1-57.
- Lamouroux, C., Soula, J.C., Deramond, J., & Debat, P., 1980.** Shear zones in the granodioritic massifs of the central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis. *J. of Struct. Geol.*, 2, 1/2:49-53.
- Lardeaux, J.M., Caron, J.M., Nisio, P., Péquignot, M., & Boudeulle, M., 1986.** Microstructural criteria for reliable thermometry in low - temperature eclogites. *Lithos*, 19:187-203.
- Laumonier, B., & Baetens, E., 1986.** Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats de Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco espagnole). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302:363-366.
- Le Breton, N., 1983.** Réflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches métapélitiques. Application aux gneiss pélitiques de grande Sila (Calabre Centrale, Italie). *Thèse 3ème cycle, Orléans*, 223p.
- Le Fur Balouet, S., & Cabanis, B., 1988.** Etude géochimique du magmatisme crétacé pyrénéen: sa place dans l'évolution géodynamique de la chaîne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 306:1451-1457.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., & Sibuet, J.C., 1970.** La faille nord pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271:1941-1944.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J., & Sibuet, J.C., 1971.** Une hypothèse d'évolution structurale du golfe de Gascogne. In *"Histoire structurale du golfe de Gascogne"*, éd. Technip.
- Lefort, J.P., 1980.** Un "fit" structural de l'Atlantique nord: arguments géologiques pour corrélérer les marqueurs géophysiques reconnus sur les deux marges. *Marine Geol.*, 37:355-369.
- Lister, G.S., & Price, G.P., 1977.** Fabric development in a quartz - feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49:37-78.
- Lister, G.S., Williams, P.F., 1983.** The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92:1-33.
- Lister, G.S., & Snoke, A.W., 1984.** S - C mylonites. *J. of Struct. Geol.*, 6, 6:617-638.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., & Symonds, P.A., 1986.** Detachment faulting and evolution of passive continental margins. *Geology*, 14:246-250.
- Lucas, C., 1977.** Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphiques et paléogéographie. *Bull. BR.G.M.*, IV, 3:225-231.
- Magné, J., & Mattauer, M., 1968.** Sur la présence de cénomano - turonien dans la série schisteuse de la couverture nord de la zone axiale des Pyrénées au sud de quillan. *Bull. B.R.G.M.*, 2, 3:39-43.
- Majesté-Menjoulas, C., 1979.** Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq - Monts - Gentiane. *Thèse d'état, Université de Toulouse*, 343p.
- Majoer, F.J.M., & Priem, H.N.A., 1987.** Rb-Sr whole rock investigations in the Aston massif, central Pyrénées. *Geol. Rdsch.*, 76/3:787-794.
- Malavieille, J., 1987.** Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6:541-554.

- Malavieille, J., 1987.** Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie : les "Metamorphic core complexes" du Basin and Range (USA). *Thèse d'état, Université de Montpellier, 332p.*
- Malavieille, J., Lacassin, R., Mattauer, M., 1984.** Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France, XXVI, 5:895-906.*
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M., & Gardien, V., 1989.** Late orogenic extensional shear zone and carboniferous basin in the French Massif Central : collapse of the thickened Variscan crust. *Tectonophysics, sous presse.*
- Malod, J.A., 1987.** Dissymétrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relations avec les modèles de distension. *Bull. Soc. géol. France, (8), III, 3:465-472.*
- Malod, J.A., 1988.** Iberian kinematics during the Cretaceous. Paleogeographic consequence. *3rd Cretaceous symposium, sous presse.*
- Mangin, A., 1967.** Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint Barthélémy. *Thèse 3ème cycle, Toulouse.*
- Marquer, D., Gapais, D., & Capdevila, R., 1985.** Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales). *Bull. Minéral., 108:209-221.*
- Marshall, R.S., 1987.** The Hercynian of the Pyrénées : was it really extending ? *Terra Cognita, 7:315.*
- Masson, D.G., Montadert, L., & Scrutton, R., 1985.** Regional geology of the Goban Spur continental margin, in *Graciansky, P.C., Poag, C.W., et al., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 80; Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p 1115-1140.*
- Mattauer, M., 1964.** Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris, 259:2891-2894.*
- Mattauer, M., 1968.** Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, X, 1:3-12.*
- Mattauer, M., 1975.** Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth. Planet. Sc. Lett., 28:144-154.*
- Mattauer, M., 1985.** Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris, 300:71-74.*
- Mattauer, M., 1989.** Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France, sous presse.*
- Mattauer, M., & Proust, F., 1962.** Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., fasc 10, p304.*
- Mattauer, M., & Proust, F., 1964.** Sur l'allure de la discordance antécénomaniennne dans le bassin de Quillan. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., fasc 8, p340.*
- Mattauer, M., & Proust, F., 1965.** Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des Pyrénées orientales. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 4:132.*
- Mattauer, M., & Séguret, M., 1966.** Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C.R. Somm. Soc. Géol. de Fr., 1:10-11.*
- Mattauer, M., & Séguret, M., 1971.** Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. In *"Histoire structurale du golfe de Gascogne", éd. Technip.*
- Mattauer, M., Dalmayrac, B., Laubacher, G., Vidal, J.C., 1967.** Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le "synclinal" paléozoïque de Villefranche de Conflent (P.- O.). *C.R. Acad. Sc. Paris, 265:1361-1364.*
- Mattauer, M., Faure, M., & Malavieille, J., 1981.** Transverse lineation and large - scale structures related to alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol., 3:401-409.*
- Mattauer, M., Proust, F., & Ravier, J., 1964.** Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., fasc 3, pp 129-130.*
- Matte, Ph., 1969.** Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de la Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *C.R. Acad. Sc. Paris, 268:1841-1844.*
- Matte, Ph., 1976.** Raccord des segments hercyniens d'Europe Sud occidentale, les différents marqueurs utilisables. *Nova Acta Leopoldina, Abh. Deutch. Acad. Naturforsher, 244:239-262.*
- Matte, Ph., 1986.** La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo - Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France, 8,II, 1:9-24.*
- Matte, Ph., & Mattauer, M., 1987.** Hercynian orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. *Nature, 325, 6106:739-740.*
- Mc Caig, A.M., & Miller, J.A., 1986.** ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of mylonites along the Mérens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics, 129:149-172.*
- Meurisse, M., 1975a.** Essai d'interprétation lithostratigraphique du Secondaire métamorphique de la zone nord - pyrénéenne orientale. *Bull. B.R.G.M., I, 4:275-284.*

