



Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine.

Vincent Ngako

► To cite this version:

Vincent Ngako. Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine.. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 1985. Français. NNT: . tel-00675100

HAL Id: tel-00675100

<https://theses.hal.science/tel-00675100>

Submitted on 29 Feb 2012

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.

V. NGAKO

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-04-1

**évolution métamorphique
et structurale de la
bordure sud-ouest de la
«série de poli»**

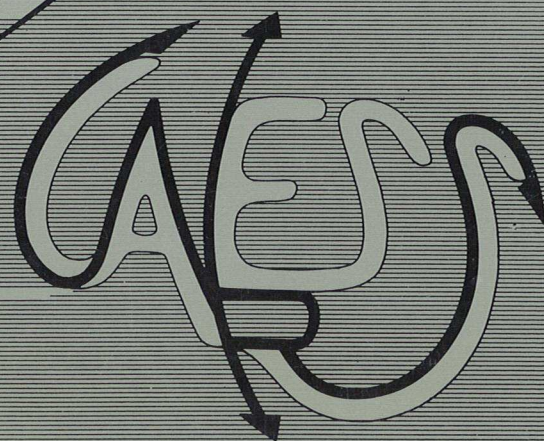
SEGMENT CAMEROUNAIS
DE LA CHAÎNE PANAFRICAINNE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n°5

Rennes 1986



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°5

V. NGAKO

**Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest
de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine.**

**Thèse de 3ème Cycle soutenue le 29 Mars 1985
devant l'Université de Rennes I.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
(France)**

1986

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-04 -1

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

35042 - RENNES Cédex (France)

V. NGA KO (1986)

Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli".
Segment camerounais de la chaîne panafricaine.

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 5 : 185 p.

AVANT-PROPOS

Ce travail est une contribution au lever géologique à l'échelle du 1/100000 du CAMEROUN; sa réalisation a bénéficié du support financier de l'IRGM (Institut de Recherche Géologique et Minière du Cameroun) et du FAC (Fond d'Aide et de Coopération) pour la prise en charge du financement des travaux de terrain et l'octroi des allocations d'étude; il m'est ainsi particulièrement agréable de témoigner ma gratitude à Monsieur SOBA, directeur de l'IRGM qui, m'ayant confié cette tâche m'a accordé en toute circonstance le soutien nécessaire à son exécution.

Je dois enfin une grande partie de ma formation au laboratoire de Géologie Dynamique qui m'a accueilli; je ne saurais donc être assez reconnaissant à Monsieur COGNE pour m'y avoir facilement admis et pour les moyens matériels très importants mis à ma disposition.

Sur le plan scientifique, j'ai eu le plus grand plaisir à travailler avec Monsieur JEGOUZO dont j'ai profité non seulement des connaissances scientifiques, mais aussi des qualités de cœur et de générosité; je ne pourrais esquisser dans un cadre aussi réduit un bilan fût-il sommaire de nos rapports de travail et d'amitié.

Je tiens également à remercier du fond du cœur :

- . Monsieur AUDREN pour les suggestions et critiques claires et précises qu'il m'a faites au cours de ce travail malgré son emploi du temps très chargé, étant lui-même pris par la rédaction de sa propre thèse;

- . Monsieur AUVRAY pour les nombreuses observations faites sur mes lames minces et la pétrographie en général;

- . mon camarade et ami Michel BALLEVRE pour l'aide bibliographique importante qu'il m'a apportée dans l'étude des géothermomètres;

- . Messieurs CAPDEVILA, BRUN et MERLE pour les heures de discussion sur mes données de terrain et les nombreuses critiques.

Mes remerciements s'adressent aussi à l'ensemble du personnel administratif et technique auprès duquel j'ai toujours bénéficié des facilités et de la compétence des nombreux services offerts.

Je souhaite enfin que mon départ de Rennes pour le Cameroun ne rompe pas pour autant les nombreux liens d'amitié noués, et que la collaboration entre nos laboratoires respectifs soit la source enrichissante d'un élargissement mutuel de nos connaissances et compétences.

*En souvenir de feu mes
Père et Beau-père décédés
pendant la période d'exécution
de ce travail.*

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION GENERALE

CHAPITRE I : Généralités sur les chaînes précambriennes en Afrique	1
I - Les domaines orogéniques	1
A - L'Archéen	1
1 - L'Archéen inférieur	1
2 - Le Libérien	3
B - Le Protérozoïque	3
1 - L'Eburnéen	3
2 - Le Kibarien	6
3 - Le Panafricain	8
II - Les modèles géodynamiques	10
A - Les modèles collisionnels	10
B - Les modèles ensialiques	10
CHAPITRE II : La série de Poli	13
I - Situation structurale	13
II - Lithostratigraphie	13
III - Corrélations stratigraphiques	16

DEUXIEME PARTIE : ANALYSES PETROGRAPHIQUES

INTRODUCTION	19
I - Buts du travail	19
II - Toponymie et conditions d'affleurement	20
III - Liste des abréviations utilisées pour les minéraux	20
IV - Problèmes terminologiques	22

CHAPITRE I : Les schistes et les micaschistes	23
I - Introduction	23
II - Les schistes verts	25
A - Types et répartition	25
B - Caractères pétrographiques	25
1 - Les schistes à carbonates	25
2 - Les schistes séricitochloriteux	25
3 - Les schistes amphiboliques	28
4 - Les metabasites	30
5 - Les épidotites	30
6 - Les amphibolites à albite	31
7 - Les schistes albitiques et les séricitoschistes	32
III - Les micaschistes	33
A - Types et répartition	33
B - Caractères pétrographiques	34
1 - Les micaschistes rubannés	34
2 - Les micaschistes conglomératiques	34
3 - Les micaschistes homogènes	35
IV - Récapitulatif des paragenèses caractéristiques et nature probable protolithes	35
 CHAPITRE II : Les Gneiss et les amphibolites	 37
I - Types et répartition	37
II - Caractères pétrographiques des gneiss	38
A - Les leucogneiss	38
1 - Types et répartition	38
2 - Caractères microscopiques	38
B - Les gneiss plagioclasiques à amphibole et/ou biotite	41
1 - Lithologie	41
2 - Caractères pétrographiques	44
a) les gneiss à amphibole et biotite	44
b) les gneiss à biotite	45
c) les gneiss à chlorite	46
III - Caractères pétrographiques des amphibolites	50
A - Types et répartition	50
B - Les amphibolites quartziques	51
C - Les amphibolites plagioclasiques	53
1 - Type I	53
2 - Type II	56
D - Les pyrigarnites à plagioclase	58

IV - Conclusion sur l'évolution des paragenèses dans les gneiss et les amphibolites	61
V - Variations cristallochimiques des amphiboles et gradient du métamorphisme régional	64
VI - Conditions du métamorphisme	66
A - Le métamorphisme granulitique	66
B - Le métamorphisme amphibolitique	72
VII - Aperçu géochimique des schistes verts, des gneiss et des amphibolites	76
A - Les schistes verts	76
B - les gneiss et les amphibolites	77
Chapitre III : Migmatites et faciès associés. Les roches grenues.	79
I - Les migmatites et les faciès associés	79
A - Introduction	79
B - Définitions	80
C - Les principaux types de migmatites	80
1 - les stromatites	80
2 - Les agmatites	81
3 - Les nébulites	82
D - Conclusion à l'étude des migmatites	83
CONCLUSIONS GENERALES SUR LE METAMORPHISME	87
TROISIEME PARTIE : ANALYSE GEOMETRIQUE DES STRUCTURES ET CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION	
INTRODUCTION	88
CHAPITRE I : Etude de la déformation dans les schistes verts et les micaschistes	91
I - La déformation D1	91
A - Les plis P1	91
B - Les structures planaires et linéaires	91
1 - Le schistosité	91
2 - Les linéations L1	95
C - Critères de déformation non coaxiale et sens de cisaillement	101

II - La déformation D2	106
A - Les plis P2	106
B - Les linéations L2	111
III - La déformation D3	114
IV - Conclusion sur l'évolution structurale des schistes et des micaschistes	114
CHAPITRE II : Etude de la déformation dans les gneiss et les amphibolites	117
I - Nomenclature des phases de la déformation	117
II - Les déformations D1-D2	118
A - Le groupe de Bantadjé (Gr.A)	118
B - Le groupe de Géri (Gr.B)	119
1 - Les plis	119
2 - Le boudinage; compétence relative; situation chronologique par rapport à la déformation	129
C - Le groupe de Demsa (Gr.C)	134
1 - La fabrique	134
2 - Les structures mésoscopiques	134
D - Bandes de cisaillement et sens de déplacement	139
1 - Géométrie des bandes de cisaillement	139
2 - Plans C2 et sens de cisaillement global de la chaîne	141
E - Directions régionales de la déformation finie	144
1 - Traces de la foliation régionale	144
2 - Traces des linéations d'étirement	146
III - Les déformations D3 et D4	146
IV - Migmatisation et déformation	150
V - Conclusions sur l'évolution structurale des gneiss et des amphibolites	151
CHAPITRE III : Relations métamorphisme - déformation	153
A - Les schistes verts et les micaschistes	153
B - Les gneiss	154
C - Les amphibolites	155
D - Conclusions à l'étude structurale et microstructurale	156
CONCLUSIONS GENERALES	159
BIBLIOGRAPHIE	163
ANNEXE	169

1^{ère} PARTIE

INTRODUCTION GENERALE

CHAPITRE I

GENERALITES SUR LES CHAINES PRECAMBRIENNES EN AFRIQUE

I - LES DOMAINES OROGENIQUES

A - L'ARCHEEN

Les domaines archéens du Bouclier africain apparaissent en "îlots" au coeur des formations plus récentes d'âge protérozoïque (Fig.1). Cette position structurale leur a valu d'être considérés comme des noyaux ("Nucléi", Clifford, 1970) ou comme des reliques ("remnants" Kröner, 1977) suivant le rôle structural que leur attribuait l'un ou l'autre auteur. La division de l'Archéen comprend deux systèmes stratigraphiques:

- . L'archéen inférieur (catarchéen) qui regroupe les terrains d'âges supérieurs à 3,000m.a., et,

- . L'archéen supérieur pour les âges compris entre 3,000m.a et 2,500m.a. (échelle chronologique du Précambrien in Bessoles et Trompette, 1980), Figure 9.

1 - L'Archéen inférieur (Catarchéen)

La lithologie et la structure des terrains de l'Archéen inférieur ont déjà fait l'objet de nombreux travaux (in UNESCO, 1971 ; In Kröner, op.cit.); leur trait commun est l'association caractéristique granite-ceinture de roches vertes dans laquelle les roches vertes volumineusement mineures sont fortement déformées et enclavées dans les granites.

L'état des connaissances sur l'Archéen inférieur est plus avancé en Afrique méridionale (Kaapvaal, Rhodésie) où néanmoins des interrogations subsistent d'une part sur la nature du site géotectonique de mise en place des roches vertes et d'autre part sur l'évolution chronologique de celles-ci.

Des auteurs tels que Anhauser (1973) ont souligné l'impossibilité de démontrer l'existence d'un socle granitique antérieur aux ceintures de roches vertes, contrairement à d'autres comme Hunter (1970, 1974) pour le Swaziland, Oldam (1970), Stowe (1971,1973), Bickle et al. (1975), in Kröner (op.cit) et Coward et al. (1976) pour la Rhodésie, qui admettent unanimement l'existence d'un socle métamorphique sialique antérieur à la

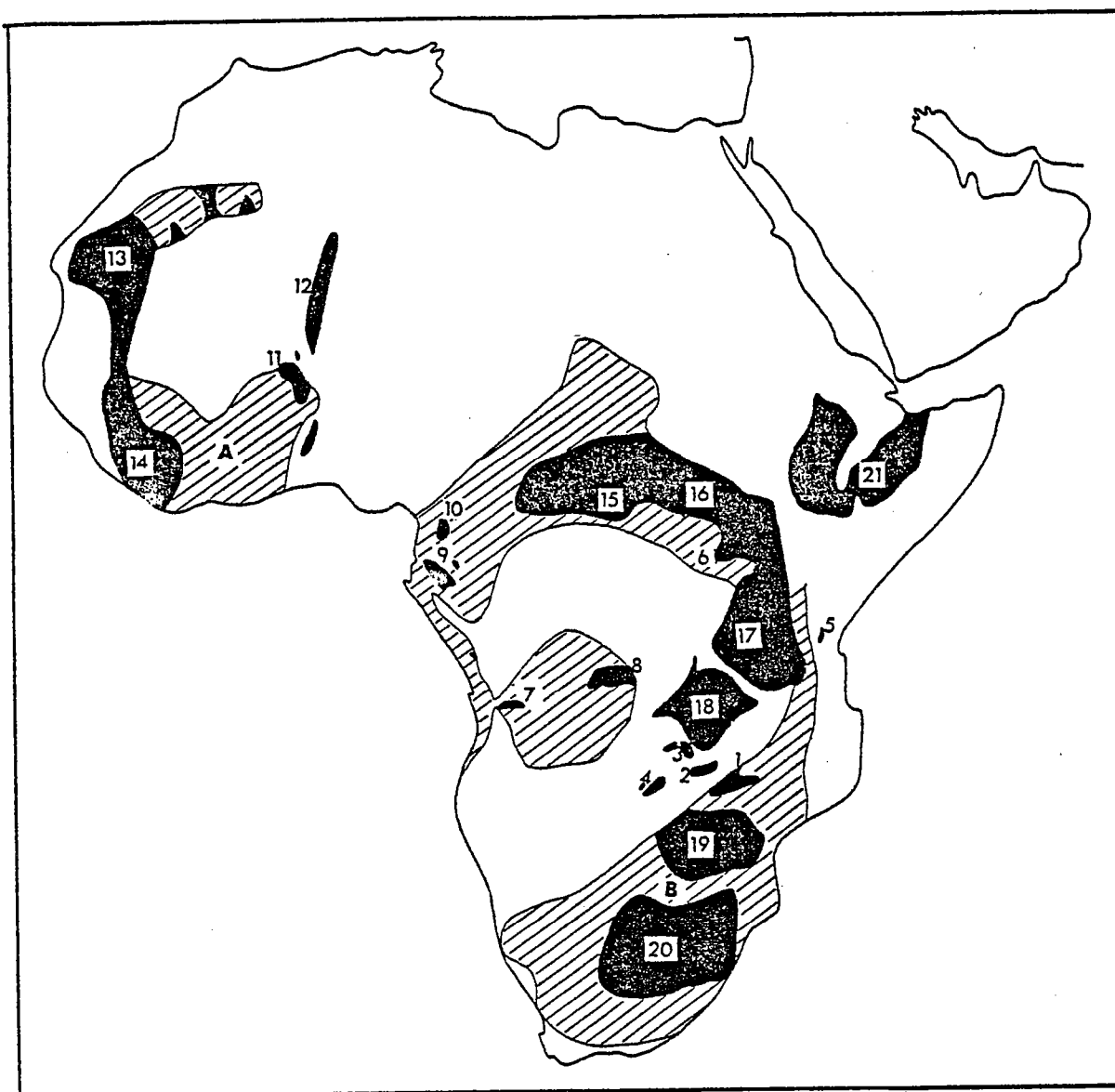


Fig. 1 - Domaines archéens du bouclier africain
(Archéen inf. et domaines éburnéens; Kröner, 1977)
Archéen inférieur > 3 000 m.a.

1. Substratum du Rufunsa; 2. Complexe granitique du Mkushi; 3. substratum pré-Muvien; 4. Massif granitique du Hook; 5. Gneiss paranguien; 6. Gneiss du Mont Mpeke; 7. Charnockite du centre angolais; 8. Le Kasai; 9. Le Chaillu; 10. Le complexe du Ntem; 11. Le pré-birrimien; 12. l'Ouzzalien; 13. Le Mauritanien; 14. Le Libérien; 15. Le Bomu; 16. Ouest-Nilien; 17. Tanzanien; 18. Zambien; 19. Rhodésie; 20. Le Kaspvaal; 21. Massif Ethiopien.

Archéen supérieur (2 700 m.a. < < 3 000 m.a.)

A. Libérien

B. Limpopo.

formation de ces roches vertes ; par ailleurs, la mise en évidence dans ce socle présumé (dans le pré-Bulawayen de Rhodésie par exemple) des roches granitoïdes ainsi que des reliques de roches vertes plus anciennes suggèrent l'existence d'au moins deux générations de ceintures de roches vertes dans l'Archéen (Coward et al., op.cit).

Enfin, les âges radiométriques les plus anciens obtenus sur gneiss et granites (3,500m.a sur les gneiss de Swaziland par la méthode Rb/Sr sur R.T. par Davies et Alsopp, 1976 ; 3,600m.a. sur tonalites pré-Bulawayennes en R.T sur Rb/Sr par Hawkesworth et al., 1975; In Kröner, op.cit) sont par ailleurs très comparables à ceux de prototypes archéens les mieux connus (ceux du Groenland par exemple).

2 - Le Libérien (ou tectogénèse Limpopo-Libérienne (2,700m.a))

Ce cycle marque la fin de l'Archéen et le début du Protérozoïque. Son paroxysme marqué par la granitisation et le métamorphisme principal se situe autour de 2,700m.a (Papon et al., 1968 et 1969 in Choubert et Faure-Muret, 1971 ; Van Breemen et Dodson, 1972; Hickman et Wakefield, 1975 in Kröner, op.cit).

Structuralement, il détermine un enveloppement plus ou moins complet autour de chaque domaine catarchéen dont il est généralement séparé par une frange granitique syntectonique libérienne. Ce domaine est mieux connu (Fig.1,A et B):

- En Afrique de l'Ouest où il a été radiométriquement défini pour la première fois dans le môle Libérien; il y est représenté par des gneiss, des migmatites et des charnockites surmontés en discordance par une couverture épicontinentale d'âge birrimien (2,000 < < 2,500 ma); l'ensemble a subi une granitisation intense à l'Eburnéen (1,800 ma) (Choubert et Faure-Muret, 1971). La direction moyenne de la chaîne est N-S (Fig.3).

- En Afrique méridionale dans le Limpopo où il détermine une ceinture E-W limitée au Nord et au Sud respectivement par les blocs catarchéens de Rhodésie et du Kaapvaal. Il y est essentiellement composé d'anorthosite, de roches vertes très tectonisées et de gneiss tonalitiques. Ce domaine est affecté au Sud du Kaapvaal par le Kibarien, mais son rajeunissement généralisé se situe surtout au panafricain.

B - LE PROTÉROZOÏQUE

Le Protérozoïque est marqué par trois cycles orogéniques: l'Eburnéen, le Kibarien et le Panafricain.

1 - L'Eburnéen (ou cycle libéro-ivoirien (1,800 ma))

Ce cycle tectonométamorphique, défini en Afrique de l'Ouest par Bonhomme (1962) et Tagini (1965) In Choubert et Faure-Muret (1971) y affecte deux domaines : le domaine du "Mégagéosynclinal birrimien" et le domaine libérien au S.W, limitrophe du précédent (Fig.3). Une synthèse récente de l'ensemble des données radiométriques à l'échelle du

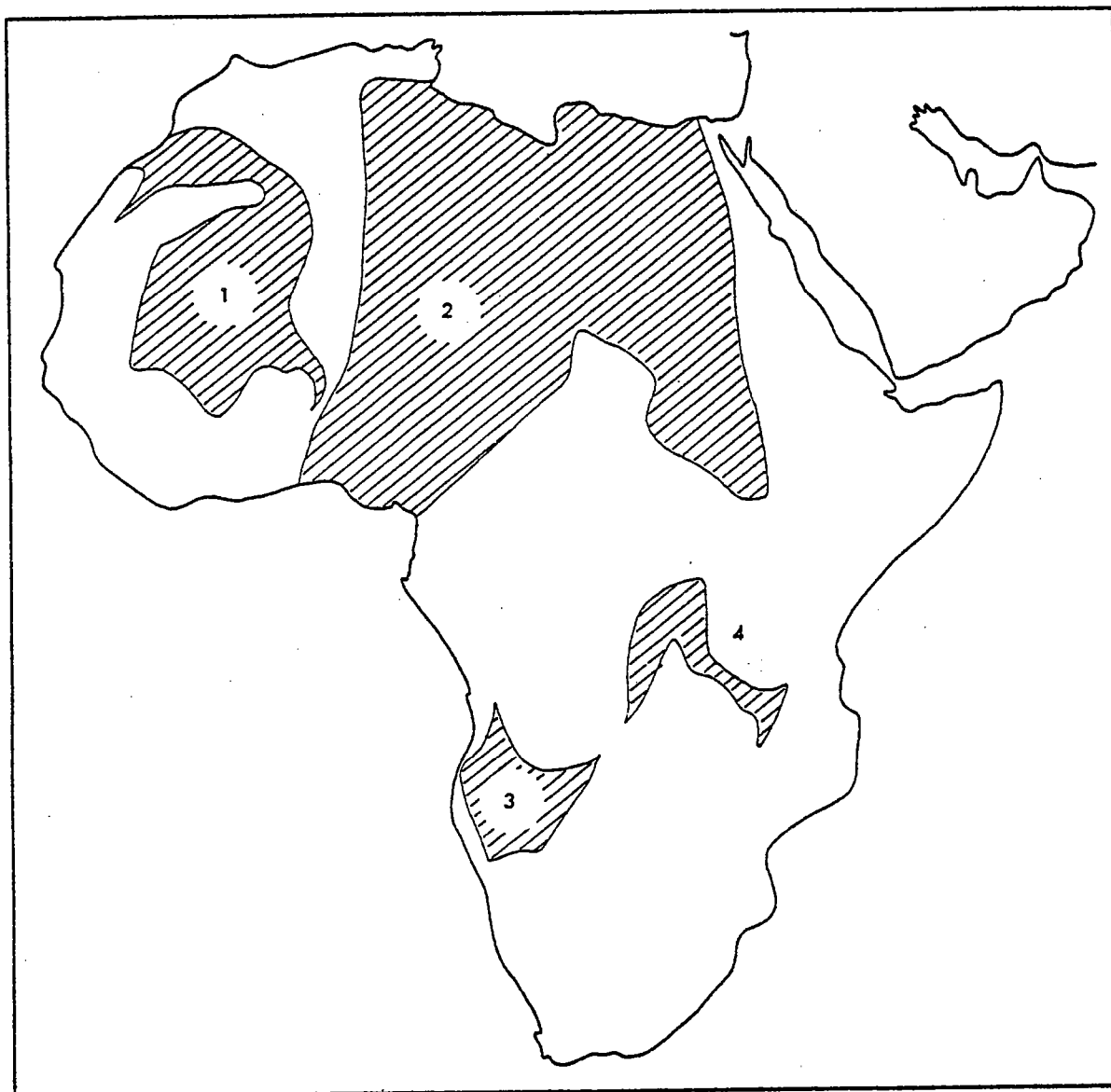


Fig. 2 - Domaines éburnéens (Kröner, 1977)
1. non dénommé,
2. chaîne nigerio-libyenne,
3. domaine angolais,
4. Ruzizi - Ubedien.

continent (Kröner op. cit.) permet d'avoir une meilleure connaissance de l'extension de cet événement en Afrique; trois domaines d'âge éburnéen peuvent être individualisés à cette échelle (Fig.2):

Le premier borde à l'Est le substratum archéen ouest-africain depuis le flanc sud de l'Anti-Atlas jusqu'au Mali (Fig.2,1);

Le second s'étend sur toute la bordure Nord du Craton Congolais (s.l) jusqu'à la Méditerranée (Fig.2,2);

Le troisième borde ce même craton au Sud suivant une bande plus ou moins étroite qui va de l'Angola jusqu'à la frontière de la Zambie et de la Tanzanie où il forme la chaîne des Ubendides (Fig.2, 3 et 4).

Depuis les travaux de Roques (1948), Tagini (1965), Choubert et Faure-Muret (1971), la connaissance de la stratigraphie et de la structure de cette chaîne (s.s.) ont relativement évolué; la structure globale de la chaîne fait apparaître une suite de zones synclinales formées de birrimien peu métamorphique et de larges zones anticlinales à matériel granitique comportant des passées plus ou moins larges de migmatites. L'interprétation structurale de ces zones a connu une évolution historique très nuancée à la suite de travaux de différents géologues ouest-africains; les zones synclinales/anticlinales notamment furent considérées soit comme des géosynclinaux/cratons (Arnould, 1961) soit comme des intragéosynclinaux/intragéanticlinaux (Tagini, op.cit.), soit comme des synclinoriums/"bourrelets sialiques" résultant d'actions tectoniques complexes à l'Eburnéen (Choubert Faure-Muret op.cit.). Toutefois l'unanimité est demeurée entre ces géologues sur la distinction d'une couverture birrimienne et d'un socle antébirrimien; cet ensemble couverture-socle étant d'ailleurs traversé par deux venues granitiques (Bodin, 1951; In Unesco, 1971):

Une venue granitique concordante syntectonique ou granite baoulé (2,200m.a) largement répartie dans les cratons et les synclinoriums. La position géographique de ces granites de même âge amène Choubert et Faure-Muret à les considérer comme syntectoniques et métasomatiques dans les synclinoriums et comme granites antébirrimiens rajeunis à l'Eburnéen dans les "cratons".

Une venue discordante ou granite Bondoukou à 2,100m.a préférentiellement répartie le long du contact entre ces deux domaines tectoniques.

La mise en évidence par la méthode K/A sur quelques migmatites et "granites de cratons" d'une suite d'âges radiométriques proches du paroxysme éburnéen (2,220m.a) et très étalés sur la période succédant à ce paroxysme (ex.:2,000m.a, 1,900m.a, 1,8750m.a, 1,750m.a, 1,600m.a) rend assez complexe l'histoire thermique à cette époque. Cette situation a été à l'origine de diverses hypothèses dont certaines telles celles de "rajeunissements en cascade" (Choubert et Faure-Muret, op.cit) sont pour le moins surprenantes.

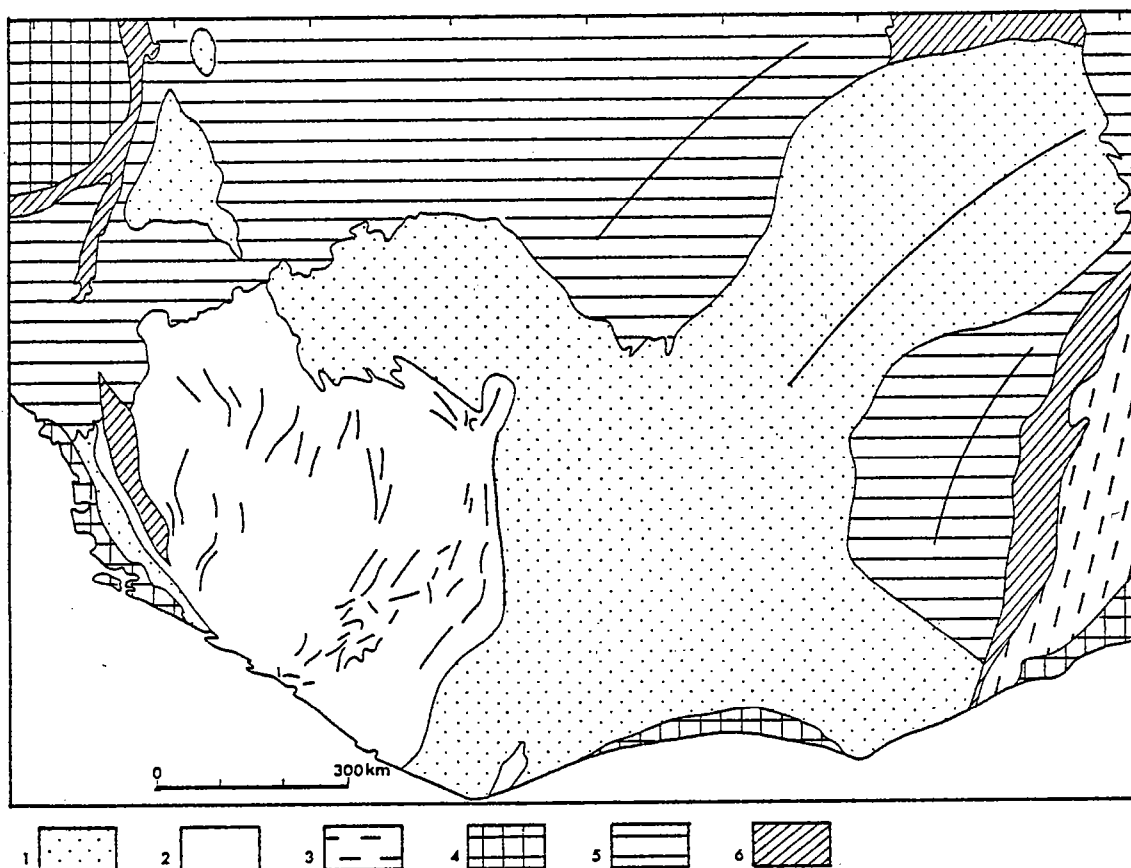


Fig. 3 - Bouclier éburnéen (Tagini, in Choubert et Faure-Muret, 1971)

1. Mésogéosynclinal éburnéen; 2. craton ancien guinéo-libérien; 3. craton mobile dahoméen; 4. bassins côtiers; 5. couverture tabulaire de plateforme; 6. chaînes plissées.

2 - Le Kibarien (1,200m.a)

Géographiquement le Kibarien semble être le domaine structural le moins étendu sur le bouclier africain. Il dessine deux bandes subparallèles de direction NE respectivement sur la bordure SE du craton du Congo (Kibarides) et NW du Kaapvall (Irumides-Tumbides ou Rehobothian-Irumides selon les auteurs (Fig.4).

Les Kibarides comportent des séries monotones de métasédiments, peu de volcanites acides et basiques et leurs équivalents métamorphiques. Cet ensemble s'est déposé sur le substratum éburnéen de la chaîne pénéplanée des ubendides et du Lukoshi (Clifford, 1970) et a subi une déformation intense accompagnée de migmatisation et de granitisation à 1,300m.a (Cahen, 1970, In Kröner, op.cit). La géologie de cette chaîne est peu connue dans les Irumides où les travaux de terrain demeurent insuffisants.

Des rajeunissements d'âge Kibarien ont par ailleurs affecté le socle éburnéen suivant une bande méridienne le long de la bordure ouest du Sahara (Bertrand, 1974, In Kröner op.cit) et sur une frange libérienne E-W au Sud du Kaapvaal (Joubert, 1971, in Kröner, op.cit).

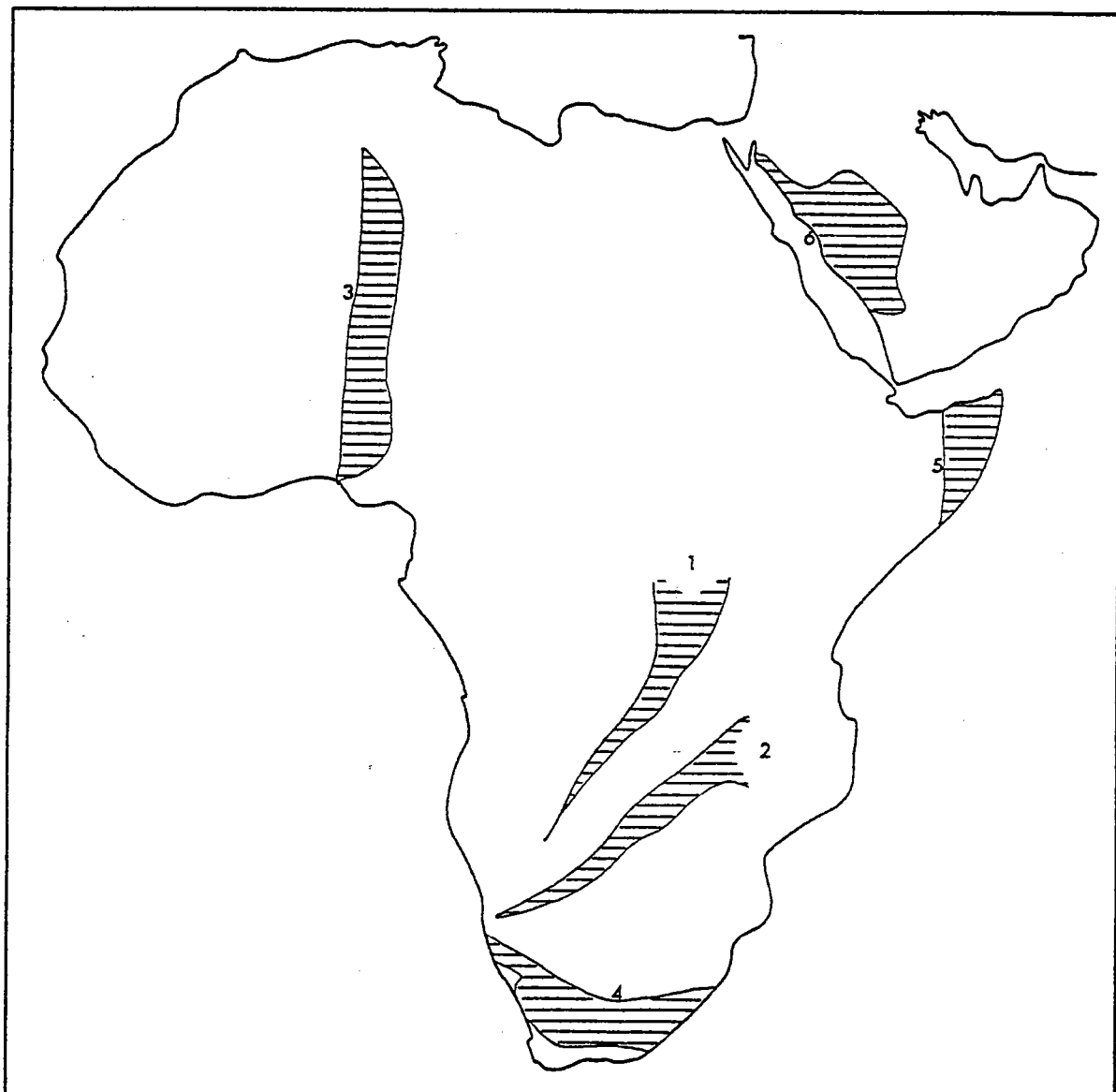


Fig. 4 - Domaines kibariens (Kröner, 1977)
1. Kibarides; 2. Irumides; 3.4.5.6. domaines à rajeunissements
kibariens.

3 - Le Panafricain

De tous les cycles orogéniques qui ont évolué sur le bouclier africain au cours du Précambrien, le Panafricain (Kennedy, 1964, Rocci, 1965) apparaît comme celui dont l'extension continentale et mondiale est la plus grande (Smith et Hallam, 1970; Hurley, 1974; Kröner, 1977; Black, 1978; etc.). D'après les travaux de synthèse des auteurs cités en référence, cette chaîne définit deux larges ceintures de direction méridienne séparées par un mégacraton Kibarien qui s'étend approximativement de l'Angola jusqu'à la bordure méditerranéenne. La continuité entre ces deux segments N-S de la chaîne est assurée par les chaînes du Damara, du Katanga et du Zambèze de direction moyenne E-W (Fig.5).

La bande N-S à l'Est du Craton représente la ceinture mozambicaine; à l'Ouest, elle est jalonnée du Nord au Sud par les chaînes pharusiennes (Sahara), dahomeyenne (Afrique de l'Ouest), Ouest Congolienne (Afrique Centrale), les chaînes du Damara, du Gariep et du Malmesbury (Afrique Méridionale).

Des ramifications corrélables au Panafricain semblent également exister à travers le monde: en Amérique Latine (cycle Brésilien; le Ribeira et la ceinture plissée NE Latino-américaine), en Australie (Adelaidien, Black, 1978), en Europe (Cadomien) et en Amérique du Nord (Avalonien).

En Afrique, cet orogène affecte un grand nombre de bassin géosynclinaux essentiellement répartis le long de la ceinture occidentale et à l'intérieur du Damara et du Katanga (Martin et Porada, 1977. Smith et Hallam, op. cit.). Cependant l'un de ses traits dominants semble être la prépondérance des rajeunissements sur l'ensemble de la chaîne (Choubert et Faure-Muret, Kröner, op. cit.) atteignant une intensité particulière dans la chaîne mozambicaine où l'on ne relève que très exceptionnellement des âges radiométriques antérieurs au Panafricain.

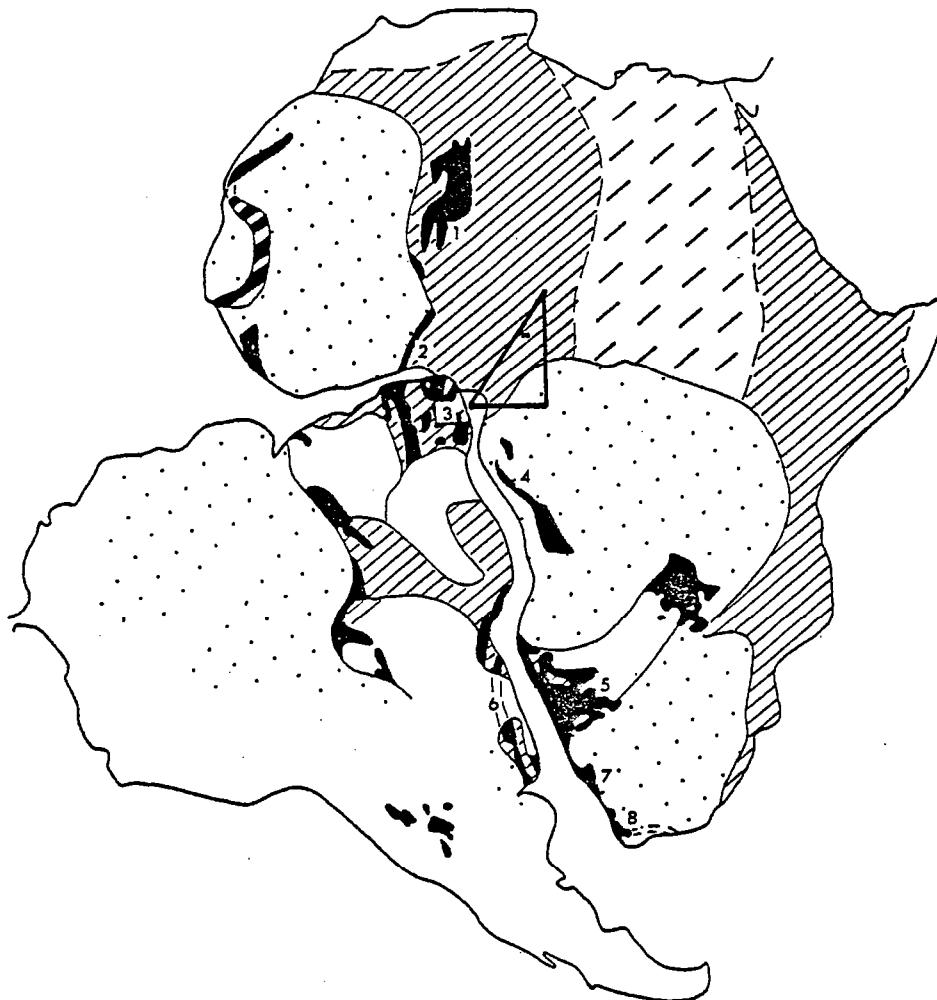


Fig. 5 - Chaîne panafricaine et brésilienne sur une reconstitution de Smith et Hallam (In Porada, 1979).

cratons,
dépôts géosynclinaux du préc. sup.
rajeunissements panafricains :
Thermodynamique
Thermique.

1. Pharosien; 2. Dahomeyen; 3. Ceinture plissée NE; 4. Ouest congolien; 5. ceinture du Damara; 6. ceinture du Ribeira; 7. ceinture du Gariep; 8. ceinture du Malmesbury.

Zone mobile camerounaise (triangle)
Situation de Poli SW (rectangle noir).

II - LES MODELES GEODYNAMIQUES

Si la structure et la stratigraphie des différentes chaînes précambriennes sont assez bien connues, le cadre géodynamique dans lequel elles ont évolué suscite par contre de nombreuses interrogations. Il existe dans la littérature une diversité de modèles à ce sujet, que l'on peut regrouper en deux types très classiques :

A - LES MODELES COLLISIONNELS

Ils soutiennent une évolution le long des marges continentales, et admettent l'existence de domaines océaniques et des déplacements relatifs et convergents de plaques, avec collision continentale, accréation, subduction et obduction éventuelle de matériaux océaniques, ou de collision continentale avec chevauchement de plaques. Ces modèles ont surtout été appliqués au Pan-africain: dans le Pharusien (Burke et Dewey, 1973; Caby, 1978; Black et al., 1979), le Dahomeyen (Burke et Dewey, op. cit.), l'Ouest congolien (Vellutini et al., 1983), le Damara (Porada, 1979), la ceinture du Zambèze (Unrug, 1983); les premières données structurales sur la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale sont également compatibles avec le modèle collisionnel (Jégouzo, 1984) et suggèrent ici la présence d'une chaîne de ce type.

B - LES MODELES ENSIALIQUES

Ces modèles sont de deux types distincts ou mixtes; et ont été plus largement appliqués aux chaînes archéennes et Protérozoïques:

- Modèle à géosynclinaux ensialiques

Il correspond à l'existence d'une croûte continentale amincie éventuellement en liaison avec la formation d'un aulacogène (ensialic geosyncline) ayant servi de bassin à une sédimentation épicontinentale accompagnée de subsidence (Martin et Porada, 1977).

-Modèle à rajeunissements crustaux

Il explique la formation des ceintures par des rajeunissements linéaires de la croûte continentale en rapport avec des mouvements verticaux (Watson, 1976; Kröner, 1977) ou horizontaux (Bridgewater et al., 1974) du manteau supérieur, ou par des chevauchements intracrustaux avec des déplacements subhorizontaux intraplaques occasionnés par une collision continentale géographiquement éloignée (Coward, 1980).

Historiquement très peu de tentatives de dresser un modèle d'évolution unique applicable dans le temps à la totalité des chaînes précambriennes ou applicable dans l'espace à différents segments d'une même chaîne ont été faites; ceci est dû au fait qu'il existe un très grand risque pour qu'un tel modèle ne puisse traduire la complexité de la tectonique de ces zones. Citons néanmoins Clifford (1970) et Kröner (1977), auteurs de deux modèles pour le moins contradictoires pour la période précambrienne comprise entre

l'Archéen et le Protérozoïque moyen: alors que le modèle de Clifford admet une cratonisation successive à partir de noyaux primitifs ("Nuclei"), celui plus récent de Kröner considère que les ceintures linéaires résultent d'un processus de "destruction de plaques" par "rajeunissement" de vastes boucliers continentaux qui existaient déjà depuis le Protérozoïque inférieur au moins ("protoshields") et qui donne par l'allure actuelle des ceintures ainsi créées, une géométrie de chaînes jeunes autour de noyaux anciens.

Des modèles contradictoires analogues ont également été débattus au sujet du Panafricain qui néanmoins a fait l'objet au cours de la dernière décennie de nombreuses études stratigraphiques, structurales et géophysiques, notamment en Afrique de l'Ouest et au Sahara. Les arguments à la base de l'un ou l'autre de ces modèles sont bien résumés dans Schakelton (1976) et Black (1978).

Bien que le modèle de plaques semble dominer aujourd'hui dans la littérature panafricaine (ex.: Bayer et Lesquier, 1978; Boulier et al., 1978; Boulier, 1979; Caby, 1979, etc...), pour le Sahara et l'Ouest africain; Porada (op. cit.); Unrug (op. cit.), etc... pour l'Afrique méridionale, la notion de "rajeunissement" ou de "remobilisation" tectonométamorphique à l'échelle de la chaîne panafricaine reste largement implantée dans la littérature de celle-ci et ressort particulièrement dans l'interprétation des données géochronologiques.

Malheureusement, faute de données structurales précises dans de nombreux cas, et parfois même de travaux de géologie régionale préalables, une interprétation géodynamique des seules données géochronologiques paraît subjective. En effet, la méconnaissance des relations structurales entre domaines cratoniques et ceintures "récentes" ne permet pas de privilégier un modèle géodynamique donné à partir des seules datations disponibles; ainsi on ne peut savoir si les domaines "anciens" par rapport aux ceintures "jeunes" sont des plaques et microplaques plutôt que des reliques crustales et vice-versa.

Plus récemment, il a été démontré que l'ouverture des systèmes isotopiques à l'échelle d'une chaîne est un phénomène difficilement envisageable (Vidal, 1980); de plus la non confirmation paléomagnétique des déplacements relatifs des cratons (Piper et al, 1976) ne constitue pas une démonstration de l'origine ensialique des ceintures car des déplacements de moins de 500kms ou des déplacements en longitude ne peuvent être mis en évidence par le paléomagnétisme (Fig.6).

L'étude présentée dans ce mémoire ne se situe pas à cheval sur la limite entre ceinture panafricaine et le craton congolais (âge libérien) (voir Fig.5); elle permet néanmoins de mettre en évidence les étapes de l'histoire tectonométamorphique à l'intérieur de la zone mobile (notamment les phases de métamorphisme et de déformation) et constitue une donnée régionale essentielle qui permet:

- de discuter de l'existence d'un socle antépanafricain dans ce domaine (problème de rajeunissement),
- d'étudier la géométrie de la chaîne et les sens de déplacement associés au panafricain; enfin, la recherche des conditions de métamorphisme (P.T) et des affinités géotectoniques du matériel affecté sont des éléments déterminants pour le choix d'un modèle géodynamique.