- Meurisse, M., 1975b.** Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord pyrénéenne. Datation et conséquences. *Arch. Sc. Genève*, 28:67-79.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J., Hartvelt, J.J.A., 1968.** Lithostratigraphic subdivision of post hercynian deposits in the south central pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41:221-228.
- Michard - Vitrac, A., Albarède, F., Dupuis, C., Taylor, H.P., 1980.** The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks : inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta igneous complex, central Pyrénées (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72:57-72.
- Mirouse, R., 1980.** Les Pyrénées. In "Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg", Dunod éd, Paris, p212-233.
- Monchoux, P., 1970.** Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. *Thèse d'état. Toulouse*, 180p.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph., & Masse, P., 1987.** Tectonic - sedimentary characters of the Betic neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 1:1-22.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R., 1986.** K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrénées : age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 129:257-273.
- Muller, J., & Roger, Ph., 1977.** L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géol. Alpine*, 53:149-191.
- Munoz, J.A., Sàbat, F., & Santanach, P., 1983.** Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296:1453-1458.
- Newton, R.C., & Wood, B.J., 1979.** Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68:391-405.
- Newton, R.C., & Hasselton, H.T., 1981.** Thermodynamics of the Garnet - Plagioclase - Al_2SiO_5 - Quartz geobarometer. In R.C. Newton, A Navrotsky and B.J. Wood (Editors), *Thermodynamics of minerals and melts*. Spring, N.Y., pp 129-145.
- Nicolas, A., 1985.** Novel type of crust produced during continental rifting. *Nature*, 315:112-115.
- Nicolas, A., & Boudier, F., 1975.** Kinematic interpretation of folds in alpine - type peridotites. *Tectonophysics*, 25:233-260.
- Nicolas, A., & Poirier, J.P., 1976.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *Wiley - interscience éd., Londres*.
- Oertel, G., 1983.** The relationship of strain and preferred orientation of phyllosilicate grains in rocks - a review. *Tectonophysics*, 100:413-447.
- Olivet, J.L., 1978.** Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. *Thèse d'état, Paris*, 150p.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzard, P., & Auzende, J.M., 1981.** Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *CNEXO éd.*
- Passchier, C.W., 1982a.** Mylonitic deformation in the St-Barthélémy Massif, French Pyrénées, with emphasis on the generation relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *G.U.A. Papers of Geology*, 1 (16):1-173.
- Passchier, C.W., 1982b.** Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint Barthelemy Massif, French Pyrenees. *J. of Struct. Geol.*, 4, 1:69-79.
- Passchier, C.W., 1983.** The reliability of asymmetric c - axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics*, 99:T9-T18.
- Passchier, C.W., 1984a.** Mylonite dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrénées. *Geological Magazine*, 121 (5):429-436.
- Passchier, C.W., 1984b.** Fluid inclusions associated with the generation of pseudotachylite and ultramylonite in the French Pyrénées. *Bull. Mineral.*, 107:307-315.
- Passchier, C.W., 1984c.** The generation of ductile and brittle shear bands in a low - angle mylonite zone. *J. of Struct. Geol.*, 6, 3:273-281.
- Passchier, C.W., 1985.** Water-deficient mylonite zones - An example from the Pyrénées. *Lithos*, 18:115-127.
- Passchier, C.W., Simpson, C., 1986.** Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8, 8:831-843.
- Perchuk, L.L., Aranovitch, L.Y., Podlesskii, K.K., Lavranteva, I.V., Gerasimov, V.Y., Fedkin, V.V., Kitsul, V.I., Karsakov, L.P., & Berdnikov, N.V., 1985.** Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J. metamorphic Geol.*, 3:265-310.
- Perec, G., 1982.** Experimental demonstration of the tomotopic organization in the soprano (Cantatrix sopranica L.). *Nature*, 301:1233-1237.