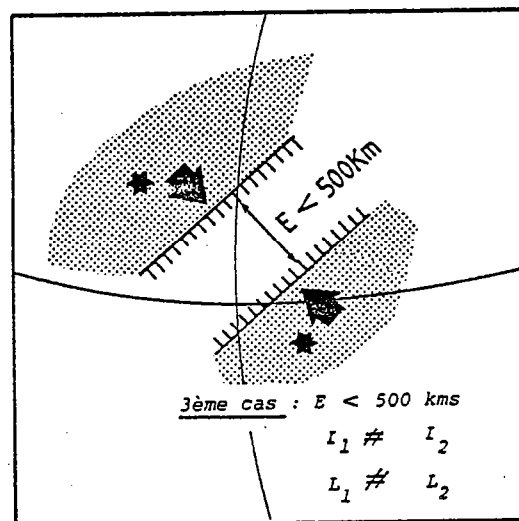
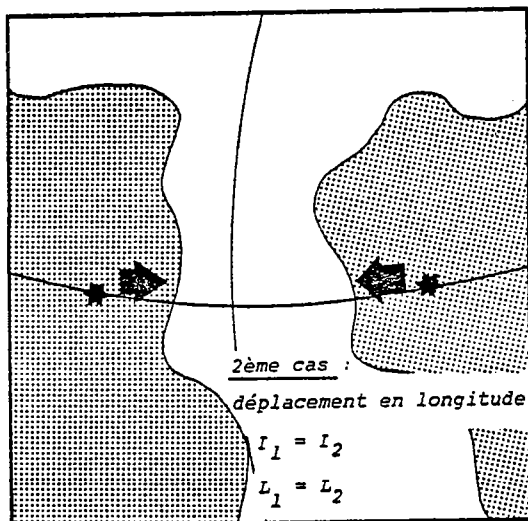
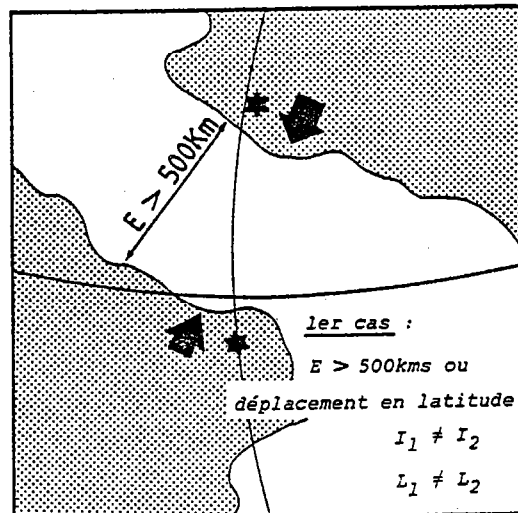
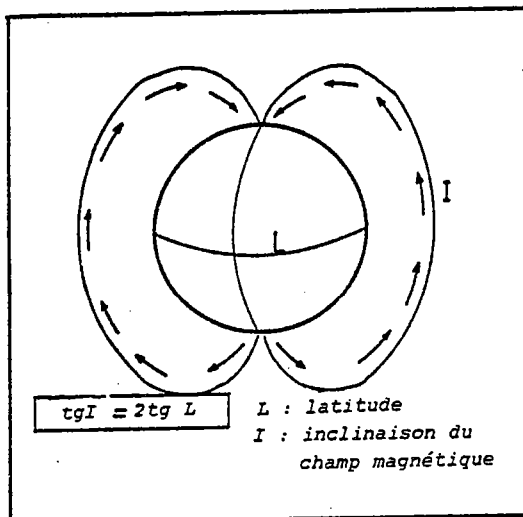


Fig.6 : Cas où des déplacements peuvent être mis en évidence par le paléomagnétisme.

* position des échantillons. E : écartement des plaques

CHAPITRE II

LA SERIE DE POLI

I - SITUATION STRUCTURALE

La série de Poli est un ensemble de formations épimétamorphiques aujourd'hui considérées comme volcanogènes et orthodérivées (Le Fur, 1971). Cet ensemble décrit une large bande fortement arquée de plusieurs dizaines de kilomètres, dont les branches subparallèles de direction NE-SW s'ennoient à l'Est sous la couverture sédimentaire mésozoïque (Fig.7).

Initialement rapportée au Protérozoïque inférieur par corrélation avec le Birrimien de l'Afrique de l'Ouest (Roch, 1953; Koch, 1959), cette série est considérée aujourd'hui comme faisant partie de l'évolution panafricaine au Cameroun (Bessoles et Lasserre, 1977; Lasserre et Soba, 1979; Bessoles et Trompettes, 1980). Dans ce contexte, elle se situe sur la bordure orientale de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale (Fig.5).

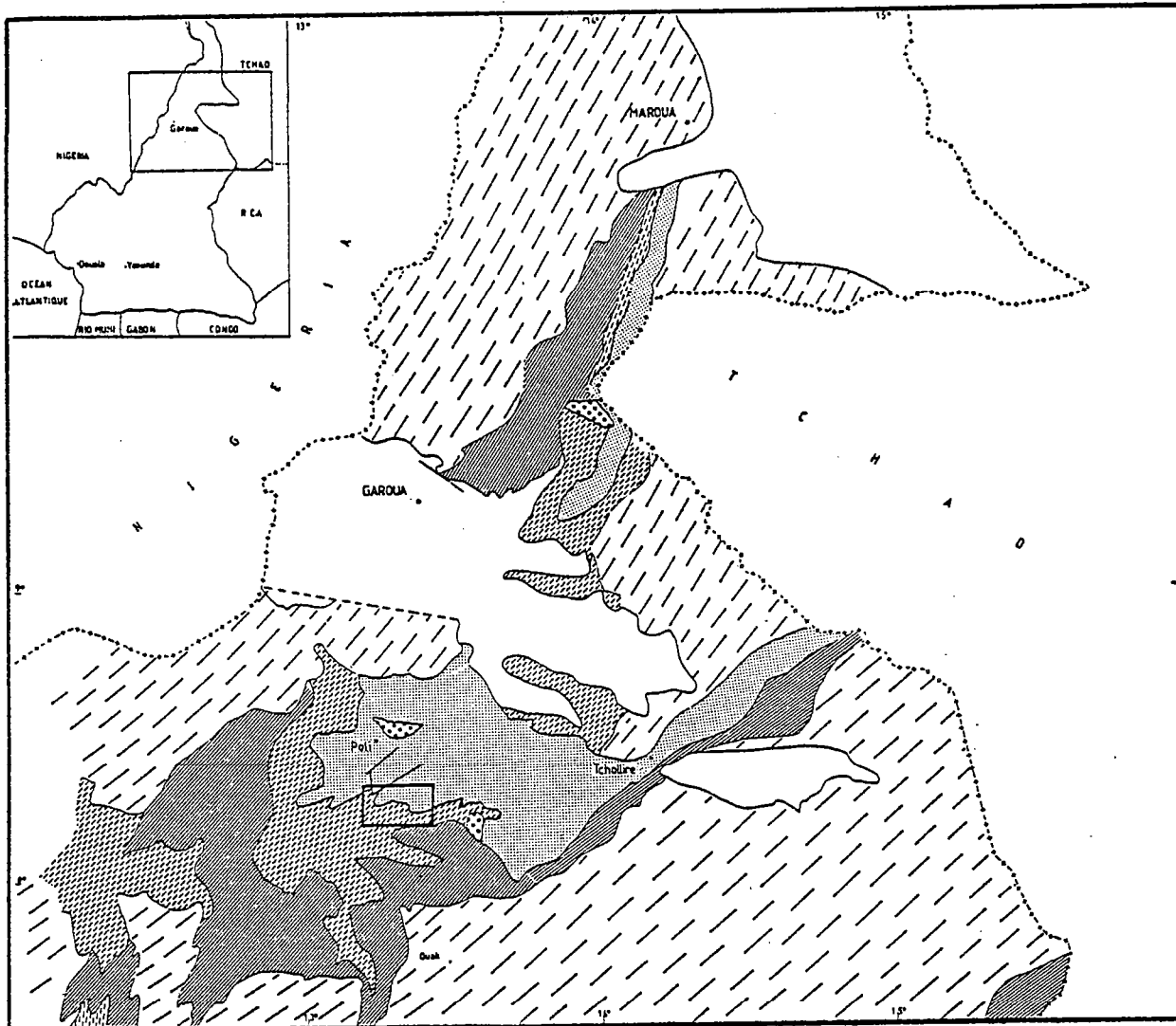
II - LITHOSTRATIGRAPHIE

La figure 8 présente un récapitulatif général de l'évolution des travaux sur la lithostratigraphie du Précambrien de Poli depuis Roch (op.cit.); deux grands systèmes y ont initialement été distingués:

- un complexe de base à métamorphisme mésozonal à catazonal avec migmatites et granites d'anatexie,
- une série épimétamorphique discordante ou série de Poli. Les arguments ayant déterminé cette coupure sont d'ordre structural (Koch, op.cit.) et sédimentologique (Le Fur, op.cit.):

Structuralement une discordance cartographique a été mise en évidence à partir de l'interprétation des directions et des pendages de la lithologie:

- dans une "boutonnière" à l'Est de Poli au sein des schistes, découvrant des "gneiss à muscovite redressés",



LEGENDE

	SEDIMENTS D'ÂGE CRÉTACE ET POST-CRÉTACE
	Précambrien
	SERIE DE MANGBEI
	SERIE DE POLI
	COMPLEXE DE BASE
	Gneiss inférieurs indifférenciés
	Embréchites
	Anatexites et granites d'anatexis
	Préc. sup. ou moy.
	Préc. inf.

Echelle : 0 60 Km



Fig. 7 PRECAMBRIEN DU N-CAMEROUN (Extrait simplifié J. GAZEL et al 1956)
Situation du secteur étudié

- à l'ouest de Poli (route de Tschamba) où sont juxtaposés (par l'intermédiaire d'une faille!...) des "gneiss à biotite ou amphibole" de direction NNW et des schistes finement lités au sud de la faille, de direction EW.

Plus tard, Le Fur décrivant des "lentilles de conglomérats à galets de granites" à la base de la série de Poli en déduit que la structure en antiforme et synforme de celle-ci marque en réalité une topographie initiale définie par une suite de rides (paléoreliefs) et de bassins subsidents; les rides étant déterminées par les granites syntectoniques de Vokré et de Gouna, alors considérés comme le socle remobilisé et rajeuni de cette série.

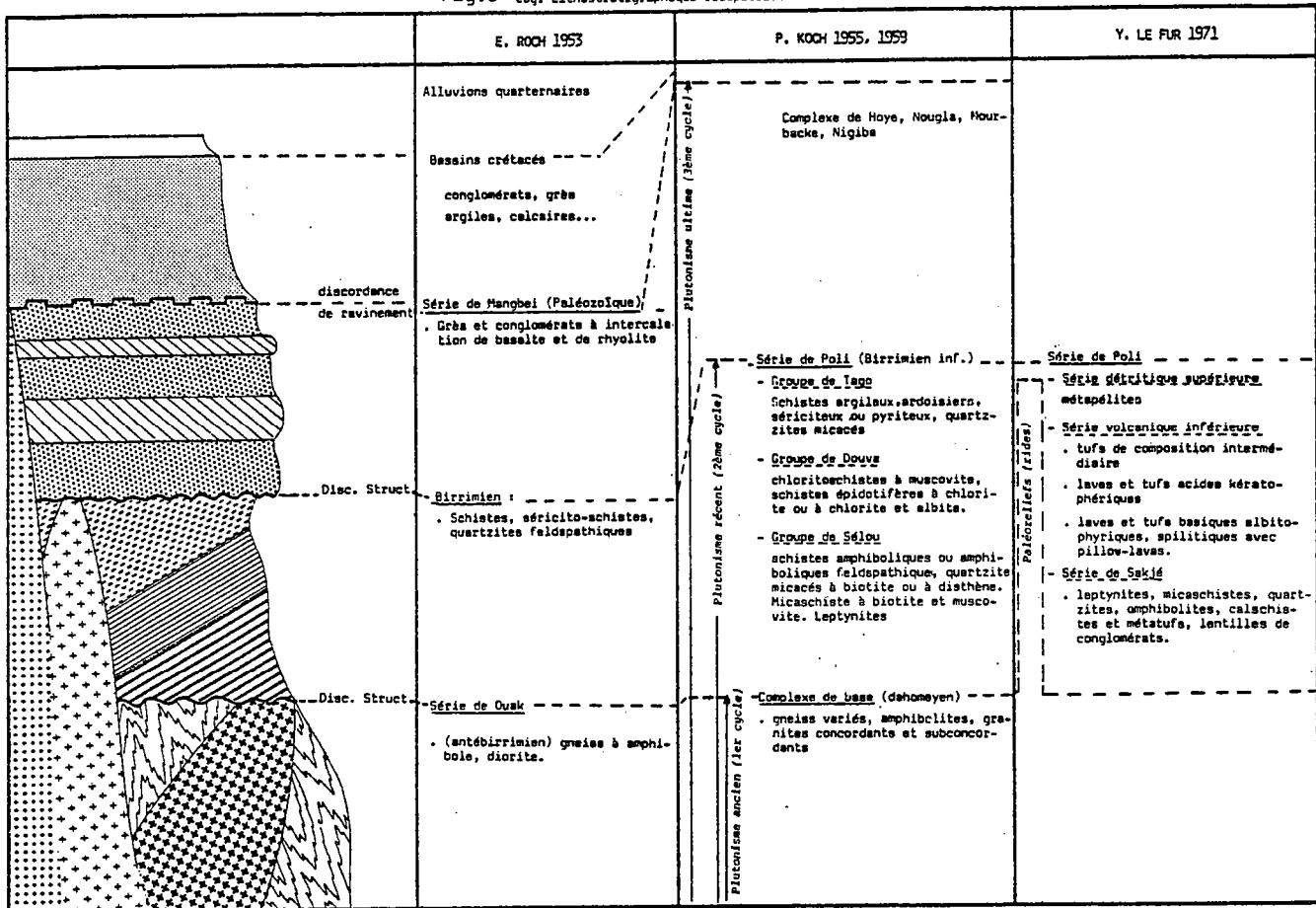
Par la suite des interrogations et critiques persistantes plus ou moins mitigées n'ont cessé de remettre en question cette coupure stratigraphique, soit à partir des corrélations avec des séries de même âge "reconnues" non discordantes (Mestraud, 1971), soit à partir des considérations géochronologiques régionales (Lasserre et Soba, 1979), soit encore à partir des travaux cartographiques de détail (Toteu et al., 1984). Mais aucun de ces travaux ne disposaient d'un repère structural sérieux lui permettant de situer ses conclusions dans un contexte évolutif. Il est toutefois intéressant d'exposer brièvement ici l'argumentation géochronologique:

Une datation par isochrone Rb/Sr sur dix roches totales (Lasserre, in Contré, 1975) a donné des âges panafricains (500 à 530m.a), âges émis avec réserve par l'auteur du fait d'un alignement imparfait des points (pseudo-isochrone)). Néanmoins il faut dire que ces âges sont du même ordre que ceux relevés sur certains gneiss et migmatites du complexe de base (C.B) (Lasserre, 1964, 1979; Bessoles et al., 1977; données diverses publiées dans Bessoles et Trompette, 1980), et sont également très voisins de ceux obtenus sur de nombreux granites intrusifs au sein des séries épimétamorphiques (Lasserre et al., 1976).

L'interprétation de l'ensemble de ces données géochronologiques sur la zone mobile panafricaine au Cameroun (Lasserre et Soba, 1979) a surtout mis en évidence le fait que les "séries" dites "précambriennes intermédiaires" qui regroupent ici les séries d'Ayos, de Lom, de Mbalmayo-Bengbis et de Poli, admises comme d'âge précambrien B ou C (Bessoles et al., 1977) ne pouvaient avoir pour socle des migmatites panafricaines.

Des problèmes relationnelles de ce type entre formations épimétamorphiques, granites et migmatites ne sont pas spécifiques au panafricain; une uniformité d'âge assez troublante entre roches cristallophylliennes, massifs concordants et discordants dans le "socle" et sa "couverture" a déjà été à l'origine des spéculations les plus variées dans le domaine éburnéen (s.s. voir chap.I./I.B ou Choubert et Faure-Muret op.cit.). D'ailleurs la très grande similitude lithologique et structurale du Panafricain de Poli avec l'Eburnéen ouest africain a même permis aux premiers géologues (Roch, Koch, op.cit.) de corréler entre elles, alors que les données géochronologiques faisaient défaut, ces chaînes d'âges différents et géographiquement éloignées.

Fig.8 Log. Lithostratigraphique récapitulatif



III - CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

La figure 9 situe la série de Poli dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale et de l'Ouest et résume l'état des connaissances sur la stratigraphie de ce domaine.

On remarquera que des interrogations subsistent au sujet des corrélations latérales entre des séries lithologiquement similaires et géographiquement éloignées, ainsi que sur la validité de certaines coupures stratigraphiques.

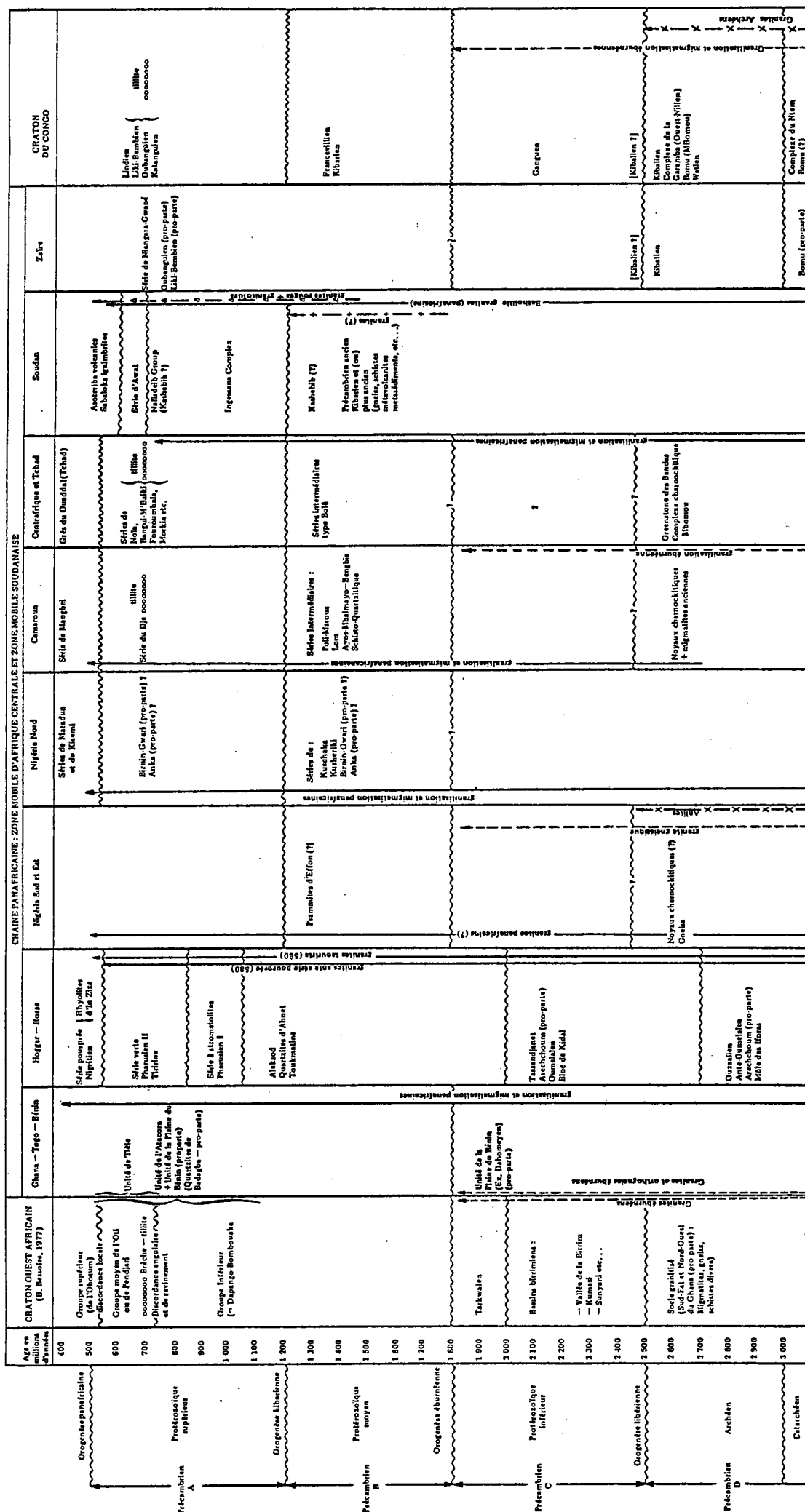


Fig. 9 - Corrélations stratigraphiques : zone mobile d'Afrique centrale et zone mobile soudanaise (in Bessoles et Trompette, 1980).

2^{eme} PARTIE

ANALYSES PETROGRAPHIQUES

INTRODUCTION

I - BUTS DU TRAVAIL

Cette partie vise deux objectifs essentiels:

- . Définir les principaux ensembles lithologiques et les relations entre les types lithologiques qui les composent.
- . Etudier les paragenèses minérales de ces types lithologiques afin de reconstituer l'évolution métamorphique de chaque ensemble.

Les outils et méthodes d'approche utilisés sont:

- . La cartographie : cette méthode regroupe l'ensemble des techniques de terrain comprenant la reconnaissance des affleurements, l'analyse structurale, l'échantillonnage...
- . La pétrologie-géochimie :
 - Pétrographie (définition des types pétrographiques)
 - L'analyse des textures et des paragenèses permettant de définir au microscope polarisant les relations entre les phases minérales qui composent l'assemblage d'un type pétrographique donné et leur succession chronologique dans la roche
 - Techniques qualitatives et quantitatives de la géochimie : la fluorescence X pour le dosage des éléments majeurs afin d'apporter des précisions sur les affinités géochimiques des ensembles lithologiques et sur leurs origines possibles; la microsonde électronique pour l'étude de la composition des phases minérales en équilibre et dont la connaissance permet d'estimer les conditions P/T dans lesquelles ces phases se sont formées.

Les roches grenues ne constituent pas l'objet de ce travail qui est essentiellement axé sur l'étude du métamorphisme et de la déformation; elles seront donc très brièvement abordées; les filons tardifs ne seront pas évoqués.

II - TOPONYMIE (FIG.10) ET CONDITIONS D'AFFLEUREMENT

La région de Poli est caractérisée par de vastes plaines ondulées à 400m d'altitude dans lesquelles pointent sporadiquement des massifs en inselbergs appelés localement Hosérés (point culminant à Poli = 2040m = Hoséré Vokré). Ces massifs sont ravinés par un réseau très ramifié de cours d'eau à régime saisonnier et torrentiel appelés Mayos.

Les Mayos sont responsables du vallonnement des plaines et constituent du point de vue géologique d'excellentes coupes naturelles, tant du point de vue de la fréquence des affleurements que de leur qualité.

Les affleurements sont également courants dans les interfluves des Mayos, mais leur localisation géographique est alors beaucoup moins précise en comparaison aux repères fournis par les cours d'eau.

III - LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES POUR LES MINERAUX

Minéral	Abrév.	Minéral	Abrév.	Minéral	Abrév.
Albite	Ab	feldspath alc	Falc/Kf	plagioclase	Pl
Amphibole	amph	grenat	Gt	prehnite	Preh
Andalousite	And	hornblende brune	Hb.br	quartz	Qz
Biotite	Bt	hornblende verte	Hb.v	rutile	ru
Calcite	Cc	ilménite	ilm	scapolite	scap
Scapolite	scap	magnétite	mgm	séricite	ser
Chlorite	chl	muscovite	Ms	sillémanite	sill
Clinopyroxène	Cpx	myrmékite	Myr	sphène	sph
Clinozoïsite	CZo	opaques	Op	trémolite	Trem
Disthène	Ky	paragonite	Par	tschermakite	Tsch
Edenite	Ed	pargasite	Pg	zoïsite	Zo
Epidote	Ep	perthite	Perth		

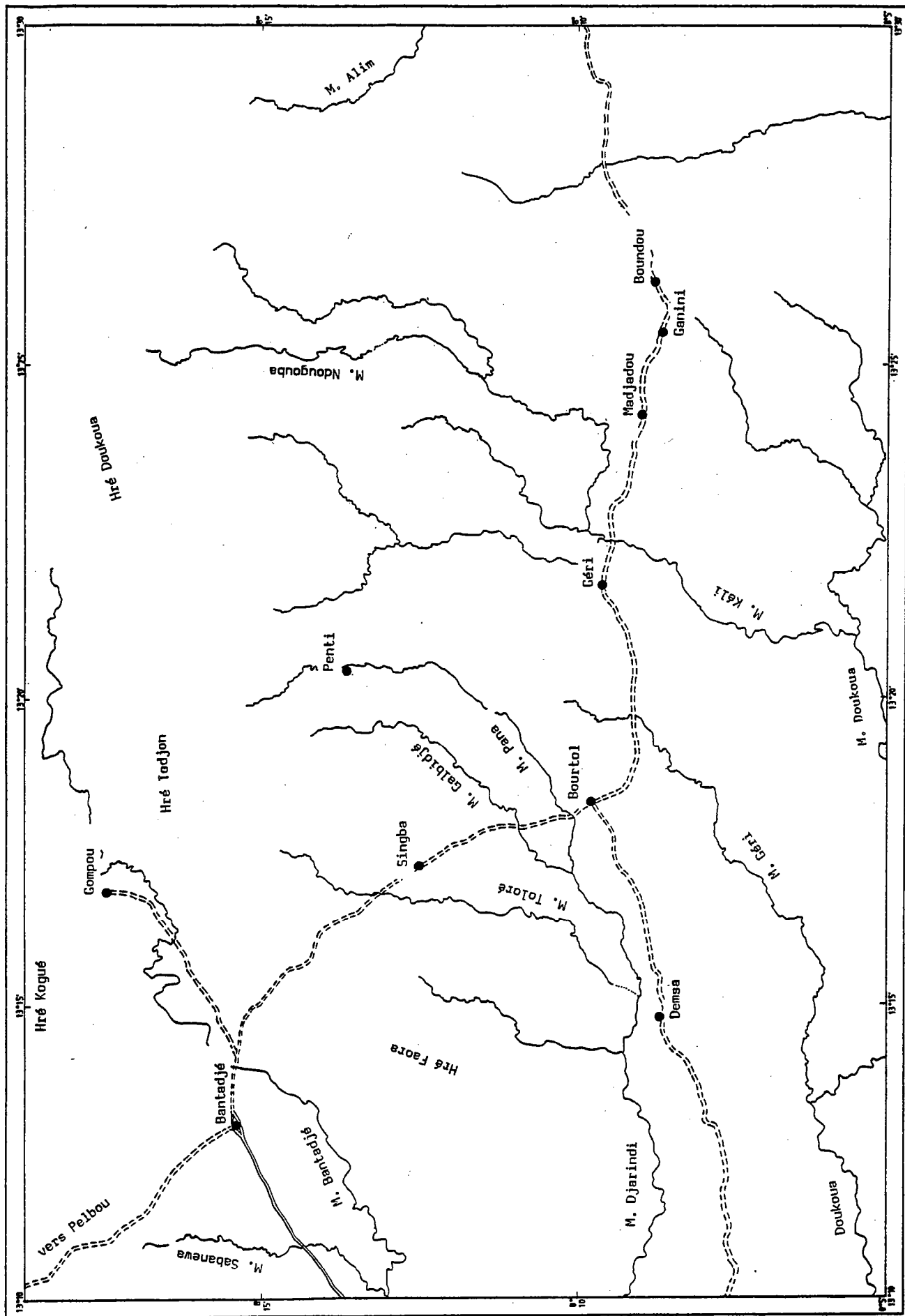


Fig. 10

IV - PROBLEMES TERMINOLOGIQUES

Un problème de terminologie s'est posé au cours de ce travail sur l'usage du mot microtexture. Ce mot revêt couramment trois significations différentes (Spry (1969), Bard (1980)...); il décrit :

- . Les relations paragenétiques (intra ou interminérales) entre deux ou plusieurs minéraux formant l'assemblage réactionnel d'une roche (ex. microtexture coronitique, Kélyphitique etc...);

- . Les relations géométriques entre les minéraux et la structure de la roche (ex. texture hélicitique etc...);

- . La géométrie dominante de l'agencement des minéraux d'une roche (ex. texture granoblastique, lépidoblastique etc...).

Or dans le premier et le deuxième cas en particulier, ce mot s'applique à deux méthodes d'analyses différentes dont les buts ne sont pas les mêmes: en effet l'étude des paragenèses a pour objectif de définir l'évolution du métamorphisme alors que l'étude de la géométrie des minéraux par rapport à la structure de la roche (structure planaire notamment) vise à situer les étapes de la cristallisation de ces minéraux par rapport aux phases de la déformation qui affectent la roche; il apparaît par conséquent que le terme microtexture n'est pas spécifique d'une démarche analytique donnée et qu'une restriction doit être faite sur son usage afin de bien marquer les différences existantes.

Pour cette raison, les termes textures et microtextures seront uniquement d'usage pétrologique et pétrographique, dans les sens du premier et troisième cas respectivement.

Les relations cristallisation-déformation sont définies comme une analyse microstructurale; microstructures et non microtextures (Ex. Triboulet et Audren, 1985 (sous presse)).

CHAPITRE I

LES SCHISTES VERTS ET LES MICASCHISTES

I - INTRODUCTION

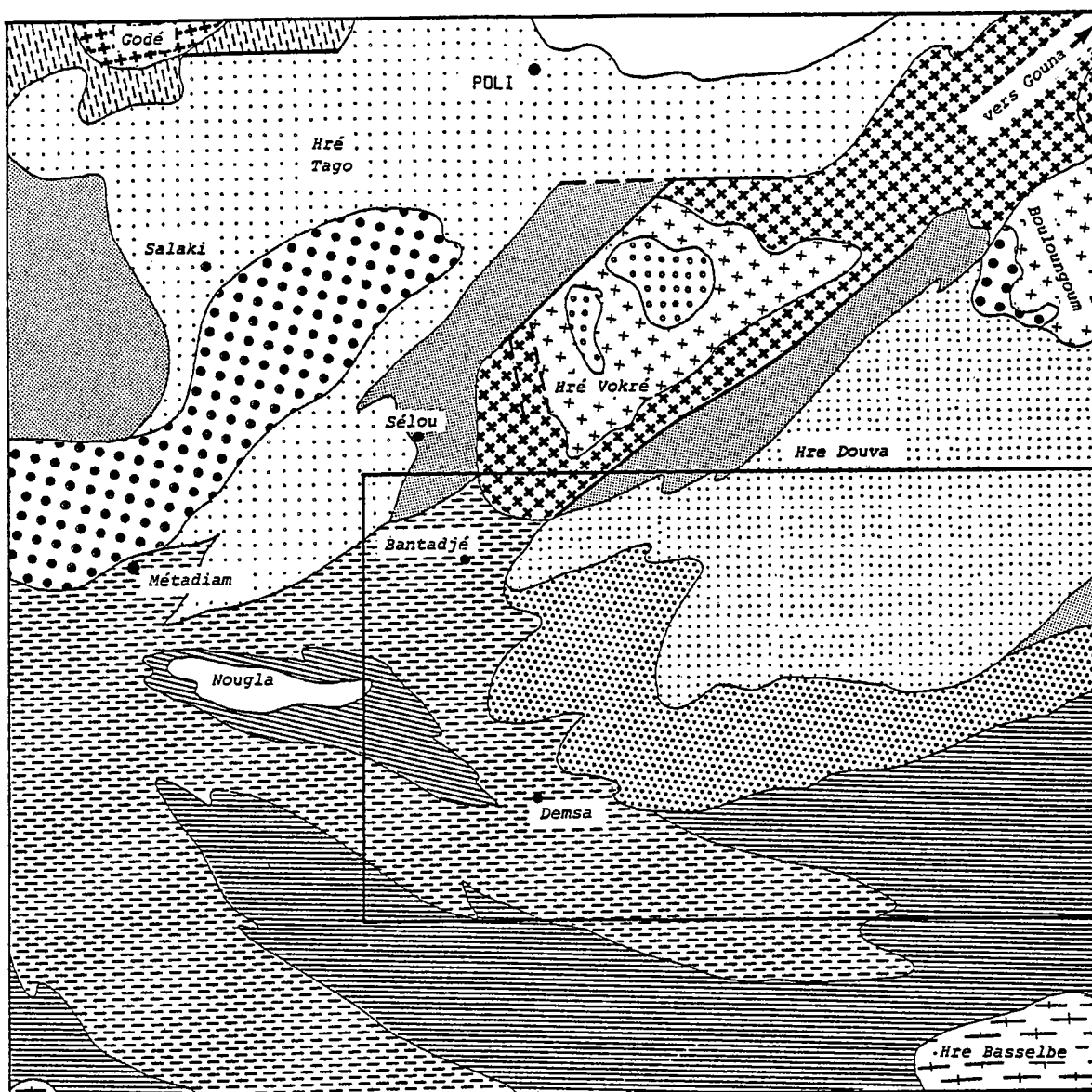
Ces unités lithologiques appartiennent à la "série de Poli" et sont situées le long de la bordure SW de celle-ci, au contact des unités gneissiques et amphibolitiques.

D'une manière générale, il existe très peu d'études pétrographiques sur cette série; les seules études détaillées menées sur la partie SW de celle-ci datent de Koch (1959) et subdivisent la série en trois groupes lithologiques ci-après, définis de la base au sommet (Fig.8 et 11).

- . Le groupe de Sélou, sédimentaire à niveaux doléritiques;
- . Le groupe de Douva, argilo-calcaire ou andésitique;
- . Le groupe de Tago, pélitique à intercalations acides.

Le but de cette étude étant de comparer l'évolution métamorphique et structurale de grands ensembles à l'échelle régionale, un découpage distinguant a priori des ensembles lithologiques ayant le même faciès métamorphique est nécessaire. Ainsi les roches dénommées schistes verts dans ce rapport se réfèrent au groupe de Douva et correspondent (pro parte) dans la terminologie régionale introduite par Le Fur (op. cit) à la série volcanique inférieure (Fig.8).

Quant aux micaschistes, ils sont considérés comme la base normale des schistes verts et appartiennent au groupe de Sélou qui lui-même fait partie de la série de Sakjé à l'échelle régionale (Le Fur, op.cit.).



LEGENDE

SERIE DE MANGBEI
 complexe de Hôye et Nougla

SERIE DE POLI
 G. de TAGO

G. de DOUVA

G. de SELOU

gabbros saussuritisés et ouralitisés

COMPLEXE DE BASE (C.B.)
 gneiss à amphibole et gneiss à biotite

migmatites

granites concordants

INTRUSIONS

granites (cycle 2)

granites (cycle 1)

diorites

Echelle : 0 10 Km



Fig. 11 carte géologique du domaine étudié
 (extrait simplifié de P. Koch, 1959)

II - LES SCHISTES VERTS

A - TYPES ET REPARTITION

Dans la zone étudiée ces schistes déterminent une bande cartographique de plus de dix kilomètres de large jalonnée de l'Ouest vers l'Est par les Hoséré Todjon et Doukoua; leur bordure ouest se situe au voisinage est de Bantadjé (Fig.12). Lithologiquement, la formation est très hétérogène et se compose d'une succession récurrente de niveaux de schistes verts de composition et d'épaisseur très variable; les largeurs d'affleurement de ces différents niveaux peuvent varier de quelques centimètres à plusieurs décimètres et plusieurs kilomètres.

D'après la composition minéralogique, les schistes verts (au s.s.), essentiellement composés de chlorite et d'épidote peuvent se répartir en schistes à carbonates, séricito-chlorito-schistes, schistes amphiboliques ou schistes épidotiques; des niveaux pauvres en chlorite et épidote ou totalement dépourvus de ces minéraux sont également présents: il s'agit de niveaux de schistes albitiques et de schistes sériciteux.

B - CARACTERES PETROGRAPHIQUES

1 - Les schistes à carbonates

a - Les aspects macroscopiques

Ils se caractérisent par la présence de niveaux massifs fins de couleur verte, en intercalations dans les schistes amphiboliques ou séricito-chloriteux. Cette couleur et texture les rapprochent de certains niveaux épidotiques dont la distinction macroscopique devient difficile en l'absence d'un test à l'acide.

b - Aspects microscopiques

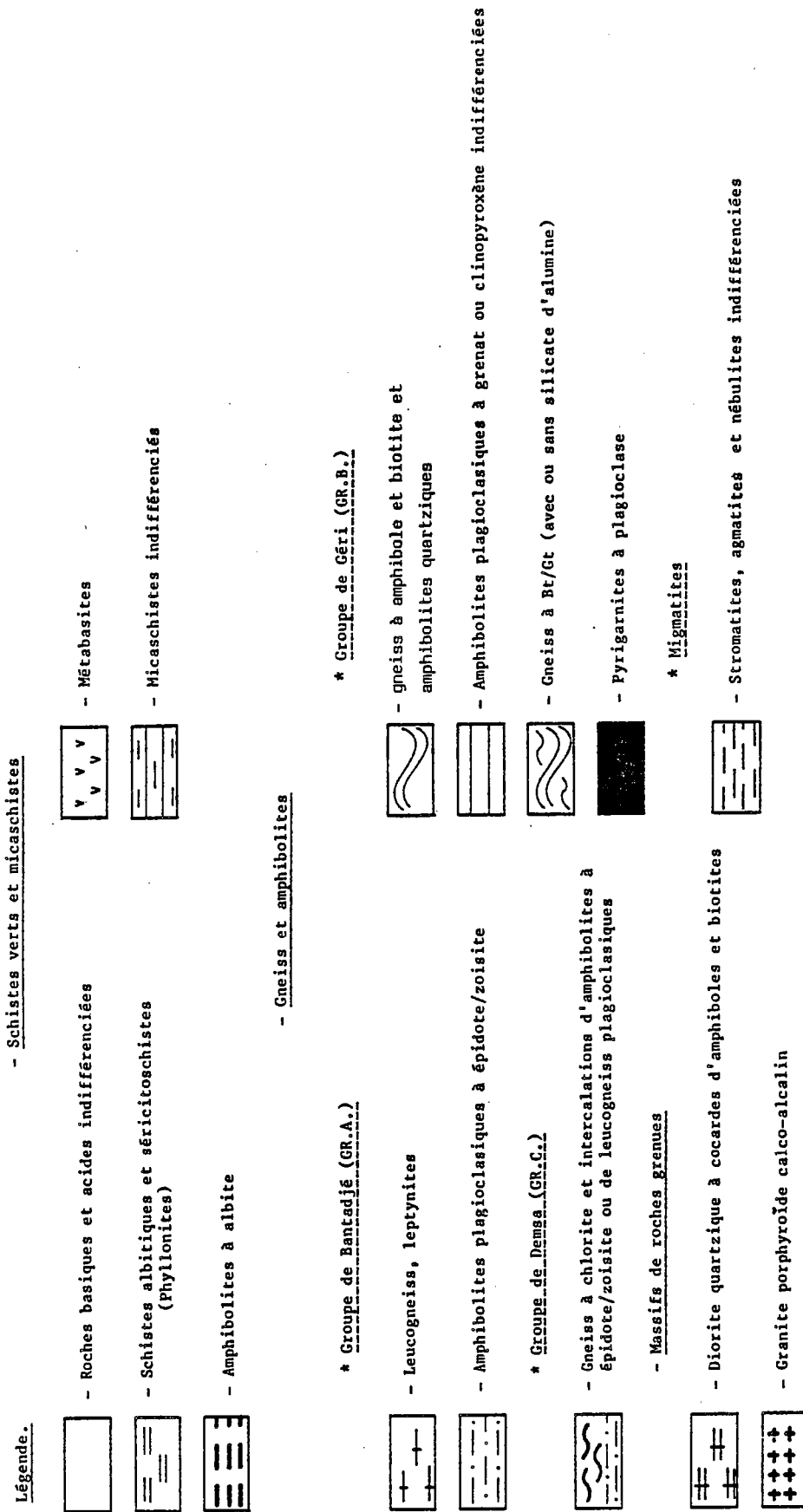
Ces roches sont grano-nématoblastiques; elles sont essentiellement constituées par des lamelles de chlorite, de séricite et de granules fins de quartz et d'épidote. Le pourcentage de carbonate (calcite?) peut atteindre 50% de la roche, sous forme disséminée, d'agréats diffus ou de lits millimétriques contenant de la chlorite. Accessoirement, on note la présence d'opakes, d'apatite et quelquefois d'aiguilles d'amphibole vert clair.

2 - Les schistes séricitochloriteux

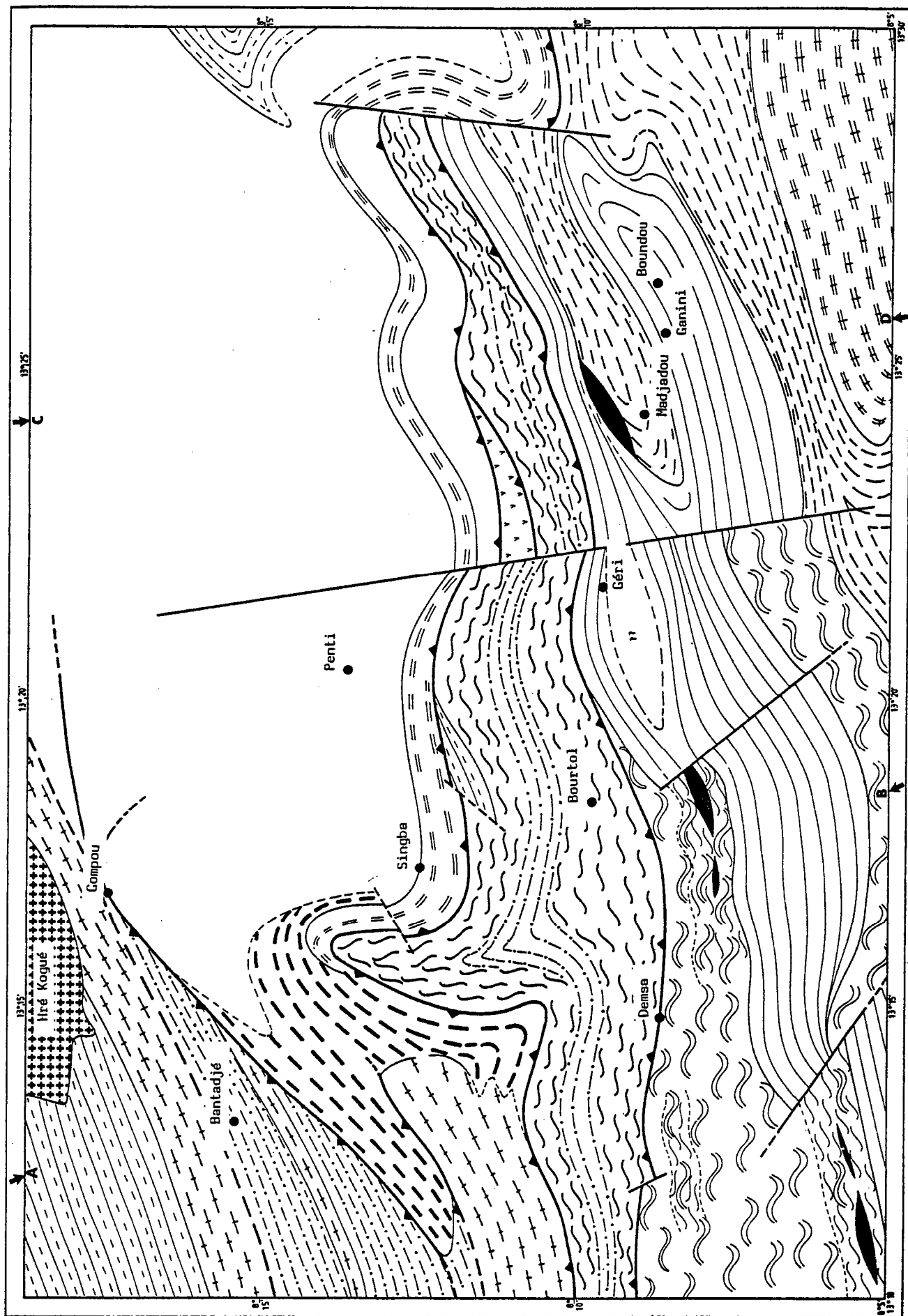
Les séricitochloritoschistes sont associés en intercalations à tous les types de schistes et peuvent avoir des largeurs d'affleurement kilométriques. Leur texture planaire ou planolinéaire est un caractère lithologique assez marquant; trois types peuvent y être distingués:

- le type homogène
- le type rubanné
- le type conglomératique.

Fig. 12 - Carte lithologique



Echelle : 0 4 Km



a - Le type homogène

Il est plus largement réparti sur les flancs du Hoséré Doukoua en intercalations pluridécamétriques, bien que sa présence soit ubiquiste au sein de la formation.

Le mica blanc (séricite) peut être prépondérant ou subordonné à la chlorite et détermine avec celle-ci des lits lépidoblastiques qui alternent avec des lits granoblastiques ou porphyroclastiques à quartz ou plus rarement à plagioclase (Ab).

La zoisite et la clinozoisite existent sous forme disséminée, de préférence dans les lits mécacés; les formes en agrégats sont plus rares.

La tourmaline verte est présente dans ces roches en tablettes automorphes rassemblées en agrégats étirés, préférentiellement associés aux lits de quartz, et probablement d'origine primaire. Les minéraux accessoires sont la calcite et l'apatite.

b - Le type rubanné

Ses affleurements ont une vaste extension sur le flanc sud du Hoséré Todjon et à l'Est de Gombo, dans la vallée du Mayo Bantadjé. D'autres affleurements existent plus localement sur les flancs du Hoséré Doukoua.

Le rubannement est dû à l'alternance de lits séricito-chloriteux de couleur verte et de lits épidotiques jaunes dont les épaisseurs varient de quelques millimètres à quelques centimètres. Les rubans épidotiques plus massifs se composent d'agrégats d'épidote, de quartz et accessoirement de chlorite. La taille des grains n'excède pas $4/10^{\text{ème}}$ de mm. on y note la présence de calcite et d'opakes.

c - Le type "pseudoconglomératique"

Les plus beaux affleurements de ce type se trouvent dans le voisinage sud du Hoséré Doukoua, sur le Mayo Ndougouba et son affluent est. On note par ailleurs que les faciès rubannés forment localement des associations mixtes avec les faciès conglomératiques. La composition des éléments figurés, essentiellement épidotiques est analogue à celle des rubans épidotiques du faciès rubanné.

3 - Les schistes amphiboliques

Les affleurements les plus importants se rencontrent au Nord de Singgba sur Mayo Petel ainsi qu'au Nord-Est de Géri sur l'affluent droit du Mayo Kéli.

La roche est vert sombre avec une texture massive ou orientée; l'épidote et la chlorite sont abondantes, néoformées et associées; elles se forment aux dépens des amphiboles vert-clair. Ces dernières sont sous forme de clastes avec des sections de 2 à 3 mm de diamètre fréquemment maclées. Le plagioclase, quand il existe se présente sous forme d'une mosaïque de petits cristaux de 40μ environ parfois disposés autour de clastes plus développés. Accessoirement, on note du mica blanc, de la calcite, du sphène, du rutile, de l'apatite et des opakes.

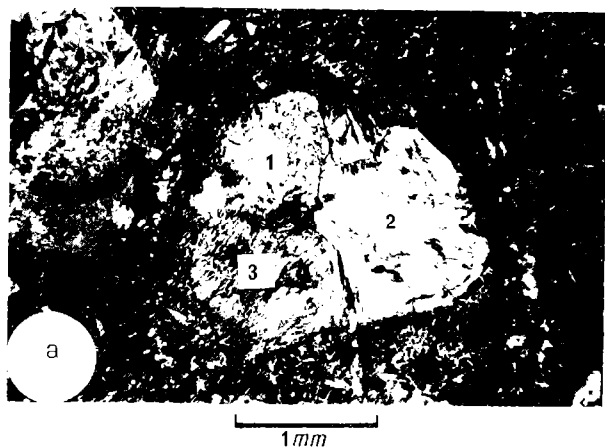


Fig. 13 - a - Accollement de trois cristaux d'amphiboles rappelant des syneusis dans les metabasites.

b - Agrégat néoformé aux dépens d'une amphibole et composé de scapolite, chlorite et quartz (metabasites).

c - Nodule décimétrique formé d'agrégat d'épidote associés à la Chl + amph et son encaissant orienté de même composition (Epidotites).

4 - Les metabasites

A 2,5 kilomètres au Nord-Est de Géri, sur les affluents du Mayo Kéli, affleurent sur plus d'un kilomètre des roches basiques vertes et massives conservant des caractères magmatiques et contenant des intercalations de niveaux amphiboloschisteux orientés; les caractères macroscopiques sont la texture massive et la présence de cristaux hexagonaux millimétriques (2 à 3 mm) d'amphiboles vertes, évoquant une texture porphyrique ancienne.

L'observation microscopique révèle la présence de sections basales d'amphiboles accolées (Fig. 13a) évoquant des syneusis, et isolées dans une matrice épidotique très fine; les amphiboles se groupent par 2 ou 3 individus avec des joints à 120°. Certaines amphiboles se transforment en aggrégats de chlorite, scapolite et quartz limités par des faces planes qui montrent clairement leur caractère pseudomorphique (Fig. 13b); bien que les minéraux primaires n'aient pas pu être mis en évidence, on note cependant sur certaines sections d'amphibole, la présence de macles ayant une géométrie en sablier qui rappelle celle des augites.

La présence des lattes de plagioclase non orientées est également un caractère magmatique certain; ces lattes sont envahies de fins granules d'épidote néoformée. La chlorite est assez répandue et on note accessoirement la présence de rutil et de calcite secondaire.

5 - Les épidotites

Les épidotites sont assez répandues et contiennent diverses proportions d'autres minéraux; ce qui rend leur couleur plus ou moins variable; jaune, quand le minéral associé est du quartz (cas du rubanement et des nodules de séricitoschiste, cf. 2), vertes dans les cas où ce minéral est la chlorite et/ou l'amphibole verte.

Sur le Mayo Pana au Nord de Penti, affleure un niveau pluridécimétrique d'épidotites vertes.

Lithologiquement ce niveau se compose de masses décimétriques ovoïdes isolées dans un encaissant orienté (Fig. 13c). L'examen microscopique montre que les niveaux massifs et ovoïdes ont la même composition minéralogique que l'encaissant qui les entoure; celui-ci comporte essentiellement de l'épidote en aggrégats souvent recristallisée et en rosette, noyée dans une matrice à épidote fine, amphibole vert clair fibreuse, quartz et chlorite (Fig. 14). Cette absence de contraste de composition semble indiquer que les relations lithologiques existant entre masses ovoïdes et enveloppe résultent d'un mode de gisement primaire qui s'apparente à celui des laves en coussins. Toutefois, les caractères indiquant une mise en place sous-aquatique sont difficiles à définir.

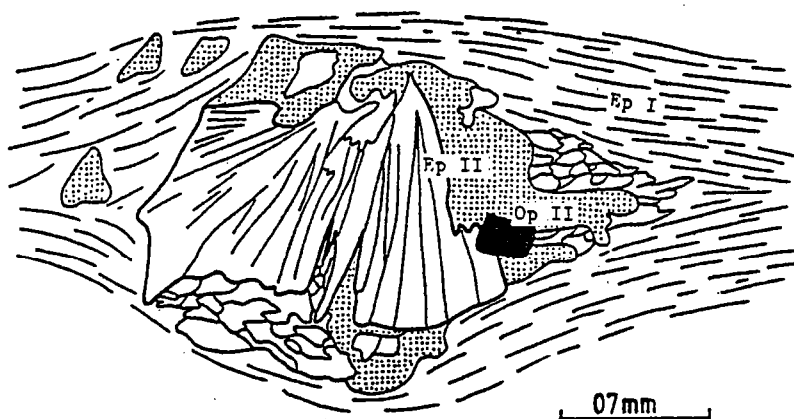


Fig. 14 - Différentes générations d'épidotes dans une épidotite.

Ep I = épidote matricielle associée à la chlorite, albite et quartz.

Ep II = - rosettes tardives (en blanc)

- agrégats recrystallisés (en pointillés).

6 - Les amphibolites à albite

Ces amphibolites affleurent en intercalations métriques dans les schistes séricitochloriteux au Nord du Hoséré Doukoua dans la vallée du Mayo Bantadjé, mais elles forment surtout une bande cartographique à deux branches larges de un à deux kilomètres autour de Faora et orientée en moyenne Nord-Est.

La minéralogie se compose d'une phase clastique à amphiboles vert bleuté millimétriques (1 à 2 mm) et fusiformes, ainsi que de cristaux d'albite pure (Ab100) de même dimension.

Les clastes d'amphibole sont souvent maclés et présentent de nombreuses impuretés nuageuses d'opaques en inclusions, et d'agrégats néoformés d'épidote et de quartz; certains de ces agrégats sont délimités par des faces planes héritées d'anciennes inclusions automorphes non identifiables et représentant probablement d'anciens plagioclases (Fig. 15a et b). Ces clastes sont progressivement transformés en aiguilles d'amphibole qui donnent une texture lépidoblastique à la roche.

Le plagioclase clastique a souvent des contours diffus montrant une frange de néograins recrystallisée contenant des inclusions orientées d'amphiboles aciculaires ainsi que de nombreuses intercroissances d'épidote en agrégats ou en rosettes au coeur du minéral.

La matrice très fine de la roche contient des grains d'albite néoformés atteignant 200 μ , beaucoup d'épidotes en agrégats, de la chlorite et des aiguilles d'amphibole vert bleuté. On y note accessoirement l'apatite, la magnétite automorphe à caractère tardif, le rutile souvent entouré de sphène.

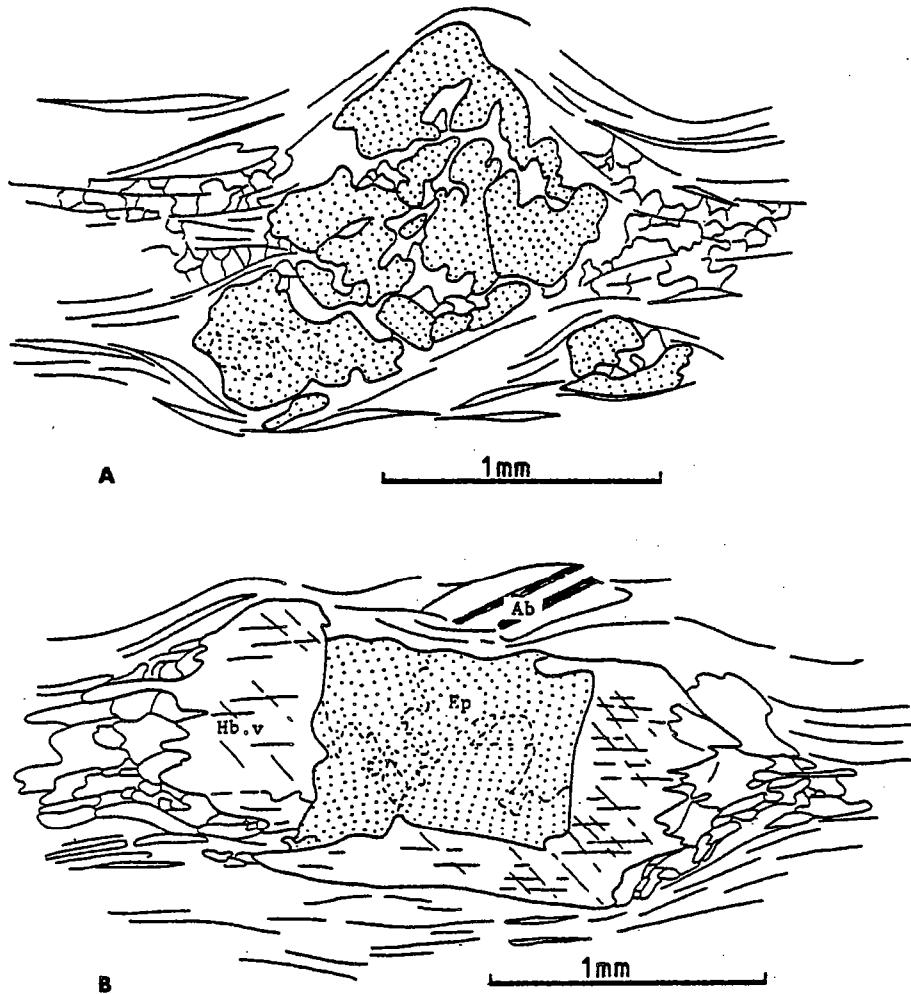


Fig. 15 - Amphibolites à albite : agrégats d'épidote néoformée.

A. transformation d'anciens clastes

B. caractère spécifique de la pseudomorphose en épidote affectant préférentiellement une inclusion préexistante non définissable de l'amphibole.

7 - Les schistes albitiques et séricitoschistes

Les schistes albitiques représentent le type pétrographique dominant qui constitue la bande cartographique de direction E-W, large de 2 kilomètres environ et qui passe par Singba; toutefois, ces schistes affleurent également en intercalations décimétriques sur le flanc Nord du Hoséré Doukoua, au sommet du Hoséré Todjon, ainsi qu'à une distance de 3 kilomètres environ au Nord-Est et au Nord de Singba, le plus souvent en association avec des niveaux sériciteux, séricitochloriteux ou plus rarement avec des lentilles peu déformées de la roche initiale (au Nord-Est de Singba).

Macroscopiquement, la roche est claire (matrice à mica blanc) à verdâtre (matrice chloriteuse). La texture est souvent oeilée.

La minéralogie des schistes albitiques se compose essentiellement de porphyroclastes d'albite pure (Ab100) dont la taille atteint 2 mm de diamètre. Ces clastes sont corrodés, craquelés et suturés par du quartz néoformé; ils contiennent fréquemment des intercroissances d'épidotes néoformées souvent associées à du mica blanc (Fig. 16).

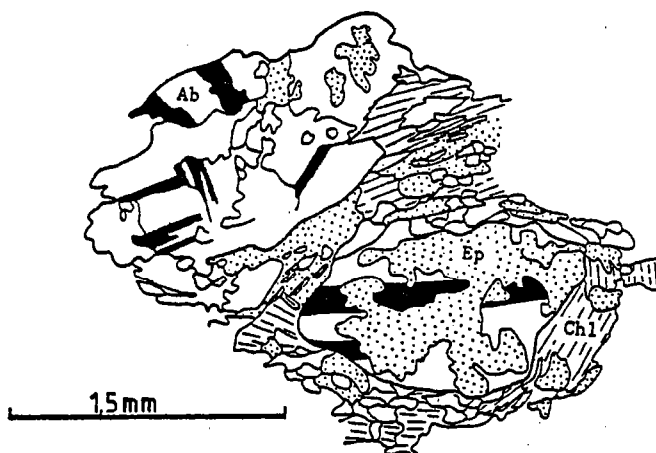


Fig. 16 - Schistes albitiques.
Granulation des cristaux d'albite et croissance
simultanée de l'épidote aux dépens du plagioclase.

Dans les lentilles associées, le quartz et l'albite définissent une texture grenue (équante) que recoupe un réseau fin et entrecroisé de bandes de cisaillement où des lamelles de paragonite orientées sont associées à des néograins de quartz fins. Le mica primaire est dans ce cas de la muscovite.

La matrice contient généralement de la zoïsite et de la clinozoïsite en association avec du mica blanc, de la chlorite et du quartz. On peut également noter la présence de chlorobiotite (lamelle de phyllosilicate formée de bandes parallèles de biotite et de chlorite ou de chlorite contenant des taches de biotite) et d'amphibole (?) vert bleuté (lentilles). Le rutile est accessoirement présent avec une couronne réactionnelle de apatène et opaque; la présence de calcite est occasionnelle.

Les séricitoschistes ont généralement une texture planaire ou linéoplanaire (débit en crayon fréquent) dans laquelle des lits micacés alternent avec des rubans discontinus de quartz fin, en agrégats très étirés auxquels sont associés quelques fois des porphyroclastes de quartz ou plus rarement d'albite.

III - LES MICASCHISTES

A - TYPES ET REPARTITION

Trois types de micaschistes affleurent au niveau de la feuille étudiée; ce sont :

- Des micaschistes rubannés, au Nord de Bantadjé, sur la bordure ouest du granite de Kogué,
- Des micaschistes conglomératiques, sur la bordure est de la feuille, à hauteur du parallèle 8°15', dans la région source du Mayo Alim,
- Des micaschistes homogènes, au Nord de Bourtol, sur le Mayo Galbijé.

Les deux premiers faciès font partie de la formation située à la base (Le Fur, 1971) des schistes verts et connue sous le nom de série de Sakjé; les micaschistes de Galbijé ont été mis en évidence au cours de cette étude et peuvent facilement être rapportés à la formation précédente.

B - CARACTERES PETROGRAPHIQUES

1 - Les micaschistes rubannés

Leur caractère lithologique essentiel est l'alternance de lits centimétriques clairs de nature gréseuse et de lits pélitiques sombres; à proximité du granite de Kogué, ils ont un aspect corné et localement tacheté.

Les lits pélitiques sont constitués de minéraux phylliteux fins (biotite et mica blanc prédominants) associés à la clinozoïsite et au quartz. La taille des minéraux est en moyenne de 40 μ . De nombreux porphyroblastes d'andalousite centimétriques sont observés dans les faciès tachetés. Certaines lames contiennent des sections minuscules (40-) et hexagonales de grenat associées à la biotite et au mica blanc. On note parfois de la calcite en lits plus ou moins diffus, et accessoirement des opaques et plus rarement de l'apatite.

Les lits gréseux contiennent de faibles quantités de minéraux phylliteux (biotite et mica blanc) et d'épidote. On y trouve parfois de la calcite.

Très localement de fines intercalations contenant des amphiboles vertes sont observées.

2 - Les micaschistes "conglomératiques"

L'aspect conglomératique est dû à la présence de nodules ou amygdales clairs de forme arrondie, ovale ou cylindrique ayant quelques millimètres à 5 cm de section et atteignant 10 cm de longueur, dans une matrice sombre plus micacée.

La matrice est composée de lamelles de biotite millimétriques orientées associées à des baguettes de zoïsite-clinozoïsite et au quartz. On y note la présence de petits clastes (0,4 mm) de plagioclase (An 25) entourés d'une phase néoformée de grains de quartz de dimension plus petite. Le rutile, le sphène et l'apatite sont accessoires.

Les nodules ont une texture porphyroclastique soulignée par la présence de clastes millimétriques de plagioclase subautomorphes à macles discontinues et complexes. Ceux-ci sont dispersés dans une matrice fine essentiellement quartzreuse contenant de la zoïsite et de la clinozoïsite disséminées ou en agrégats et des biotites en fuseau. Le quartz en rubans y est également fréquent ainsi que les minéraux opaques.

Ce type lithologique s'apparente à des tufs grossiers de composition acide à intermédiaire.

3 - Les micaschistes homogènes

Ces micaschistes affleurent dans une boutonnière au sein des gneiss et des amphibolites. Ils sont macroscopiquement sombres et massifs. Leur composition minéralogique est identique à celle de la matrice du faciès conglomératique : elle est formée de clastes millimétriques (2 mm environ) de plagioclase (An 28) finement maclés, d'une phase de biotite abondante formée de lamelles atteignant 2 mm de longueur et associée à des baguettes fines de zoïsite-clinozoïsite en lits discontinus. Le quartz est abondant sous forme de cristaux fins (40 μ) souvent disposés en rubans. On note accessoirement la présence d'opiques, de sphène, de calcite et d'une amphibole en aiguilles vert clair.

IV - RECAPITULATIF DES PARAGENÈSES CARACTERISTIQUES ET NATURE PROBABLE DES PROTOLITHES

En définitive, le tableau n° 1 montre que ce premier ensemble lithologique est caractérisé par le faciès schiste vert défini par l'association typique $\text{Chl} + \text{Ep} \pm \text{Ab} + \text{Qz} + \text{Cc}$ (Winkler, 1974).

Ces paragenèses résultent du métamorphisme des roches basiques et acides de composition basaltique ou granitique et de roches à caractère tufacé.

Les micaschistes proviennent du métamorphisme de roches pélitiques ou orthodérivées, dans les niveaux métamorphiques inférieurs; Ils sont ultérieurement affectés par un métamorphisme à andalousite au contact des intrusions granitiques de type Kogué.

Schistes verts	Paragenèse I	Paragenèse II (recristallisations tardives)	Roche originelle
Schistes carbonatés	Cc + chl + Ep + Ser (± amph)		tufs + précipitation chimique
Schistes séricito-chloriteux	Ser + chl + Ep (± Cc ± Ab)		tufs de composition intermédiaire
Schistes amphibotiques	Ep + chl + amph + Ab (± sph)	sca	tufs basaltiques et basaltes porphyriques
Epidotites	Ep (± chl ± amph)	± Op	basaltes
Amphibolites à albite	amph + Ab + Ep (± sph)	± mgm	Gabbro/microgabbro ou dolérite
Schistes albitiques et séricitoschistes	Ab + Par + Ms + Ep (± chl ± sph ± Op)		Microgranites et rhyolites porphyriques

Micaschistes			
Rubannés	Bt + czo + Ms (± Gt ± Cc ± Op)	And (métamorphisme de contact)	Grès et pélites
Conglomératiques	Bt + Czo + Pl (± sph)		tufs grossiers de composition acide à intermédiaire
Homogènes	Bt + Czo (± Op ± sph ± amph)		

Tableau 1 : Récapitulatif des paragenèses et protolithes probables.

() = phases occasionnelles et accessoires.

CHAPITRE II

LES GNEISS ET LES AMPHIBOLITES

I - TYPES ET REPARTITION

Les gneiss et les amphibolites représentent près de la moitié de la superficie couverte par les formations étudiées. Ils forment des alternances de bandes cartographiques de plusieurs kilomètres d'épaisseur, orientées en moyenne WNW-ENE.

Les associations lithologiques rencontrées et leurs caractères structuraux permettent de les subdiviser en trois groupes à caractère tectonométamorphique.

Le GROUPE de Bantadjé (ou groupe A) peu déformé, s'étend du Nord de Bantadjé à Hoséré Faora; il est limité à l'Est par les schistes verts. Les unités lithologiques qui le composent sont:

- . Les leucogneiss,
- . Les amphibolites.

Le GROUPE de Géri (ou groupe B). Il affleure sur toute la partie sud de la feuille étudiée et sa limite nord est marquée par une ligne qui passe entre les villages de Bourtol et de Géri, et à travers le village de Demsa. Ce groupe est composé de gneiss et d'amphibolites lités de composition très variée régionalement peu affectés par la mylonitisation.

Les unités gneissiques sont composées de :

- . Gneiss à amphibole/biotite,
- . Gneiss à biotite, biotite et grenat.

Les unités amphibolitiques sont :

- . des amphibolites quartziques,
- . des amphibolites plagioclasiques,
- . des pyrigarnites à plagioclase.

Le GROUPE de Demsa (ou GROUPE C) forme une bande plus étroite (1 à 4 km d'épaisseur) entre les groupes A et B; sa lithologie par rapport à ces groupes est mixte et se compose:

- . de leucogneiss,
- . de gneiss à chlorite,
- . d'amphibolites.

Le groupe présente les caractères d'une déformation très intense.

Ces différents types lithologiques définissent au sein de ces groupes soit des lits récurrents, soit des intercalations, et ce parfois à l'échelle cartographique, à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince.

II - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES GNEISS

A - LES LEUCOGNEISS

1 - Types et répartition

Deux types de leucogneiss sont observés à l'échelle de la carte :

- . des leucogneiss perthitiques ou leptynites,
- . des leucogneiss plagioclasiques.

Les premiers sont les plus abondants et déterminent des bandes cartographiques dont les principaux affleurements se trouvent au Nord de Bantadjé, de Goupou, et sur les collines de Hoséré Faora. Les secondes forment des intercalations de faible puissance (décimétriques à métriques) à l'intérieur des formations amphibolitiques des groupes A et C.

2 - Caractères microscopiques

a - Les leptynites

Elles peuvent être décrites au Nord de Bantadjé; leur composition est Khondalito-Kinzigitique.

Macroscopiquement, la roche est claire de couleur rose ou grise. La lithologie est marquée par la présence de niveaux massifs très résistants et de niveaux orientés friables.

La minéralogie des niveaux massifs est formée de cristaux très développés (2 à 3 mm) de mésoperthites à allure clastique, séparés par une phase interstitielle à quartz, plagioclase et feldspath K, qui donne à la roche une texture inéquigranulaire. D'après leur géométrie, les perthites se subdivisent en deux types :

- Les perthites d'exsolution (type "strings") (Fig. 18a et b). Dans ces perthites, les facules d'albite en forme de fuseaux très étirées et souvent ramifiées recoupent transversalement les macles de Carlsbad ou se disposent en chevrons autour de celles-ci; ces perthites se forment par séparation de deux feldspaths (Ab et Or) à partir d'un mélange homogène de ces isomorphes à des températures supérieures au solvus granitique (granites hypersolvus; Deer et al., 1982), et témoignent d'un métamorphisme de HT dans ces gneiss.

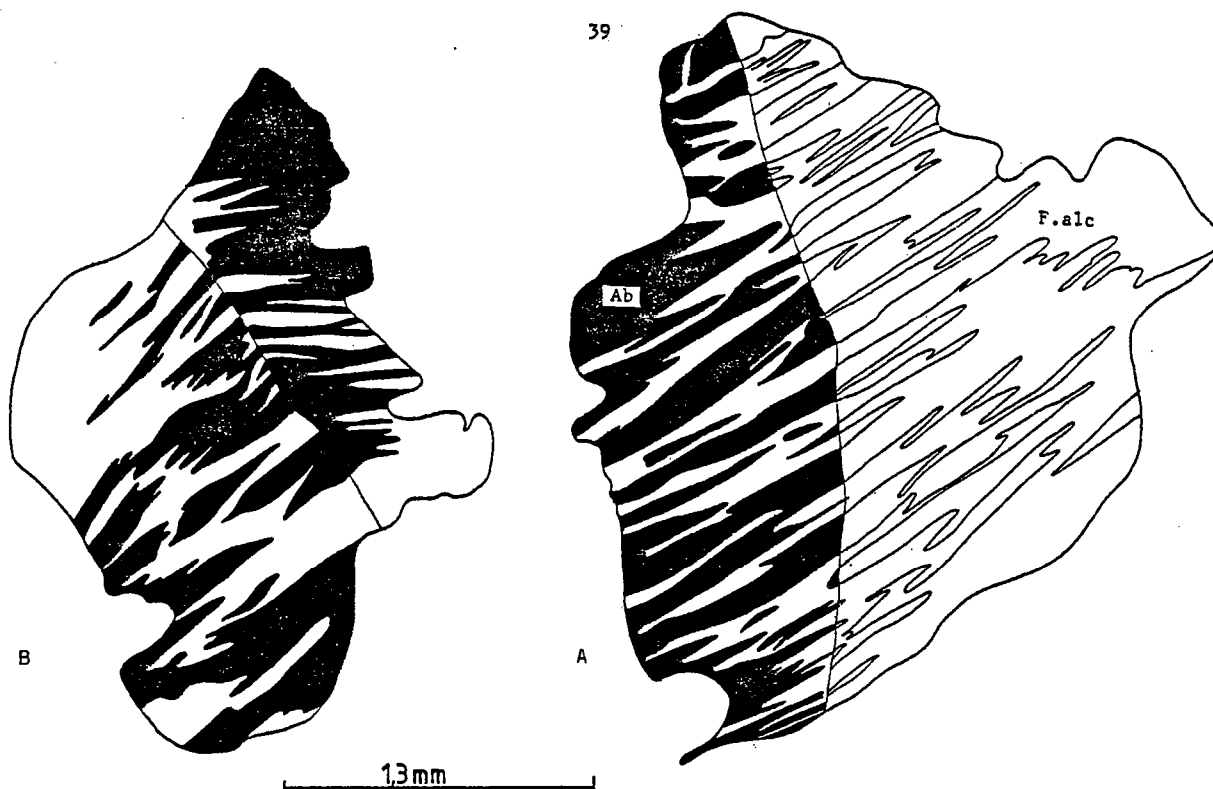


Fig. 18 - Perthites d'exsolution (strings) dans les leptynites.

A. perthite en fuseaux,
B. Perthite en chevrons (Nord de Bantadjé).

- Les perthites de remplacement (Fig. 19). Elles sont caractérisées par des taches d'albite se développant aux dépens de l'orthose à basse température et sont génétiquement différentes des strings (voir Bard, 1980; Fig. 27c, p. 59).

Ces cristaux perthitiques ont des allures clastiques avec des contours irréguliers et diffus; des sous-grains de feldspath y sont observés avec des sections variant de 40 à 400u.

La phase minéralogique intersticielle (quartz, plagioclase et feldspath K) est formée de cristaux xénomorphes à l'exception du quartz qui forme localement des agrégats en nid d'abeille, dus à une recristallisation tardive de la roche. Les opaques sont abondants et les accessoires sont le rutile et l'allanite métamicté.

L'épidote est secondaire et cristallise essentiellement dans les fractures ou en association avec l'albite; de faibles proportions de biotite chloritisée ont été observées à Gompou et à Faora.

Dans les niveaux orientés (déformés), la texture est fine (taille des grains $\approx 0,1\text{mm}$); les clastes de mésoperthite sont pratiquement absents, les agrégats de quartz s'étirent en rubans.

Le caractère fortement anhydre de ces roches est remarquable et la paragenèse I à "Strings" + Quartz + opaques doit être retenue; la paragenèse à Albite + Epidote + mica blanc (à Gompou et Faora) est tardive. La calcite est secondaire.



Fig. 19 - Perthites de remplacement dans les leptynites; noter la forme en tache de l'albite (en noir) associée à l'épidote (en pointillés) (Nord de Bantadjé).

b - Les leucogneiss plagioclasiques (An28-30)

Les principaux affleurements étudiés se trouvent au Sud de la route de Poli sur Mayo Sabanewa, au coeur des amphibolites; d'autres affleurements se trouvent sur la route du Faro, à 2 kilomètres de Bourtol, au Nord de Demsa sur Mayo Djarindi, ainsi que sur de nombreux affluents du Mayo Kéli. Le caractère filonien de certaines de ces intercalations est marqué par leur allure dichotomique ou la présence d'apophyses (Fig.20).

Macroscopiquement la roche a une structure massive et une teinte rose; les affleurements sont souvent très diaclasés.

La texture est granoblastique inéquigranulaire et comporte des porphyroclastes d'oligoclase (An28 à 30) de taille millimétrique (1 à 3mm) finement maclés et localement associés à des clastes de feldspath K (orthose); ceux-ci montrent alors des bordures myrmékitiques avec un remplacement très net du Kf par du plagioclase, au contact de la matrice intersticielle à quartz, plagioclase et Kf (Fig.21d).

La biotite et le mica blanc peuvent coexister ou non et soulignent la foliation de la roche. Toutefois des croissances parallèles de biotite sur les faces (001), autour des cristaux prismatiques d'opagues apparemment tardifs, ainsi que celles des micas blancs aux dépens des feldspaths ou dans les microfissures sont courantes; ces relations prouvent qu'une partie au moins de ces phyllosilicates est secondaire. La chlorite remplace tardivement la biotite.

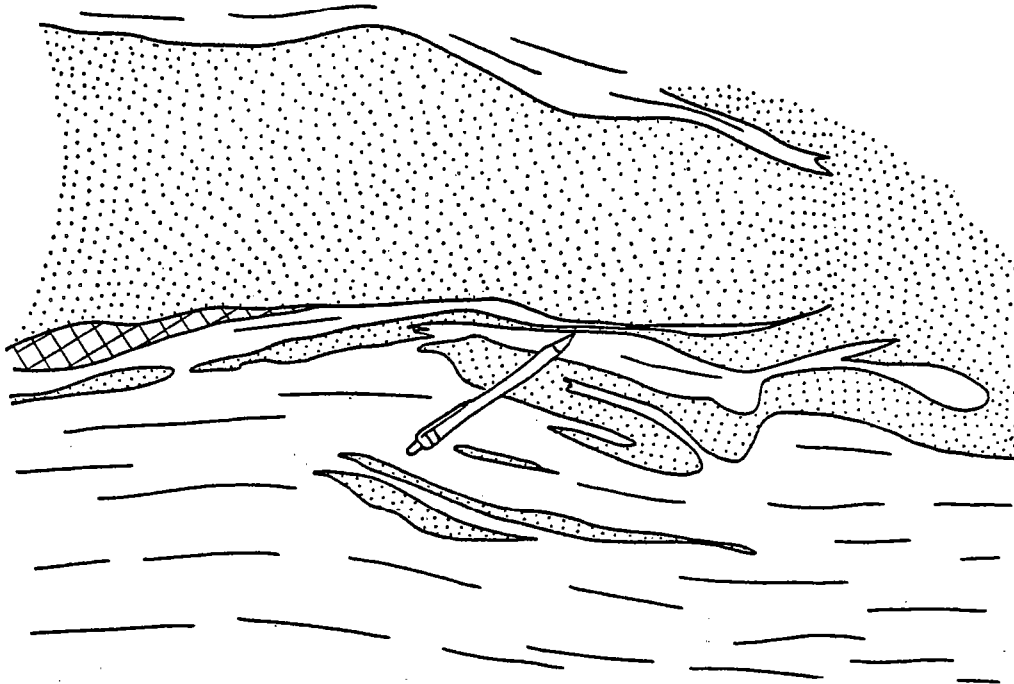


Fig. 20 - Caractère intrusif des leucogneiss plagioclasiqes dans les amphibolites (Mayo PANA).

Les baguettes de zoisite/clinozoisite sont localement présentes en association avec la biotite et la muscovite.

Le grenat est généralement absent; un niveau du Mayo Sabanewa en a fourni en très petites quantités en équilibre avec le plagioclase.

Le quartz s'organise le plus souvent en rubans à cristaux subrectangulaires ou arrondis.

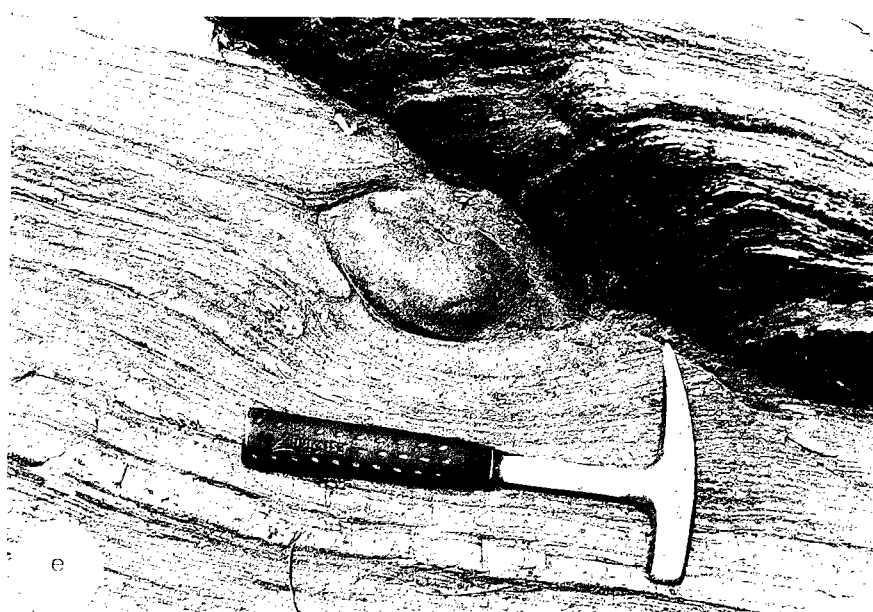
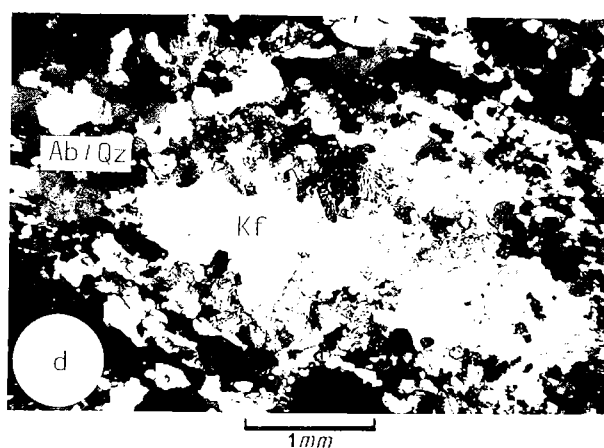
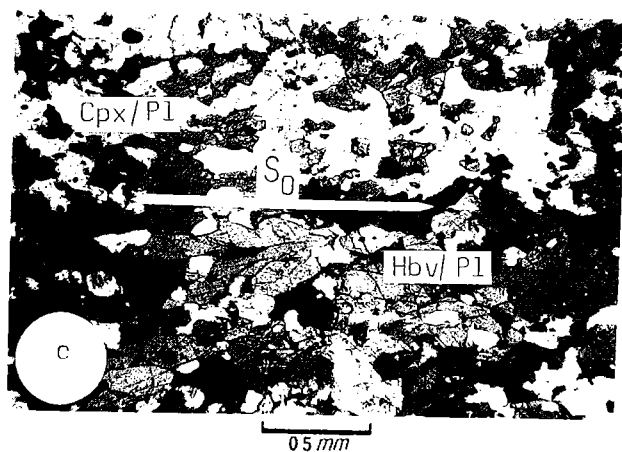
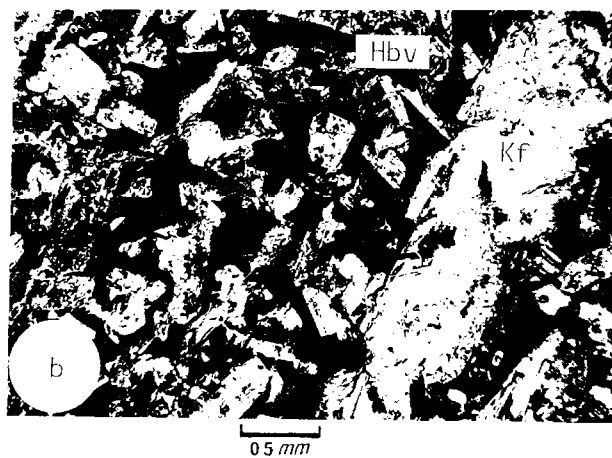
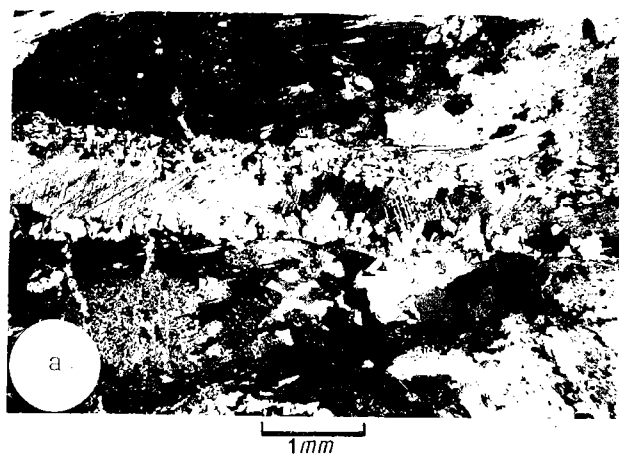
Les accessoires sont : apatite, sphène, rutile, zircon; opaques et calcité sont tardifs.

B - LES GNEISS PLAGIOCLASIQUES A AMPHIBOLE ET/OU BIOTITE

1 - Lithologie

Ces gneiss appartiennent au groupe B (groupe de Geri, cf. I) et dessinent une bande cartographique de direction ENE limitée à l'Est et au SE par des formations migmatitiques; la zone médiane de la bande est essentiellement formée de roches basiques litées (amphibolites) contenant des passées gneissiques.

- Fig. 2) - a - Fracture secondaire montrant la cristallisation des baguettes de scapolites sur les épontes et le remplissage plus tardif de celle-ci par la calcite (gneiss à biotite).
- b - Vue partielle d'une Hb.verte montrant la présence de nombreuses tablettes de plagioclase en inclusions rappelant une texture ophitique.
- c - Litage à Cpx + Pl et Hb.verte + Pl dans les amphibolites plagiclasiques à Cpx.
- d - Texture myrmékitique montrant le remplacement du F. alc par l'Ab dans les leucogneiss plagioclasiques.
- e - Boudin de pyrigarnite à plagioclase isolé dans les gneiss silico-alumineux (Mayo Doukoua).



La formation est lithologiquement hétérogène; elle est constituée d'une alternance de gneiss à biotite, de gneiss à amphibole/biotite ou de gneiss amphiboliques; les rapports des compositions modales biotite/biotite + amphibole sont très variables d'un type pétrographique à un autre et ces variations sont déjà notables à l'échelle de l'échantillon et même de la lame mince. A ce rubannement minéralogique initial s'ajoute un rubannement essentiellement centimétrique dû en grande partie à l'injection pegmatitique, et surtout développé à l'Est.

Des niveaux de quartzites d'épaisseur métrique sont souvent rencontrés et renferment dans certains cas, des proportions importantes de grenat, dont la présence au sein de la formation est assez ubiquiste.

Les types pétrographiques majeurs sont :

- . les gneiss à amphibole et biotite,
- . les gneiss à biotite avec :
 - des gneiss sans silicate d'alumine,
 - des gneiss à silicates d'alumine,
- . les gneiss à chlorite, résultant de la rétro-morphose des précédents.

2 - Caractères pétrographiques

a - Les gneiss à amphibole et biotite

L'assemblage minéralogique majeur de la roche est : plagioclase + hornblende + biotite; les phases mineures sont : quartz $\pm$ grenat; les accessoires ubiquistes sont l'apatite, les opaques (ilménite), et assez couramment l'allanite, le zircon, le sphène et le rutile.

Le rapport biotite/biotite + amphibole est variable; une diminution simultanée du pourcentage modal de ces deux minéraux dans la roche peut par ailleurs être observée; une variation lithologique continue peut donc être envisagée entre les pôles amphiboliques et les pôles plagioclasiques. Par conséquent les amphibolites quartziques (cf. III, B) sont le pôle amphibolique possible de ces gneiss et reflètent vraisemblablement des variations chimiques initiales.

La texture est granoblastique inéquigranulaire avec une phase interstitielle à plagioclase éventuellement associée au quartz; celui-ci forme localement des rubans à cristaux rectangulaires et jointifs contenant des lamelles de biotite ou des baguettes d'amphibole en inclusion, mettant en évidence la légère recristallisation statique affectant ces roches.

Le plagioclase (An 30) a des formes plus ou moins arrondies; sa section atteint 2 mm et il est souvent antiperthitique (présence de feldspath K en fines baguettes, tablettes ou taches microscopiques).

L'amphibole a des teintes variables (verte à vert bleuté, vert jaune ou brun verdâtre...) traduisant probablement des variations de composition; elle est xénomorphe et associée au plagioclase. On y note fréquemment la présence de vermicules d'opaques en inclusions.

Le grenat est rare, il apparaît en petits grains blindés par une couronne mono ou polycristalline de plagioclase; on note surtout qu'il n'est jamais en contact avec l'amphibole; ces deux phases ne sont donc pas en équilibre.

La biotite forme des lamelles assez bien développées ($\theta =$). Sa couleur varie du brun au brun sombre suivant les affleurements. Elle est généralement stable et associée au plagioclase et à l'amphibole. Cependant deux types de rétro-morphoses l'affectent localement :

- . La préhnitisation : développement de prehnite généralement fusiforme dans les clivages de la biotite,

- . La chloritisation. Celle-ci a un caractère pseudomorphique : la chlorite envahit la biotite en conservant la forme de celle-ci, on note que cette transformation s'accompagne de l'apparition de granules d'épidote (?) et d'opakes le long des clivages de la chlorite; localement des reliques de biotite en taches peuvent y être observées. Cette rétro-morphose n'est pas uniforme; elle affecte préférentiellement certains niveaux de la roche soit parallèlement à l'orientation de celle-ci, soit simplement en tache. Il ne semble pas qu'une variation de composition de la biotite dans la roche puisse être mise en cause et il est plus probable que ce caractère non uniforme soit lié à des percolations de fluides dans des niveaux privilégiés de la roche. Il est intéressant de noter que la chloritisation atteint une extension cartographique (cf. c).

b - Les gneiss à biotite

Les gneiss à biotite sont bien représentés à l'échelle de la carte; les plus beaux affleurements se trouvent sur le Mayo Doukoua et en partie sur le Mayo Djarindi où l'on peut les suivre sur plusieurs kilomètres. Deux faciès pétrographiques peuvent y être définis :

- . les faciès sans silicates d'alumine,
- . les faciès silico-alumineux.

b1 - Les gneiss sans silicate d'alumine. L'assemblage minéralogique caractéristique est : plagioclase + biotite ($\pm$ grenat $\pm$ quartz). Le feldspath K est rare et existe presque exclusivement dans les antiperthites.

La texture est granoblastique avec phase interstitielle à quartz + plagioclase :

Le plagioclase est une oligoclase (An 28) parfois antiperthitique en tablettes plus ou moins arrondies limpides ou altérées, associées à la biotite et éventuellement au grenat.

La biotite a des proportions modales souvent modestes; elle détermine l'orientation de la roche et présente parfois des chevrons. Son pléochroïsme varie du brun jaune ou rougeâtre au jaune. Dans les roches à grenat, une génération II apparaît, rétro-morphique et se développant aux dépens du grenat à partir des microfissures de ce minéral. Ces deux générations de biotites sont plus tardivement chloritisées et préhnitisées.

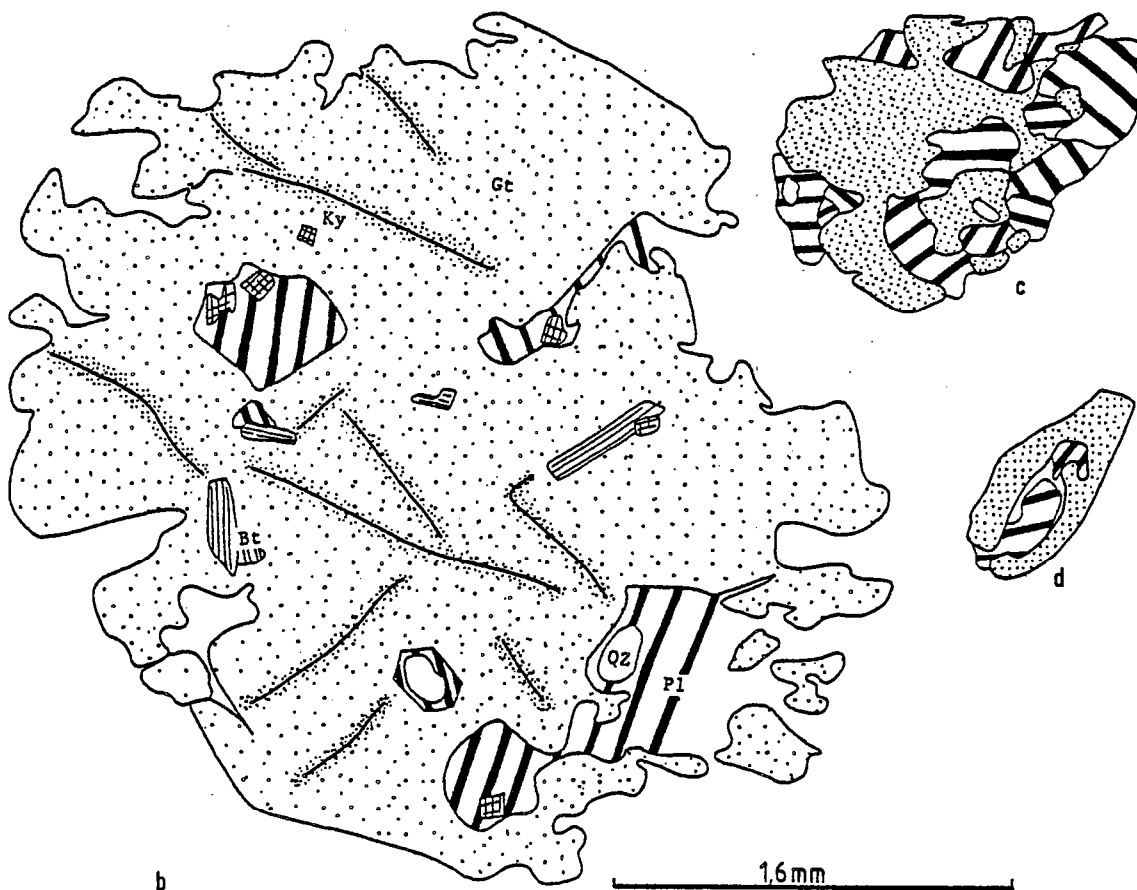
Le grenat est assez peu abondant, ses porphyroblastes sont diaclasés et dépourvus d'inclusions.

Le quartz forme plus souvent des rubans à cristaux subrectangulaires ou xénomorphes et imbriqués, montrant des recristallisations tardives importantes soulignées notamment par la présence de nombreuses inclusions de biotite, de chlorite ou de plagioclase.

La cristallisation tardive de la scapolite en fibres ou en éventails perpendiculaires aux épontes de certaines fentes est courante (Fig. 21a).



a)



b

Fig. 22 - Caractères relictuels du grenat dans les gneiss à biotite.

a) morphologie en essaim due au caractère résiduel du Gt et secondaire de la Bt et du Pl.

b, c, d) morphologies en atoll résultant de la rétro-morphose du Gt en Pl (+ Bt ?).

Accessoirement, on note la présence d'apatite, de zircon, d'allanite, de rutile et de sphène; la calcite est secondaire.

b2 - Les gneiss silico-alumineux. Ces gneiss sont assez rares; les échantillons étudiés proviennent de trois affleurements du Mayo Doukoua; sur cinq échantillons récoltés, un seul a fourni de la sillimanite, les quatre autres contenant du disthène. On peut donc retenir l'assemblage : plagioclase + biotite + grenat + disthène ± sillimanite (+ quartz).

La texture de la roche est porphyroblastique; l'analyse des paragenèses permet de définir les relations minéralogiques suivantes :

Le grenat. Il est souvent porphyroblastique; son développement peut atteindre le centimètre de diamètre. Sa déstabilisation en plagioclase II et biotite II est courante et lui confère des habitus variés, en essaims (Fig. 22a), ou en "atoll" (Fig. 22b, c, d). La morphologie en essaims est favorisée par la fragmentation préalable du grenat et la rétro-morphose de celui-ci à partir des plans de discontinuité ainsi créés; quant aux formes en "atoll", leur origine est moins claire et semble liée à la présence initiale d'inclusions (de quartz, disthène et peut-être plagioclase) dans le grenat. Aucun zonage optique n'est décelable, de même l'absence d'inclusions orientées est notable.

Le disthène est présent en petites tablettes plus ou moins fracturées avec des bordures montrant fréquemment une légère séricitisation tardive; il se répartit dans deux sites différents de la roche :

- . En inclusions dans le grenat; ce site est le plus courant; le disthène se trouve alors habituellement en inclusion dans du plagioclase II localement associé à la biotite II (Fig. 22b).