- Peybernès, B., 1978.** Dans les Pyrénées, la paléogéographie anté-cénomaniennne infirme la théorie d'un coulissement sénestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la "faille nord-pyrénéenne" des auteurs. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XX, p701-709.
- Peybernès, B., & Souquet, P., 1984.** Basement block and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geol. Magazine*, 121, 4:397-405.
- Philip, H., 1983.** La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. *Thèse d'état, Université de Montpellier*, 147p.
- Pin, C., 1989.** Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. *Thèse d'état, Clermont II*.
- Pin, C., & Vielzeuf, D., 1983.** Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93:47-74.
- Pinet, B., & al, 1987.** Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from deep seismic data. *Nature*, 325:513-516.
- Platt, J.P., & Vissers, R.L.M., 1980.** Extensional structures in anisotropic rocks. *J. of Struct. Geol.*, 2, :397-410.4
- Postaire, B., 1983.** 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 (Finlande). *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, (C), 15(1):29-72.
- Raguin, E., 1938.** Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8:11-36.
- Raguin, E., 1977.** Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. B.R.G.M.*, (2) sect. 1, 2, pp89-119.
- Ramsay, J.G., 1980.** Shear zone geometry: a review. *J. of Struct. Geol.*, 2, 1/2:83-99.
- Ramsay, J.G., & Graham, R., 1970.** Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7:786-812.
- Ranalli, G., 1984.** Grain size reduction and flow stress in tectonites. *J. of Struct. Geol.*, 6, 4:443-447.
- Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A., Salomon, J., 1982.** Etapes et styles de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière pays (Espagne) au Crétacé. *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, 295:247-250.
- Ravier, J., 1959.** Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. Géol. France*, XXXVIII, 86, 250p.
- Reches, Z., 1987.** Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells with applications to the Dead Sea transform. *Tectonophysics*, 141:75-88.
- 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. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 147(1):21-34.
- Reynolds, S.J., & Lister, G.S., 1987.** Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*, 15:362-366.
- Ricateau, R., & Villemin, J., 1973.** Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, 1:30-39.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C., & Bell, P.M., 1969.** Experimental determination of the kyanite-andalousite and andalousite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267:259-272.
- Rodgers, D.A., 1980.** Analysis of pull-apart basin development produced by en échelon strike slip faults. In "Sedimentation in oblique-slip mobile zones", *International Association of Sedimentologists Spec. Publ. n°4*, P.F. Ballance and H.G. Reading:27-41.
- Roure, F., & al, 1989.** ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*,
- Roux, L., 1977.** L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon (Ariège). *Thèse d'état, Toulouse*, 487p.
- Ruppel, C., Royden, L., & Hodges, K.V., 1988.** Thermal modelling of extensional tectonics: application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7(5):947-957.
- Saint Blanquat, M., 1985.** Recherches sur la tectonique extensive contemporaine du métamorphisme d'âge crétacé dans le massif du Saint Barthélémy et ses bordures. *Mém. D.E.A., Université de Montpellier*, 70p.
- Saint Blanquat, M., Brunel, M., & Mattauer, M., 1986.** Les zones de cisaillements du massif Nord Pyrénéen du Saint Barthélémy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303:1339-1344.
- Saint Blanquat, M., & Brunel, M., 1988.** Les mylonites du massif du Saint Barthélémy: amincissement crustal tardihercynien, ou crétacé? *Symposium on the geology of the Pyrénées and Betics*, p59.
- Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., & Brunel, M., 1989.** Petrological arguments for high temperature extensional deformation in the Pyrenean variscan crust. *Tectonophysics*, sous presse.