- . Dans la matrice; il est notable que le disthène, souvent de même taille que les inclusions ($\varnothing \approx 150$ à 200μ) se dispose généralement aux abords du grenat, en association avec la biotite II et le plagioclase II, ou simplement en inclusion dans le plagioclase. L'explication à cette texture est que la présence de certaines tablettes de disthène dans la matrice fait suite à la rétro-morphose tardive du grenat, et qu'avant cette dernière ces tablettes se trouvaient en inclusion dans ce minéral; lors de la rétro-morphose du grenat en plagioclase II + biotite II, le disthène est peu ou pas affecté; il reste plus ou moins stable ou se transforme localement et plus rarement en agrégat de mica blanc.

La biotite est brun rouge à incolore et polarise du brun au jaune; ceci traduit vraisemblablement son caractère magnésien (cf. c). Ses lamelles sont généralement assez bien développées et se répartissent en deux générations :

- . une génération précoce en arc autour des porphyroblastes de grenats et en éventail autour des zones abritées, et soulignant la foliation de la roche,
- . une génération plus tardive résultant de la rétro-morphose statique du grenat.

Ces deux générations de biotite sont ultérieurement et localement prehnitisées et chloritisées.

Le plagioclase est souvent xénomorphe et dépourvu de macles. Certains porphyroblastes sont antiperthitiques. Son évolution est intimement associée à celle de la biotite; certains plagioclases néoformés se disposent en couronne autour des inclusions de quartz dans le grenat et tendent à prouver que la présence de ces inclusions est une condition favorable au développement des "atolls".

La sillimanite est extrêmement rare; elle a été trouvée dans une seule lame; elle est stable, en éventail et associée au plagioclase.

Les accessoires sont l'apatite, le rutile, le zircon et l'allanite; le graphite peut être assez abondant et se présente en baguettes associées à la biotite. La calcite est secondaire.

En définitive l'évolution suivante peut être retenue :

Paragenèse I : $Gt + Ky + Pl_I + Bt_I$,

Paragenèse II : $Bt_{II} + Pl_{II} (\pm Ms \pm Sill)$,

Paragenèse III : $Chl + Preh (\pm Ep)$.

c - Les gneiss à chlorite

Au sein de la bande amphibologneissique qui passe au Nord de Demsa et par Bourtol (Groupe C) affleurent des niveaux importants de gneiss à chlorite, dont les affinités minéralogiques avec les gneiss à biotite et biotite/amphibole sont nombreuses; en effet ces gneiss ont la même paragenèse initiale aussi bien au niveau des minéraux cardinaux que des minéraux accessoires; et leur différence essentielle réside dans la substitution généralisée de la chlorite à la biotite lors du passage du Groupe B au Groupe C.

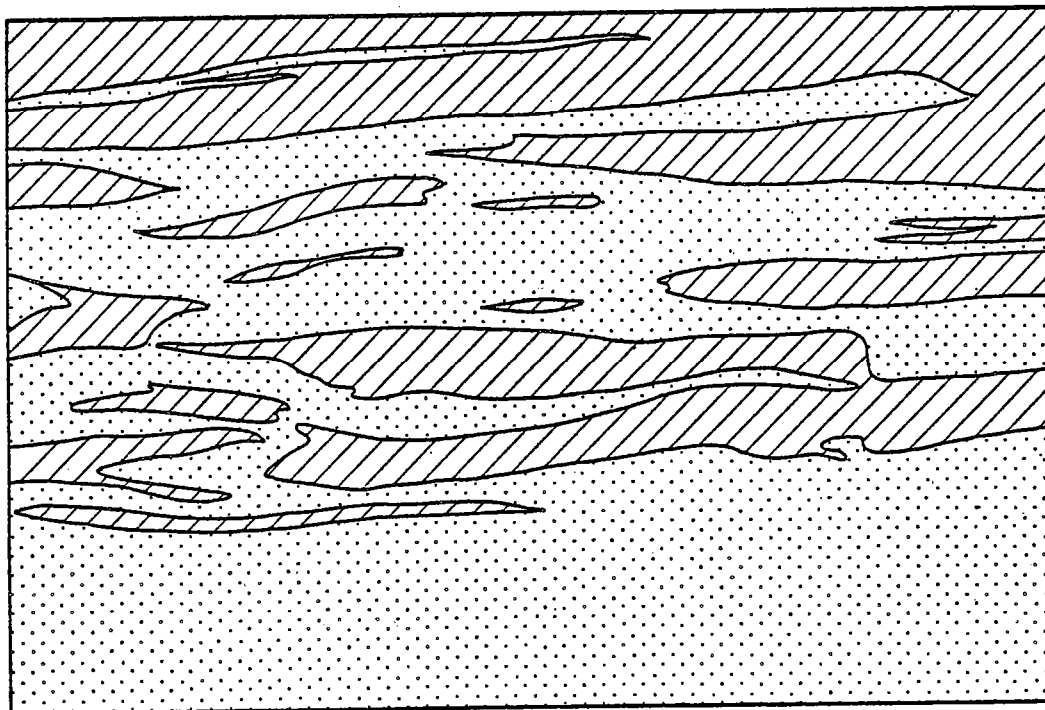


Fig. 23 - Relation lithologique montrant la présence de lentilles d'amphibolites dans les gneiss à chlorite.

Lithologiquement, les niveaux chloriteux sont très souvent interstratifiés dans les amphibolites; cependant on note localement la présence de lentilles d'amphibolites étirées dans les gneiss, résultant probablement de leur dispersion tectonique (Fig. 23).

L'assemblage minéralogique se compose comme suit : plagioclase + chlorite + épidote (+ amph + quartz).

La texture est porphyroclastique et localement granoblastique.

Le plagioclase est une oligoclase (An 21) clastique dont la section atteint 3 mm de diamètre et plus, et qui donne à la roche une texture ocellée. Son aspect couramment terne traduit une légère altération du minéral. Les cristaux sont rarement uniformes et renferment des mosaïques de quartz limpide, de chlorite, d'épidote et de mica blanc rétro-morphiques. En l'absence de plagioclase clastique, la texture devient granoblastique équigranulaire et rubannée : les lits quartzofeldspathiques à chlorite + zoïsite/clinozoïsite alternent avec des rubans discontinus de quartz.

La chlorite (pynochlorite, Fig. 24) forme des lamelles développées associées à la zoïsite en granules, généralement disposées le long de ses clivages. Elle se présente souvent sous forme de chlorobiotite (Fig. 25), avec des reliques de biotite en taches dispersées. Cette rétro-morphose de la biotite est identique à celle à caractère non uniforme décrite dans les gneiss à biotite/amphibole (cf. a); il est remarquable de constater qu'elle atteint ici (Groupe C) une ampleur régionale.

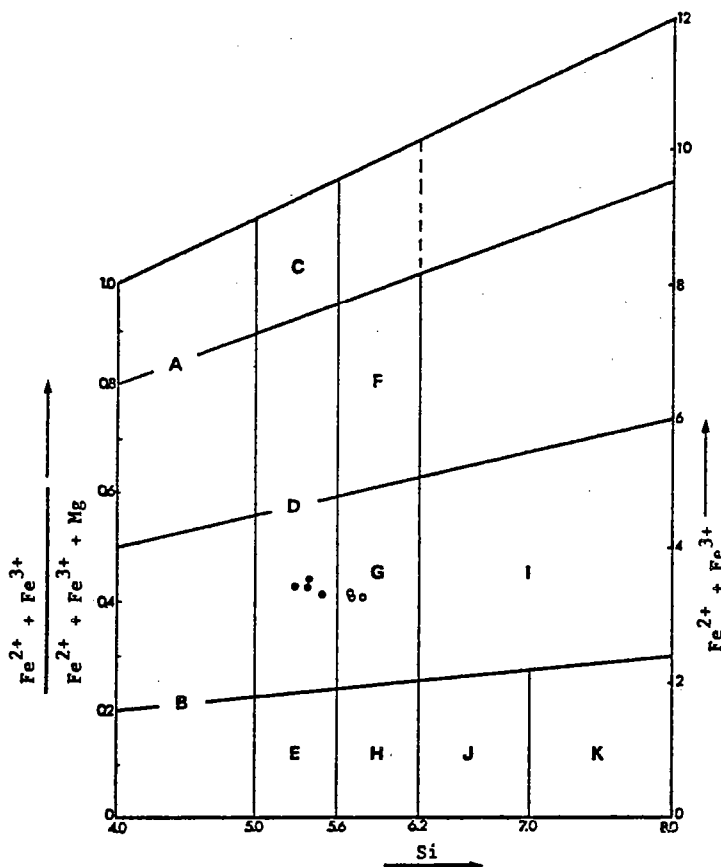


Fig. 24 - Composition des chlorites dans le diagramme de Hey (1954).

- gneiss à chlorite,
- amphibolites à albite,
- A. Pseudothuringite; B. Corundophilite; C. Daphnite; D. Ripidolite;
- E. Shéridanite; F. Brungsvigite; G. Pynochlorite; H. Clinocllore;
- I. Diabanite; J. Penninite; K. Talc-chlorite.

La biotite est toujours résiduelle. Ses teneurs élevées en phlogopite montrent son appartenance à une paragenèse stable à des P et T élevées.

L'amphibole bleu vert est localement présente en porphyroclastes ($\phi \approx 1$ à 3 mm) ou en aiguilles stables. Cette coexistence avec la chlorite montre le champ de stabilité assez étendu de ce minéral.

Le grenat est absent dans les paragenèses à chlorite + épidote. Cependant un niveau unique de gneiss à biotite (lambeau probable au sein des gneiss à chlorite) au Nord de Demsa en contient; le grenat s'y présente en porphyroblastes en essaims, rétrotransformé en plagioclase et biotite; ce qui confirme l'affinité avec les gneiss précédents.

Les minéraux accessoires courants sont : le sphène, souvent en couronne autour du rutile ou de l'ilménite, l'apatite et l'allanite.

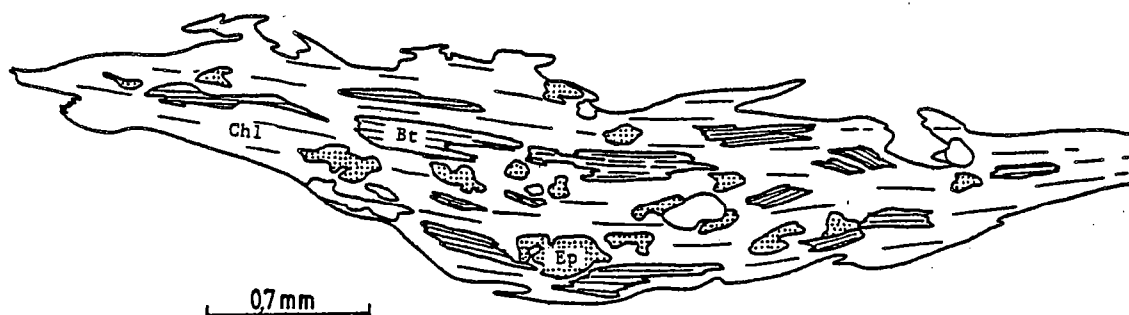


Fig. 25 - Texture d'une chlorobiotite (gneiss à chlorite). On note la présence d'inclusions de biotite magnésienne et relictuelle, et celle des granules d'épidotes rétrotransformés.

III - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES AMPHIBOLITES

A - TYPES ET REPARTITION

Comme pour les gneiss, les amphibolites se répartissent dans les différents groupes A, B et C précédemment définis, en intercalations dans ces unités lithologiques. Elles se subdivisent en trois principaux types pétrographiques :

- les amphibolites quartziques,
- les amphibolites plagioclasiques,
- les pyrigarnites à plagioclase.

Parmi ces amphibolites, les amphibolites plagioclasiques sont de loin les plus abondantes; elles constituent les unités majeures des bandes amphibolitiques des groupes A, B et C.

Les amphibolites quartziques doivent être considérées comme des faciès accidentellement enrichis en amphiboles des gneiss à amphibole/biotite, compte tenu de leur faible extension cartographique, de l'existence de convergences de composition importantes et d'une variation continue des proportions relatives des phases formant le couple amphibole/biotite d'un type à l'autre. La répartition de ces amphibolites est limitée au groupe B.

Les pyrigarnites à plagioclase ont une extension beaucoup plus limitée; elles forment des intercalations et des boudins de faible épaisseur (Fig. 21e) à l'intérieur du groupe B, certaines intercalations ont plusieurs mètres d'épaisseur; les récurrences de ces roches sont plus couramment observées dans les gneiss silicoalumineux.

B - LES AMPHIBOLITES QUARTZIQUES

Ces roches affleurent localement au sein des gneiss à amphibole/biotite, au Nord de la route du Faro et localement sur le Mayo Djarindi; d'autres affleurements existent sur le cours inférieur du Mayo Kéli et sur le Mayo Géri.

L'assemblage minéralogique principal est : amphibole + biotite + plagioclase + quartz.

La texture est granolépidoblastique inéquigranulaire due à la coexistence des grains quartzofeldspathiques avec des baguettes d'amphiboles vertes et des lamelles de biotites orientées de toutes tailles.

L'amphibole est pléochroïque, de vert bleuté à jaune ou peu pléochroïque dans les brun verdâtre; ses baguettes sont parfois fusiformes avec des contours irréguliers et corrodés. Elle est associée à la biotite, et ses baguettes les plus fines déterminent avec celle-ci la foliation de la roche ainsi que des zones abritées autour du grenat. Des nuages d'opaques très fins y sont souvent présents et lui donnent un aspect terne.

Le grenat est plus accidentel mais peut devenir très abondant dans certains niveaux. Il se présente en grains arrondis contenant parfois des inclusions (?) de plagioclase ou de quartz. Sa présence en inclusions dans l'amphibole et le plagioclase est localement observée et une couronne de plagioclase assure le blindage du grenat. Ces caractères prouvent au moins la postériorité de la Hb par rapport au Gt.

La biotite est abondante et polarise du brun au jaune-brun. Ses lamelles sont petites (40 - 150 μ); elle est généralement associée à l'amphibole et souvent en inclusion dans celle-ci.

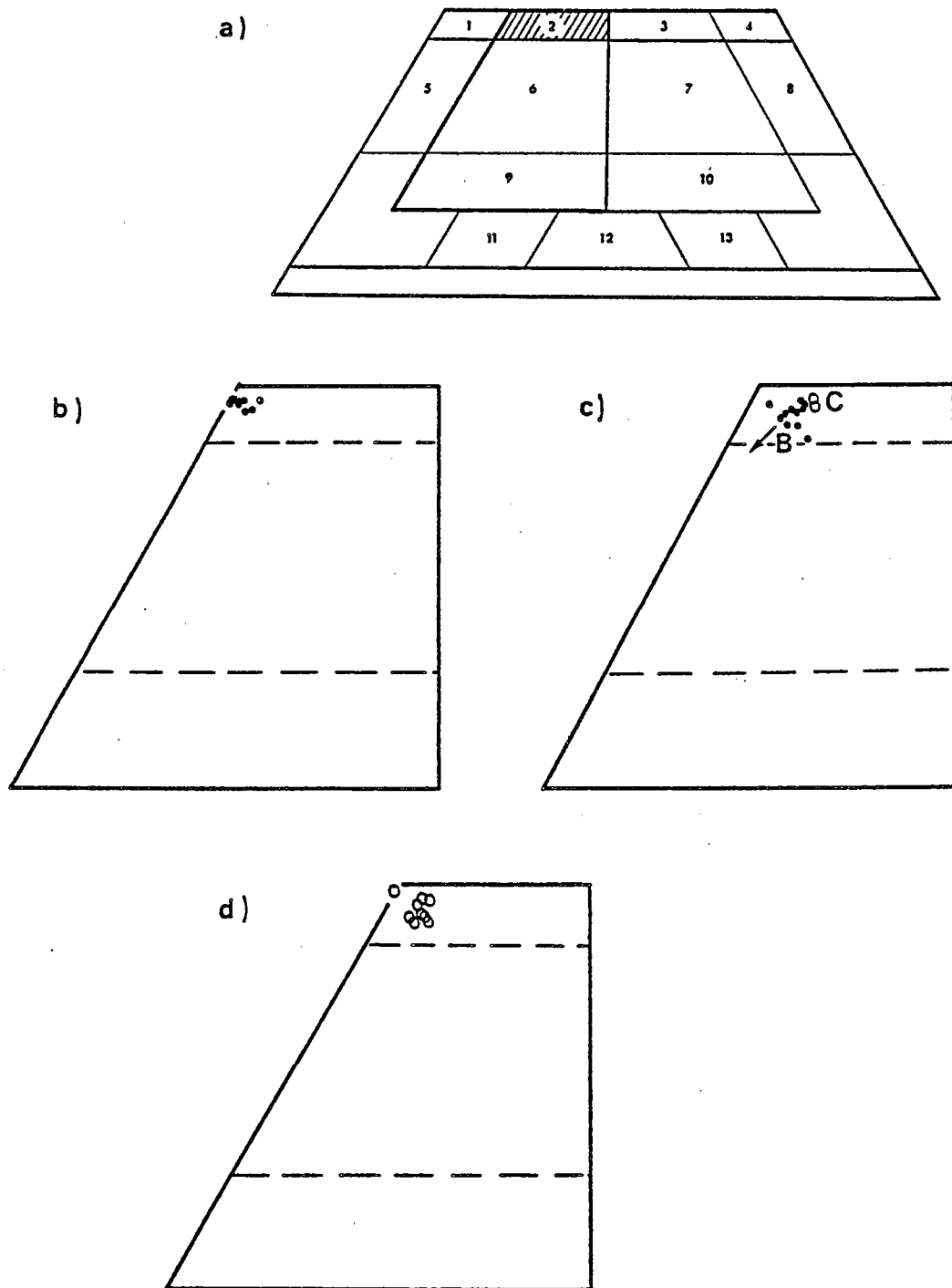


Fig. 26 - Position des pyroxènes des amphibolites à Cpx (b) et des pyrigarnites à plagioclase ((c) et (d = inclusions dans le grenat)) dans le diagramme de Poldevaart et Hess (1951) (a) : 1 à 13. domaine des clinopyroxènes; 2. salite.

Le quartz est sous forme de clastes (500 μ), de granules interstitiels ou de rubans plus ou moins arqués autour des clastes. Sa recristallisation tardive est bien mise en évidence par la présence de nombreuses inclusions de biotite et d'amphibole.

Le plagioclase forme des grains de même dimension que le quartz; il est limpide, le plus souvent non maclé et présente des extinctions roulantes.

Les accessoires courants sont : apatite, zircon, opaques (ilménite), le sphène (couronnant parfois l'ilménite), l'allanite.

C - LES AMPHIBOLITES PLAGIOCLASIQUES

Par rapport aux amphibolites quartziques, les amphibolites plagioclasiques sont très peu quartzifères et accusent souvent une absence totale de quartz. Deux types pétrographiques peuvent y être définis (type I et type II) :

Les amphibolites plagioclasiques de type I : elles sont essentiellement à amphibole et plagioclase, elles contiennent souvent du pyroxène relictuel et sont localement associées sur le terrain à des niveaux cumulés à plagioclase ou à clinopyroxène. La présence de biotite y est modeste et même accessoire; le grenat est généralement absent.

Les amphibolites plagioclasiques de type II : elles sont riches en biotite et la présence du grenat y est très courante.

Cartographiquement, les amphibolites plagioclasiques de type I constituent la plus grande partie des bandes amphibolitiques médianes du groupe B et celle des groupes A (Bantadje et Faora) et C (Demsa). Les cumulats à clinopyroxène n'ont toutefois été observés qu'au sein du groupe B, de même que les amphibolites plagioclasiques du type II. Ce dernier type est également très fréquent comme mésosome des migmatites au Sud-Est.

1 - Le type I

Il comporte des variations minéralogiques suivant le groupe concerné (présence de Cpx ou de zoïsite et d'épidote) :

a - Les amphibolites plagioclasiques à Cpx

Elles se rencontrent exclusivement dans le groupe B. Leur texture est granoblastique équigranulaire; le plagioclase a des formes amiboïdes, apparaissant en îlots entre des grains d'amphibole ou éventuellement de Cpx.

La hornblende est vert pâle à jaune ou vert jaune; elle contient souvent des inclusions d'opaques et plus localement des vermicules de plagioclase (?) qui lui donnent une allure symplectitique. Son origine pseudomorphique aux dépens du Cpx est évidente.

Le Cpx (salite, Fig. 26b) est un pyroxène incolore à verdâtre polarisant dans des teintes variées (bleu, bleu-violet, orangé ou jaune) du 2ème et 3ème ordre. Il forme

souvent des cumulats associés aux amphibolites; ceux-ci peuvent être éventuellement associés au plagioclase et sont :

- . ovoïdes et massifs avec un "encaissant" (ou matrice) amphibolitique moulant leurs contours, ou

- . lités et en alternance avec des niveaux amphiboliques (Fig. 21c); ces deux types de relations sont observables en lame mince.

Les cumulats sont généralement affectés à des degrés variés par l'ouralitisation et certaines amphibolites semblent être les produits d'une ouralitisation complète des niveaux cumulés à Cpx; l'étape intermédiaire étant la formation d'amphibolopyroxénites. Cette rétrogenèse affecte le Cpx de manière centripète, le remplacement se faisant de la périphérie vers le cœur du pyroxène, ou préférentiellement à partir des clivages de ce minéral.

Le plagioclase (An 28) est souvent terne et altéré; il est associé à l'amphibole ou au pyroxène et peut localement s'individualiser en cumulats lités de faible épaisseur (cm à dm) au sein des amphibolites et amphibolopyroxénites.

La biotite est généralement absente. Elle se présente localement en relique prehnitisée et chloritisée. Sa couleur varie du brun foncé au jaune et ses lamelles atteignent 300 μ .

Le sphène est une phase habituellement accessoire mais omniprésente. Il peut être extrêmement abondant dans les cumulats à Cpx et dans certains niveaux amphiboliques et se présente alors sous forme de grains fusiformes allongés avec généralement un cœur opaque formé d'ilménite. Cette association est réactionnelle et provient de la transformation rutilite = sphène + ilménite.

L'apatite est assez courante.

b - Les amphibolites plagioclasiques à zoïsite/épidote

Les amphibolites de Bantadjé, de Faora et de Demsa sont essentiellement de ce type.

bl - Dans l'unité de Bantadjé (Groupe A). La texture est nématoblastique à porphyroclastique; les porphyroclastes sont formés de mégacristaux précoces (amphiboles I) de 2 à 3 mm moulés par une génération secondaire (amphibole II) aux mêmes caractères optiques.

L'amphibole est une hornblende vert pâle à jaune vert très peu pléochroïque : ses teintes de polarisation se situent dans les jaunes du 2ème ordre. Les clastes contiennent souvent un nuage d'opacités fins affectant des formes dendritiques et traduisant son caractère secondaire probable; l'amphibole aciculaire est toutefois la plus répandue. Elle détermine l'orientation préférentielle de la roche et forme des arcs et des éventails autour des clastes.

Le plagioclase se présente en petits grains xénomorphes associés à la zoïsite et clinozoïsite et alternant avec les aiguilles d'amphibole. La zoïsite et la clinozoïsite se présentent en fines baguettes limpides et orientées, bordées par un nuage formé de très fines granules (?) sombres, et essentiellement localisées dans des lits à plagioclase;

elles coexistent avec de petites quantités de chlorite, de prehnite et de séricite rétro-morphiques.

Un niveau exceptionnel à grenat a été échantillonné dans cette bande. Le grenat y est assez abondant en grains arrondis. Le zonage optique y est absent, les inclusions sont rares et non orientées; la présence occasionnelle des baguettes de zoïsite en inclusion prouve bien le caractère précoce de ce minéral par rapport au grenat.

Les accessoires courants sont : le rutile, de couleur rouge sombre due à la présence d'opacités (oxyde de Fe probablement) et en quantité importante, l'apatite.

b2 - Dans l'Unité de Faora (Groupe A). La différence marquante avec les amphibolites de Bantadjé est la très faible orientation préférentielle des amphiboles (texture granoblastique équilibrée) et la nature de celles-ci (pléochroïsme franc du bleu vert au vert jaune à jaune).

Les amphiboles sont xénomorphes et de taille millimétrique; elles subissent la chloritisation le long des clivages et des microfissures. Elles sont associées au plagioclase (An 23); celui-ci est couramment terne et xénomorphe. La chlorite est également rétro-morphique aux dépens de faibles quantités initiales de biotite; elle polarise dans les bleus et coexiste avec les épidotes et la prehnite. Zoïsite et clinozoïsite se présentent en grains incolores plus ou moins développés ($\theta = 300 \mu$) et polarisent dans les violet et bleu violet du 2ème ordre. On note la présence modeste de pistachite : celle-ci est zonée (polarise du jaune au gris violet de la bordure vers le cœur).

Le sphène est très abondant sous forme disséminée ou en agrégats. Il est fréquemment en inclusion dans l'amphibole ou le plagioclase et sa disposition en couronne autour du rutile suggère sa formation à partir de ce minéral (Fig. 27). Le rutile est très sombre (présence probable d'oxydes de Fe) et peut dans certaines roches être dépourvu de cette couronne.

Les autres minéraux accessoires sont l'apatite et l'ilménite. Les remplissages des fractures sont constitués de scapolite, de calcite et d'épidote.

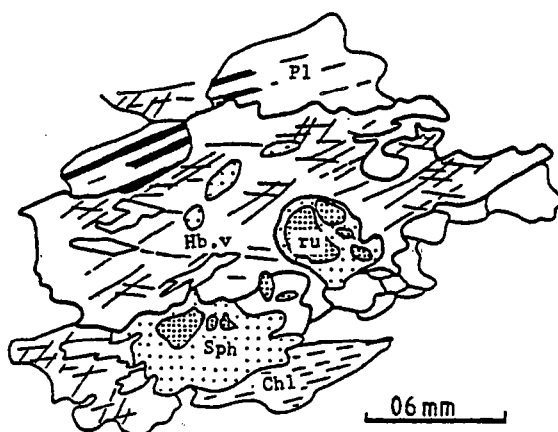


Fig. 27 - Microtexture des amphibolites plagioclasiques à zoïsite/épidote (ouest de Faora); on note le caractère résiduel du rutile par rapport au sphène.

b3 - Les intercalations de Demsa (Groupe C). La texture est typiquement nématoblastique et localement porphyroclastique; les clastes sont des amphiboles précoces de grande taille (≤ 3 mm) dont la désagrégation mécanique donne naissance à une génération d'aiguilles tardives très effilées et orientées, responsables de la texture lépidoblastique.

Deux types d'amphiboles sont couramment observées suivant les niveaux lithologiques : des amphiboles à pléochroïsme vert pâle à jaune pâle et celles variant du vert bleuté au jaune verdâtre. Les clastes présentent fréquemment un nuage de très fins opaques affectant parfois des formes dendritiques, d'autres montrent encore des reliques de texture ophitique formées de nombreuses lattes de plagioclases automorphes poecilites (Fig. 21b). Très exceptionnellement certaines amphiboles contiennent une schistosité interne marquée par l'orientation des baguettes de zoïsite/clinozoïsite; mais l'absence de zones abritées et d'une orientation préférentielle marquée laissent penser que cette relation résulte d'une recristallisation tardive des amphiboles.

La zoïsite et l'épidote sont incolores et polarisent respectivement dans le gris et violet ou jaune orangé; elles sont associées aux aiguilles d'amphibole et peuvent devenir très abondantes dans certains faciès. Certaines épidotes ont un zonage souligné par un cœur jaune et une bordure violacée en lumière parallèle, indiquant un remplacement de l'épidote par la zoïsite. Ces minéraux coexistent avec le plagioclase; celui-ci se présente généralement en granules xénomorphes fins alternant avec des aiguilles d'amphiboles. Sa composition varie suivant le type lithologique :

An 41 dans les niveaux à reliques ophitiques à An 25 dans les niveaux dépourvus de reliques.

La chlorite existe très localement et provient de la transformation de la biotite en chlorite + épidote II + opaques.

Le sphène est très abondant et souvent disposé en couronne autour de l'ilménite. Les autres accessoires sont l'apatite, le sphène, l'allanite métamicté.

Les cristallisations dans les fractures sont constituées de pistachite, de scapolite, de calcite et de chlorite.

2 - Le type II

Ce type est plus largement réparti dans le domaine à faciès migmatitique où il représente des volumes de roches non affectés par la mobilisation (ou assimilation, voir chap. III). Il forme localement des boudins dans des niveaux à faible épaisseur.

La texture est granoblastique à nématoblastique, formée de baguettes allongées ou trapues d'amphibole orientée (ou non) associées au plagioclase + biotite + ilménite; des lits biotitiques sont occasionnellement présents.

L'amphibole est pléochroïque du vert jaunâtre au jaune verdâtre. Elle se présente soit en lattes allongées (1 à 2 mm) et orientées, soit en baguettes trapues sans orientation préférentielle marquée. Elle est rarement en contact avec le grenat et contient localement des vermicules d'ilménite.

Le grenat forme des granules xénomorphes à contours lobés; il est relictuel et entouré d'une auréole à plagioclase + biotite + amphibole parfois automorphe (Fig. 28a). Cette couronne peut très souvent être formée d'un seul cristal de plagioclase; toutefois de rares inclusions stables de grenat dans l'amphibole peuvent localement être observées (Fig. 28b). L'absence d'orientation des auréoles ainsi que des plagioclases qui les constituent, ou celle des biotites et éventuellement d'amphiboles montre le caractère statique de cette rétrogenèse tardive.

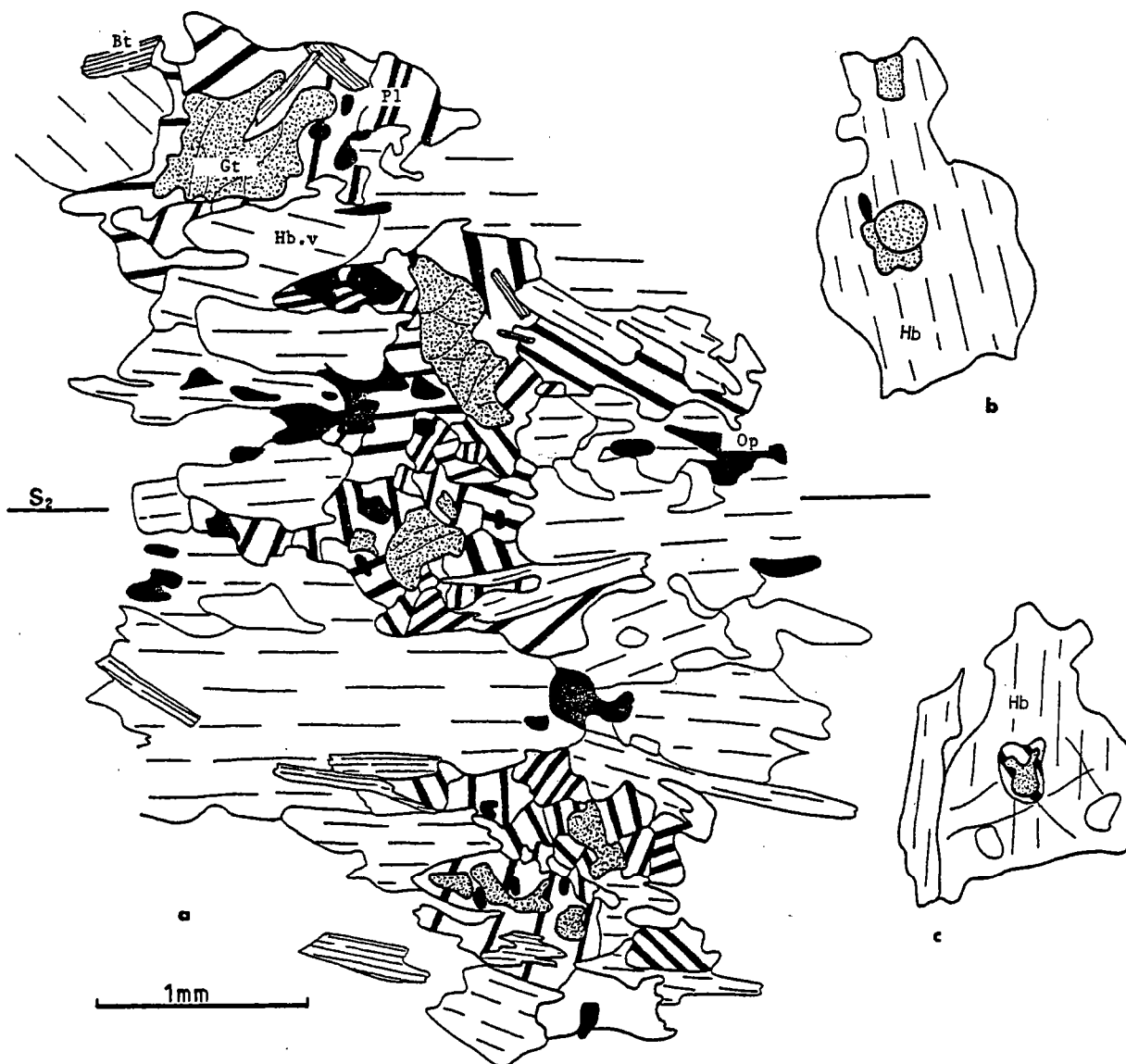


Fig. 28 - Microtexture des amphibolites de type II : les différents types d'habitus du grenat résiduel. Gt, Pl, Hb.v, Bt, ilm, Op.

Les tablettes de plagioclase sont fraîches et trapues ($\theta = 450 \mu$); elles peuvent contenir des inclusions d'ilménite, de biotite ou de grenat. La distinction des différentes générations de plagioclase est hasardeuse en dehors des couronnes réactionnelles où leur caractère néoformé est certain.

La biotite est pléochroïque du brun foncé au jaune. Ses lamelles sont assez développées ($L \approx 750 \mu$). On peut y définir deux générations : une génération précoce associée aux baguettes d'amphiboles et orientée, une seconde génération plus tardive associée aux auréoles néoformées à plagioclase autour du grenat. Elle est tardivement affectée par la chloritisation et la prehnitisation.

L'ilménite peut être très abondante ainsi que le sphène. La calcite est secondaire.

D - LES PYRIGARNITES A PLAGIOCLASE

La texture la plus typique est coronitique (Fig. 29); l'assemblage est formé de : grenat + clinopyroxène + plagioclase + hornblende brune + ilménite ($\pm$ sphène $\pm$ rutile $\pm$ apatite $\pm$ magnétite).

Le grenat est une almandin riche en pyrope (Fig. 30). Il forme des globules xénomorphes plus ou moins craquelés pouvant atteindre plus du millimètre de diamètre; son contact avec le clinopyroxène est réactionnel et souligné par une couronne symplectitique formée de plagioclase en tablettes minuscules contenant des vermicules de hornblende brune (Fig. 29). Les joints stables grenat-clinopyroxène sont rares, sauf lorsque le clinopyroxène se trouve en fines inclusions dans le grenat.



Fig. 29 - Assemblage coronitique dans les granulites basiques (pyrigarnites à plagioclase). Noter le contact à symplectite Hb.br + Pl (+ Opx ?) entre le Cpx et le Gt, et la coexistence des symplectites cpx-ilm et Hb.br-ilm.

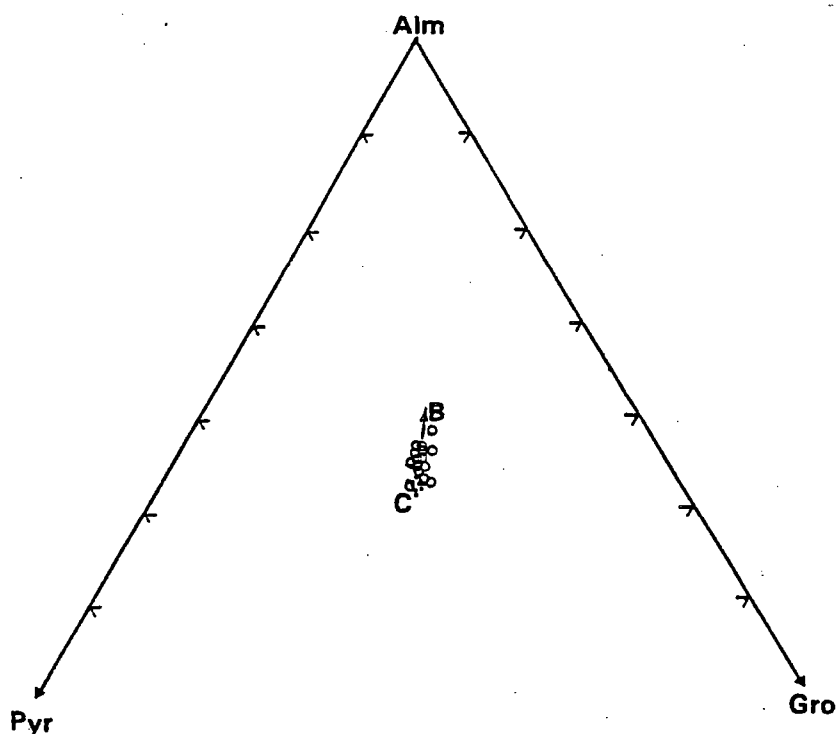


Fig. 30 - Position des grenats dans un diagramme Alm - Pyr - Gro. Les bordures de Gt sont faiblement enrichies en Almandin. C. Coeur (*); B. Bordures (*).

Le clinopyroxène est une salite (Fig. 26c et d); ses sections basales présentent fréquemment trois traces de clivages. Quel que soit le site dans lequel il se trouve (inclusion ou contact externe avec le grenat), il présente une rétromorphose avancée en hornblende brune; celle-ci se développe de la bordure vers le coeur du clinopyroxène, ou simplement à partir des plans de clivage ou des plans de cassure de ce minéral. Il présente localement une texture symplectitique avec l'ilménite dont l'allure vermiculée est très caractéristique. Ces ilménites semblent toutefois essentiellement associées à la hornblende brune et sont très certainement réactionnelles comme semble le suggérer l'absence de symplectites dans les faciès non coronitiques. Cette double association ilm - cpx et ilm - Hb. br. indiquerait par conséquent la présence d'au moins deux générations d'ilménite.

Des vermicules incolores à fort relief associés au plagioclase ont également été observées autour du grenat; celles-ci pourraient être de l'Opx. Des analyses ultérieures à la microsonde devraient permettre de confirmer cette observation.

Le plagioclase forme des lattes plus ou moins trapues et équantes. Il comporte deux générations; une première associée au Cpx + gt dans les faciès non coronitiques, une deuxième associée aux symplectites à hornblende brune dans les faciès coronitiques, où il devient difficile de distinguer la première génération de la deuxième, en l'absence de grenat relictuel ou de vermicules d'amphibole brune. Les compositions des plagioclases varient des termes acides (An (30-50)) aux termes basiques (An (60-90)), les termes basiques étant probablement les plus précoces.

Les accessoires sont le sphène couronnant parfois l'ilménite, le rutile, l'apatite et la magnétite.

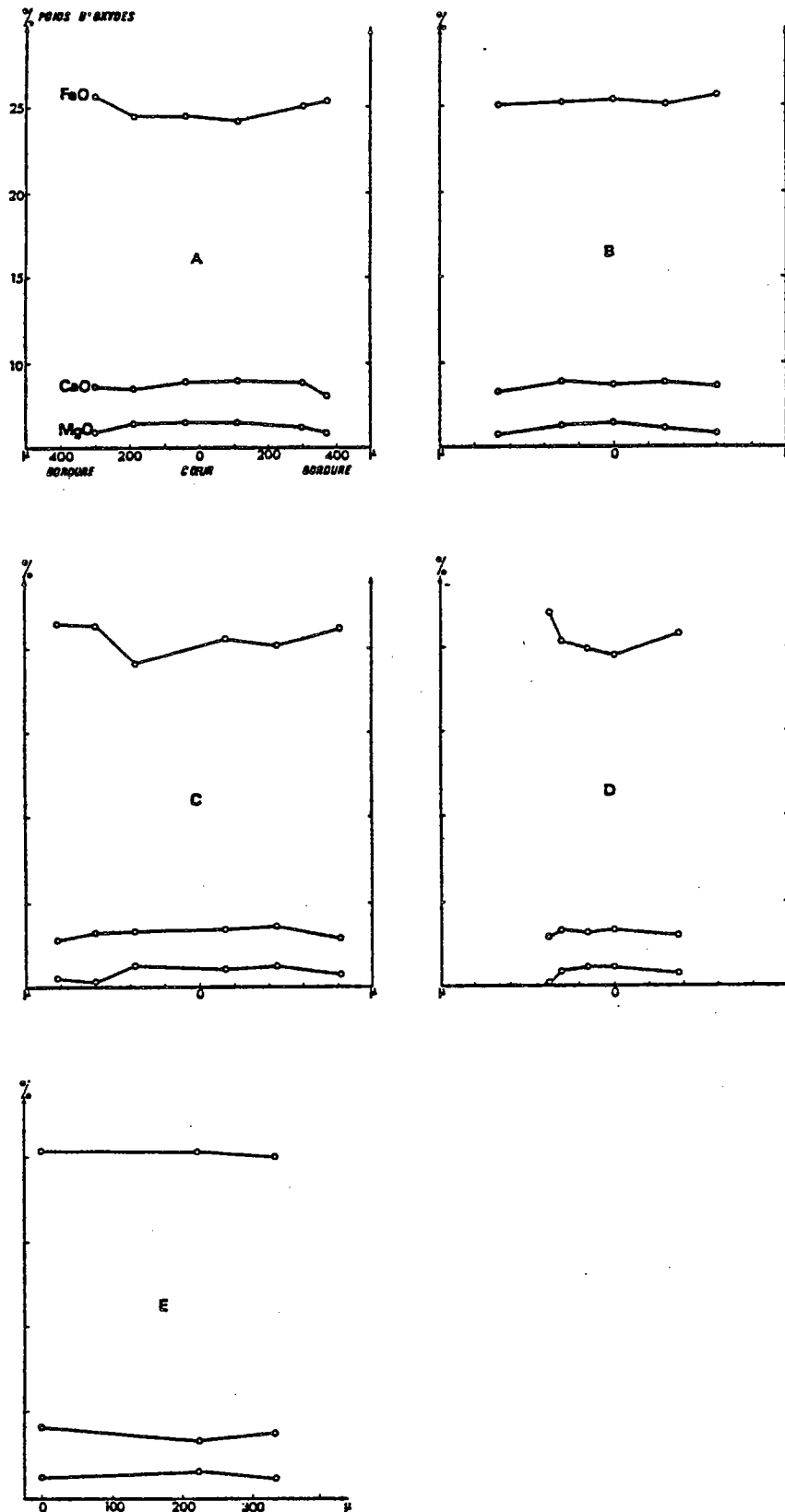


Fig. 32 - Profils des grenats dans les pyrigarnites à plagioclase; les grenats montrent en général une absence de zonage pour le FeO, le MgO et le CaO.

On peut enfin noter qu'un niveau cumulé à hornblende brune + Cpx relictuel assimilable à la composition des pyrigarnites décrites ci-dessus a été échantillonné dans les intercalations du groupe de Demsa (Groupe C).

IV - CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION DES PARAGENÈSES DANS LES GNEISS ET LES AMPHIBOLITES

Les tableaux 2 et 3 résument l'évolution des paragenèses respectivement dans les gneiss et les amphibolites. Cette évolution est rétrograde.

Dans les gneiss, des paragenèses à Pl + Gt + Ky; Gt; Kf (perthitique ou non) subissent respectivement la rétrogenèse en Pl + Bt + Ms, Hb.v. + Pl + Bt et Ab + Ep $\pm$ Chl. Les assemblages originels des roches feldspathiques (pro parte) et silico-alumineuses s'apparentent aux leptynites et kinzigites (granoblastites de Winkler 1973).

Dans les roches basiques la présence d'associations à Gt relictuel; Cpx + Pl; Cpx + Gt + Pl (pyrigarnites à plagioclase; Ex. Coolen, 1980; Convert, 1981) atteste du degré de métamorphisme élevé atteint par ces roches; leur évolution ultérieure est essentiellement caractérisée par la rétrogenèse du Cpx, du Gt ou du couple Gt-Cpx en Hb.v., Pl + Hb.v. $\pm$ Bt, Pl + Hb.br. respectivement. Les paragenèses à Chl + Preh succèdent aux paragenèses rétrogenétiques précédentes.

L'étude des profils de quelques grenats relictuels dans les assemblages rétrogenétiques des pyrigarnites (Fig. 32 : a, b, c, d) montre que les porphyroblastes de Gt sont chimiquement homogènes; ces profils montrent en effet l'inexistence de zonage chimique pour le MgO, le FeO et le CaO du coeur vers la bordure des grenats.

Une observation similaire est également faite pour les pyroxènes (Fig. 26c).

L'interprétation des microtextures n'est pas toujours simple; l'origine des textures en couronne de plagioclase autour des grenats dans les amphibolites de type II (amphibolites à Bt + Gt) peut servir d'exemple pour illustrer cette difficulté; la faible fréquence des minéraux ferromagnésiens dans ces couronnes pose en effet un problème sur l'identification exacte des produits de la rétrogenèse du grenat et du devenir du Fe et du Mg. Deux réactions peuvent a priori être envisagées:

- (1) $Gt + Hb.v. = Pl \pm Bt$, ou
- (2) $Gt = Pl + Hb.v. + Bt$.

En admettant l'éventualité de l'une ou l'autre de ces deux réactions;

La réaction (1) nécessite la présence d'une quantité importante de biotite qu'on n'observe pas en réalité dans les couronnes, et un apport de K_2O en conséquence. Cette réaction est donc peu probable;

Type lithologique	Paragenèse I	Paragenèse II	Paragenèse III	Roche originelle
Leptynites	Perth + Qz + (Bt) ru	Ab ± Ep ± Chl ± Ms	Cc	Roches hyperacides SiO ₂ > 80 % (roches détritiques ?)
Leucogneiss plagiocla- siques	Pl ± Ms ± Zo/cZo (+Kf) ru	Ab (Myr) ± chl sph	Ser ± op ± cc	?
Gneiss à amphibole et biotite	(Gt)	Hb.v + Bt + Pl ru + sph	Preh + chl	caractères volcano- sédimentaires
Gneiss à biotite	Pl _I + Bt _I + Gt + Ky ru + sph	Pl _{II} + Bt _{II} ± Ms ± Sill	Preh + Chl ± Ep ± Cc Scap	roches pélitiques
Gneiss à chlorite	(Bt + Gt) ru + ilm	Chl + Ep + Zo/Czo + Pl + (Hb.v) sph	Ser + Ep	tufs volcanosédimentaires

Tableau 2 : Récapitulatif de l'évolution des paragenèses dans les gneiss.

() = phases occasionnelles
| | = phases accessoires

	Type lithologique	Paragenèse I	Paragenèse II	Paragenèse III	Roche originelle
Amphibolites plagioclasiques	Amphibolites quartziques	(Gt) ru + ilm	Pl + Hb.v + Bt (sph)		Tufs volcano-sédimentaires
	Type I Amphibolites à clinopyroxènes	Cpx + Pl (+ Bt) ru	Pl + Hbv ($\pm$ chl $\pm$ Preh) sph + ilm		Gabbros basaltes
	Amphibolites à épidotes	Hbv + Pl + Zo/Czo ($\pm$ Bt + Gt) ru	Chl + Preh $\pm$ Sph	Scap + Cc + Ep	
	Type II Amphibolites à biotite et grenat	Gt	Hbv + ilm + Pl + Bt sph	Chl + Preh + Scap + Cc	Dykes basiques
	Pyrrhogarnites à plagioclase	Gt + Cpx + Pl _I + Ilm _I ru	Hb.br + pl _{II} + Ilm _{II} (Opx ?) + sph		Gabbros/basaltes

Tableau 3 : Récapitulatif de l'évolution des paragenèses dans les amphibolites.

() = phases occasionnelles
| | = phases accessoires

La réaction (2) du fait de l'absence de symplectite dans les couronnes néoformées suggère une transformation du grenat plutôt qu'une réaction entre celui-ci et un autre minéral. Cette transformation exige un apport de fluide important (H_2O en particulier) dont l'origine (sans doute externe à la roche) n'est pas déterminée. En définitive seules des inclusions de grenat dans la Hb.v., par leur caractère résiduel permettent de confirmer la nature réactionnelle de l'amphibole et la probabilité d'une transformation du grenat.

V - VARIATIONS CRISTALLOCHIMIQUES DES AMPHIBOLES ET GRADIENT DU METAMORPHISME REGIONAL

La composition chimique des sites cristallographiques des amphiboles est sensible aux conditions P.T. Cette propriété permet de considérer ces minéraux comme de bons marqueurs thermodynamiques; dans les amphiboles calciques, une élévation de température provoque la substitution de Si par Al dans les sites tétraédriques et l'introduction du Na dans la structure de ces amphiboles (Deer et al., 1982); d'une manière générale le pourcentage en poids de Al_2O_3 augmente avec P et T dans les amphiboles calciques (Plysnina, 1982).

A Poli, la très faible répartition régionale des roches silicoalumineuses ne permet pas d'étudier les gradients du métamorphisme. Néanmoins la vaste répartition des roches à amphiboles calciques [$(Ca + Na) > 1,34$ et $Na < 0,67$ dans les sites B (Leake, 1978) ou $Ca > 1,50$ et $Na < 1,00$ dans la formule structurale générale (Plysnina, op. cit.)] et des amphibolites permet de pallier à cette lacune.

Les diagrammes Al^{IV} en fonction des alcalins ($Na + K$) (Fig. 33) ont été établis à cet effet; la représentation de la composition des amphiboles des différents échantillons appartenant aux groupes A, B et C et des amphibolites à albite met en évidence l'existence de variations chimiques corrélables avec des gradients régionaux :

La figure 33a montre un gradient positif du Sud vers le Nord à partir du groupe C; ce groupe correspond donc à un niveau métamorphique de degré inférieur par rapport au groupe A (situé au N).

La figure 33b représentant la composition des amphiboles dans le groupe B montre que le gradient du métamorphisme dans ce groupe est positif du Nord vers le Sud.

La comparaison de ces deux diagrammes montre que les groupes A et B appartiennent à un niveau métamorphique plus profond au moins par rapport à certaines amphibolites du groupe C dont les amphiboles se rapprochent en composition de celles des amphibolites à albite (Fig. 33a). Deux interprétations peuvent être tirées de ces observations :

La première est de considérer que certaines amphibolites de C appartiennent originellement à un niveau métamorphique supérieur dans lequel des écailles de gneiss à chlorite sous forme d'intercalations auraient été mises en place.

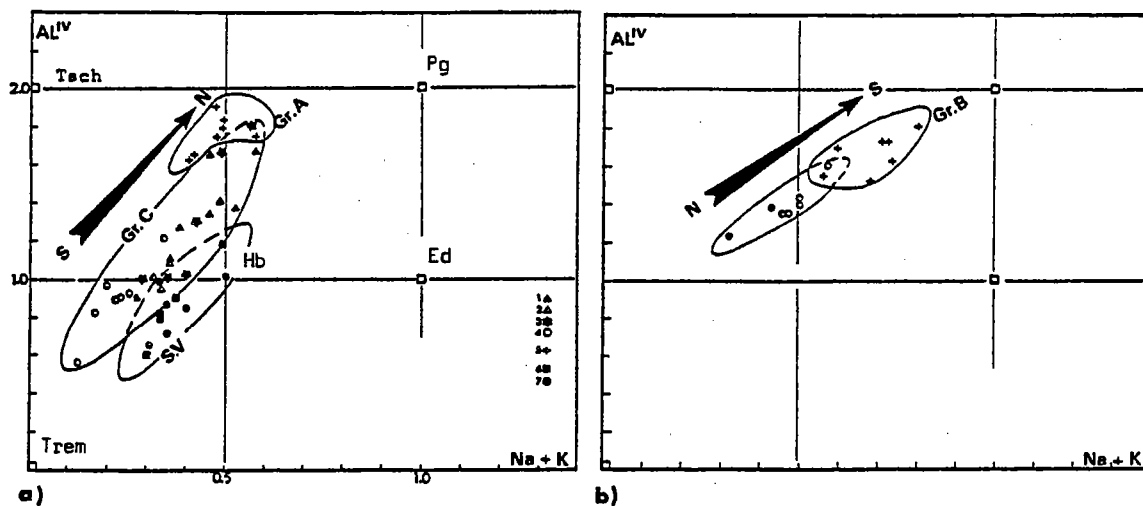


Fig. 33 - Variations régionales des compositions en Al^{IV} des amphiboles calciques en fonction des alcalins ($Na + K$).

a. Variations au N du groupe C (inclus)

(Gr.A = groupe A, Gr.C = groupe C; Sv = amphibolites à albite du groupe schistes verts).

b. Variations du Nord au Sud du groupe B

Tsch. Tschermakite; Ed. Edenite; Par. Pargasite; Trem. Trémolite.

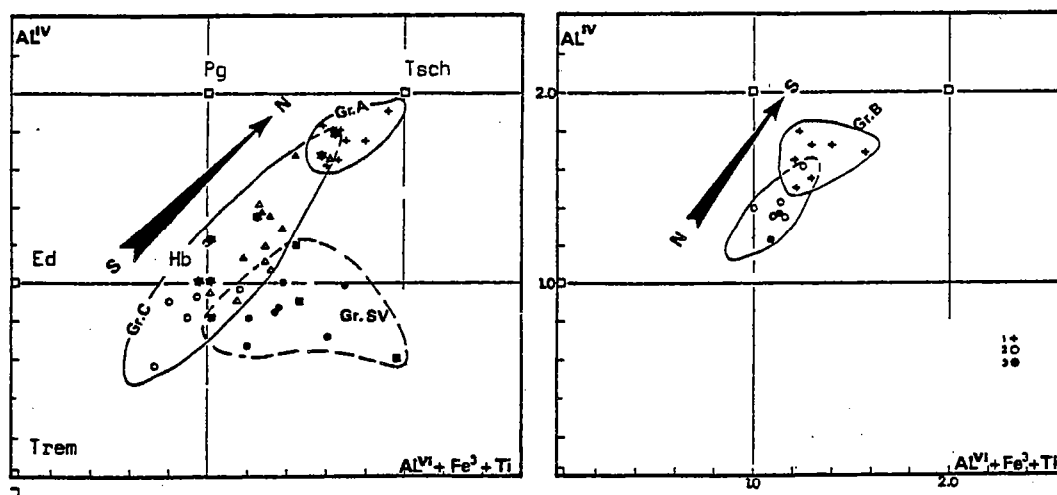


Fig. 34 - Variations régionales des compositions en Al^{IV} des amphiboles calciques en fonction de la somme des cations ($Al^{IV} + Fe^{3+} + Ti^{4+}$) (cf. figure 33 pour les figurés).

La deuxième est de proposer que le groupe C représente l'équivalent très déformé du groupe B (i.e. gneiss à chlorite + amphibole = gneiss à biotite + amphibole), et que le développement régional du faciès à chlorite traduit dans ce groupe une cinématique plus rapide des transformations minérales au cours du métamorphisme régional. Des variations du gradient de déformation permettent en effet d'expliquer de tels changements des conditions de métamorphisme.

En conclusion et par anticipation sur les résultats de l'analyse structurale (IIIème partie), le groupe C est affecté par une déformation intense qui constitue un argument essentiel pour le choix de la deuxième interprétation. Cependant la proximité de ce groupe par rapport aux schistes verts et le style de déformation (cisaillement) qui l'affecte sont des conditions favorables au mélange tectonique des roches appartenant à ces deux groupes.

Les diagrammes 34a et b montrent une corrélation positive entre les variations du Fe^{3+} et du Ti et celles des alcalins; ces variations sont compatibles avec les conclusions précédentes, le degré d'oxydation du Fe dans les amphiboles augmentant sans doute avec la température ainsi que le contenu de celles-ci en Ti (Raase, 1974). [L'estimation du Fe^{3+} a été faite, par la méthode de Stout (1972); seules les valeurs maximums ont été retenues. Cf. méthodes de calcul en annexe].

VI - CONDITIONS DU METAMORPHISME

La mise en évidence d'un métamorphisme granulitique antérieur au métamorphisme régional situé dans les faciès amphibolite et schiste vert constitue le résultat essentiel de l'étude des paragenèses au Sud-Ouest de Poli (cf. tableaux 2 et 3). A défaut de pouvoir reconstituer le trajet P.T.t. marqué par l'évolution de ces métamorphismes, l'application des méthodes géothermométriques permet d'estimer localement les conditions de température de chaque épisode métamorphique.

A - LE METAMORPHISME GRANULITIQUE

Les couples Cpx-Gt et Cpx-ilrn ont été étudiés dans les assemblages de pyrigarnites à plagioclase.

1 - Le couple Cpx-Gt

Ellis et Green (1979) ont montré que le coefficient de distribution K_D du Fe et du Mg entre le Gt et le Cpx en équilibre dépendait de la teneur de ces minéraux en Ca qui permet la substitution Mg-Ca; le rapport $Mg/(Mg + Fe)$ ne semble pas influencer ce coefficient. Les déterminations expérimentales de K_D en fonction de P et T sur des couples Cpx-Gt

L 259	Couple 1		Couple 2		Couple 3		Couple 4	
	Cpx	Gt	Cpx	Gt	Cpx	Gt	Cpx	Gt
N° ANA	21,22,23	20,24,25	74, 76	71,72,73	66, 67	69, 70	65,66,64	62,63,68
Mg ²⁺	0,7151	1,3403	0,7533	1,3586	0,7295	1,2425	0,7447	1,3125
Fe ²⁺	0,2826	3,2414	0,2472	3,1795	0,2770	3,3512	0,2566	3,3024
Ca ²⁺	0,8984	1,3744	0,8857	1,3261	0,8532	1,3297	0,8851	1,3191
Relation Cpx-Gt	Joint de grain		inclusion de Cpx		Joint de grain		Joint de grain	

L 259	Couple 5		Couple 6		Couple 7		Couple 8	
	Cpx	Gt	Cpx	Gt	Cpx	Gt	Cpx	Gt
N° ANA	37,38,39	36, 40	42, 43	44, 45	15,16,17	10,11,12	4, 5	2, 3
Mg ²⁺	0,7239	1,4045	0,7378	1,3973	0,7144	1,4252	0,7412	1,2827
Fe ²⁺	0,2405	3,1780	0,2129	3,1860	0,2335	3,1462	0,2555	3,3123
Ca ²⁺	0,9051	1,3756	0,8934	1,3704	0,8582	1,4207	0,8990	1,3649
Relation Cpx-Gt	inclusion de Cpx		inclusion de Cpx		inclusion de Cpx		Joint de grain	

Tableau 4 : Valeurs de Fe²⁺, Mg, Ca des formules structurales de clinopyroxènes et de grenats utilisées pour les géothermomètres de Wells (1979) et d'Ellis et Green (1979) appliqués aux pyrigarnites à plagioclase.

N° de couple (moyennes)	KD	ln KD	x_{Ca}^{Gt}	relations P-T
1	6,1209	0,7868	0,2307	$T^{\circ}(c) = 1119,49 + 4,0368 P$
2	7,1325	0,8532	0,2261	$T^{\circ}(c) = 1080,77 + 3,9396 P$
3	7,1032	0,8514	0,2244	$T^{\circ}(c) = 1079,44 + 3,9422 P$
4	7,3036	0,8635	0,2222	$T^{\circ}(c) = 1071,35 + 3,9249 P$
5	6,8112	0,8332	0,2308	$T^{\circ}(c) = 1095,99 + 3,9684 P$
6	7,9032	0,8978	0,2301	$T^{\circ}(c) = 1063,65 + 3,8769 P$
7	6,7548	0,8296	0,2370	$T^{\circ}(c) = 1104,84 + 3,9736 P$
8	7,4911	0,8745	0,2290	$T^{\circ}(c) = 1073,63 + 3,9094 P$

A

N° de couple (moyennes)	x_{Mg}^{Gt}	x_{Fe}^{Gt}	x_{Fe}^{Cpx}	x_{Mg}^{Cpx}	relations P-T
1	0,2925	0,7074	0,2832	0,7167	$T^{\circ}(c) = 1077,17 + 0,0036 P$
2	0,2993	0,7006	0,2470	0,7529	$T^{\circ}(c) = 1048,24 + 0,0035 P$
3	0,2704	0,7295	0,2752	0,7247	$T^{\circ}(c) = 1049,09 + 0,0035 P$
4	0,2844	0,7155	0,2562	0,7437	$T^{\circ}(c) = 1043,99 + 0,0035 P$
5	0,3064	0,6935	0,2493	0,7506	$T^{\circ}(c) = 1056,68 + 0,0035 P$
6	0,3048	0,6951	0,2239	0,7760	$T^{\circ}(c) = 1029,56 + 0,0034 P$
7	0,3117	0,6882	0,2463	0,7536	$T^{\circ}(c) = 1058,31 + 0,0035 P$
8	0,2791	0,7208	0,2563	0,7436	$T^{\circ}(c) = 1039,27 + 0,0035 P$

B

Tableau 5 : Géothermomètre Cpx-Gt : relations P.T pour différents couples Cpx-Gt.

A. Ellis et Green (1979)

B. Wells (1979)

formés à partir des compositions basaltiques ou des compositions du système CaO - MgO - FeO - Al₂O₃ - SiO₂ aboutissent à la relation empirique :

$$t^{\circ}(C) = \frac{3104 X_{Ca}^{gt} + 3030 + 10,86 P (Kb)}{\ln KD + 1,9034} - 273,$$

avec

$$X_{Ca}^{gt} = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe^{2+}}, \quad KD = (Fe^{2+}/Mg)^{gt} / (Fe^{2+}/Mg)^{Cpx}.$$

Le géothermomètre de Wells (1979) reliant les fractions molaires des ions Mg et Fe du couple Gt-Cpx aux variations des conditions P-T est également appliqué; cette relation s'écrit :

$$t^{\circ}(C) = \frac{24440 + 0,06524 (P - 1)}{13,41 - 3 R \ln \frac{X_{Mg}^{gt} \cdot X_{Fe}^{Cpx}}{X_{Fe}^{gt} \cdot X_{Mg}^{Cpx}}} - 273,$$

avec

$$X_{Mg}^{gt} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}} \quad ; \quad X_{Fe}^{gt} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$$

R (est la constante des gaz parfaits) = 1,987 (S.I.). Les analyses à la microsonde ont été réalisées sur des grenats et clinopyroxènes en contact et sans bordures réactionnelles, ou sur des inclusions de Cpx en équilibre avec le grenat. Les valeurs moyennes de Mg, Fe²⁺ et Ca obtenues respectivement sur le Cpx et le Gt dans différents couples figurent dans le tableau 4. Le tableau 5a donne les valeurs de K_D des différents couples et les relations respectives P-T déterminées par le géothermomètre d'Ellis et Green; le tableau 5b celles des fractions molaires respectives de Fe et de Mg de ces couples et les relations P-T correspondantes selon la formule de Wells.

	Wells (1979)	Ellis et Green (1979)	
N° Couple	P=8Kb	P=8Kb	P=10Kb
1	1077°	1151°	1159°
2	1048°	1112°	1120°
3	1049°	1110°	1118°
4	1043°	1102°	1110°
5	1056°	1127°	1135°
6	1029°	1063°	1102°
7	1058°	1136°	1144°
8	1039°	1104°	1112°
Moy.	1049°	1113°	1125°

Tableau 6 : Estimation de T pour 8 et 10Kb

Les températures estimées à 8 et 10 Kb figurent sur le tableau 6 et sont nettement au-dessus de 1 000°C.

2 - Le couple Cpx-ilm

Afin de tester la cohérence des valeurs de T précédentes, le géothermomètre ilm-Cpx (Bishop, 1980) a été utilisé (tableau 7). Les valeurs obtenues pour 5 et 10 Kb pour la même roche sont de 760°C. Cette valeur relativement très faible est due à la composition très fluctuante du Mg dans les ilménites et représente probablement une valeur minimum; en effet la teneur 0,39 % dosée dans le cas de ce couple est très en deça des valeurs obtenues sur d'autres ilménites de la même roche (voir annexe); l'augmentation du K_D qui en résulte provoque une diminution considérable de T. Cette situation assez courante (Convert, 1981) rend ce géothermomètre peu fiable.

Tableau 7

Ech. N° 259	Cpx	ilm	Cpx	ilm
N° d'analyse	48	46	Form.	Struct.
SiO ₂	52,07	0,09	1,960	0,004
Al ₂ O ₃	1,77	0,00	0,079	0,000
FeO	9,13	44,30	0,283	1,894
Fe ₂ O ₃		1,58	0,005	0,061
MnO	0,00	0,90	0,000	0,039
MgO	13,16	0,39	0,738	0,030
CaO	22,50	0,19	0,908	0,011
Na ₂ O	0,27	0,00	0,020	0,000
K ₂ O	0,00	0,01	0,000	0,000
TiO ₂	0,26	51,06	0,007	1,963
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,000	0,000
Total	99,17	98,52	4,000	4,002

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{748 + 2745 \left(\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}} \right)^{\text{Cpx}} + 817 \left(\frac{2 \text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \right)^{\text{ilm}} + 0,0106 \text{ P}}{\ln \text{KD}} - 273$$

$$\text{KD} = \frac{(\text{Mg} + \text{Fe})^{\text{Cpx}}}{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{ilm}}} = 66,86 \quad \ln \text{KD} = 4,2026$$

$$\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}} \right)^{\text{Cpx}} = 0,7228$$

$$\left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \right)^{\text{ilm}} = 0,9844$$

$$T^{\circ}(\text{C}) = 760 + 0,0106 \text{ P}$$

P = 5Kb , T° = 760°C
P = 10Kb , T° = 760,1°C

a) Groupe A

N° ANA	Ca ²⁺ plagioclase	N° ANA	Al ³⁺ amphibole
10	0,3168	4	2,704
11	0,3544	5	2,564
12	0,3420	6	2,671
13	0,3201	7	2,336
16	0,3509	9	2,495
MOY.	0,3368	MOY.	2,507

b) Groupe C

N° ANA	Ca ²⁺ plagioclase	N° ANA	Al ³⁺ amphibole
82	0,236	63	1,374
83	0,168	64	1,259
84	0,256	65	2,564
85	0,230	66	1,599
86	0,183	67	2,476
87	0,167		
MOY.	0,207	MOY.	1,855

c) Groupe C

N° ANA	Ca ²⁺ plagioclases	N° ANA	Al ³⁺ amphiboles
47	0,248	37	1,262
48	0,147	38	2,387
49	0,338	39	1,455
50	0,178	40	2,099
51	0,2557	41	1,515
52	0,320	42	1,362
		43	1,933
		44	1,460
		45	2,351
		46	1,970
MOY.	0,248	MOY.	1,780

d) amphibolites à albite

N° ANA	Ca ²⁺ plagioclases	N° ANA	Al ³⁺ amphiboles
9	0,011	1	1,353
11	0,011	2	0,599
12	0,001	3	0,899
13	0,002	4	0,986
16	0,015	6	0,735
17	0,000	7	1,081
18	0,007	29	0,884
		30	0,784
		31	1,243
		32	1,055
MOY.	0,007	MOY.	0,962

Tableau 8 : Valeurs de Ca²⁺ des plagioclases et Al³⁺ des amphiboles en équilibre dans les amphibolites à épidotes. (géothermomètre de Plyusnina, 1982).

3 - Estimation des pressions

A défaut d'une estimation indépendante des pressions, la connaissance de l'association minéralogique des granulites et de leur température de cristallisation permet de situer celles-ci dans un domaine de pression P correspondant à l'aide du diagramme de Irving (1974), (Fig. 35); celui-ci situe les pyrigarnites de Poli dans le domaine des $P > 12$ Kb.

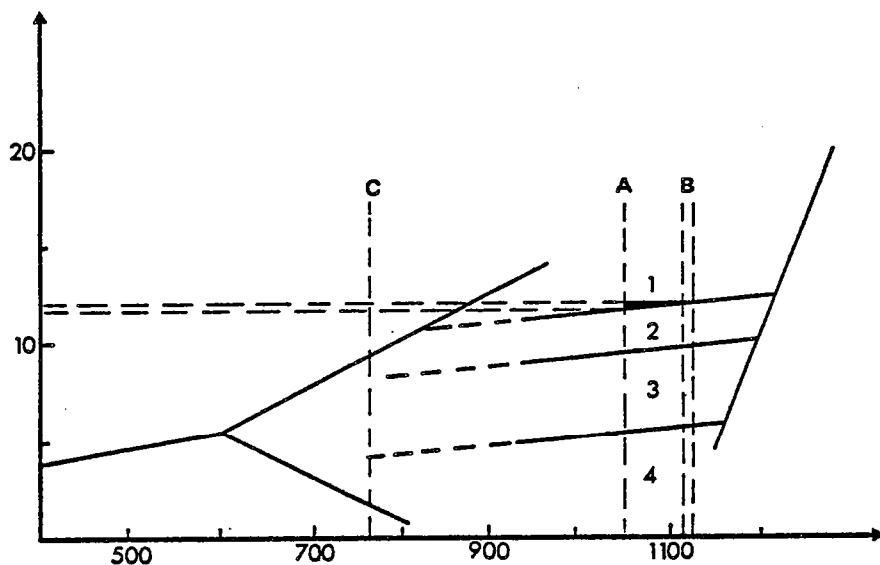


Fig. 35 - Domaine des pyrigarnites à plagioclase sur le diagramme de Irving (1974).

1. Cpx + Gt + Pl; 2. Cpx + Opx + Pl; 3. Cpx + Opx + Pl; 4. Cpx + Opx + Ol + Pl.

A. Ellis et Green (1979); B. Wells (1979); C. Bishop (1980).

B - LE METAMORPHISME AMPHIBOLITIQUE

1 - Géothermobaromètre Hb-Pl

L'étude expérimentale réalisée par Plyusnina (1982) sur les conditions thermodynamiques de l'équilibre $Hb + Zo (Ep) + H_2O + CO_2 = Pl + Chl + Cc + Qz$ dans des conditions d'excès de fluide ($X_{CO_2} = 1$), montre que la teneur en Al_2O_3 des amphiboles calciques varie avec P et T alors que le rapport $Ca/(Ca + Na)$ des plagioclases est sensible à T et relativement indépendant de P (voir aussi Perchuk, 1976); les teneurs en Al et Ca des Hb et Pl constituent par conséquent un géothermobaromètre pour des roches où ces minéraux sont en équilibre; son application est conditionnée par la présence de Zo ou de Ep stables dans l'assemblage minéralogique considéré.

Les amphibolites à épidote représentent le matériel idéal pour l'application de ce géothermobaromètre; les données d'analyse à la microsonde effectuée sur des couples Hb + Pl à l'équilibre figurent sur les tableaux 8.

La représentation des points obtenus sur le diagramme de Plyusnina (1982), Fig. 36 donne les valeurs P et T correspondant à la cristallisation des amphibolites étudiées (tableau 9).

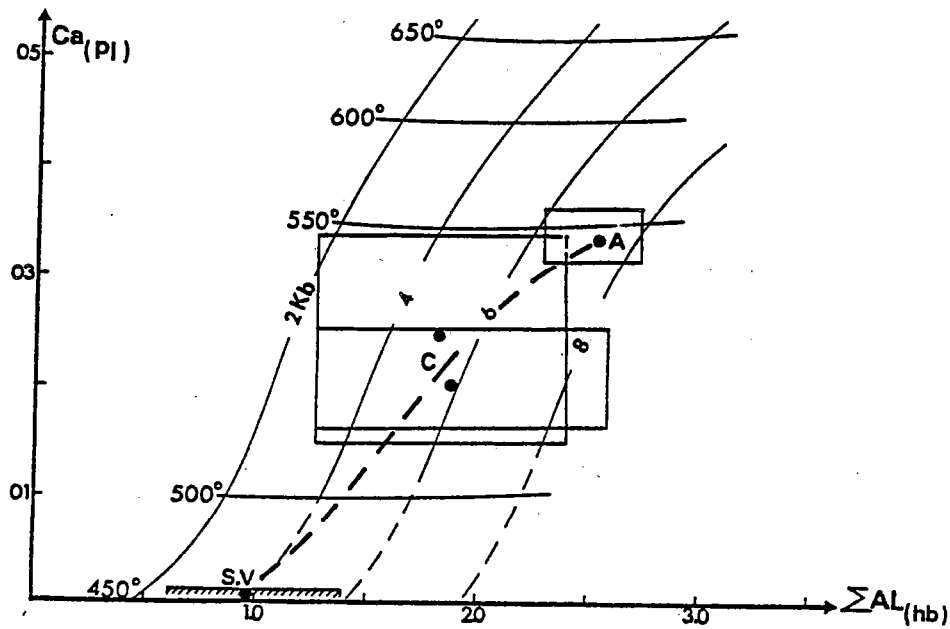


Fig. 36 - Position des amphibolites à épidote sur le géothermobaromètre de Plyusnina (1982).

A. Groupe A; C. Groupe C; S.V. amphibolites à albite (schistes verts). Les rectangles délimitent le champ d'étalement des mesures.

Points	Type litho.	T°C	P(Kb)
A	Amph. à Epidote unité de Faora (GR.A)	550°C	≈ 7 Kb
C	Amphibolites de Demse (GR. C)	525°C	5 Kb
S.V	Amphibolites à albite (Sch.verts)	450°C	≈ 4 Kb

Tableau 9 : Valeurs P.T moyennes découlant de la figure 36.

2 - Comparaison avec des données bibliographiques

Les teneurs en Al^{VI} et en Si des Hb paraît sensible aux variations de P (Leake, 1965, 1971); la corrélation des champs de distribution des teneurs en $Al^{VI} = f(Si)$ des amphiboles calciques provenant de diverses sources bibliographiques avec les domaines P-T approximatifs des minéraux typomorphes (And - Ky - Sill - Cd) des lithologies associées (Raase, 1974) a permis à cet auteur de délimiter empiriquement le champ des amphiboles de H.P de celui des amphiboles de B.P.

La représentation des amphiboles de Poli sur ce diagramme (Fig. 37) les situe dans les domaines de pression intermédiaire et de basse pression; ces résultats sont compatibles (aux limites d'incertitude près) avec ceux obtenus à l'aide du géothermobaromètre de Plyusnina pour les amphibolites à épidote (Gr A, C et S.V.). Par ailleurs les positions relatives des amphiboles d'amphibolites plagioclasiques à Cpx et de pyrigarnites à plagioclase par rapport aux amphibolites du groupe A et C montre que ces dernières sont relativement de plus haute pression.

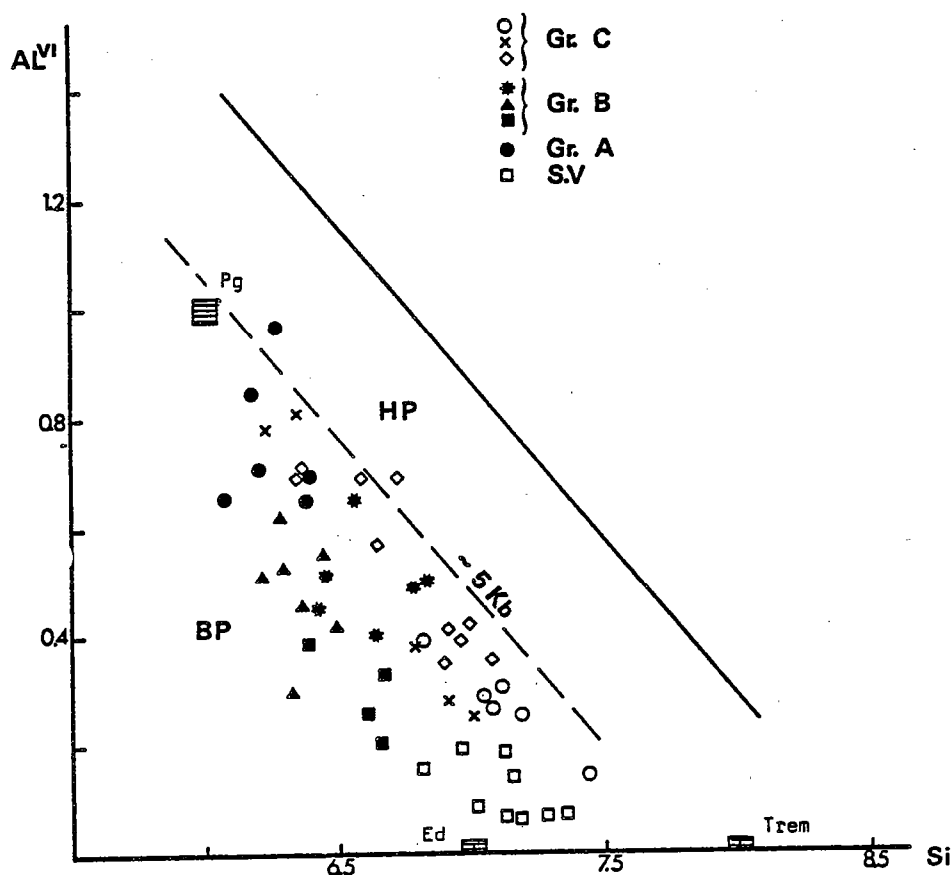


Fig. 37 - Domaine des pressions des amphibolites de Poli sur le diagramme de Leake (1965).

Trait plein : maximum Al^{VI} possible dans les hornblendes (Leake, 1965).

Tirés : limite entre Hb de H.P et Hb de B.P (Raase, 1974).

3 - Récapitulatif des domaines P.T.e.

La figure 38 situe les positions du métamorphisme granulitique (M.G.) et du métamorphisme amphibolitique (M.A.) sur un diagramme P-T par rapport aux trois types classiques de métamorphisme B.P, M.P et H.P (Miyashiro, 1967b, in Miyashiro, 1973). Les points figurés correspondent à des roches appartenant à des niveaux métamorphiques de degré relativement différent (Fig. 33a et 34a) et définissent une courbe P.T. espace pour le même épisode métamorphique (M.A. dans le cas présent).

L'appartenance des amphiboles rétro-morphiques des granulites au domaine de B.P 5Kb (Fig. 37, Gr B) montre l'existence évidente d'un saut métamorphique important entre les paragenèses à Cpx-Gt et les paragenèses à Hb-Pl.

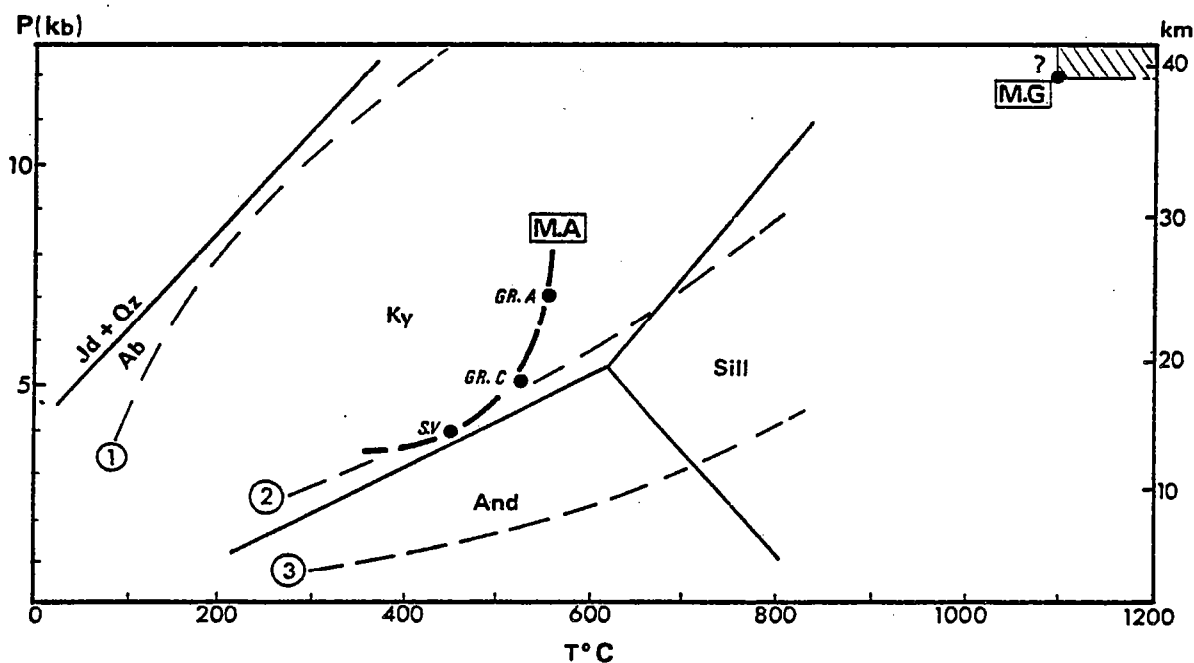


Fig. 38 - Courbe P.T. espace dans les amphibolites à épidotes (M.A.: métamorphisme amphibolitique).
M.G. métamorphisme granulitique (domaine des pyrigarnites à plagioclase).

VII - APERCU GEOCHIMIQUE DES SCHISTES VERTS, DES GNEISS ET DES AMPHIBOLITES

A - LES SCHISTES VERTS

Du point de vue géochimique, les roches du faciès schiste vert se subdivisent en roches basiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2 < 60 \%$) et en roches acides ($\text{SiO}_2 > 60 \%$) de composition respectivement homogène à l'échelle régionale. (voir analyses chimiques majeures en annexe).

Les variations de composition des alcalins en fonction des taux de SiO_2 correspondants montrent que la majorité de ces roches est de nature tholéitique (Fig. 39); la dispersion des points représentatifs de leur composition ne permet pas d'affirmer leur caractère évolutif. Le champ de distribution des compositions en $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ des roches basiques sur un diagramme de Pearce et al. (1975) est compatible avec le champ des basaltes non océaniques (Fig. 40).

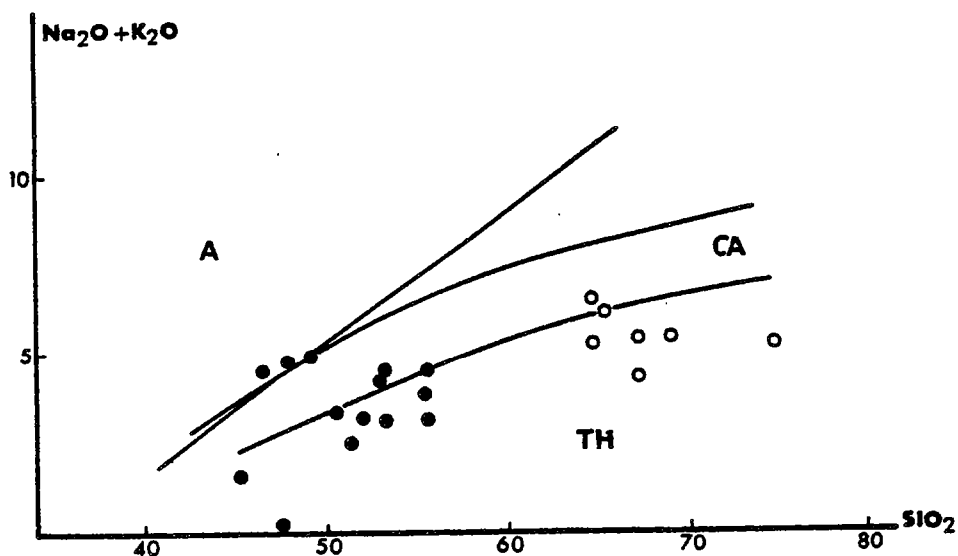


Fig. 39 - Position des termes basiques et des termes acides du groupe schiste vert dans le diagramme de Kuno (1960).

- termes basiques (spilitiques)
- ° termes acides (kératophyriques)

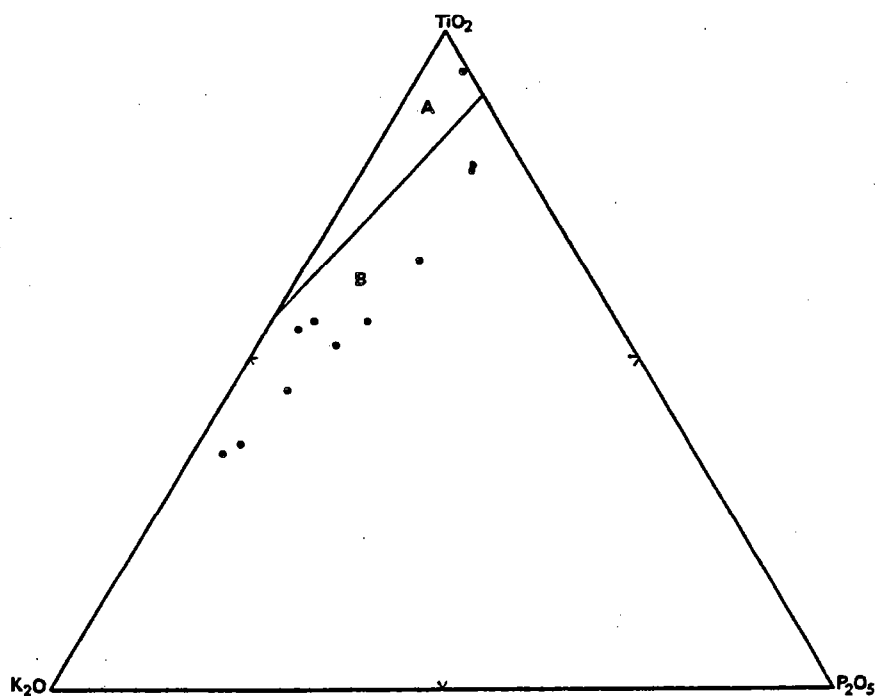


Fig. 40 - Position des spilites de Poli (Gr. schiste vert) dans le diagramme de Pearce et al. (1975).

A. Champ des basaltes océaniques; B. Champ des basaltes non océaniques.

B - LES GNEISS ET LES AMPHIBOLITES (Fig. 41)

Sur le diagramme de Kuno (1960), la position des gneiss à amphibole et biotite, des gneiss à chlorite, des leucogneiss plagioclasiques et des leptynites souligne une tendance calco-alcaline assez notable (Fig.41); quant aux amphibolites à cumulats de Cpx, leur nature alcaline déjà prévisible par la présence de la salite se confirme; la salite semble être en effet le pyroxène typique des roches hypoabyssales dérivant des magmas alcalins de composition basaltique (Deer et al., 1982, p. 119).

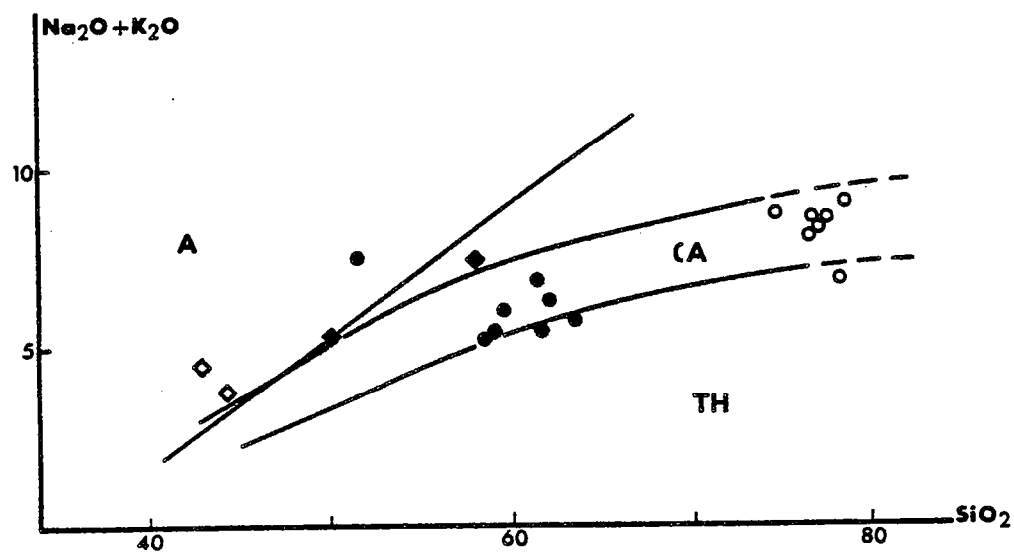


Fig. 41 - Position des gneiss et des amphibolites de Poli dans le diagramme de Kuno (1960).

- ◇ amphibolites à Cpx
- ◆ Gneiss à amphibole/biotite
- Gneiss à chlorite
- leucogneiss indifférenciés, leptynites

CHAPITRE III

MIGMATITES ET FACIES ASSOCIES. LES ROCHES GRENUES.

I - LES MIGMATITES ET LES FACIES ASSOCIES

A - INTRODUCTION

Les seules informations disponibles sur les migmatites du Faro sont sommaires; Koch (1959) y distinguait "deux cycles de migmatites, l'un marqué par le rubannement des gneiss, l'autre par des filons granitiques ou pegmatitiques". Cette définition polycyclique se fondait uniquement sur la chronologie relative entre les injections granitiques des "faciès <<agmatites>>" et le rubannement des gneiss en enclaves dans celles-ci.

Plus récemment, partant de critères similaires, Dumont et Toteu (1984) associaient à l'un et l'autre rubannements deux cycles tectoniques différents et généralisaient leurs conclusions à l'ensemble du Nord de l'Adamaoua (moitié Nord du territoire camerounais).

Les travaux de terrain réalisés ici permettent de souligner le caractère complexe du rubannement couramment associé aux gneiss et amphibolites du Faro et de la zone mobile camerounaise en général. Ce rubannement a, en effet, des origines très diverses :

- lithologiques (transposition d'hétérogénéités lithologiques initiales),
- intrusives (aplites, pegmatites, etc...),
- tectonométamorphiques (plans de cisaillement, foliation, ...),
- migmatitique.

Il importe donc au-delà de la simple description de l'apparence "migmatitique" d'une roche, de rechercher la nature et l'origine du rubannement observé. L'intégration des phases de déformation ou de métamorphisme comme repère tectonométamorphique par rapport à l'apparition du rubannement migmatitique peut alors permettre dans un second temps de distinguer plusieurs cycles de migmatisation éventuels.

Cette démarche fait défaut dans les études antérieures et les arguments développés pour esquisser les schémas polycycliques énoncés sont, à notre avis, insuffisants.

B - DEFINITIONS

Ethymologiquement définies comme des "roches de mélange", "les migmatites sont des roches composites partiellement formées de gneiss ou de schistes, et de portions ayant une apparence plutonique" (Johannes, 1983).

Depuis les premières études systématiques des migmatites en 1903 par Sederholm (In Mehnert, 1971), deux types de terminologies ont pris forme dans la littérature de ces roches; celles à caractères génétiques et celles purement descriptives. Les termes génétiques font allusion soit à l'origine intrusive (donc allogène) du matériel granitique, soit à la fusion partielle et différenciation, soit à la dissolution-concentration (in Mehnert, 1971; Johannes, op. cit.), au contraire des termes descriptifs qui accordent une place prépondérante aux caractères macroscopiques (texture et structure) de la roche.

Il est évident que par son caractère non génétique, cette dernière nomenclature paraît plus objective et accessible sur le terrain. Ainsi, les termes leucosomes, mélanosomes, mésosomes (Johannes et Gupta, 1982) qui qualifient et définissent macroscopiquement chaque partie d'une migmatite ont été retenus pour servir de base aux descriptions qui suivent; cette définition qualifie de :

- leucosome, la partie claire à texture grenue d'une migmatite,
- mélanosome, la partie sombre souvent lépidoblastique et,
- mésosome, la partie de couleur intermédiaire, habituellement granolépido-blastique.

C - LES PRINCIPAUX TYPES DE MIGMATITES

Les affleurements reconnus comme migmatitiques (feuille présente) déterminent au Sud-Est une ceinture étroite (2 km) et plus) délimitée au Sud par le complexe dioritique grenu et au Nord, en l'enclavant partiellement, par la bande amphibolitique de Géri.

Structuralement (= relations leucosome - mélanosome - mésosome; Mehnert, op. cit.) trois types de faciès peuvent y être étudiés :

- les stromatites, ou migmatites rubannées,
- les agmatites, ou migmatites "bréchiques",
- les nébulites, ou migmatites à mésosome diffus.

1 - Les stromatites

Les stromatites sont typiquement des métatexites; elles ont une structure rubannée qui comprend :

un leucosome grenu ou pegmatoïde souvent irrégulier et plissoté avec des portions renflées et fusiformes séparées par des zones pincées d'épaisseur très variable (Fig.

42a). La composition minéralogique comprend l'oligoclase, le quartz et probablement un peu de feldspath potassique (absence de macles caractéristique ou de myrmékites permettant une identification sans équivoque de ce minéral) surtout présent dans les antiperthites. La biotite est rare, mais elle peut déterminer de fines franges de leucosome. De telles franges intraleucosomiques sont interprétées dans le cas des métatexites comme des marqueurs de limites entre leucosomes de compositions différentes et diachrones, et sont symptomatiques des stades de migmatisation avancés (Johannes et Gupta, 1982; Johannes, 1983), comme semble le montrer ici la présence d'antiperthites indiquant des températures de cristallisation hypersolvus.

un mélanosome souvent discontinu, d'épaisseur centimétrique et moins, n'existant pas partout, et essentiellement composé de lamelles de biotite orientées et un peu de hornblende verte. Les accessoires sont opaques, apatite, allanite, sphène.

un mésosome d'épaisseur variable souvent décimétrique avec une texture orientée déterminée par l'orientation préférentielle des minéraux colorés; l'assemblage minéralogique est composé de biotite, plagioclase; l'amphibole verte et le quartz sont mineurs. La biotite se trouve parfois en inclusion dans le plagioclase (An 22-27), les antiperthites sont présentes. Les accessoires sont apatite, opaques, sphène.