- Sancho, A., Duée, G., Hervouet, Y., & Telliez, H., 1987.** Evolution de la sédimentation dans une zone de décrochement complexe : le Crétacé supérieur sur le rebord nord - ibérique entre le pic d'Orhy et Saint - Jean - Pied - de - Port. *Bull. Soc. géol. France*, (8), III, 2:235-243.
- Sandiford, M., 1985.** The origin of retrograde shear zones in the Napier Complex : implications for the tectonic evolution of Enderby Land, Antarctica. *J. of Struct. Geol.*, 7, 3/4:477-488.
- Sandiford, M., & Powell, R., 1986.** Deep crustal metamorphism during continental extension : modern and ancient examples. *Earth Pl. Sc. Let.*, 79:151-158.
- Santanach, P., 1972.** Estudio tectónico del paleozoico inferior del Pirineo entre la Cerdana y el río Ter. 
- Schenk, V., 1984.** Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from southern Calabria (Italy) : prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *J. of Petrol.*, 25, 1:255-298.
- Schott, J.L., 1985.** Paléomagnétisme des séries rouges du Permien, du Trias, et du Crétacé inférieur dans les chaînes Pyrénéo-cantabriques et NW-ibérique. Implications géodynamiques. *Thèse, Université de Strasbourg*, 382p.
- Schott, J.J., & Péres, A., 1988.** Paleomagnetism of Permo - triassic red beds in the western Pyrenees : evidence for strong clockwise rotations of the Paleozoic units. *Tectonophysics*, 156:75-88.
- Schreurs, J., 1985.** Prograde metamorphism of metapelites, garnet biotite thermometry and prograde changes of biotites chemistry in high grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*, 18:69-80.
- Segall, P., & Pollard, D.D., 1980.** Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.*, 85(B8):4337-4350.
- Séguret, M., 1969.** Contribution à l'étude de la tectonique sud - pyrénéenne : sur le style et l'importance des déplacements vers le sud des séries secondaires et tertiaires de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 268:907-910.
- Séguret, M., 1972.** Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. USTL, Sér. Géol. Struct*, n° 2, Montpellier.
- Séguret, M., & Proust, F., 1968a.** Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 266:317-320.
- Séguret, M., & Proust, F., 1968b.** Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales : signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 266:984-987
- Séguret, M., Daignières, M., & équipe profil ECORS, 1985.** Coupes balancées d'échelles crustales des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301:341-345.
- Séguret, M., & Daignières, M., 1986.** Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. *Tectonophysics*, 129:303-318.
- Seifert, F., 1970.** Low temperature compatibility relations of cordierite in haploplites of system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Petrol.*, 11:73-99.
- Selverstone, J., 1985.** Petrological constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern window, eastern Alps. *Tectonics*, 4, 7:687-704.
- Selverstone, J., 1988.** Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps : implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics*, 7, 1:87-105.
- Sibson, R.H., White, S.H., & Atkinson, B.K., 1981.** Structure and distribution of fault rocks in the Alpine Fault Zone, New Zealand. In "Thrust & Nappe Tectonics", *Geological Society of London Spec. Public.* 197-210.
- Simpson, C., 1983.** Strain and shape - fabric variations associated with ductile shear zones. *J. of Struct. Geol.*, 5, 1:61-72.
- Simpson, C., 1985.** Deformation of granitic rocks across the brittle - ductile transition. *J. of Struct. Geol.*, 7, 5:503-511.
- Simpson, C., & Schmid, S.M., 1983.** An evolution of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94:1281-1288.
- Sitter, L.U. de, & Zwart, H.J., 1959.** Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees, sheet 3, Ariège, France, 1:50000. *Leidse Geol. Meded.*, 22:351-418.
- Soliva, J., Salel, J.F., & Brunel, M., 1989.** Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrenees). *Geol. en Mijnb.*, 63, 3, sous presse.
- Soula, J.C., 1982.** Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrénées. *J. Struct. Geol.*, 4(3):313-342.
- Soula, J.C., Debat, P., Deramond, J., & Pouget, P., 1986b.** A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrénées. *Tectonophysics*, 129:29-51.

- Soula, J.C., Debat, P., Deramond, J., Guchereau, J.Y., Pouget, P., & Roux, L., 1986c. Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 8, 2(1):79-93.*
- Soula, J.C., Lamouroux, C., Viallard, P., Besière, G., Debat, P., Ferret, B., 1986a. The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics, 129:115-147.*
- Souquet, P., Bilotte, M., Canérot, J., Debros, E.J., Peybernès, B., & Rey, J., 1975. Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris, 281:609-612.*
- Souquet, P., & Mediavilla, F., 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris, 282:2139-2142.*
- Souquet, P., Peybernès, B., Billote, M., & Debros, E.J., 1977. La chaîne alpine des Pyrénées. *Géol. Alp., 53, 2:193-216.*
- Souquet, P., & Debros, E.J., 1980. Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *Mém. B.R.G.M., 107:213-233.*
- Souquet, P., & Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord - pyrénéens des pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sc. Paris, 305:733-739.*
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide - plastique. *Bull. Soc. géol. France, (7), XIX, 3:437-460.*
- Thiébaud, J., 1964. Etude géologique du massif de la forêt de Castillon. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 99, 3/4:363-389.*
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reaction in pelitic rocks : II Calculation of some P - T - X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci., 276:425-454.*
- Thompson, A.B., & England, P.C., 1984. Pressure - Temperature - Time paths of regional metamorphism : II Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Pet., 25(4):929-955.*
- Thompson, A.B., & Ridley, J.R., 1987. Pressure - temperature - time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 321:27-45.*
- Tomasi, P., 1965. Contribution à l'étude géologique du bassin de Nalzen. *Thèse 3ème cycle, Montpellier, 246p.*
- Torné, M., de Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics, sous presse.*
- Tullis, J., & Yound, R.A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar : a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology, 13:238-241.*
- Van den Driessche, J., & Brun, J.P., 1987. Rolling structures at large shear strain. *J. of Struct. Geol., 9, 5/6:691-704.*
- Van den Eeckhout, B., 1986. A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraectina, 45, 196p.*
- Van den Eeckhout, B., & Zwart, H.J., 1987. A Hercynien crustal scale extensional shear zone in the Pyrénées. *Geology, 16:135-138.*
- Van der Voo, R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics, 7:5-56.*
- Van der Voo, R., & Boessenkol, A., 1973. Permian paleomagnetic results from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian peninsula and stable Europa. *Jl. of Geophys. Res., 78,23:5118-5127.*
- Vandenberg, J., 1980. New paleomagnetic data from the Iberian peninsula. *Geol. Mijnb., 59, 1:49-60.*
- Velasque, P.C., & Ducasse, L., 1987. Géotransverse équilibrée dans les Pyrénées occidentales : arguments en faveur d'un rift intraplaque pour expliquer l'amincissement crustal crétacé. *C.R. Acad. Sc. Paris, 304:383-386.*
- 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. en Mijnb., 63:399-410.*
- Vielzeuf, D., 1979a. Les paragneiss granulitiques des écaïlles de Lers et de Saleix (Ariège). Les réactions minéralogiques témoins de leur rétomorphose. *C.R. Acad. Sc. Paris, 289:5-8.*
- Vielzeuf, D., 1979b. Les stades tardifs d'évolution des paragneiss granulitiques des écaïlles de Lers (Ariège). *C.R. Acad. Sc. Paris, 289:989-992.*
- Vielzeuf, D., 1980. Orthopyroxene and cordierite secondary assemblages in the granulitic paragneiss from Lherz and Saleix (French Pyrénées). *Bull. Minéral., 103:66-78.*
- Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. *Thèse d'état, Université de Clermont Ferrand.*
- Vielzeuf, D., & Boivin, P., 1984. An algorithm for the construction of petrogenetic grids. Application to some equilibria in granulitic paragneiss. *Am. J. Sci., 284:760-791.*