2 - Les agmatites

Ce sont les roches basiques qui semblent montrer une plus grande affinité à l'acquisition d'une structure d'agmatite. Les agmatites sont assez peu répandues sur le secteur étudié et se rencontrent en particulier au Nord de Madjadou. Elles se caractérisent à l'affleurement par la présence d'un réseau très dense de veines leucocrates formant des ramifications autour des blocs anguleux et décimétriques. Dans le détail, cet ensemble présente une structure bien caractéristique dont les parties sont :

a - Les enclaves. Elles comportent deux parties (Fig. 42b) :

Une partie mésocrate à texture fine et orientée de composition amphibolitique; au Nord de Madjadou, elle se compose de l'assemblage granulitique rétro-morphique : Hb.b. + Pl + Gt + Cpx (salite); le plagioclase plus ou moins altéré forme le plus souvent un blindage autour du grenat. Les accessoires sont apatite, opaque (ilménite) et sphène.

Une partie mélanocrate bordant l'enclave, souvent irrégulière et épaisse (centimétrique à décimétrique) et surtout caractérisée par une forte concentration d'amphiboles rétro-morphiques et blastiques au contact des injections leucocrates où elles atteignent des tailles centimétriques. Ce mélanosome se substitue localement à l'enclave dont les contours deviennent diffus en même temps que s'effrite progressivement sa structure planaire interne, et que les cristaux blastiques d'amphiboles qui la constituent se dispersent dans le matériel leucocrate environnant. Notons que la généralisation de ce processus à l'ensemble des enclaves a pour étape finale la formation des nébulites (paragraphe 3). Le faciès agmatite peut donc être considéré ici comme une étape transitoire vers la "nébulitisation".

b - Le leucosome

Celui-ci entoure de toute part les enclaves ci-dessus. Il est pegmatoïde, mais sa particularité essentielle tient à sa composition qui est : Pl + Hb.br. + Cpx plus ou moins ouralitisé et peociloblastique (inclusions de plagioclase); en effet, contrairement aux leucosomes des métatexites, celui-ci contient un taux de barylites (Hb.br.) excessif et anormal qui nécessite un mode de formation différent, ne pouvant en tout cas être la fusion partielle in situ, le matériel autochtone (amphibolite) se prêtant difficilement à un mécanisme de ce type. Par conséquent, le leucosome dans le cas présent ne peut avoir qu'une origine intrusive et son enrichissement en barylites relève de la contamination, comme le suggèrent les relations entre mésosome et leucosome.

3 - Les nébulites

Ce type est également rencontré au Nord de Madjadou, mais son individualisation comme massif à l'échelle régionale apparaît partiellement au SE de la feuille où il se présente comme enveloppé par un manteau stromatitique et agmatitique. Les abords du massif nébulitique sont flous et marqués par l'apparition au sein de l'encaissant gneissique de "poches" décamétriques à texture homogène contenant des xénolithes amphibolitiques ayant ou non une texture planaire (Fig. 42c). Le passage entre l'encaissant et le massif est donc progressif et de nombreuses structures d'écoulement magmatique peuvent y être mises en évidence, telles la perturbation du rubanement régulier de l'encaissant au contact des "poches" nébulitiques ou la présence de structures plissées à l'intérieur de celles-ci.

L'accès au massif est marqué par :

- 1) la résorption avancée des enclaves amphibolitiques et l'effritement de leur texture planaire,
- 2) la dominance de la texture granitoïde et la présence de schlierens (Fig. 42d).

La composition lithologique à l'échelle cartographique de ce faciès n'est pas homogène et l'on note des passées granitiques décamétriques au sein des diorites et des tonalites volumiquement plus représentatives.

Macroscopiquement, la roche présente une matrice grenue dans laquelle on note la présence de restites mafiques arrondies ou anguleuses, des filets sombres et étirés marquant la direction de flux (schlierens) (Fig. 42d).

En ce qui concerne la texture, les cocardes et les schlierens ont toujours un grain fin, tandis que le grain de la matrice (grenue) est toujours plus développé. Cette différence systématique de la taille du grain montre le rôle du mobilisat dans la blastèse des minéraux réfractaires contenus dans les enclaves.

A l'échelle du massif la roche moyenne est dioritique ou tonalitique, le pourcentage de quartz étant en général assez variable. L'assemblage dominant est : Pl + Bt + Hb.v. $\pm$ Qz $\pm$ F. alc.

Les feldspaths sont plus ou moins arrondis et jointifs et sont localement cloisonnés par les barylites.

Le plagioclase (An 20-27) est très abondant et finement maclé, il est centimétrique et souvent poeciloblastique avec des inclusions de biotite et d'amphibole verte; des cristaux antiperthitiques de plagioclase sont courants; leurs contacts avec le feldspath potassique sont généralement myrmékitisés; ce dernier minéral est peu abondant mais se présente parfois en poeciloblastes très développés contenant des inclusions de biotite et de plagioclase.

La biotite est fraîche et abondante, ses lamelles sont parfois intercalées de lamelles chloriteuses subparallèles aux clivages (chlorobiotite), d'aiguilles de prehnite ou de baguettes d'épidote secondaires. L'amphibole est vert bleuté, xénomorphe et trapue.

On note accessoirement la présence d'aptite, d'allanite, du sphène, de zircon et d'opakes.

D - CONCLUSION A L'ETUDE DES MIGMATITES

Les descriptions précédentes montrent qu'il existe génétiquement deux types de migmatites au SW de Poli :

Des migmatites impliquant la fusion partielle in situ : la composition granitique (s.l.) des leucosomes de certaines stromatites et la présence des rubans de mélanosome intraleucosomiques (Johannes et Gupta, 1982) sont compatibles avec une origine de ce type; les migmatites rubannés sont l'équivalent des métatexites dans ce cas.

Des migmatites d'injection; celles-ci sont essentiellement représentées par les agmatites et les nébulites, mais aussi par des stromatites dont les leucosomes ont une composition non granitique.

Du point de vue chronologique, les agmatites et les nébulites représentent les stades ultimes d'une même évolution des migmatites et doivent être attribuées à un même "cycle" de migmatisation, en conformité avec les conditions du métamorphisme régional; cette migmatisation est contemporaine et tardive par rapport au métamorphisme amphibolitique.

II - LES ROCHES INTRUSIVES : LE MASSIF DE KOGUE

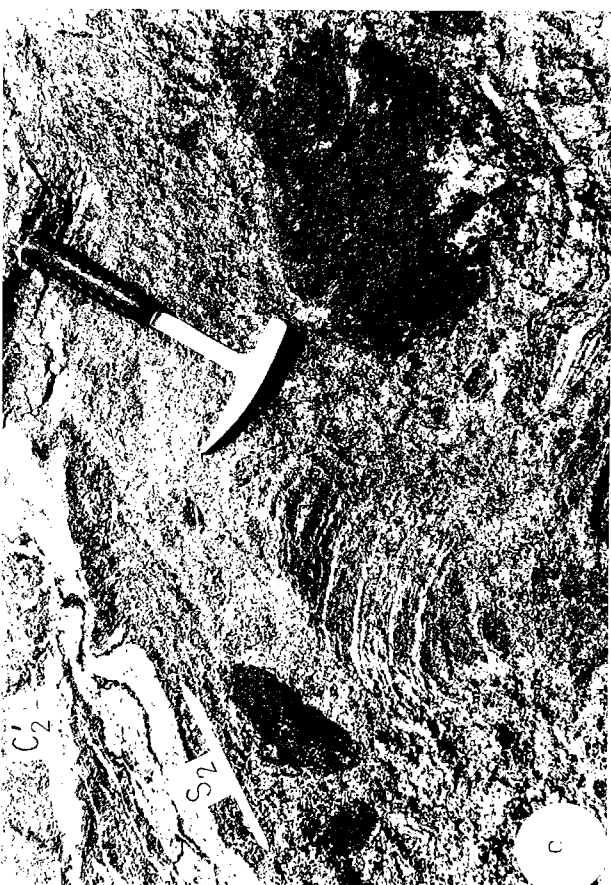
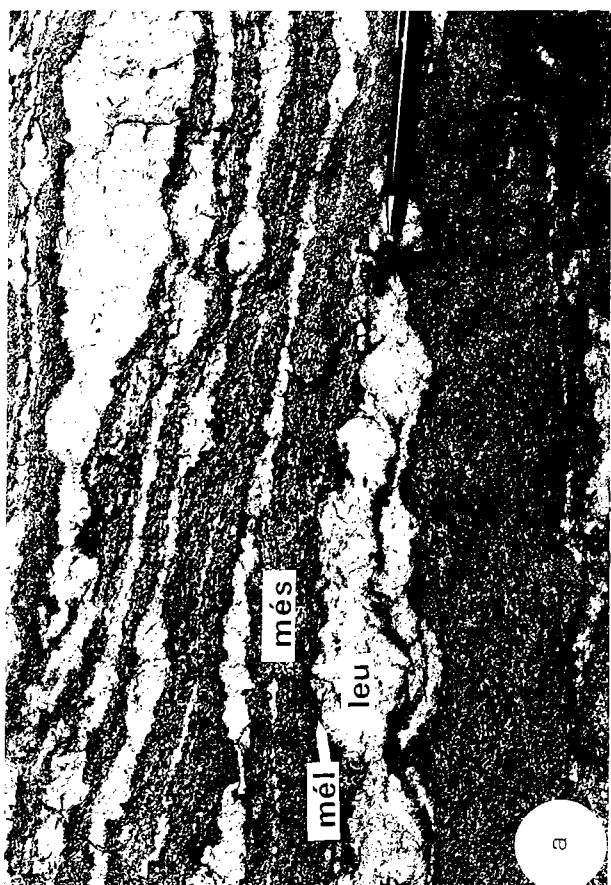
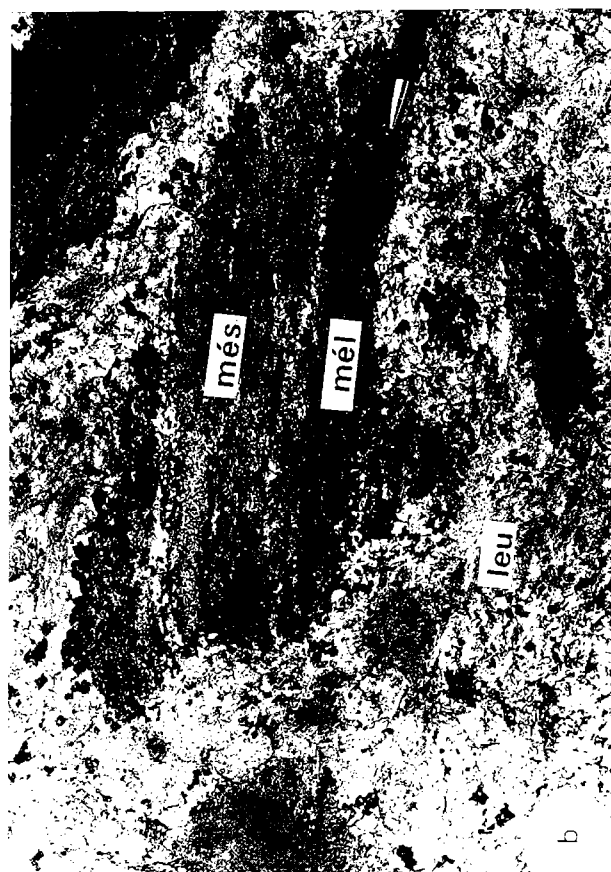
Koch (1959) considérait ce granite comme une "intrusion <<ancienne>> du 1er cycle" (Fig. 7 et 9) et par conséquent comme antérieur ou contemporain à la série de Poli. Cette chronologie fut par la suite admise par Le Fur (1971) qui l'interpréta comme un paléorelief.

Fig. 42 - a - Migmatite à structure stromatitique; le leucosome pegmatoïde montre des portions pincées et des portions renflées traduisant la migration de celui-ci à l'état magmatique.

b - Migmatite à structure agmatitique; les enclaves sont entourées de leucosome et montrent des bordures soulignées par un mélanosome formé d'amphiboles blastiques localement dispersées dans le leucosome et un coeur à texture fine et orientée (Nord de Madjadou).

c - Contact concordant entre gneiss et nébulites : on note la présence d'enclaves foliées et d'enclaves massives dans le massif et l'importance de l'enrichissement de ce dernier en minéraux colorés (Sud de Madjadou).

d - "Nébulitisation" avancée attestée par l'abondance de restites mafiques, et la diminution importante de la taille des enclaves et la présence de schlierens (Sud de Madjadou).



Une re-interprétation récente de la position structurale des granites de ce type à partir d'homologues régionaux reconnus discordants et d'âge panafricain tardif ou ultime (Bessoles, 1980), et une étude récente du contact du massif de Pelbou situé 2 km à l'Ouest (Toteu et al., 1984) et corrélié au faciès granodioritique central de Kogué montrent clairement le caractère intrusif lié à ces granites; ces caractères se retrouvent sur la bordure sud-ouest du granite de Kogué où l'on note la présence d'enclaves de schistes, la cornéification et un métamorphisme de contact à andalousite dans l'encaissant micaschisteux.

Ces relations montrent que les différents types pétrographiques rencontrés dans ce massif appartiennent probablement à une même histoire de mise en place vraisemblablement complexe.

Lithologiquement, les bordures de ce granite sont composites et outre la présence d'enclaves énallogènes de schistes, des enclaves homéogènes microgrenues et basiques y sont présentes ainsi que celle des faciès granodioritiques plus sombres.

Le faciès granitique type est porphyroïde (taille centimétrique des minéraux) et de couleur blanche ou rose. C'est un granite rapakivi composé de microcline, d'orthose, de plagioclase (oligoclase), de quartz, de hornblende verte et de biotite. Accessoirement, on y trouve de l'ilménite, du sphène, de l'allanite et du zircon.

Les feldspaths potassiques sont perthitiques et généralement disposés au coeur d'une couronne plagioclasique. Certains individus plagioclasiques ont un zonage régulier et concentrique. Ces feldspaths sont tardivement séricitisés.

La biotite existe en faible quantité; elle est associée à la hornblende verte et forme des agrégats à l'intérieur des cavités aménagées par les feldspaths. Elle est le plus souvent transformée en une chlorite ferro-alumineuse polarisant dans les bleus et bleu-violet. On y note localement des chevrons. Les tablettes de hornblende verte sont automorphes ou xénomorphes et leur pléochroïsme varie du vert au jaune verdâtre.

L'abondance du sphène renforce le caractère calco-alcalin de ce granite; ce minéral est fréquemment associé à/ou en couronne autour de l'ilménite.

Le quartz est le plus souvent en agrégats interstitiels entre les lattes de feldspaths.

Certains affleurements montrent un réseau de diaclases très fins attestant d'une légère cataclase; en lame mince, le feldspath et le quartz apparaissent fracturés et secondairement remplis d'épidote et de chlorite.

Les faciès granodioritiques ont qualitativement la même composition que les faciès granitiques; cependant le pourcentage de plagioclase est relativement plus élevé par

rapport aux F.alc., ainsi que le taux des barylites, notamment celui des biotites; celle-ci est presque entièrement transformée en chlorite ferro-alumineuse associée à une épidote secondaire; la texture est grenue.

Les enclaves homogènes sont microgrenues. La hornblende verte y devient prédominante avec un habitus subautomorphe. Elle est en pourcentage équivalente avec les feldspaths. La biotite largement chloritisée est un peu moins abondante que dans les autres faciès.

En conclusion, on doit retenir pour ce granite son caractère intrusif; celui-ci est attesté par les enclaves de schistes qu'il renferme et le métamorphisme à andalousite qu'il développe dans son encaissant micaschisteux; la variété des types pétrographiques qui le constituent reflète probablement sa structure complexe et un mécanisme de mise en place qui n'est pas simple.

CONCLUSIONS GENERALES SUR LE METAMORPHISME

La bordure SW de la série de Poli peut être subdivisée en deux domaines I et II à évolution métamorphique différente :

- .un domaine schiste vert à schiste vert profond (domaine I) formé par le groupe schiste vert et micaschistes,
- .un domaine amphibologneissique à faciès et reliques granulitiques (domaine II), comprenant les groupes A, B et C.

Le domaine I est caractérisé par des paragenèses à $\text{Chl} + \text{Ep} + \text{Ab} + \text{Qz} \pm \text{Cc}$ formées soit à partir d'assemblages à caractère tufacé, soit à partir de roches ignées intrusives ou volcaniques dont les textures originelles sont conservées dans les lentilles épargnées par la déformation. L'absence dans ces lentilles de paragenèses de HP, et la conservation des textures volcaniques montrent que ces roches n'ont pas été affectées par un métamorphisme de haut grade antérieur au métamorphisme schiste vert. Le domaine schiste vert profond est défini par les paragenèses à $\text{Bt} + \text{Ms} \pm \text{Gt}$ et Ab actinotique + Ab .

Le domaine II comprend:

- .des granulites ou granoblastites (Winkler, 1973) avec ou sans Gt; roches à faciès granulitique caractérisées par une forte cristallinité et l'absence de minéraux typiques de ce faciès (amphibolites et divers gneiss),
- .des reliques granulitiques, représentées par les assemblages à $\text{Cpx} + \text{Gt}$ (pyrigarnites), $\text{Cpx} + \text{Pl}$ (amphibolites à $\text{Cpx}?$), $\text{Gt} + \text{Ky}$ (gneiss silico-alumineux de type Kinzigitique).

Sur le plan de l'évolution métamorphique, ces roches présentent des paragenèses relictuelles, ces roches présentent des paragenèses relictuelles de HP-HT lorsque celles-ci sont conservées; elles sont représentées par le Gt, $\text{Gt} + \text{Cpx}$, Cpx ou $\text{Gt} + \text{Ky}$ et appartiennent à une phase granulitique antérieure M_1 . Les paragenèses néoformées comprennent: $\text{Bt} + \text{Pc}$, $\text{Hb} + \text{Br} + \text{Pl}$, Hb.v. , ou $\text{Hb.v.} + \text{Pl}$ et caractérisent un métamorphisme régional rétrograde M_2 situé dans le faciès amphibolite; la similitude entre ces paragenèses et l'assemblage minéralogique des granoblastites permet de penser que la genèse de celles-ci est liée à ce dernier épisode de métamorphisme. Le rôle important des fluides au cours de ce métamorphisme permet par ailleurs de lui associer la genèse des migmatites.

3^{eme} PARTIE

ANALYSE GEOMETRIQUE ET CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION

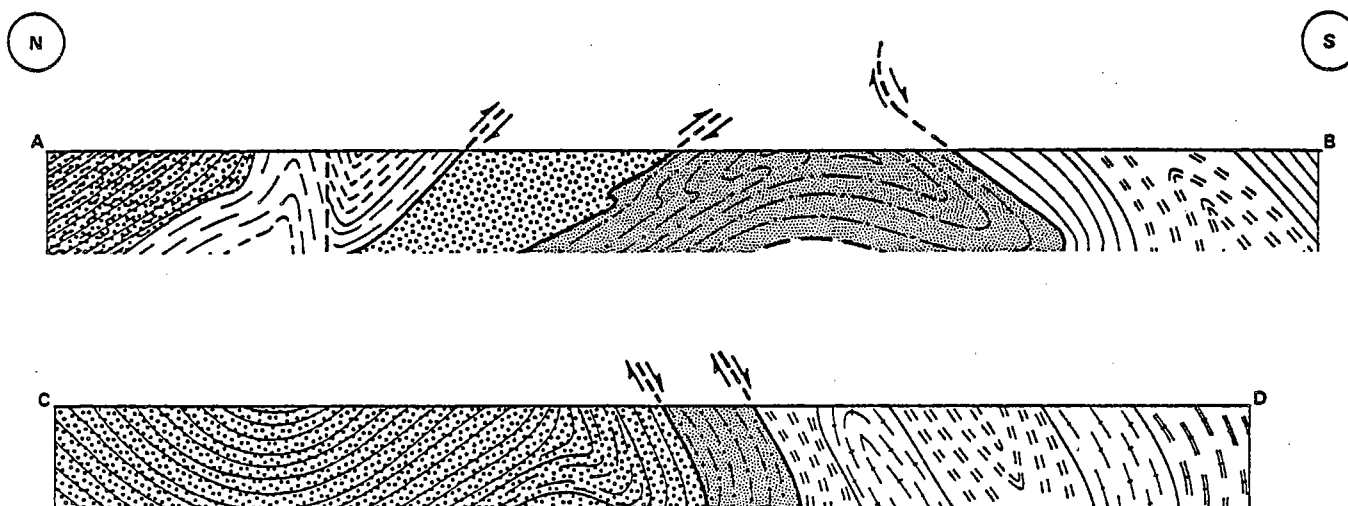
INTRODUCTION

Les différents groupes lithologiques ayant été définis dans la deuxième partie, ainsi que l'évolution métamorphique caractérisant chacun d'eux, la troisième partie se propose de faire une étude géométrique et chronologique des structures associées à cette évolution; elle comporte trois chapitres :

Les chapitres I et II se consacrent à l'analyse géométrique et cinématique des structures mésoscopiques, respectivement dans les domaines épimétamorphiques (Groupe des schistes verts et des micaschistes), et dans le domaine profond (gneiss et amphibolites).

Le chapitre III s'attache à préciser les relations chronologiques entre le métamorphisme et les phases de la déformation.

Afin de permettre une situation rapide des différents groupes évoqués au cours de ces chapitres, il est proposé ci-dessous deux coupes sérieées AB et CD du domaine étudié.



Schistes verts et mica-
schistes

-  - schistes verts indifférenciés
-  - schistes albitiques et sériciteux
-  - amphibolites à albites
-  - micaschistes rubannés

Groupe de Bantadjé
(GR.A.)

-  - amphibolites à Ep.
-  - leptynites

Groupe de Géri (GR.B.)

-  - gneiss indifférenciés
-  - amphibolites indifférenciées

0 4 Km

Groupe de Demsa (GR.C.)

-  - gneiss et amphibolites indifférenciés
- Migmatites
-  - stromatites et agmatites
-  - nébulites

CHAPITRE I

ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LES SCHISTES VERTS ET LES MICASCHISTES

I - LA DEFORMATION D_1 A - LES PLIS P_1

Les plis P_1 sont rarement observés dans ce groupe. Leur mise en évidence a été possible sur trois affleurements de schistes rubannés et de micaschistes rubannés où la présence d'un litage transposé originel S_0 respectivement défini par l'alternance de lits épidotiques et chloriteux, ou par des variations de composition lithologique souligne le profil de ces plis.

Bien que l'interférence avec le boudinage soit importante, les caractères géométriques des plis P_1 peuvent être définis; ils sont isoclinaux avec une schistosité de flux plan axial porteuse d'une linéation d'étirement L_1 subparallèle à leur direction axiale courbe (Fig. 43a).

Ailleurs, la lithologie est plus ou moins uniforme à l'échelle de l'affleurement et ne permet pas l'observation des plis P_1 ; exceptionnellement ceux-ci sont marqués par la présence de niveaux calcitiques fins dont l'altération relativement plus avancée par rapport aux niveaux chloriteux met en évidence des interfaces lithologiques initiales S_0 (Fig. 43c); mais en général, la déformation paraît "homogène" et s'exprime uniquement par le développement de la schistosité S_1/S_0 et de la linéation d'étirement L_1 associée.

B - LES STRUCTURES PLANAIRES ET LINEAIRES

1 - La schistosité

La schistosité est marquée par la disposition planaire des minéraux : chlorite et amphibole dans les roches de composition intermédiaire et basique; micas blancs (muscovite et paragonite) dans les roches acides, ou biotite dans les micaschistes.

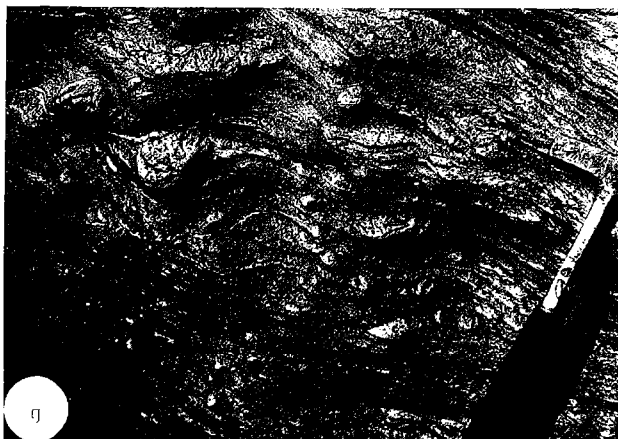
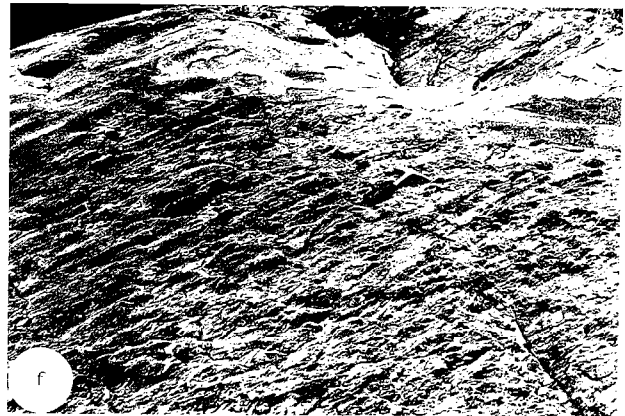
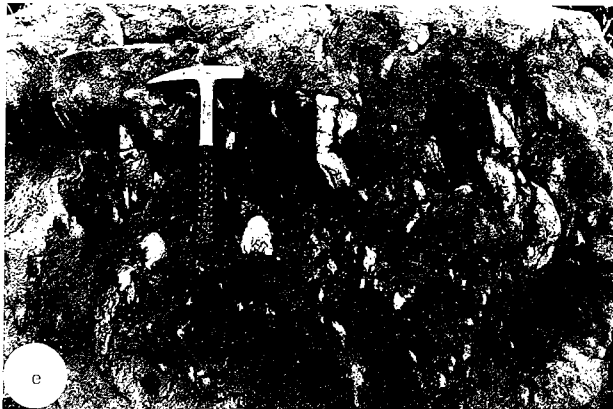
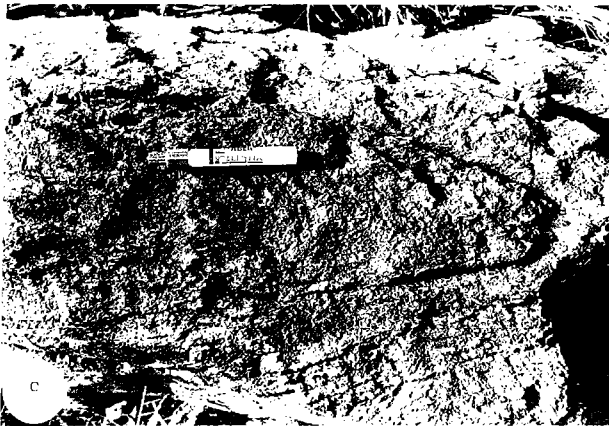
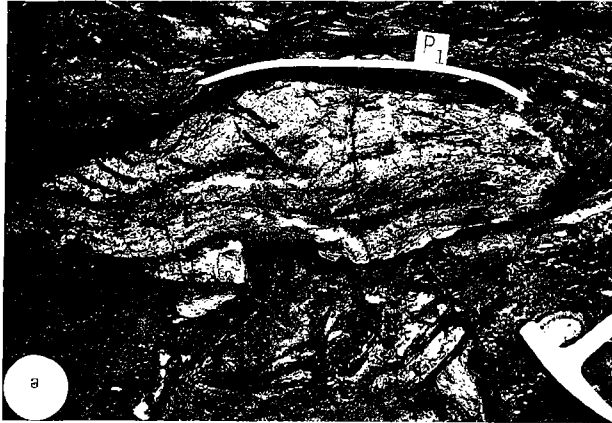
L'étude de l'évolution microstructurale dans les schistes sériciteux, les metabasites et les amphibolites à albite met clairement en évidence le caractère mylonitique de la foliation dans ce groupe.

Fig. 43 - Structures D₁

- a) Charnière boudinée dans les schistes "conglomératiques" (section proche de XZ, plan subhorizontal).
- b) Aspect général des schistes "conglomératiques" dans une section proche de XY. Onnote la présence de charnières isolées en amandes à surface déprimée.
- c) Pli P₁ souligné par des interfaces de dissolution d₀ à la présence d'un litage calcitique S₀ (lithologie de type homogène).
- d) aspect macroscopique des linéations d'agrégats de quartz dans les schistes séricitochloriteux.

Linéations de rods.

- e et g) rods épidotiques,
 - e) section proche de XY
 - g) section proche de YZ.
- f et h) géométrie des étirements de volcanoclastites
 - f) section proche de XY,
 - h) section proche de YZ.



a - Les séricitoschistes

Le développement des microstructures permet de suivre l'évolution de ces schistes à partir de deux types lithologiques originels : des rhyolites porphyriques (Fig. 44b) et des microgranites (Fig. 44a); les principales étapes de la mylonitisation peuvent en effet être observées à partir de ces types lithologiques peu déformés (orthogneiss) jusqu'aux ultramylonites (phyllonites ou séricitoschistes "actuels"):

Le stade orthogneissique (Fig. 44a et b) : la texture porphyrique des rhyolites est pratiquement intacte de toute déformation; les phénocristaux de quartz et de feldspaths sont globalement peu déformés à l'exception de quelques clastes transformés en sous-grains. Les microgranites présentent des bandes de cisaillement (plan C) et une S_1 oblique à C, définie par des micas blancs associés à des néograins fins de quartz et d'albite; cette association est celle des schistes sériciteux. Le passage de la roche originelle à la bande s'accompagne d'une forte réduction de la taille du grain (Fig. 44a); celle-ci passe initialement de 1 mm et plus à 0,1 - 0,2 mm à l'intérieur de ces bandes.

Les stades protomylonitique et mylonitique (Fig. 44c). A ces stades, les clastes (quartz et albite primaires) montrent des textures en mortier et se transforment en néograins définissant des rubans polycristallins à l'intérieur de la matrice initiale plus fine qui tend également à se disposer en rubans; la présence d'une alternance de deux types de rubans de quartz à texture fine et plus grossière représente ici un critère fiable permettant de reconnaître l'origine rhyolitique ou le cas échéant l'origine microgranitique des phyllonites.

Les rubans formés de grains relativement plus grossiers ont une origine dynamique et le pourcentage de matrice par rapport au stade précédent peut directement être déterminé à partir de ces rubans; celui-ci est nettement supérieur à 50 %.

Le stade ultramylonitique (Fig. 44d) est marqué par la disparition quasi totale des clastes. Le pourcentage de matrice est de 100 %, le grain moyen de la roche atteint 0,1 mm.

b - Les metabasites

Une évolution comparable à celle des séricitoschistes peut être mise en évidence dans les metabasites à texture originellement porphyrique. Celle-ci est en effet localement conservée (Fig. 44c).

Le stade orthomagmatique montre la présence de phénocristaux automorphes d'amphiboles rétro-morphiques et de fines lattes de plagioclase baignant dans une matrice très fine épidotique (Fig. 44e), et exempte de toute déformation.

Le stade mylonitique (Fig. 44f, 47a) est marqué par la déformation et la désagrégation en fines aiguilles des phénocristaux primaires, et l'acquisition d'une orientation préférentielle de la matrice initiale et des aiguilles d'amphiboles néoformées.

c - Les amphibolites à albite montrent bien le mécanisme de l'apparition d'une texture lépidoblastique dans (cf. 2) les roches à amphiboles.

2 - Les linéations L_1

a - Les linéations d'étirement

A l'échelle mésostructurale, les roches présentant les linéations les mieux exprimées sont les schistes sériciteux, séricitochloriteux et les amphibolites à albite, les autres types lithologiques étant généralement massifs en raison de leur composition minéralogique à épidote et calcite prédominantes.

* Les schistes sériciteux et séricitochloriteux. Les étirements sont définis par l'allongement des agrégats de quartz, les cristallisations des zones abritées et des fentes de tension.

Les agrégats de quartz. La linéation L_1 est surtout marquée par les étirements d'agrégats de quartz; leur déformation intense donne une structure linéoplaire (Flinn, 1962) à la roche (Fig. 43d). Une observation tridimensionnelle dans les plans XZ et ZY de l'ellipsoïde de déformation finie, montre au microscope que cette structure linéoplaire résulte de la morphologie tubulaire des rubans de quartz (Fig. 44c et g); cette morphologie est compatible avec l'étirement des clastes préexistants et leur désagrégation mécanique en néograins parallèlement à la direction d'extension finie.

Les cristallisations en zones abritées. La linéation due aux cristallisations en zones abritées (Choukroune, 1971; Durney et Ramsay, 1973) est peu apparente sur le terrain. Elle est marquée par la croissance de fibres de quartz ou de chlorite autour des cristaux de magnétite (Fig. 44h); le faible développement régional de ces linéations s'explique par des processus de pression-solution qui accompagnent les phases de crénulation tardives (Gray, 1979) (cf. D_2).

Les fentes de tension. Les cristallisations fibreuses du quartz à l'intérieur des fentes de tension sont peu courantes; cependant lorsqu'elles existent, leur extension est contenue dans le plan de déformation principale S_1 (Fig. 45a), parallèlement à la direction X d'extension finie. L'incidence normale de la fente sur S_1 et l'absence de forme caractéristique courbe des fibres (Durney et Ramsay, 1973) montrent que ces fentes se forment probablement en régime coaxial à la fin du cisaillement.

* Les amphibolites à albite. La forme aciculaire des amphiboles confère à ces amphibolites une structure linéaire ou linéoplaire suivant l'intensité de la déformation subie; le mode d'acquisition de cette structure n'est pas dû à une cristallisation originelle en aiguilles des amphiboles, mais bien à la déformation des clastes préexistants; les relations clastes-aiguilles (Fig. 45e) montrent en effet qu'au delà d'un certain seuil d'extension, le comportement des amphiboles est susceptible de varier; de purement fragile (microboudinage) à ductile (étirement puis débit parallèle à l'axe C). Il est probable que des facteurs externes tels la température, la nature et le grain de la matrice, ou la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) aient un rôle déterminant sur ce comportement.

Fig. 44

Evolution de la schistosité dans les séricitochloritoschistes

a et b) stades orthogneissiques

a) microgranites : plans C et S recoupent la texture microgrenue originelle et donnent naissance à une bande de séricitoschiste.

b) rhyolite à texture porphyrique montrant la granulation d'anciens phénocristaux de quartz et de feldspath.

c) stade mylonitique montrant la granulation avancée d'anciens phénocristaux (= clastes) et leur étirement dans le plan de foliation parallèlement à L_1 ; les néograins déterminent des rubans grossiers par rapport aux rubans formés par la matrice originelle (section XZ).

d) Stade mylonitique marqué par l'absence totale de clastes (100 % de matrice; section XZ).

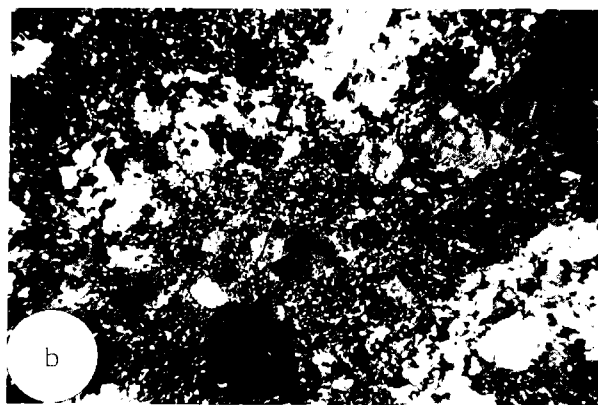
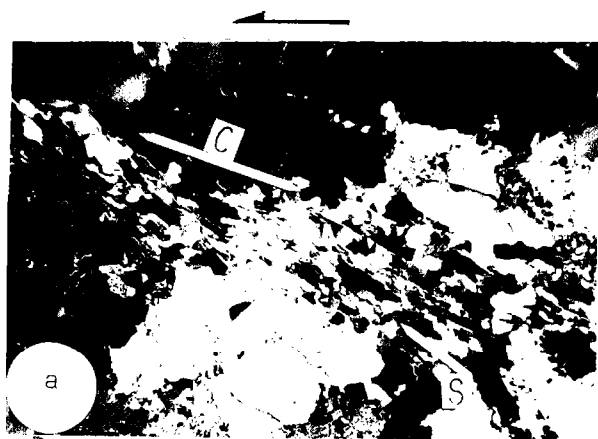
Mylonitisation des metabasites

e) Stade non déformé montrant une texture porphyrique originelle formée de phénocristaux d'amphiboles rétro-morphiques.

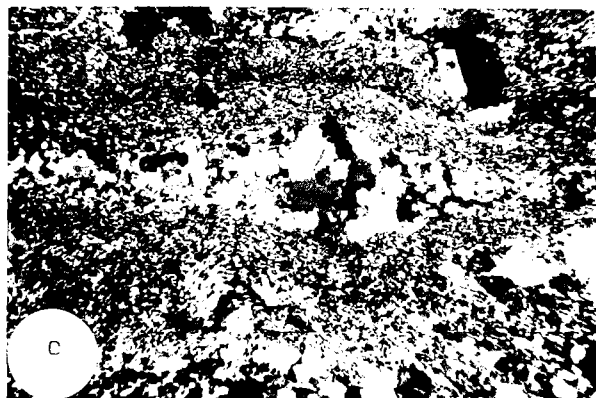
f) Stade ultramylonitique avec 100 % de matrice composée d'aiguilles d'amphiboles, épidote et albite (section XZ).

g) Morphologie des linéations L_1 formées d'agrégats de quartz (section YZ)

h) Quartz et chlorite syn- S_1 autour des cristaux de magnétite (section XZ).



0.5 mm



1 mm

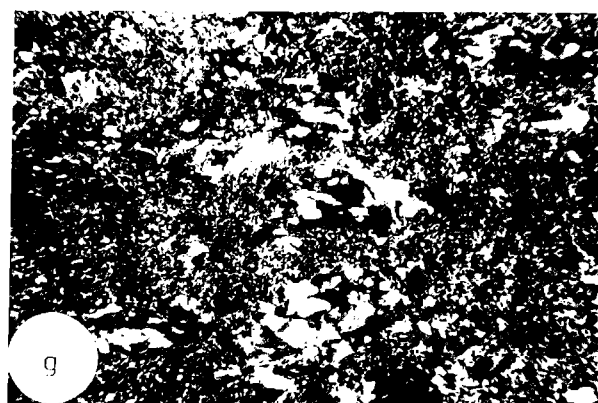
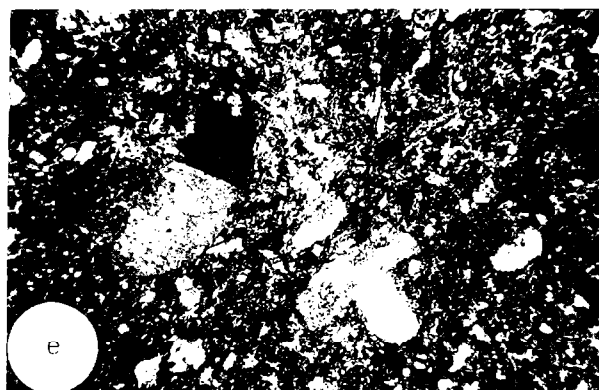
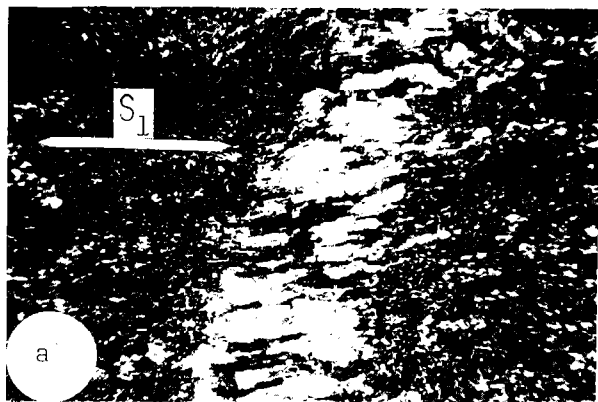


Fig. 45

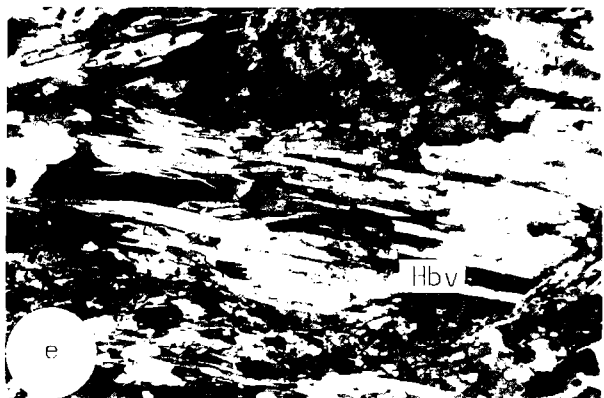
- a) Fente de tension dans les schistes épidotiques montrant le parallélisme entre l'allongement des fibres de quartz et la trace du plan de foliation S_1 (section XZ).
- b) Plan C' dans les chloritoschistes indiquant un cisaillement dextre (section XZ).
- c) Schistosité de crénulation S_2 dans les niveaux grésopélitiques; S_2 évolue de la fracture dans le lit pélitique à la crénulation dans l'interface grès-pélite où elle se réfracte et s'amortit dans le lit gréseux.
- d) S_2 (stade de la fracture) dans les niveaux pélitiques fins (N de Bantadjé).
- e) Terminaison aciculaire d'une amphibole clastique montrant la désagrégation de celle-ci pendant la déformation (amphibolite à albite; section XZ).
- f) Structure linéaire des amphibolites dans les stades mylonitiques; on note l'absence totale de clastes (section XZ) (Gr de Demsa).
- g) Stade protomylonitique dans les leptynites : les cristaux perthitiques déterminent des clastes entourés par une matrice peu abondante (N de Bantadjé).
- h) Stade mylonitique caractérisé par l'absence totale de claste, la présence de rubans de quartz et 100 % de matrice néoformée (N de Bantadjé).



1mm



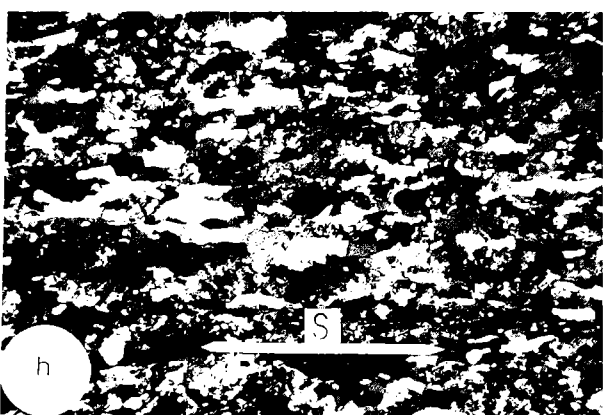
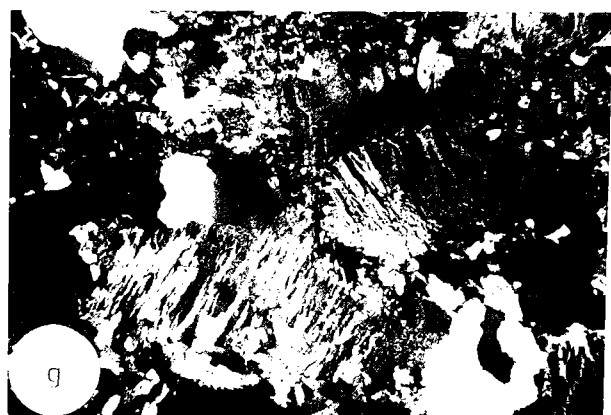
0.5 mm



0.5 mm



0.5 mm



1mm

b - Les rods et les boudins

Les rods sont classiquement définis comme des agrégats très étirés de composition essentiellement monominérale (Wilson, 1953; Hobbs et al., 1976); ils sont surtout connus sous la forme d'agrégats de quartz.

Dans les schistes séricitochloriteux de Poli, les rods sont essentiellement de composition épidotique; leur allongement définit une linéation (Fig. 43e,g). L'étude morphologique des rods montre que ceux-ci sont boudinés perpendiculairement à leur allongement et forment des corps cylindriques ou amygdalaires isolés dans la matrice schisteuse (Fig. 43a,b). Les amandes affectent couramment une forme plissée (Fig. 43a) ou déprimée qui indique une morphologie interne creuse (Fig. 43b); il s'agit donc des plis synschisteux boudinés.

En effet, la position des plis par rapport aux boudins semble être un excellent critère pour définir les relations chronologiques entre plissement et boudinage (Fig. 46a et b) :

Si les plis se forment préférentiellement au niveau des pincements, le boudinage précède le plissement (Ramsay, 1967; Cosgrove, 1980); on a des boudins plissés (Fig. 46a).

Si au contraire les plis se localisent uniquement dans la zone axiale des boudins (ou zones renflées), alors le boudinage est synchrone du plissement ou postérieur à celui-ci; on parle de plis boudinés (Fig. 46b).

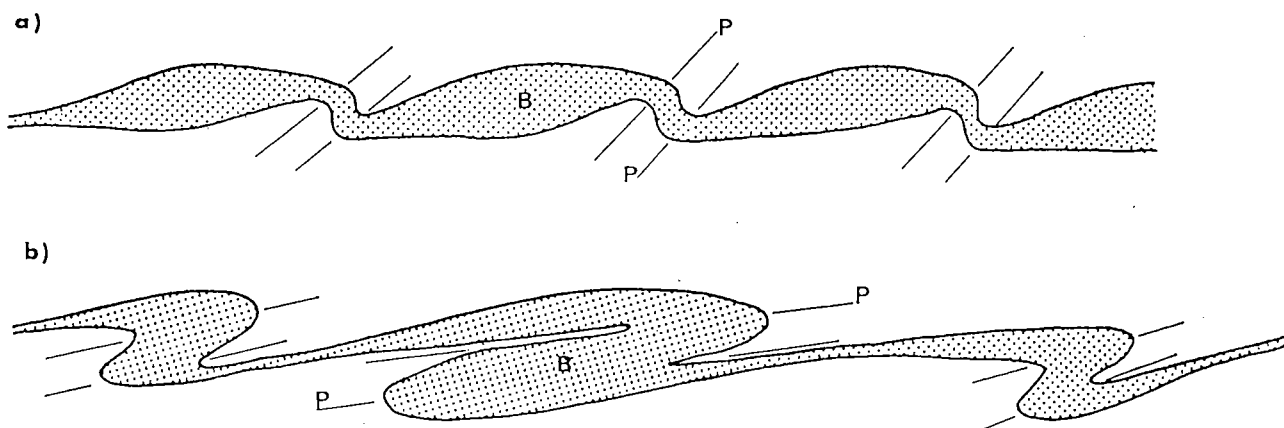


Fig. 46 - Relations chronologiques entre plis et boudins.

a) boudins plissés.

b) plis boudinés.