- Vielzeuf, D., & Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98:257-276.
- Vielzeuf, D., & Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of pyrenean lherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67:87-96.
- Vitrac-Michard, A., & Allègre, C.J., 1975a. A study of the formation and history of a piece of continental crust by 87Rb-87Sr method: the case of the french oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50:257-285.
- Vitrac-Michard, A., & Allègre, C.J., 1975b. ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb , systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51:205-212.
- Vitrac-Michard, A., Albarède, F., Dupuis, C., & Taylor, H.P., 1980. The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: inference from SR, Pb, and O studies on the Maladeta igneous complex, central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72:57-72.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291:645-648.
- Wernicke, B., 1985. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22:108-125.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, D., & Humphreys, F.J., 1980. On mylonite in ductile shear zones. *J. of Struct. Geol.*, 2, 1/2:175-187.
- Wickham, S.M., 1984. Crustal anatexis and granite petrogenesis during low - pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs massif, Pyrenees, France. *J. of Petrol.*, 28, 1:127-169.
- Wickham, S.M., & Oxburgh, E.R., 1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318:330-334.
- Wickham, S.M. & Oxburgh, E.R., 1986. A rifted tectonic setting for Hercynian high thermal gradient metamorphism in the Pyrénées. *Tectonophysics*, 129:53-69.
- Wickham, S.M. & Oxburgh, E.R., 1987. Hercynian orogeny in the Pyrenees was not a rifting event, a reply. *Nature*, 325:739-740.
- Williams, G.D., & Fisher, M.W., 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3, 7:773-780.
- Zijderveld, J.D.A., & Van der Voo, R., 1971. Les données paléomagnétiques et leur implication sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne. In "Histoire structurale du golfe de Gascogne", éd. Technip, 22, II, 1-23.
- Zolnai, G., 1971. Le front nord des Pyrénées occidentales. In "Histoire structurale du golfe de Gascogne", Technip éd., Paris.
- Zwart, H.J., 1954. La geologie du massif du Saint Barthélémy. *Leidse Geol. Meded.*, 18:1-229.
- Zwart, H.J., 1959. Metamorphic history of the central Pyrenees, part 1. Arize, Trois Seigneurs, and Saint Barthélémy massifs (sheets 3). *Leidse Geol. Meded.*, 22:419-490.
- Zwart, H.J., 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rdsch.*, 52:38-65.
- Zwart, H.J., 1963. The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rdsch.*, 53:170-205.
- Zwart, H.J., 1979. The geology of the central Pyrénées. *Leidse Geol. Meded.*, 50:1-74.
- Zwart, H.J., 1986. The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129:9-27.

LISTE DES FIGURES

Fig 1 : carte du système alpin péri-méditerranéen.	14
Fig 2 : carte et coupes de la chaîne pyrénéenne	16
Fig 3 : carte et coupes de la chaîne alpine des Pyrénées.	17
Fig 4 : carte et coupe de la ZNP	19
Fig 5 : coupe de la Zone Sud-Pyrénéenne	23
Fig 6 : coupes interprétatives de la structure des Pyrénées	28
Fig 7 : coupe lithosphérique des Pyrénées	28
Fig 8 : le profil ECORS, line drawing et pointé.	29
Fig 9 : coupe interprétative du profil (Roure et al, 1989).	29
Fig 10 : interprétation "verticaliste" du profil ECORS	31
Fig 11 : modélisation gravimétrique suivant la coupe ECORS	31
Fig 12 : modèle de rift continental	34
Fig 13 : la "zone transformante nord - pyrénéenne"	34
Fig 14 : évolution méso-cénozoïque du système pyrénéen	36
Fig 15 : situation au Crétacé inférieur	38
Fig 16 : situation au Crétacé moyen	38
Fig 17 : situation au Crétacé supérieur (60-50 M.a.)	38
Fig 18 : coupes lithosphériques anté orogéniques	43
Fig 19 : géométrie des bassins pull apart.	44
Fig 20 : carte des terrains anté-mésozoïques des Pyrénées	49
Fig 21 : les différentes interprétation du massif du Canigou	52
Fig 22 : coupe suprastructure/infrastructure	53
Fig 23 : les interprétations des Pyrénées hercyniennes	55
Fig 24 : reconstruction au tardi-hercynien	58
Fig 25 : structuration de la croûte tardi-hercynienne	60
Fig 26 : présentation du massif du Saint Barthélémy	66
Fig 27 : bloc diagramme topographique	67
Fig 28 : Carte de la ZNP ariégeoise	68
Fig 29 : Coupe de la ZNP suivant la transversale du MSB	69
Fig 30 : Historique des coupes	71
Fig 31 : Carte géologique simplifiée du MSB	73
Fig 32 : Log lithostratigraphique	74
Fig 33 : les différents faciès ds les migmatites	76
Fig 34 : Carte de la partie orientale des migmatites	77
Fig 35 : Carte de la roche basique de l'étang du Diable	78
Fig 36 : Carte de la péridotite du pic du Han	78
Fig 37 : différents faciès dans les gneiss	80
Fig 38 : Carte et coupe Trimouns	82
Fig 39 : Carte des zones métamorphiques	85
Fig 40 : Coupes séries N-S à travers le MSB	89
Fig 41 : Carte des foliations	94
Fig 42 : Carte des trajectoires de linéations	95
Fig 43 : géométrie des différents éléments structuraux	96

Fig 44 : la Bande Mylonitique Majeure	99
Fig 45 : mésostructure des ultramylonites	100
Fig 46 : différents type de plis dans les ultramylonites	102
Fig 47 : mésostructure des mylonites carbonatées	103
Fig 48 : les différents faciès de mylonites carbonatées	104
Fig 49 : figure d'enroulement dans les mylonites carbonatées	106
Fig 50 : niveaux pseudo brêchiques dans les carbonates	106
Fig 51 : ultramylonite carbonatée	106
Fig 52 : différents faciès mylonitiques	107
Fig 53 : panorama cirque de Cadène	108
Fig 54 : blocs diagrammes montrant la géométrie de la BMM	111
Fig 55 : carte et coupe de la fenêtre des Mts d'Olmes	113
Fig 56 : deux types de zone de cisaillement	115
Fig 57 : zone de cisaillement dissymétrique, granulites	117
Fig 58 : zone de cisaillement dissymétrique, BMM	118
Fig 59 : zone de cisaillement, migmatite	119
Fig 60 : microcisaillements tardifs	119
Fig 61 : textures des gneiss et des granulites	121
Fig 62 : granulite à Opx	122
Fig 63 : granulite foliée affectée par une cataclase tardive	123
Fig 64 : texture d'un gneiss pélitique	123
Fig 65 : textures des mylonites	125
Fig 66 : textures des ultramylonites supérieures	126
Fig 67 : textures des mylonites carbonatées	128
Fig 68 : textures du Quartz et des Feldspaths	131
Fig 69 : fabrique des axes <c> du Quartz	132
Fig 70 : texture des micas	135
Fig 71 : textures du grenat et de la sillimanite	136
Fig 72 : la tectonique extensive dans les migmatites	140
Fig 73 : affleurement du Roc de Fumat.	143
Fig 74 : orientation de la linéation à Trimouns	140
Fig 75 : structure du Paléozoïque supérieur	144
Fig 76 : diagramme AFM des principaux faciès.	151
Fig 77 : granulite à opx automorphe et poecilitique	153
Fig 78 : assemblage primaire dans les granulites	153
Fig 79 : association Cd/Fk	154
Fig 80 : assemblage à Gt/Fk/Cd/Sil/Qz	154
Fig 81 : assemblage syn foliation dans les granulites	154
Fig 82 : assemblage mylonitique dans les granulites	154
Fig 83 : quelques assemblages observés dans le MSB	157
Fig 84 : assemblage primaire dans un leucogranite.	158
Fig 85 : grenat mylonitique	158
Fig 86 : image de la réaction Sil ---> Mu	158
Fig 87 : grille pétrogénétique et chemin suivi par la rétrom	160
Fig 88 : composition chimique des grenats	162
Fig 89 : zonation des grenats	163
Fig 90 : composition chimique des feldspaths	162
Fig 91 : composition chimique des biotites	165
Fig 92 : diagramme Ti en fn de Al ₆ pour les biotites	166
Fig 93 : composition chimique des muscovites	165

Fig 94 : localisation des échantillons analysés	169
Fig 95 : estimations P/T, éch. 914	171
Fig 96 : estimation P/T, éch 495	172
Fig 97 : estimations P/T, éch 932	174
Fig 98 : estimation P/T, éch 399	175
Fig 99 : estimations P/T, éch 202	177
Fig 100 : estimations P/T, éch 127	178
Fig 101 : estimations P/T, éch 42	179
Fig 102 : estimations P/T, éch 422	180
Fig 103 : synthèse des résultats P/T	182
Fig 104 : évolution comparée toit/mur	183
Fig 105 : effets comparés d'une FI et d'une FN	183
Fig 106 : évaluation théorique du rejeu horizontal	184
Fig 107 : course T/Z suivie par le massif	187
Fig 108 : microstructures des grands décollements	221
Fig 109 : modèle thermomécanique.	224
Fig 110 : modèles chronologiques.	232