La double extension subie par les niveaux épidotiques plissés (extension perpendiculaire et parallèle aux axes des plis), montre qu'une forte composante d'aplatissement accompagne ou succède au plissement synschisteux et provoque la formation des schistes pseudoconglomératiques.

c - Les étirements de volcanoclastiques

L'absence de différence de composition qualitative entre les "pseudogalets" et la "matrice" des micaschistes "conglomératiques" permet de proposer une origine volcanoclastique à ces roches. Sur la figure 43h, la séquence lithologique observée montre de bas en haut:

- un niveau tufacé grossier à volcanoclastites,
- un niveau massif fin probablement effusif,
- un début de tufs à éléments plus fins.

Certains niveaux présentent des figures de granoclasement.

Les étirements de volcanoclastites sont spectaculaires; leur morphologie tridimensionnelle (Fig. 43f,h) est cylindrique et se rapproche de celles des agrégats de quartz dans les séricitoschistes. Cette morphologie cylindrique et l'orientation préférentielle remarquable qui la caractérise à l'échelle de l'affleurement montre que cette géométrie résulte de la déformation des volcanoclastites dont les formes initiales probablement anguleuses ont subi des changements au cours de la déformation.

La forme finale en cigare acquise par ces volcanoclastites peut permettre de qualifier avec toutefois beaucoup de réserve, l'ellipsoïde de déformation finie à l'échelle de cet affleurement (Flinn, 1962).

C - CRITERES DE DEFORMATION NON COAXIALE ET SENS DE CISAILLEMENT

Les critères structuraux qui permettent de définir le caractère non coaxial du régime de la déformation dans les domaines orogéniques sont :

- les bandes de cisaillement (Berthé et al., op. cit.),
- les rotations de plans (Brun, 1978) ou de porphyroblastes syncinématiques (Spry, 1963, Schoneveld, 1977; Powell et Vernon, 1979, etc...),
- les fabriques de minéraux (Bouchez et Pécher, 1976) ou la géométrie des zones abritées (Choukroune, 1971).

Les plans C et C' (Fig. 47a,c,d,e).

Ces plans sont caractérisés par des bandes étroites marquées par une discontinuité de la schistosité, ou simplement par une inflexion oblique de celle-ci par rapport à son orientation générale (Fig. 45b); le sens de l'inclinaison du plan de discontinuité et celui de l'entraînement des plans S_1 indiquent le sens du cisaillement.

La géométrie des zones abritées

Celles-ci sont peu courantes pour les raisons déjà évoquées (cf. a). Cependant on trouve des cristallisations fibreuses courbes qui indiquent le sens du déplacement relatif (Fig. 47b).

Les rotations

La croissance tardive des porphyroblastes d'albite (Fig. 47f, dans les amphibolites albitiques) enregistre les derniers incréments de la déformation par l'incorporation d'une

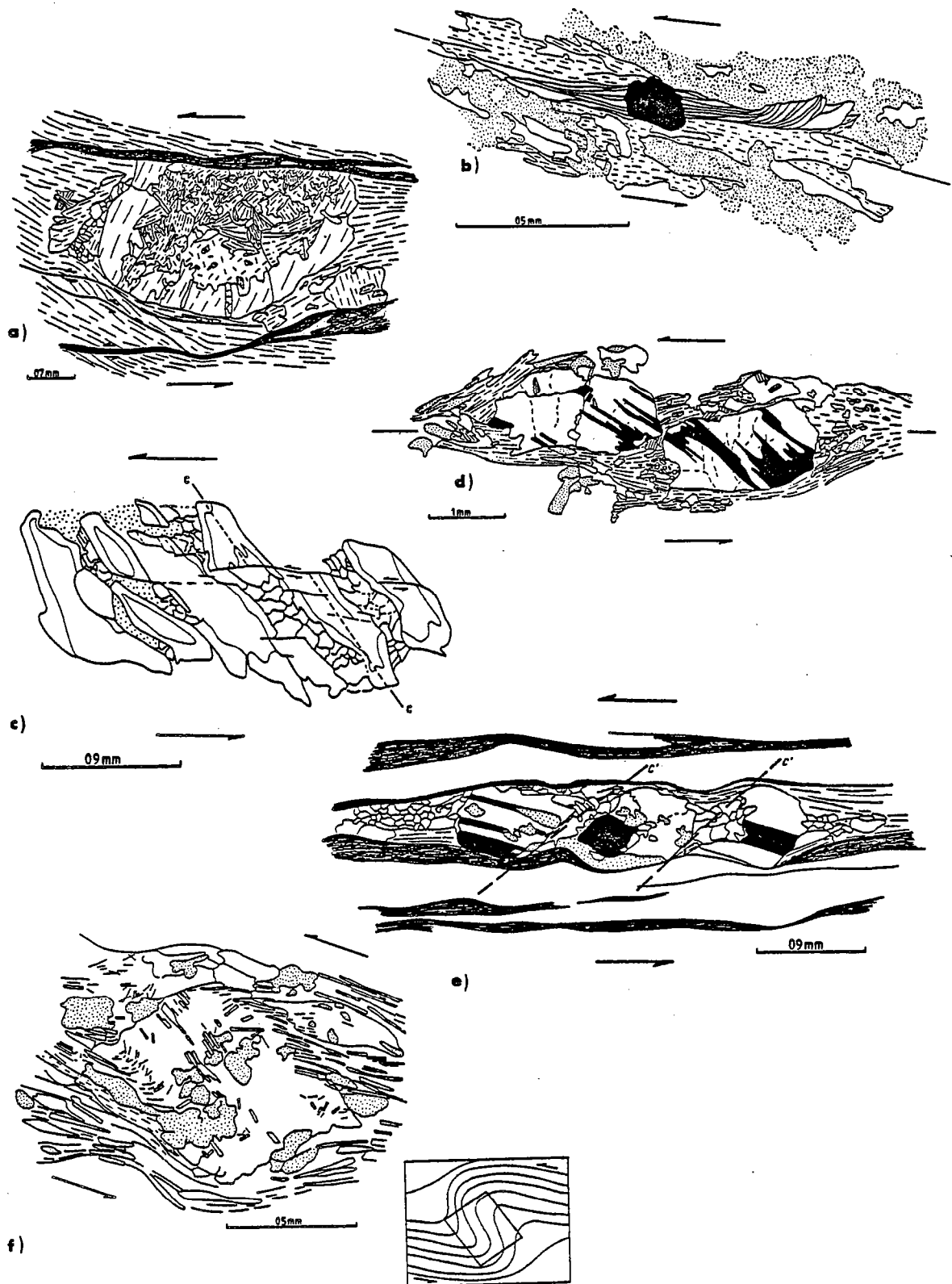


Fig. 47 - Critère de déformation non coaxiale dans les schistes verts (Section XZ)

- a) microcisaillements senestres affectant une amphibole rétrotransformée en chlorite et scapolite (métabasites).
- b) fibres de quartz en crochets autour des cristaux de magnétite (séricitochloritoschiste).
- c) rotation et éclatement parallèlement à l'axe C des amphiboles affectées par des cisaillements senestres (schistes amphiboliques).
- d) décrochement affectant des cristaux d'albite parallèlement à S_1 (schistes albitiques).
- e) granulation affectant un cristal albite suivant des plans C' (schistes albitiques).
- f) recristallisation syncinématique tardive de porphyroblastes d'albite dans les amphibolites albitiques.

"Si" marquée par l'orientation préférentielle des amphiboles aciculaires; la rotation relative de "Si" par rapport à "Se" indique le sens du déplacement relatif parallèlement à S_1 . La rotation est également mise en évidence par les relations fentes de tension et microcisaillement dans les amphiboles (Fig. 47c) : certaines amphiboles présentent en effet des fentes de remplissage de quartz parallèlement à l'axe C du minéral; ces fentes sont recoupées par des microcisaillements obliques à angle fort (Fig. 47c) sur cet axe; étant donné que l'ouverture des fentes se fait parallèlement à la direction de raccourcissement, l'orientation de celles-ci est incompatible avec le sens indiqué par les cisaillements qui leur sont associés (Fig. 47c). Cette incompatibilité apparente peut s'expliquer par la rotation de ces fentes (et de l'axe C de l'amphibole) au cours de la déformation progressive postérieurement à leur formation; le glissement relatif des parties situées de part et d'autre de la fente s'opérant en sens inverse au cisaillement général (Fig. 47c) selon le modèle proposé par Etchecopar (1974).

La fabrique du quartz

Dans les schistes à quartz (séricitoschistes et séricitochloritoschistes) la présence d'une fabrique de forme oblique sur S_1 des sous-grains de quartz formant les rubans est fréquente; celle-ci représente la direction d'extension incrémentale au cours de la déformation principale et indique le sens du cisaillement (Fig. 48). Les bandes de pliages dans le plan XZ sont généralement obliques dans le même sens que l'allongement des sous-grains, tandis que dans le plan ZY, cette obliquité montre souvent des sens opposés.

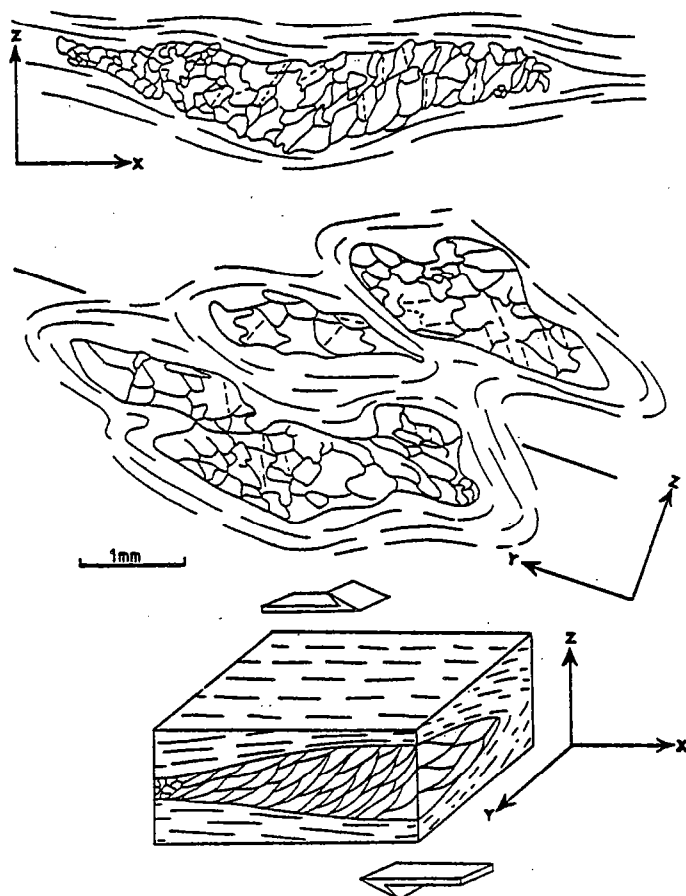


Fig. 48 - Géométrie des agrégats de quartz montrant leur forme linéaire, et la fabrique de forme du quartz; les tiretés indiquent les bandes de pliage.

Fig. 49

Structures D_2 et D_3 Relations P_2 et L_1

b et d) Plissement des linéations L_1 par les plis P_2 (schistes sériciteux et séricitochloriteux); les linéations L_1 font un angle faible avec la direction axiale des plis (plans verticaux).

Géométrie des plis P_2

a, b, d) plis à déversement Sud au Nord de Penti (a et d) et au NE de Singba (b) (plans verticaux).

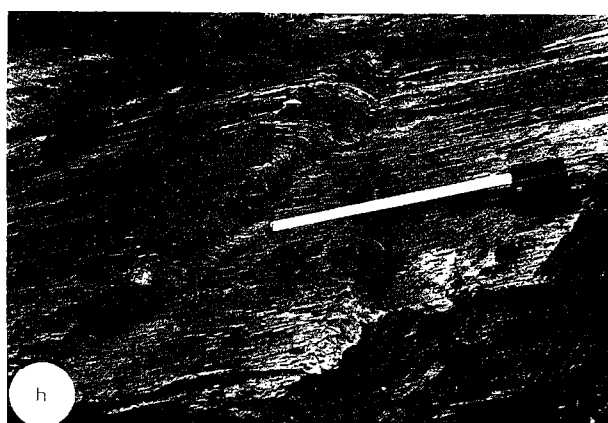
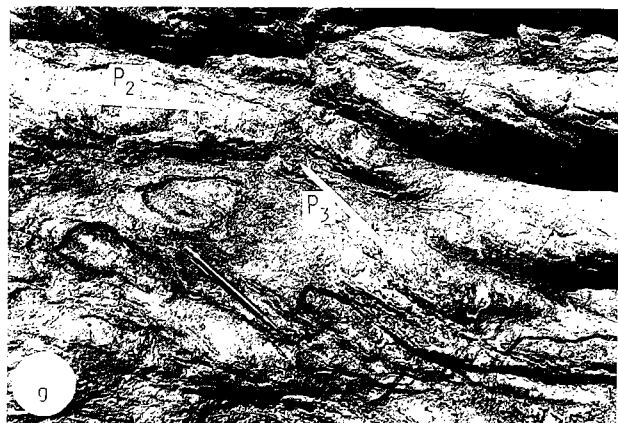
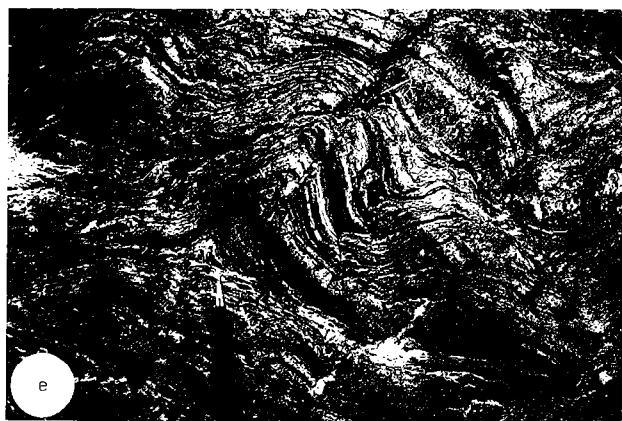
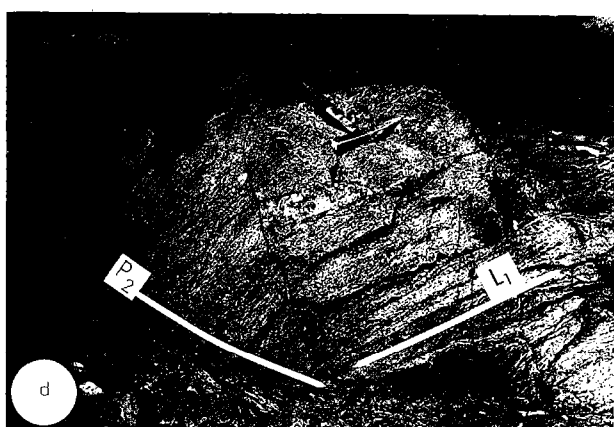
c) pli droit dans les micaschistes rubannés au NW de Bantadjé (plan vertical).

e) pli disharmonique P_2 (NE de Singba) : on note l'amorce d'une asymétrie dextre consécutive à un cisaillement parallèle à la foliation.

f) homoaxialité entre axes B_2 et crénules C_2 (NE de Singba).

g) interférence P_2/P_3 (N de Penti).

h) kinks conjugués dans les schistes sériciteux (SW de Singba).



II - LA DEFORMATION D_2 A - LES PLIS P_2

1 - Caractères géométriques

La morphologie des plis P_2 est généralement en M avec des charnières déformant une surface antérieure S_0/S_1 (Fig. 49a). Leurs profils s'apparentent à ceux des plis de classe 1C et 2 (Fig. 50), les charnières sont légèrement courbes sur certains affleurements (Fig. 49d) et la présence de disharmonies locales (Fig. 49a) semble indiquer qu'ils se forment par entraînement (Ramberg, 1963) parallèlement à la foliation.

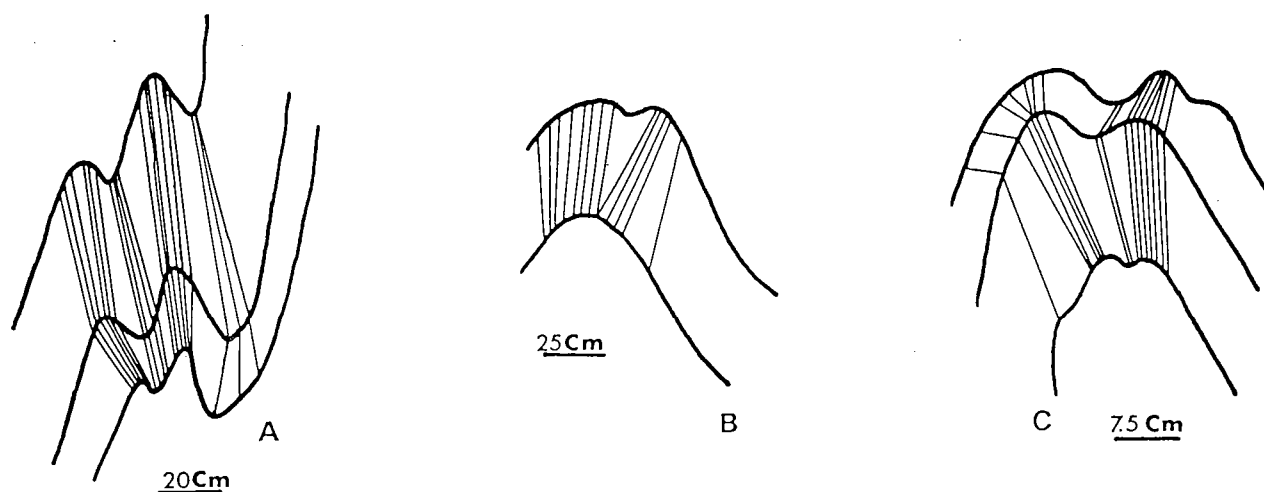


Fig. 50 - Profils d'isogones des plis P_2 ; ces plis sont du type semblable.

2 - Symétrie et orientation régionale

Dans les schistes verts, les plis P_2 sont essentiellement des plis à plan axial subhorizontal. Dans le domaine compris entre Bourtol au Sud et Gompou au Nord, ces plis présentent soit des déversements vers le Sud, soit des déversements vers le Nord; la répartition cartographique des axes de ces plis et de leurs assymétries montrent l'existence de deux sous-domaines à déversements opposés : un sous domaine Ouest avec des plis P_2 déversés vers le Nord et un sous-domaine Est avec des plis P_2 , déversés vers le Sud (Fig. 51); on note également la régularité des directions ($N 60^\circ$) et des plongements des axes de ces plis (~ 10 à 25° vers l'Ouest) en dehors des zones de décrochement. La position de ces deux sous-domaines par rapport à la trace régionale plissée de la foliation S_0/S_1 est compatible avec l'existence régionale d'un pli déversé vers le Nord et dont l'axe plonge de 0° à 25° vers l'Ouest (Fig. 52). Le profil régional de ce pli montre que la trace (régionale) de la foliation est de moins en moins plissée vers le Sud à l'intrados du pli (Fig. 52). Cette morphologie est analogue à celle de certains plis P_2 à petite échelle (Fig. 49e) et de même génération et est compatible avec l'existence d'un décollement à l'échelle régionale pendant la phase D_2 (Fig. 53; coupe AB et CD).

L'existence régionale de décrochements dextres semble montrer qu'un cisaillement régional de même sens accompagne cette phase de plissement.

En dehors de ce domaine, des plis P_2 à plan axial vertical existent localement dans les micaschistes rubannés (Fig. 49c).

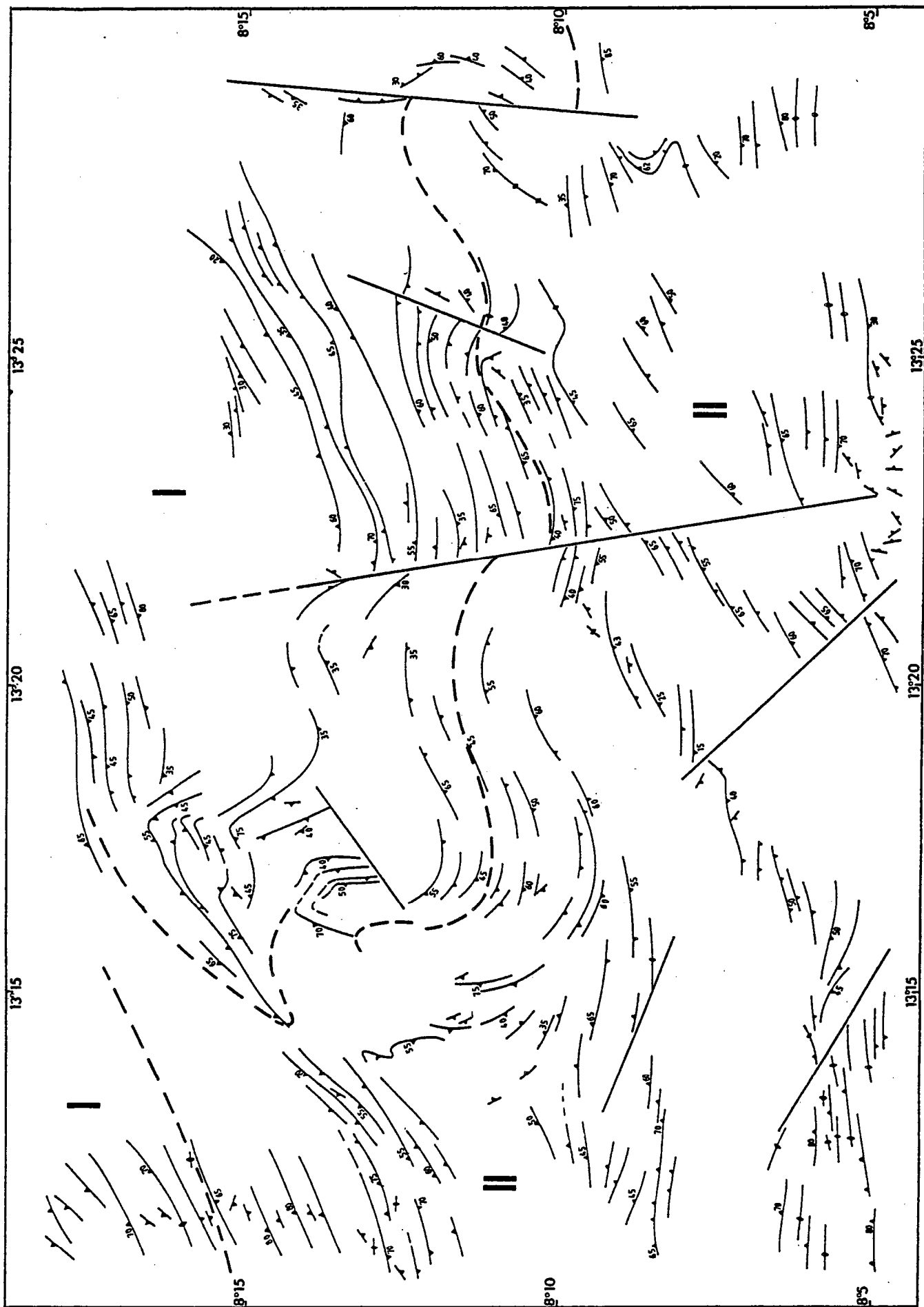


Fig. 52 - Traces régionales des plans de foliation :
 - schistes verts et mica-schistes (domaines I) : S_0/S_1 ; - gneiss et amphibolites (domaine II) : $S_0/S_1/S_2$.

Fig. 51 - Carte des plis P_2 et P_3 .
 - schistes verts et micaschistes (domaines I) : orientation des plis P_2 ;
 - gneiss et amphibolites (domaine II) : orientation des plis P_3 .

Légende

* stéréogrammes (hémisphère inférieur du canevas de Wulf)

• crénulations

— axes P_2

* orientations et symétries des plis mésostructuraux

↗ plis P_2 déversés vers le N

↘ plis P_2 déversés vers le S

↔ plis P_2 ou P_3 à axe horizontaux

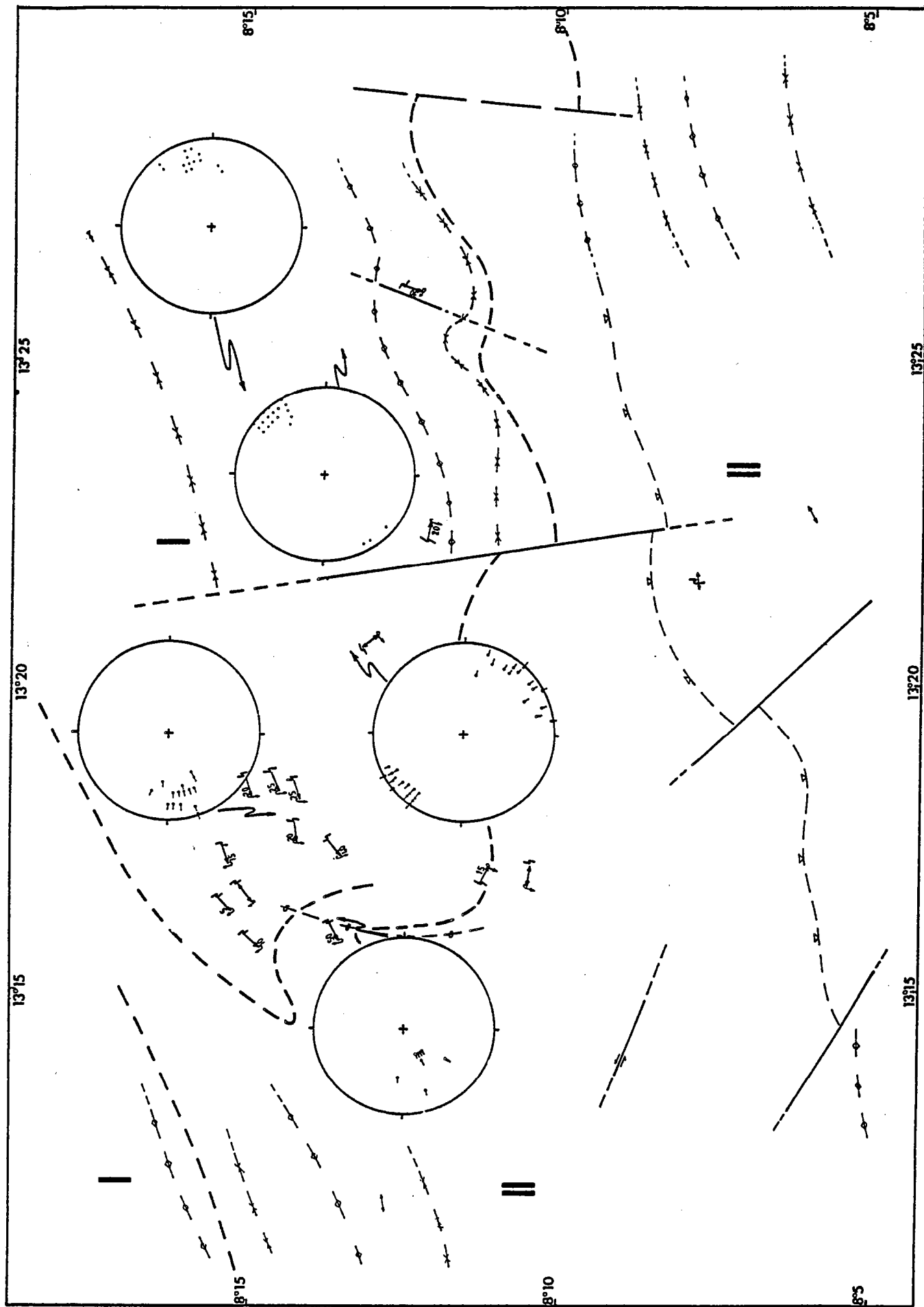
* antiformes et synformes régionaux

↗ synformes

↘ antiformes

↗ antiformes déversés

— failles et décrochements.



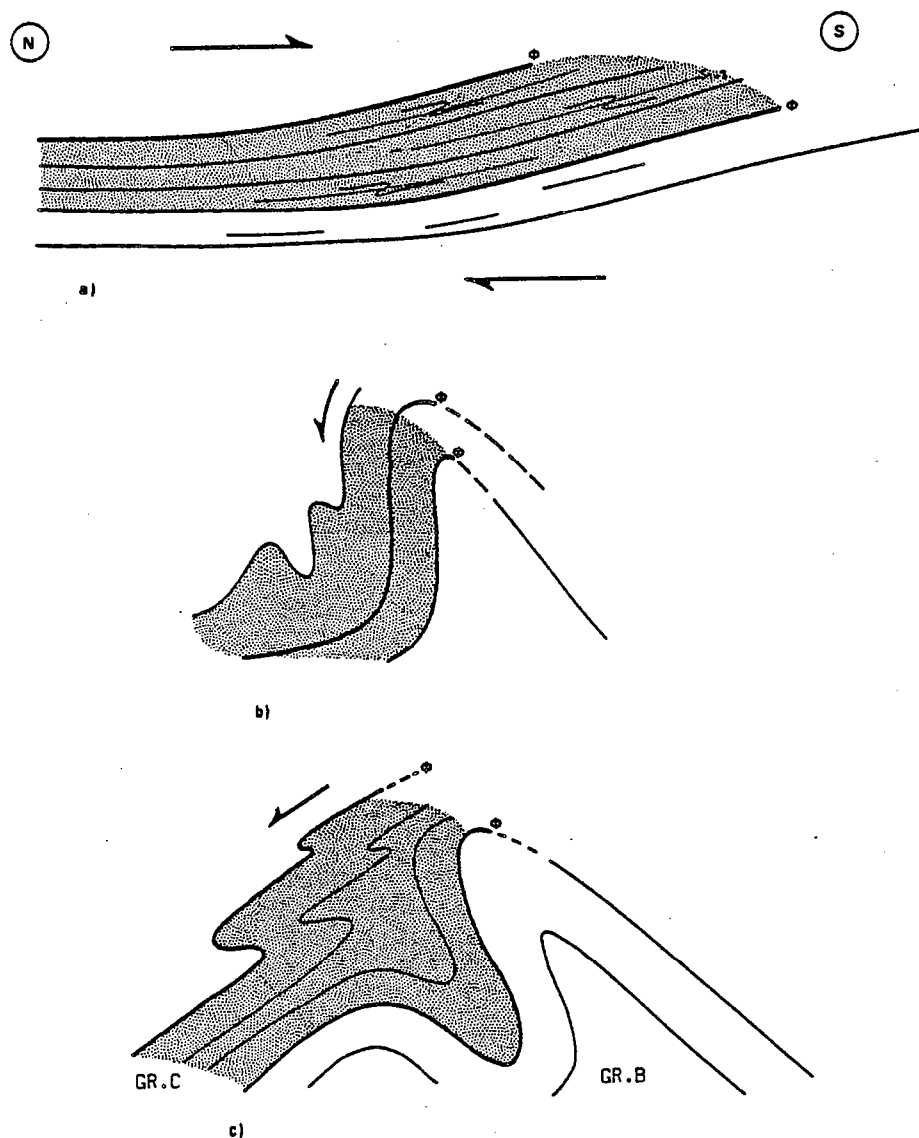


Fig. 53 - Séquences structurales montrant le plissement des structures de phase D1 par les plis P2 et le décollement des schistes verts (en grisé) sur les flancs inverses des antiformes régionaux.

a) structures de phase D1.

b et c) évolution des antiformes P2.

3 - Plis P_2 et linéations L_1

L'observation des charnières des plis P_2 montre que les linéations L_1 sont plissées par celles-ci (Fig. 49b,d). L'étude des relations géométriques entre ces plis P_2 et les linéations précoces L_1 à l'échelle mésoscopique et régionale montre que celles-ci sont dispersées dans un plan incliné ($\alpha = 70^\circ$) et oblique par rapport aux axes des plis P_2

(Fig. 54). Une telle dispersion planaire des linéations précoces par des plis ultérieurs montre que ces derniers sont de type semblable (Ramsay, 1967). Compte tenu du faible plongement initial probable de ces linéations, la direction de leur plan de dispersion par les plis P_2 est proche de leur direction initiale avant la formation de ces plis.

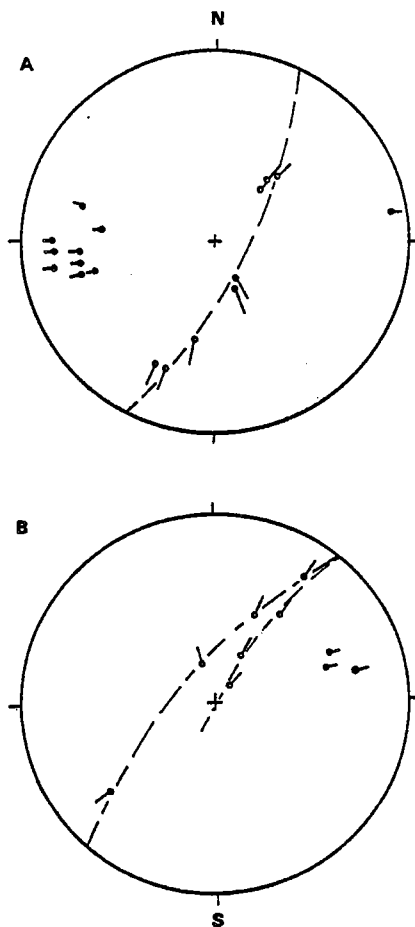


Fig. 54 - Stéréogrammes montrant les relations géométriques entre L_1 et les axes de plis P_2 (cercles pleins),

A - dans les micaschistes rubannés (N de Bantadjé)

B - schistes sériciteux (NE de Singba)
(canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

A l'échelle régionale et des mégastructures, l'étude de cette relation dans chaque domaine affecté par un mégapli P_2 montre que les linéations précoces L_1 avaient une direction proche de NS avant leur plissement (Fig. 55, stéréogrammes A et B). Les plans de dispersion qui sont également des plans de mouvement pendant la déformation D_2 plongent de 50 à 60° vers l'Ouest.

B - LES LINEATIONS L_2

Généralement, les plis P_2 ne développent pas de schistosité; on note localement la présence d'une crénulation plan axial définissant une linéation de crénulation Lc_2 parallèle aux axes de plis (Fig. 49f); celle-ci s'exprime le mieux dans les matériaux possédant une anisotropie planaire très fine définie par l'abondance de minéraux phylliteux; ainsi dans les micaschistes rubannés la crénulation apparaît dans les lits pélitiques puis se réfracte et s'amortit dans les lits gréseux (Fig. 45c), elle peut même localement donner naissance à une schistosité de fracture soulignée par des minéraux opaques (Fig. 45d).

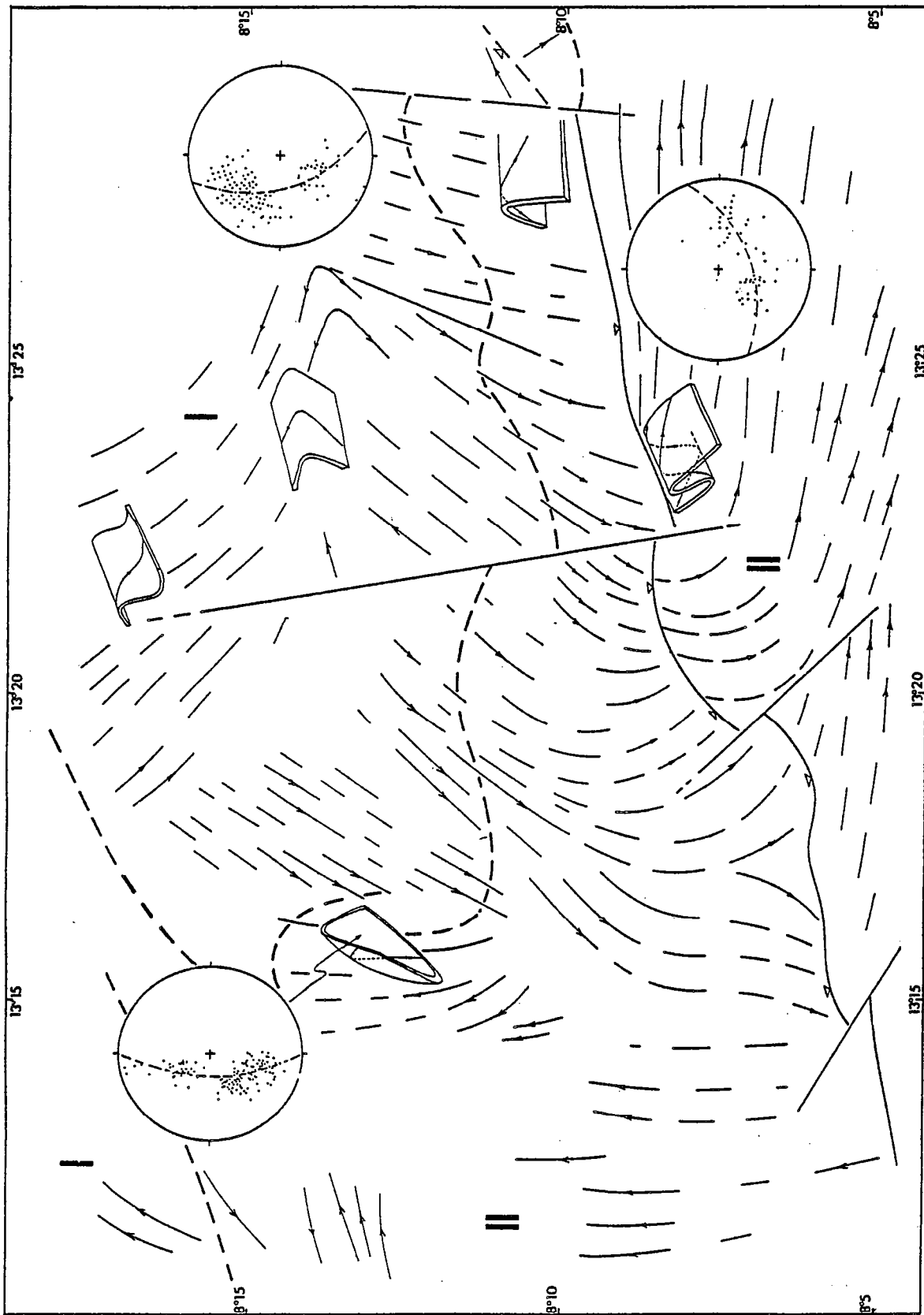


Fig. 55 - Traces régionales des lignations d'étirement :
 - schistes verts et micaschistes (domaine I) : lignations L₁ ; - gneiss et amphibolites (domaine II) : lignations L₂.
 Les stéréogrammes A et B montrent une dispersion approximative des lignations L₁ dans un plan de direction NS à NNW-SSE et à pendage Ouest.
 Le stéréogramme C montre une dispersion des lignations L₂ dans un plan de direction moyenne ENE-WSW plongeant vers le Sud. (hémisphère inférieur du canevas de Wulff) : voir commentaire dans le texte.

Dans les schistes sériciteux, une faible linéation d'étirement Le_2 marquée par la croissance des fibres de quartz autour des cristaux de magnétite peut apparaître parallèlement au plan axial des crénulations; dans ces cas, les zones d'ombre de phase D_1 tendent à disparaître (Fig. 56), les grains de quartz qui s'y trouvent prenant des formes allongées parallèlement à la nouvelle direction d'extension; ce changement de zones abritées autour des magnétites s'accompagne probablement des mécanismes de pression-solution du quartz (Gray, 1979).

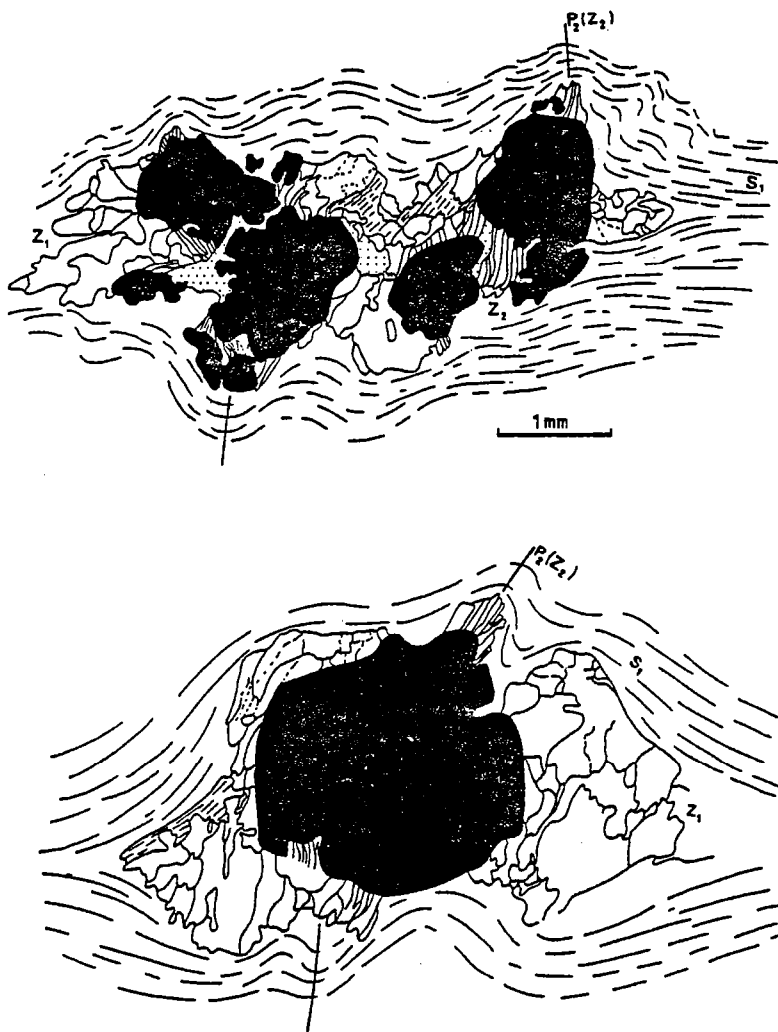


Fig. 56 - Croissances successives de quartz en zones abritées autour des cristaux de magnétites (section XZ);

Z1 : zone abritée de phase D_1 ; noter la réorientation de forme du quartz parallèlement à Z2 .

Z2 : zone abritée de phase D_2 montrant l'orientation plan axial des fibres de quartz par rapport aux crénulations P_2 .

III - LA DEFORMATION D_3

LES PLIS P_3

Localement et beaucoup moins fréquemment, une génération de plis P_3 apparaît et forme des trains de plis en M de longueur d'onde et d'amplitude variable. Les axes de ces plis sont subparallèles aux linéations d'étirement L_1 et sont parfois associés à une linéation de crénulation Lc_3 . Des interférences P_2 - P_3 sont localement observées (Fig. 49g), avec des axes $B_2 \wedge B_3$ à angle très faible (Fig. 57).

Les plis en chevrons apparaissent localement pendant les déformations D_2 et D_3 dans les matériaux très fins et préférentiellement dans les séricitoschistes (Fig. 49h).

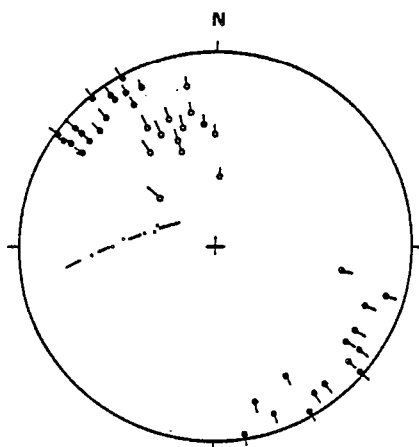


Fig. 57 - Relations géométriques entre plis P_2 (cerles pleins) et plis P_3 (cercles vides) au N de Penti. (Canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

IV - CONCLUSION SUR L'EVOLUTION STRUCTURALE DES SCHISTES ET DES MICASCHISTES

L'étude de la déformation dans les schistes verts et les micaschistes permet d'y mettre en évidence l'existence de trois phases de déformation (Tab. 10) : une phase D_1 à plis isoclinaux, schistosité subhorizontale et linéation d'étirement N-S, à laquelle succèdent les phase D_2 et D_3 replissant en antiformes et synformes les structures de la phase D_1 précédente; les plis P_2 ont un caractère disharmonique localement marqué et sont accompagnés de décollements à l'échelle régionale.

Phases de déformation	Direction axiale des plis	Structures mésoscopiques	Structures régionales
D1	NS à NNW - SSE	- $S_1//S_0$ - plis en fourreau - $L_1//B_1$ - boudins et rods	- $S_1//S_0$ - plis non observés
D2	E - W à NE - SW	- plis semblables à concentriques, droits ou déversés en M - Lc_2 - S_2 atteignant localement la fracture	- synformes et antiformes orientés E - W
D3	NNW - SSE	- Plis ouverts, en M, concentriques à semblables - Lc_3 locales	- inflexions d'amplitude modérée affectant S_0/S_1 et à trace axiale proche de NS

Tableau 10 : Récapitulatif de l'évolution des structures dans les schistes verts et les micaschistes.

CHAPITRE II

ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LES GNEISS ET LES AMPHIBOLITES

I - NOMENCLATURE DES PHASES DE LA DEFORMATION

L'étude chronologique de la déformation dans les gneiss et les amphibolites de Poli révèle l'existence de deux phases de déformation pénétratives associées au métamorphisme amphibolitique; le nombre de séquences structurales observées et l'uniformité du métamorphisme associé pose un problème de nomenclature des phases de la déformation et d'interprétation de l'évolution structurale dans ce domaine. Ce problème suscite à Poli deux questions d'intérêt régional :

1°) existe-t-il dans ce domaine des structures superposées résultant d'une évolution du type polycyclique ?

2°) dans l'affirmative, est-il possible de retrouver les caractères de la déformation responsable des structures antérieures (traces régionales S et L, régime de déformation, conditions du métamorphisme...) ?

La démarche retenue pour la recherche des solutions à ce problème est de poser celui-ci en termes de déformation progressive; il s'agit alors d'examiner les compatibilités des structures superposées avec les critères d'évolution progressive de la déformation (Brun et Choukroune, 1981). Ces critères, au nombre de cinq, définissent les limites d'application du modèle de déformation progressive aux structures crustales et concernent

- les relations d'orientation des structures superposées,
- l'enregistrement de la déformation,
- les variations des conditions P et T au cours de l'élaboration des structures superposées,
- la déformation finie, et
- l'évolution des structures dans un gradient de déformation finie.

L'analyse géométrique et cinématique faite dans ce chapitre a pour but d'étudier les cas de compatibilité ou d'incompatibilité des structures superposées avec les critères

énoncés. L'objet de cette analyse est de permettre la recherche du modèle d'évolution géologique applicable au domaine orogénique étudié.

En raison du développement régional plus important des structures D_2 et du caractère relictuel des structures D_1 , il est proposé ci-après une étude conjointe de ces deux séquences structurales.

II - LES DEFORMATIONS D_1 - D_2

A - LE GROUPE DE BANTADJE

Les leptynites

Les leptynites ne présentent pas de marqueurs lithologiques permettant l'observation des plis. Le caractère hétérogène de la déformation y est mis en évidence par la présence locale d'une foliation mylonitique exprimant les variations de l'intensité de déformation (Fig. 45g et h); la linéation d'étirement y est marquée par l'allongement des rubans de quartz.