LISTE DES TABLEAUX

Tab 1 : données géochronologiques sur les terrains hercynien	59
Tab 2 : analyses chimiques des ultramylonites	151
Tab 3 : méthodologie de l'étude thermobarométrique	169
Tab 4 : résultats P/T, éch 914	171
Tab 5 : résultats P/T, éch 495	172
Tab 6 : résultats P/T, éch 932	174
Tab 7 : résultats P/T, éch 399	175
Tab 8 : résultats P/T, éch 202	177
Tab 9 : résultats P/T, éch 127	178
Tab 10 : résultats P/T, éch 42	179
Tab 11 : résultats P/T, éch 422	180

PREMIERE PARTIE	9
INTRODUCTION	11
CHAPITRE I LES PYRENEES ALPINES	13
A.- Caractères généraux	13
B.- Les grandes unités géologiques	14
I.- la Zone Axiale	15
II.- la Faille Nord-pyrénéenne	18
III.- la Zone Nord-pyrénéenne	18
IV.- le Chevauchement frontal Nord-pyrénéen	21
V.- l'Avant pays plissé Nord	21
VI.- la Zone Sud Pyrénéenne	22
VII.- l'Avant pays plissé Sud	22
VIII.- la Zone Basque	22
IX.- la Marge Sud-Gascogne	24
X.- Languedoc et Provence	24
C.- La collision Ibérie/Europe	24
I.- avant la tectonique des plaques	25
II.- depuis la tectonique des plaques	26
III.- le développement des investigations géophysiques	26
IV.- le profil ECORS	27
1.- les différents modèles	27
2.- les données du profil	28
3.- les interprétations	30
V.- les modélisations	32
D.- L'ouverture du golfe de Gascogne	32
I.- le paléomagnétisme	32
II.- les différents modèles	33
1.- rift continental	33
2.- subduction vers le Sud	33
3.- zone transformante sénestre	33
III.- synthèse	35
E.- Evolution géologique synthétique	37
I.- du Trias au Lias inférieur	37
II.- le Jurassique	37
III.- du Kimméridgien supérieur à l'Albien inférieur	37
IV.- de l'Albien moyen au Santonien	39
1.- le bassin flysch Nord-pyrénéen	39
2.- le magmatisme	39
3.- le métamorphisme et la déformation	40
4.- lherzolites et granulites	41
V.- du Santonien à l'Eocène supérieur	41
1.- paléogéographie	41
2.- tectonique	41
VI.- de l'Oligocène au Pliocène	42
VII.- le quaternaire	42
F.- Discussion	42
I.- les problèmes subsistants concernant la structure actuelle	42
II.- les reconstitutions au Crétacé moyen	44
CHAPITRE II LA CHAINE HERCYNIENNE DANS LES PYRENEES	47
A.- Caractères généraux	47
B.- Les différents ensembles lithologiques	48
I.- le Stéphano - Permien	48
II.- les granitoïdes	48

III.- la série sédimentaire	50
IV.- la série métamorphique	50
C.- Déformation et métamorphisme	51
I.- l'école parisienne	51
II.- l'école hollandaise	54
III.- l'école toulousaine	54
IV.- l'école anglaise	56
V.- les études pétrographiques dans les Massifs Nord - Pyrénéens	56
VI.- Discussion	57
D.- Zone Nord-pyrénéenne et Pyrénées hercyniennes	61
E.- Les Pyrénées dans l'orogène Hercynien	61
DEUXIEME PARTIE	63
CHAPITRE III GEOLOGIE	65
A.- Présentation	65
B.- Cadre géologique	65
C.- Travaux antérieurs	70
D.- Lithostratigraphie	72
I.- les terrains métasédimentaires	72
1.- la couverture post-hercynienne	72
2.- le Carbonifère	72
3.- le Dévonien	72
4.- le Silurien	73
5.- le Cambro-Ordovicien	73
II.- les migmatites et les roches associées	75
1.- les gneiss migmatitiques	75
2.- les granodiorites	75
3.- les granites	75
4.- les leucogranites	79
5.- les roches ultrabasiques	79
III.- les gneiss et les roches associées	79
1.- les gneiss inférieurs	79
2.- les gneiss intermédiaires	81
3.- les gneiss supérieurs	81
4.- les amphibolites	81
5.- les marbres	81
IV.- le talc	83
V.- conclusion	83
E.- Métamorphisme	84
I.- historique	84
II.- les différentes zones métamorphiques	85
III.- la rétomorphose	86
IV.- conclusion	86
F.- Structure	87
I.- travaux antérieurs	87
II.- géométrie d'ensemble	88
III.- les gneiss de base	88
IV.- les migmatites et les micaschistes	88
V.- l'enveloppe sédimentaire	90
G.- Conclusion	90
CHAPITRE IV LES DEFORMATIONS MYLONITIQUES, STRUCTURE	91
A.- Préambule	91
B.- Le noyau cristallin	92
I.- mésostructure	92
1.- foliation et linéation	92
a.- Gneiss	92
b.- Bande Mylonitique Majeure	93
c.- Migmatites	94

2.- les zones de cisaillement	95
3.- les plis	98
II.- la Bande Mylonitique Majeure	98
1.- définition	98
2.- description	98
a.- La Bande Ultramylonitique Supérieure	100
b.- Les mylonites carbonatées	101
c.- Les mylonites quartzo - feldspathiques	105
d.- Les "résidus" tectoniques	109
3.- structure	109
4.- géométrie	110
III.- les zones de cisaillement	114
IV.- microstructures des différents types de roche	120
1.- gneiss	120
a.- granulites	120
b.- gneiss oeillés	124
c.- gneiss pellitiques	124
2.- mylonites quartzo - feldspathiques	124
a.- mylonites quartzieuses	124
b.- mylonites intermédiaires	127
c.- phyllonites	127
3.- ultramylonites	127
4.- mylonites carbonatées	128
5.- migmatites	129
6.- conclusion	129
V.- évolution structurale des différentes phases minérales avec la déformation	130
1.- le quartz	130
a.- texture	130
b.- fabrique	130
2.- les feldspaths	133
3.- les micas	133
a.- biotite	133
b.- muscovite	133
4.- le grenat	134
5.- la sillimanite	134
6.- conclusion	137
VI.- les critères et le sens du cisaillement	137
VII.- caractérisation de la déformation	138
C.- L'enveloppe métasédimentaire	139
I.- la tectonique extensive dans les micaschistes	139
II.- le contact micaschiste / Silurien	139
III.- l'infrastructure dans le Paléozoïque	142
D.- Histoire de la déformation	142
I.- cristallin	145
II.- sédimentaire	146
III.- corrélation	146
E.- synthèse structurale	147
CHAPITRE V LES DEFORMATIONS MYLONITIQUES, PETROGRAPHIE	
.....	149
A.- Introduction	149
B.- Les roches en présence, origine	150
C.- Les textures, évolution des différentes paragenèses	151
I.- les gneiss	152
1.- les assemblages dans les sites de type A	152
2.- les assemblages dans les sites de type B	155
3.- les assemblages dans les sites de type C	155
4.- les assemblages dans les sites de type A'	155
II.- les migmatites	155
1.- les assemblages dans les sites de type A	155

2.- les assemblages dans les sites de type B	156
3.- les assemblages dans les sites de type C	156
4.- les assemblages dans les sites de type A'	156
III.- les micaschistes	156
IV.- les roches ultrabasiqes	156
V.- les carbonates	159
VI.- conclusion	159
D.- Evolution chimique de différentes phases minérales avec la déformation	161
I.- grenat	161
II.- feldspaths	164
III.- sillimanite	164
IV.- cordiérite	164
V.- micas	164
VI.- conclusion	167
E.- Thermobarométrie	167
I.- introduction	167
II.- méthodologie	167
III.- résultats	170
1.- granulites	170
a.- échantillon SB 914	170
b.- échantillon SB 495	173
c.- échantillon SB 932	173
2.- gneiss	176
a.- échantillon SB 399	176
3.- BMM	176
a.- échantillon SB 202	176
b.- échantillon SB 127	176
c.- échantillon SB 42	181
4.- migmatites	181
a.- échantillon SB 422	181
IV.- discussion	181
1.- synthèses des résultats	181
2.- arguments en faveur du modèle extensif	186
SYNTHESE PETRO-STRUCTURALE	189
A.- INTRODUCTION	192
B.- GEOLOGICAL SETTING	193
C.- TEXTURES AND MICROSTRUCTURES	197
I.- relict textures	197
II.- foliated texture	199
III.- mylonitic and ultramylonitic textures	200
D.- PHYSICAL CONDITIONS OF METAMORPHISM DURING DEFORMATION	200
I.- Methodology	200
II.- Thermobarometry results	201
1.- relict textures	201
2.- foliated textures	201
3.- mylonites and ultramylonites	202
E.- DISCUSSION	206
I.- thrust or normal fault ?	206
II.- late Variscan or Alpine extension ?	206
1.- previous study	206
2.- ages-textures relationships	207
3.- absence of Variscan ages	207
4.- the Cretaceous structural setting	207
5.- age of the syntectonic retrogression	207
III.- the north-pyrenean variscan crust	208
F.- CONCLUSION	209
TROISIEME PARTIE	213
INTRODUCTION	215

CHAPITRE VI	MODELE THERMOMECHANIQUE	217
A.- Les données structurales		217
I.- la tectonique soustractive		217
II.- la géométrie dissymétrique		217
III.- la déformation progressive		218
B.- Les données pétrographiques		218
I.- les assemblages minéralogiques successifs		218
II.- les données thermobarométriques		219
C.- Comparaison avec d'autres exemples de faille normale ductiles		220
I.- comparaison structurale		220
II.- comparaison pétrographique		222
D.- Modèle thermomécanique		223
CHAPITRE VII	MODELES REGIONAUX	227
A.- Introduction		227
B.- Les contraintes		227
I.- les données géochronologiques		227
1.- Rb/Sr		227
2.- U/Pb		227
3.- Ar/Ar		228
4.- discussion		229
a.- l'âge des roches affectées par le métamorphisme granulitique		229
b.- l'âge du métamorphisme granulitique et de la migmatitisation		229
c.- l'âge de la foliation et de la mylonitisation		229
II.- les données de la géologie régionale		230
1.- le contexte géologique tardihercynien		230
2.- le contexte géologique crétacé		230
3.- les périodes favorables		231
C.- Les différents modèles		231
D.- Ce qui reste à expliquer		233
CONCLUSION		235
ANNEXE		237
BIBLIOGRAPHIE		249
LISTE DES FIGURES		265
LISTE DES TABLEAUX		266