Les amphibolites à épidote. Le litage magmatique initial S_0 est marqué par l'alternance des lits montrant des variations de composition en amphibole et plagioclase ou par des injections granitiques. Son parallélisme avec le plan axial des plis isoclinaux très aplatis (Fig. 59a, b) témoigne de la transposition de ce litage originel.

L'orientation préférentielle des amphiboles est assez mal exprimée dans l'ensemble; des diagrammes représentant les rapports de forme de ces minéraux définis par leurs rapports axiaux dans le plan proche de XZ, en fonction des traces d'axes C montre le caractère peu structuré de la roche. La comparaison de cette fabrique avec celle des amphibolites à albite située à l'Est montre l'existence d'une différence d'intensité de déformation importante entre ces deux unités amphibolitiques (Fig. 58a,b). La présence proche de leur contact de plis P_2 en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1979) déformant S_0/S_1 (Fig. 59) associés à une linéation d'étirement homoaxiale Est-Ouest plongeant de 15 à 30° vers l'Est, ainsi que la présence de critères de cisaillement dextre (plan C' de Berthé et al., 1979) (Fig. 59c), montre qu'il existe un mouvement relatif entre ces deux unités amphibolitiques, associé à une déformation intense dans les amphibolites à albite.

Le boudinage local des plis P_2 (Fig. 59a) met en évidence l'existence d'une composante importante d'aplatissement au cours du plissement ou tardivement par rapport à celui-ci.

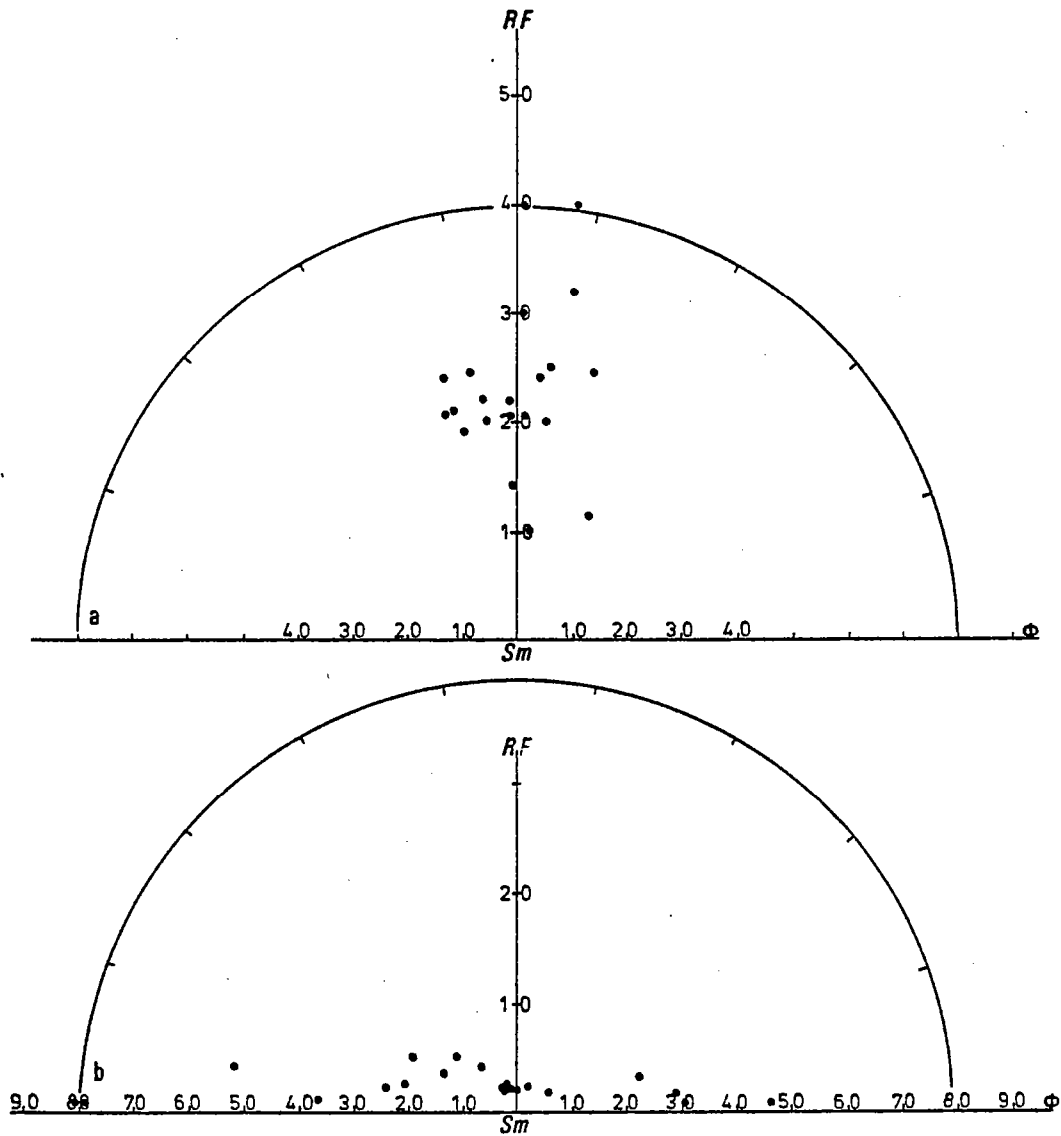


Fig. 58 - Diagrammes montrant les rapports de forme ($R.F. = L/l$ dans XZ) des amphiboles en fonction de l'angle ϕ entre la trace de leur axe C et la trace de la foliation moyenne S_m .

- a) amphibolites à albite (Gr. schiste vert),
- b) amphibolites plagioclasiques à épidote (Gr. de Bantadjé).

B - LE GROUPE DE GERI

1 - Les plis

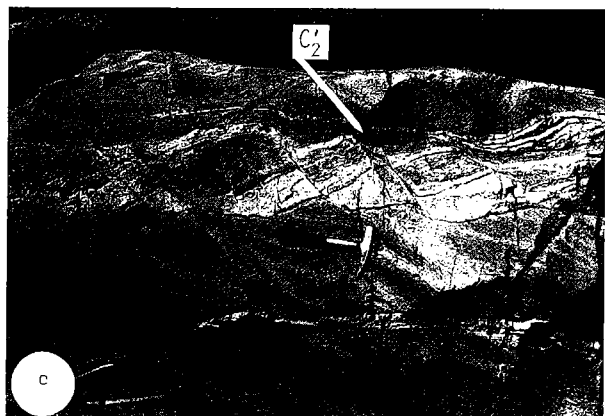
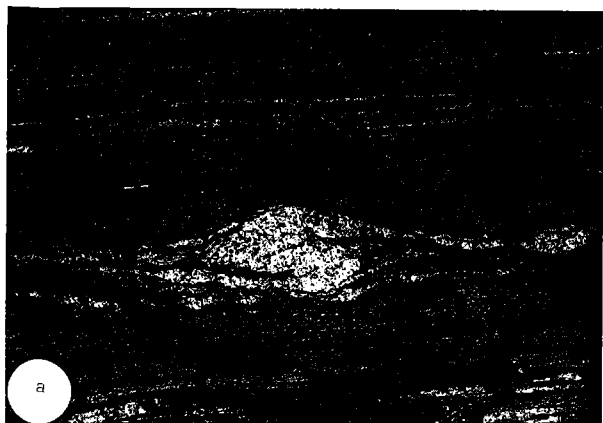
Les plis P_1 et P_2 sont marqués par des hétérogénéités lithologiques de natures et d'origine diverses (veines granitiques : aplites, pegmatites, dykes amphibolitisés, litage sédimentaire, etc...). Ils sont le plus fréquemment rencontrés au voisinage du groupe C (zone de cisaillement ductile, voir ci-dessous D) sur 400 à 600 m au-dessous du plan de chevauchement principal (P.C.P.). Quelques plis sont toutefois localisés plus au Sud, affectant des boudins de dykes ou des veines granitiques; des plis P_2 ouverts initiés par des cisaillements de phase D_2 sont également observés.

Fig. 59 - Structures D_2 dans les amphibolites plagioclasiques à épidote (sections proches de YZ).

- a) isolement de charnière par boudinage de plis P_2 (plan horizontal).
- b) Pli P_2 en fourreau affectant une surface S_0/S_1 (plan vertical).
- c) cisaillements dextres indiqués par des plans C' affectant un niveau compétent (plan horizontal).

Structures D_2 dans le Groupe de Géri (section proches de YZ).

- d, e) Plis en fourreau déformant une surface $S_0/S_1/S_2$,
 - d) amphibolites rubannée, Est de Géri (plan horizontal),
 - e) gneiss à amphibole, Sud de Géri (plan horizontal).
- f) Pli P_2 en M affectant un niveau de leucogneiss (Mayo Kéli) (plan horizontal).
- g) Pli P_2 en S affectant des amphibolites et leucogneiss (Mayo Kéli), (plan horizontal).



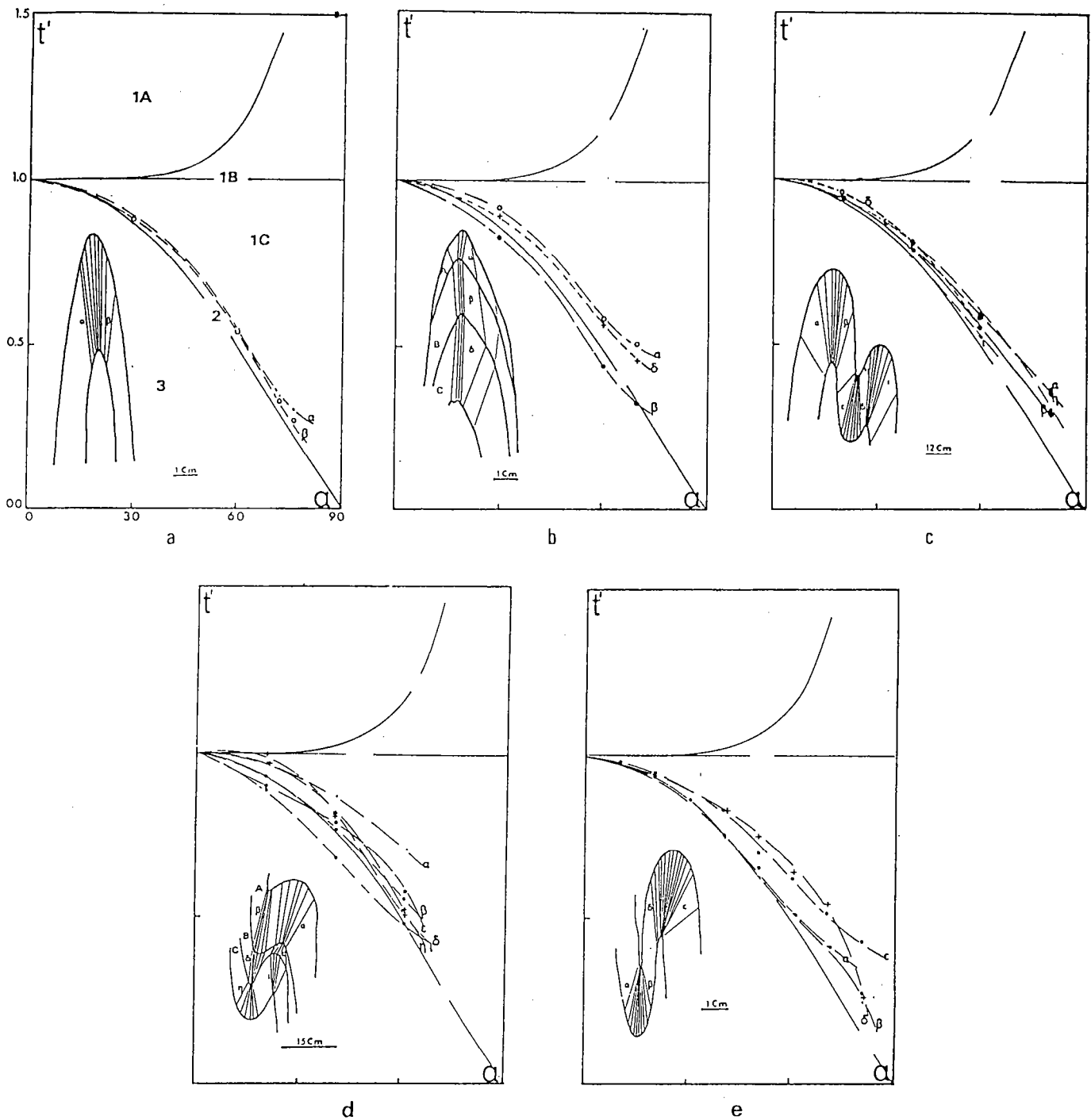


Fig. 60 - Profils de plis P1 et P2 dans les gneiss et les amphibolites.

Plis P1

a) niveau de gneiss à chlorite (N de Demsa),

b) gneiss à biotite et grenat et lit quartzitique intercalé (W de Demsa).

Plis P2

c et e) intercalations leucogneissiques dans les amphibolites (N de Demsa),

d) niveaux de leucogneiss intercalant un niveau amphibolitique (Mayo Kéli).

- Types morphologiques et caractères géométriques

Dans les amphibolites, les plis P_2 présentent plus généralement une forme isoclinale très aplatie, transposant une schistosité S_1 parallèlement au plan axial π_2 (Fig. 59f); des plis asymétriques assez ouverts (ouverture atteignant 60°) et des plis en fourreau déformant une surface initiale S_0/S_1 (Fig. 59d,e,g) sont courants à l'Est de Géri, sur Mayo Kéli : leur profil les rapproche des plis de classe 2 (Ramsay, 1967) (Fig. 60d); cette classification reste toutefois purement indicative étant donné qu'il n'existe aucune certitude sur la constance initiale de l'épaisseur des injections déformées. L'étude stéréographique des caractères géométriques de ces plis montre que les directions et plongements axiaux B_2 et des linéations d'étirement sont colinéaires et contenus dans leur plan axial moyen (Fig. 61). La fabrique planaire des amphibolites est marquée par l'allongement des amphiboles et des plagioclases; dans les injections orthogneissiques, elle est définie par l'étirement des agrégats quartzofeldspathiques.

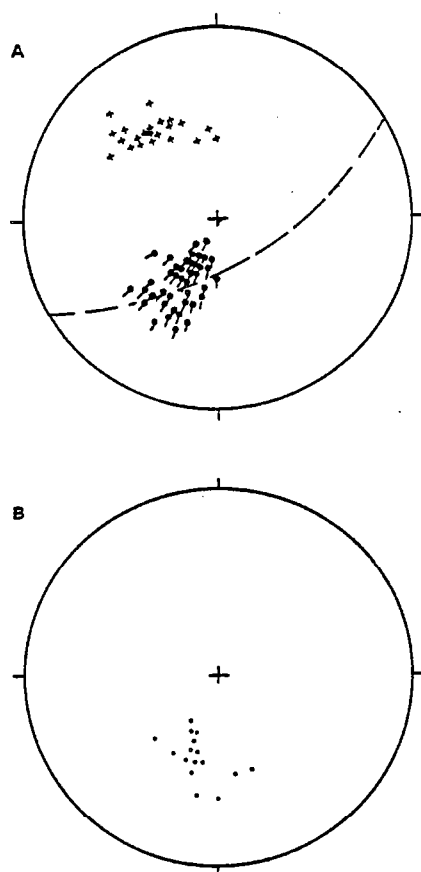


Fig. 61 - Relations géométriques entre pôles des plans axiaux (cercles pleins) et linéations d'étirement (points) (E de Géri). (Canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

Dans les gneiss à biotite et grenat, les plis P_1 sont marqués à l'Ouest de Demsa par l'alternance centimétrique des lits pélitiques et grésopélitiques; ces plis sont très aplatis avec des flancs laminés, une schistosité néoformée par rapport au plan axial et une linéation d'étirement parallèle à B_1 marquées par l'orientation préférentielle des biotites et des rubans de quartz; les isogones montrent un profil de classe 2 (Fig. 60b).

Plus au Sud, dans les gneis à biotite et amphibole, des plis P_2 en fourreau déformant une foliation préexistante S_0/S_1 marquée par des injections quartzofeldspathiques et par l'orientation préférentielle des amphiboles et des biotites sont localement observés sur Mayo Kéli (Fig. 59e). Cependant des plis P_2 isoclinaux et intrafoliaux (Fig. 63c) ou des plis P_2 asymétriques plus ouverts (Fig. 63b) sont plus fréquents; ils déforment des injections pegmatitiques et leur morphologie variable résulte de leur orientation initiale par rapport aux axes principaux de la déformation :

les plis isoclinaux et asymétriques intrafoliaux résultent de la déformation des veines initialement subperpendiculaires à la direction de raccourcissement; leur réorientation parallèlement au plan de déformation principale XY (modèle de Hopgood, 1966) et leur boudinage précoce semble être à l'origine de ces plis asymétriques; les effets mécaniques (Biot, 1961; Ramberg, 1961) dus au contraste de viscosité entre veine et encaissant peuvent expliquer leur initiation.

Les plis ouverts résultent d'une orientation des veines initialement subparallèle à la direction de raccourcissement : en effet des séquences de veines boudinées et des veines plissées (Fig. 62, 63b) montrent les positions relatives de celles-ci par rapport aux axes principaux de la déformation; des veines originellement subperpendiculaires à la direction de raccourcissement sont boudinées, alors que se plissent celles dont l'orientation initiale était subparallèle à cette direction; sur le Fig. 63b, la dissymétrie des plis et l'inflexion des plans S_0/S_1 au niveau des charnières démontre l'enroulement (Brun, 1978) de celle-ci au cours d'une rotation progressive dextre pendant la déformation. Par analogie aux modèles expérimentaux de Ghosh (1966, Fig. 9b), ces relations géométriques sont compatibles avec l'existence d'un plan $C//S_1//S_0$.

Ces deux exemples montrent que les plans de foliation coïncident ici avec les plans de mouvement pendant la déformation D_2 .

L'initiation des plis P_2 et d'une foliation S_2 par des jeux de cisaillement est localement observée dans les gneiss à biotite et amphibole (Fig. 63a) : ces plis sont généralement associés à des cisaillements senestres délimitant des bandes dans lesquelles les profils de plis initiés varient; ces variations vont d'une légère flexure (bande 1) à des formes en "S" très accusées (bande 3) ou à des plis très serrés (bande 2). Deux explications possibles à cette variation morphologique peuvent être proposées :

La dispersion des axes de plis P_2 : le profil des plis dans chaque bande est alors fonction du plan de coupe observé par rapport à la direction axiale; les profils P_2

étant de plus en plus serrés à mesure que la direction du plan de coupe se rapproche de la direction axiale des plis. L'impossibilité de mesurer les axes de plis n'a pas permis la vérification de cette hypothèse.

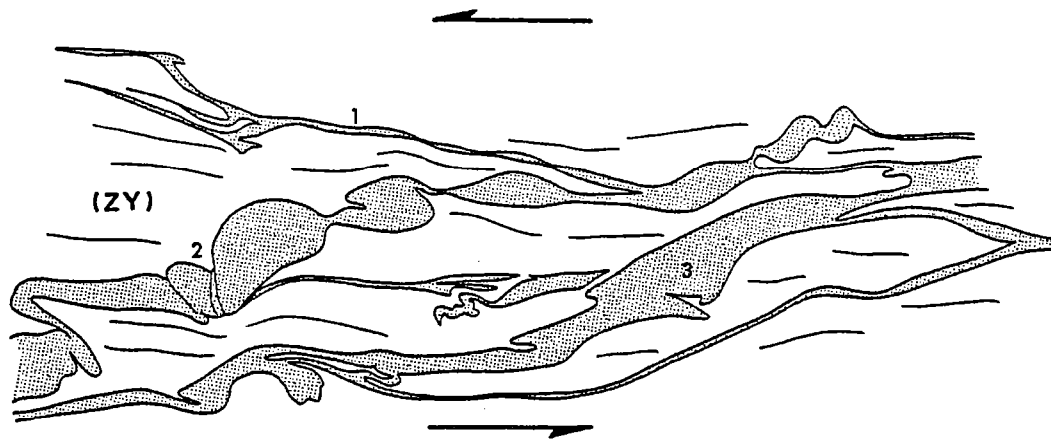
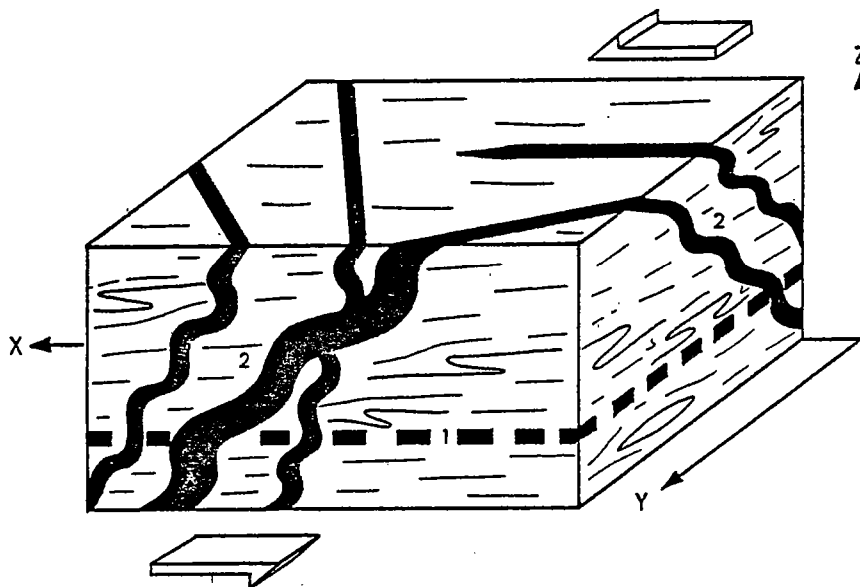


Fig. 62a) Déformation progressive et orientations relatives des veines granitiques par rapport aux principaux champs de déformation :

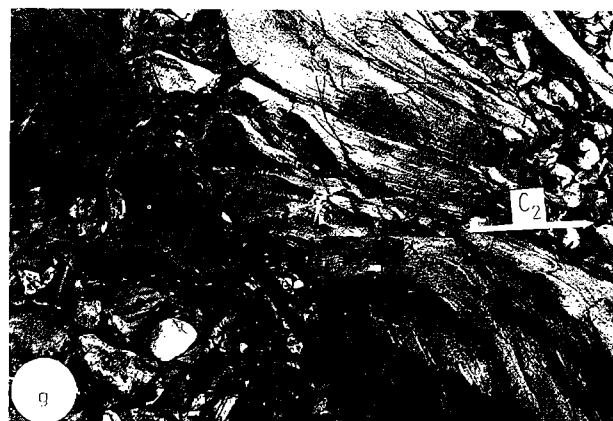
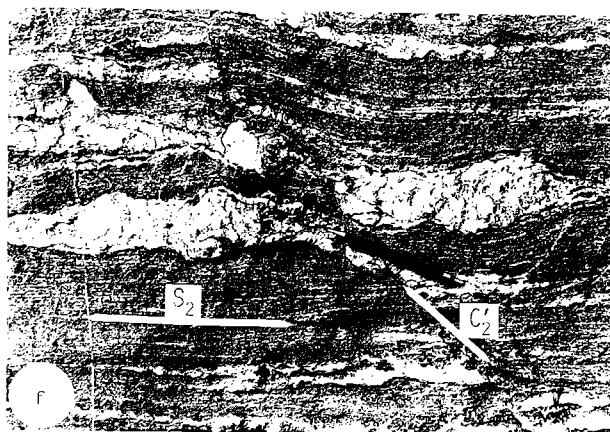
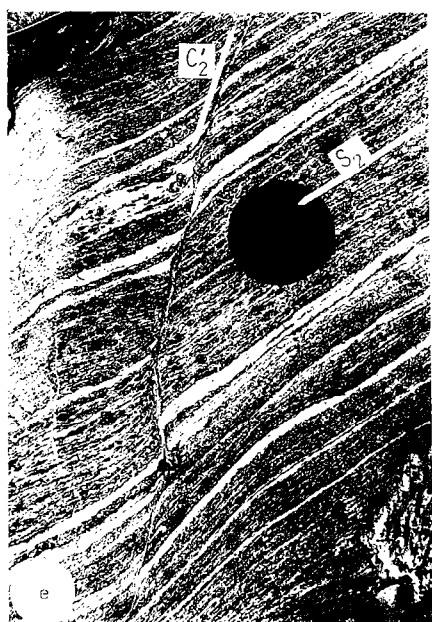
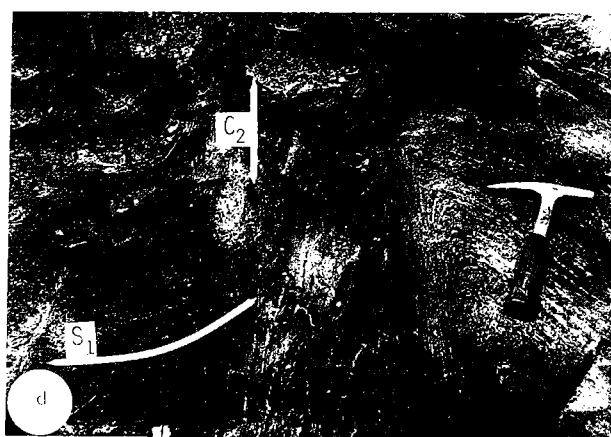
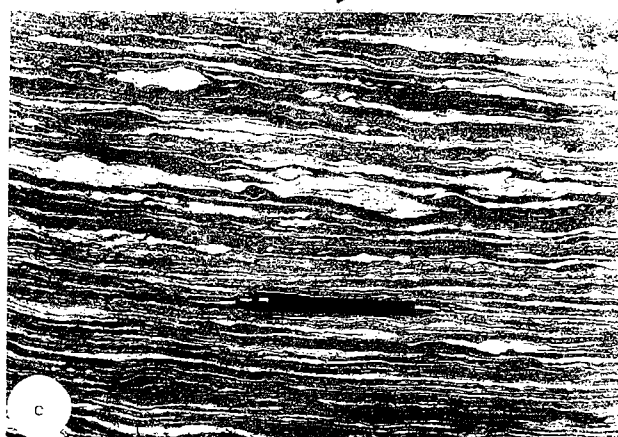
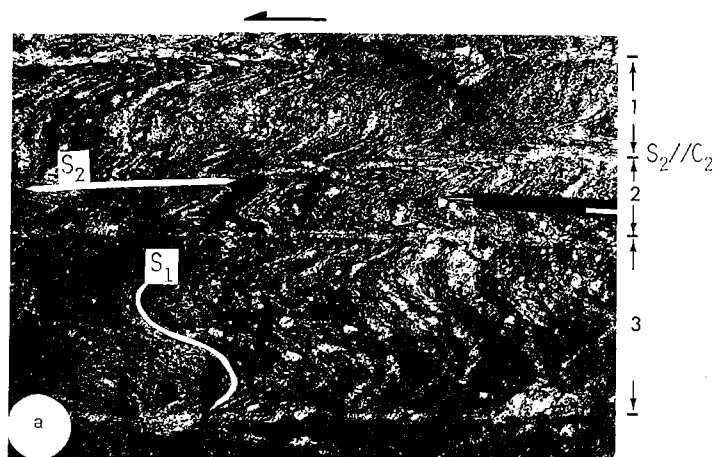
- 1 - veine située dans le champ d'extension,
- 2 - veine située dans le champ de raccourcissement,
- 3 - veine située dans un plan de non déformation.



b) Bloc-diagramme montrant les orientations respectives des structures (plis ouverts, fourreaux, boudins) par rapport aux axes principaux de la déformation finie.

Fig. 63

- a) Jeux de cisaillements senestres initiant une foliation S_2 ainsi que des plis en S d'amplitudes variables dans les bandes ("macrolithons") 1, 2 et 3 (Plan horizontal, voir explication dans le texte). Section proche de YZ.
- b) Séquence de veines plissées et de veines boudinées au SW de Géri (Gneiss à amphibole); la dissymétrie des plis indique un cisaillement apparent dextre (Section proche de YZ).
- c) Blastomylonite (Sud de Demsa) montrant la présence de plis P_2 isoclinaux affectant les veines quartzofeldspathiques boudinées (section proche de YZ, plan horizontal).
- d) Transposition de la foliation S_1 par des cisaillements C_2 ; dans la bande délimitée par les plans de cisaillement, de nombreuses veines leucocrates se mettent en place parallèlement à S_1 : voir explication dans le texte (plan horizontal).
- e et f) Relations géométriques entre plans C'_2 et plans S_2 :
- e) Gneiss à amphibole et biotite (N de Demsa),
 - f) Gneiss à amphibole et biotite (S de Demsa).
- (plan horizontal, sections proches de YZ).
- g) Plan de cisaillement senestre recoupé par un dyke tardif (NW de Demsa).



Le cisaillement simple hétérogène : le profil des plis est fonction du taux de cisaillement à l'intérieur de chaque bande; les niveaux faiblement plissés indiquant des taux de cisaillement relativement faibles; la direction moyenne de la foliation plissée est dans ce cas proche de l'orientation initiale de S_1 par rapport à la direction du cisaillement.

Quoi qu'il en soit, les plans C induisent ici la formation des plis P_2 et d'une foliation mylonitique S_2 à partir d'une foliation S_1 préexistante probablement d'origine similaire; dans d'autres affleurements on peut noter que S_1 est simplement transposée en une S_2 à l'intérieur des bandes de cisaillement (Fig. 63d, 70); cette transposition s'accompagne de la mise en place de veines quartzofeldspathiques parallèlement à S_1 . Ce parallélisme des veines avec S_1 confirme l'orientation initiale subparallèle de ce plan à la direction de raccourcissement, et sa réorientation postérieure dans la direction des plans C (Fig. 64).

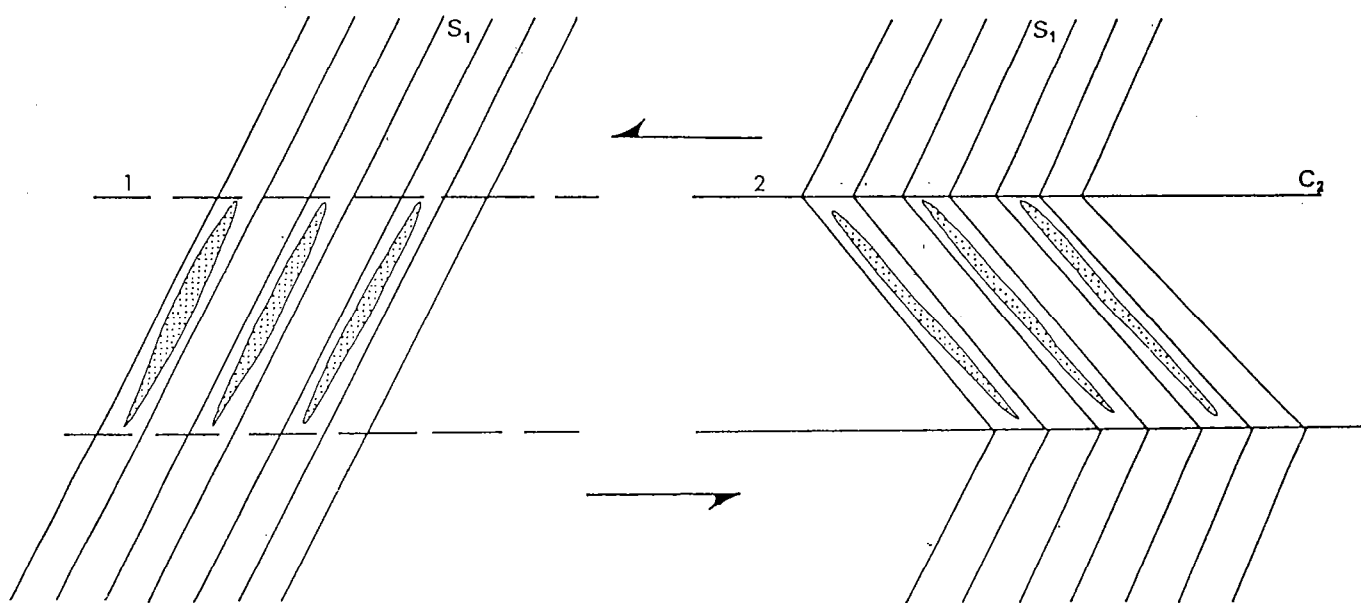


Fig. 64 - Schéma montrant la mise en place des veines dans les plans S_1 et la rotation progressive de celles-ci entre des plans C_2 consécutifs au cours de la déformation D_2 . (voir également les Fig. 63d et 70 b).

Bien que ces observations soient essentiellement réalisées en deux dimensions, elles présentent des cas de relations géométriques de structures (C , C' et S) difficiles à concilier avec les relations d'orientation des structures superposées au cours d'une déformation progressive en cisaillement simple. En effet, de telles relations d'orientation sont relativement constantes (Berthé et al., 1979; Jégouzo, 1980; Brun et Choukroune, 1981) :

Si la déformation cisailante affecte un corps initialement isotrope, deux plans d'anisotropie C et S faisant initialement un angle voisin de 45° se forment et évoluent vers le parallélisme au cours de la déformation.

Lorsque la foliation mylonitique est élaborée (C//S), un troisième plan C' peut apparaître localement, faisant systématiquement un angle proche de 30° avec celle-ci.

Ces considérations géométriques montrent que les bandes de cisaillement présentées ici ne peuvent être considérées comme des plans C'. Cette constatation oblige à admettre l'existence d'un plan d'anisotropie préexistant S_1 appartenant à une évolution structurale antérieure.

Dans l'ensemble des affleurements étudiés S_1 garde une direction approximativement constante NNE, tandis que les plans de cisaillement ont une orientation E-W concordante avec la direction de la foliation régionale S_2 .

2 - Le boudinage : compétence relative, situation chronologique par rapport à la déformation

Le boudinage est un processus couramment associé à la déformation principale dans le groupe de Géri : il affecte essentiellement des veines quartzofeldspathiques et localement des dykes amphibolitisés; l'étude de ces derniers pose deux problèmes d'intérêt régional :

- Le problème des conditions physiques de la formation de ces boudins (problème de viscosité relative avec l'encaissant) et,
- Le problème de la place de ceux-ci par rapport aux phases de la déformation (intérêt chronologique).

a - Morphologie des boudins et viscosité relative avec l'encaissant

Des études géologiques et expérimentales (Rast, 1956; Ramsay, 1967; Strömberg, 1973) montrent que des rapports de viscosité élevés entre les différentes couches d'une succession lithologique soumise à l'extension sont une condition nécessaire à l'initiation et à la formation des boudins; la morphologie acquise par ceux-ci permet de qualifier les rapports de viscosité entre les niveaux boudinés habituellement plus compétents (ou plus visqueux), et leur matrice (Ramsay, op. cit. p. 106, Fig. 3-44). Trois types morphologiques de boudins existent au Sud de Géri, dans les gneiss amphibolitiques :

- les formes pincées et renflées (pinch and swell) (fig. 66g),
- les formes ovoïdes ou lenticulaires (Fig. 66a), et
- les formes rectangulaires (Fig. 66b, c, d).

La coexistence de ces trois types morphologiques est théoriquement incompatible pour les mêmes rapports de viscosité. En effet, les formes pincées et renflées et les formes ovoïdes sont typiques de très faibles rapports de viscosité entre les dykes et leur encaissant et permettent de mettre en évidence le comportement ductile des apophyses de dykes pendant la déformation. La forme rectangulaire présentée par certains boudins ayant

des viscosités relatives similaires peut s'expliquer par des phénomènes d'épaississement liés au raccourcissement de ces boudins parallèlement à leur alignement au cours de leur plissement ultérieur. On note en effet qu'il existe une différence morphologique très significative entre les niveaux boudinés peu affectés par le raccourcissement et les niveaux boudinés et raccourcis :

. Dans les niveaux peu raccourcis (Fig. 66a), les boudins ont des terminaisons biseautées; la matrice accuse une inflexion marquée dans les intervalles de boudins.

. Dans les niveaux suffisamment raccourcis, on observe soit des terminaisons en enclume (forme éventail, Fig. 66b), élargies par rapport à la partie axiale du boudin, soit simplement des plis à charnière biseautée très aigus et l'apparition de bordures en pointes très étirées à chaque angle du boudin ("cusps structures") (Fig. 65, 66b). Ces formes sont manifestement dues à l'épaississement des terminaisons de boudins sous l'effet d'un raccourcissement, parallèlement à leur alignement et indiquent, comme les formes résultant de l'extension, l'existence de très faibles contrastes de viscosité par rapport à leur encaissant (Sengupta, 1983). L'accolement des boudins est localement observé avec disparition des intervalles préexistants (Fig. 66c); ceux-ci sont alors simplement marqués par des points d'inflexion de la matrice dans les plans d'accolement ou par d'anciennes zones abritées coincées parallèlement à ces plans.

Cet ensemble de critères structuraux montre la très faible viscosité relative des boudins par rapport à leur encaissant.

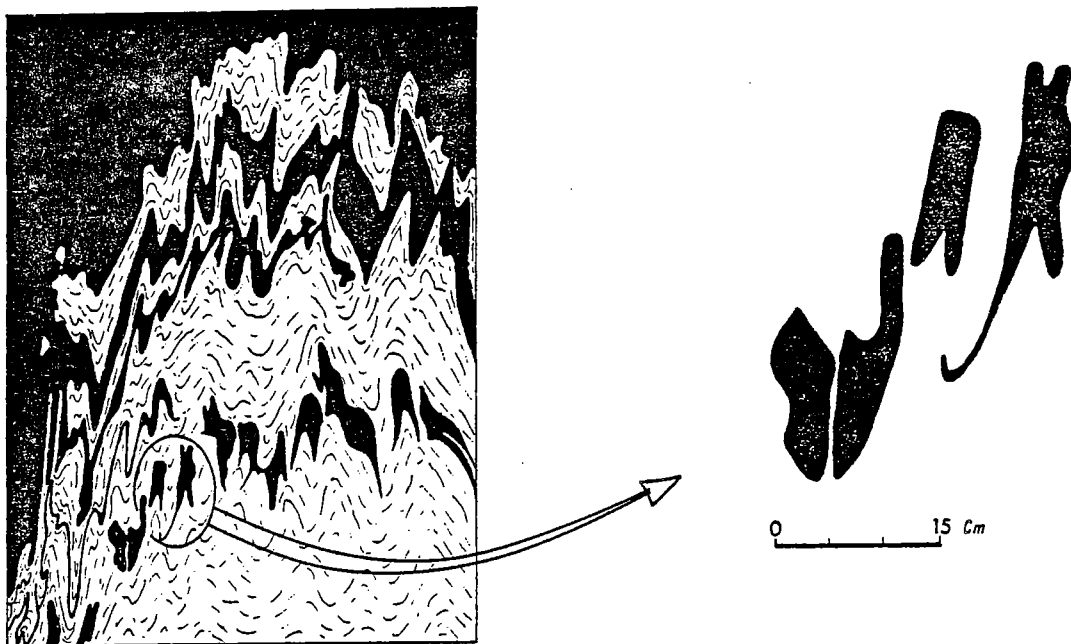


Fig. 65 - Apophyses de dykes boudinées et plissées au Sud de Géri : noter la forme biseautée de chaque angle de boudin (explication dans le texte; section YZ).

b - Evolution des boudins et chronologie de la déformation

Les plis affectant les boudins varient morphologiquement de la simple ondulation (Fig. 66d) à des profils très serrés (Fig. 66e, f, g); leurs axes sont parallèles à la linéation d'étirement (Fig. 66e) et déformant une surface composite S_0/S_1 .

La question que pose l'évolution structurale de ces boudins est de savoir si leur plissement est compatible avec une déformation progressive non coaxiale (Ramsay, 1967, p. 114-117), ou si elle doit être considérée comme la marque de deux déformations superposées (exemple : Sengupta, op. cit.).

L'argumentation de ce problème oblige à prendre en considération deux éléments géométriques et cinématiques :

- le parallélisme des étirements par rapport aux axes des boudins : cette relation géométrique pose le problème de l'angle de formation des boudins par rapport à la direction d'extension (Burg et Harris, 1982) et de la réorientation de ceux-ci pendant la déformation.

- l'évolution cinématique d'un alignement de boudins dans un champ de déformation progressive non coaxiale : un niveau compétent initialement boudiné dans le champ d'extension peut-il rentrer dans le champ de raccourcissement au cours d'une même évolution progressive de la déformation; et d'un autre côté peut-on prévoir la géométrie résultante des plis par rapport aux boudins ?

La solution à ces problèmes passe sans doute par une investigation expérimentale pour le moment inexistante à ce sujet. Cependant les remarques suivantes peuvent être formulées :

Au sujet des relations géométriques axes de boudins et linéations d'étirement, des études statistiques de Burg et Harris (op. cit.) montrent que ces axes sont initialement à un angle qui varie entre 45° et 90° par rapport à la direction d'extension maximale. Il est en effet difficile d'envisager le développement des étirements dans la direction Y alors que l'extension principale (boudinage) a lieu dans la direction perpendiculaire (direction X de l'ellipsoïde de déformation finie). Il est par conséquent considéré dans cette étude que les axes de boudins à Géri sont plus ou moins réorientés parallèlement à la direction d'extension.

Au sujet de l'évolution cinématique des boudins; considérant le faible contraste de viscosité entre les boudins et leur matrice, et la nécessité d'une extension importante à leur formation, il faut admettre que leur orientation initiale est proche de 45° par rapport à la direction de cisaillement. La rotation progressive du train des boudins parallèlement à cette direction est théoriquement limitée par le plan cisailant; à ce stade, il paraît logique que seuls des plis asymétriques formés par amplification cinématique (Hudleston, 1976; Cobbold et Quinquis, op. cit.; Merle, 1982) au niveau des déflexions séparant des boudins successifs peuvent se produire. Mais la rotation de la file de boudins parallèlement à la direction de raccourcissement, leur plissement et leur réorientation à nouveau parallèlement à la direction d'extension semble invraisemblable.

En définitive, il paraît logique de retenir à Géri l'existence d'une déformation polyphasée impliquant une phase de boudinage initiale et une phase ultérieure provoquant le raccourcissement des boudins. Cette superposition de phases paraît d'autant plus probable que le faible contraste de viscosité existant entre boudins et encaissant ne permet pas de faire intervenir des effets mécaniques comme cause éventuelle d'une rotation progressive du train des boudins parallèlement à la direction de raccourcissement.

Fig. 66 - Morphologie des boudins de dykes (Mayo Kéli)

a) Boudins ovoïdes et boudins rectangulaires dans les niveaux peu affectés par le raccourcissement (section proche de YZ, plan horizontal).

b) Boudins à terminaisons en enclume résultant du surépaississement de celles-ci pendant le raccourcissement des boudins (section proche de YZ, plan horizontal).

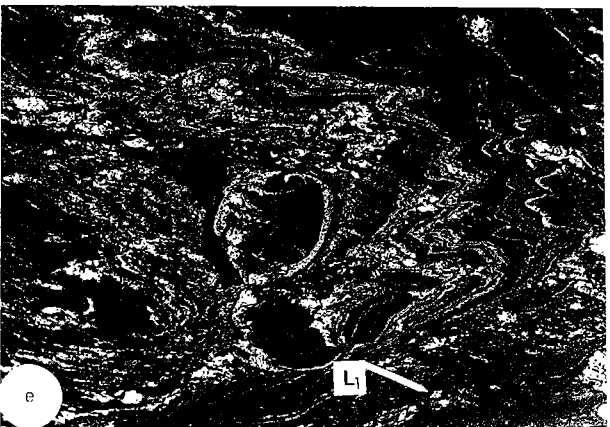
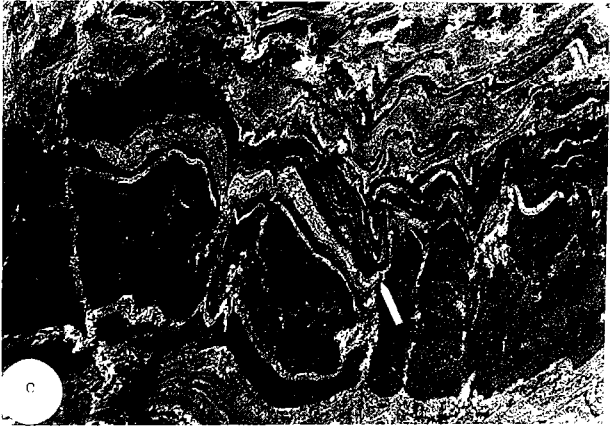
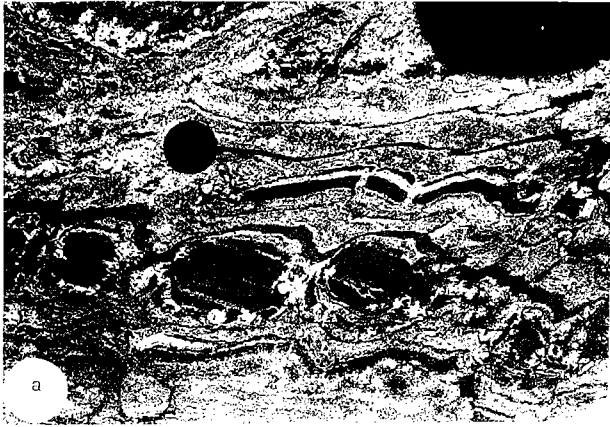
c) Raccourcissement prononcé d'une file de boudins avec disparition des intervalles préexistants entre les boudins (section proche de YZ, plan horizontal) : ces intervalles sont marqués par des filonnets leucocrates et par l'inflexion de l'encaissant (Pli, voir flèche) dans les plans d'accolement des boudins.

d) Vue générale de l'affleurement (b) montrant les relations entre les boudins et les grands plis P_2 ouverts ainsi que le parallélisme des plis, des axes de boudins et des linéations d'étirement L_2 (flèche).

Plis P_2 et boudins

e et f) Plis isoclinaux affectant les boudins (Mayo Kéli); on note l'homoaxialité entre axes de boudins, axes des plis et linéations d'étirement (flèche).

g) Morphologie pincée et renflée (pinch and swell) et bourrage des charnières affectant des formes en pointes ("cusp"), lors d'un raccourcissement subparallèle à la direction du niveau boudiné.



C - LE GROUPE DE DEMSA (Groupe C)

1 - La fabrique

Par rapport aux groupes A et B, la particularité essentielle de la déformation dans le Groupe de Demsa est l'importance de la fabrique. Celle-ci est linéaire ou linéoplaire et très généralisée dans les amphibolites et les gneiss; dans les amphibolites, les clastes préexistants (amphiboles) sont plus rares et sont progressivement remplacés par des lépidoblastes d'amphibole très étirés (Fig. 45f, 67); dans les gneiss, la ségrégation mécanique des clastes de quartz et de feldspath donne naissance à des rubans quartzofeldspathiques. Les résidus clastiques donnent localement un aspect oillé à la roche.

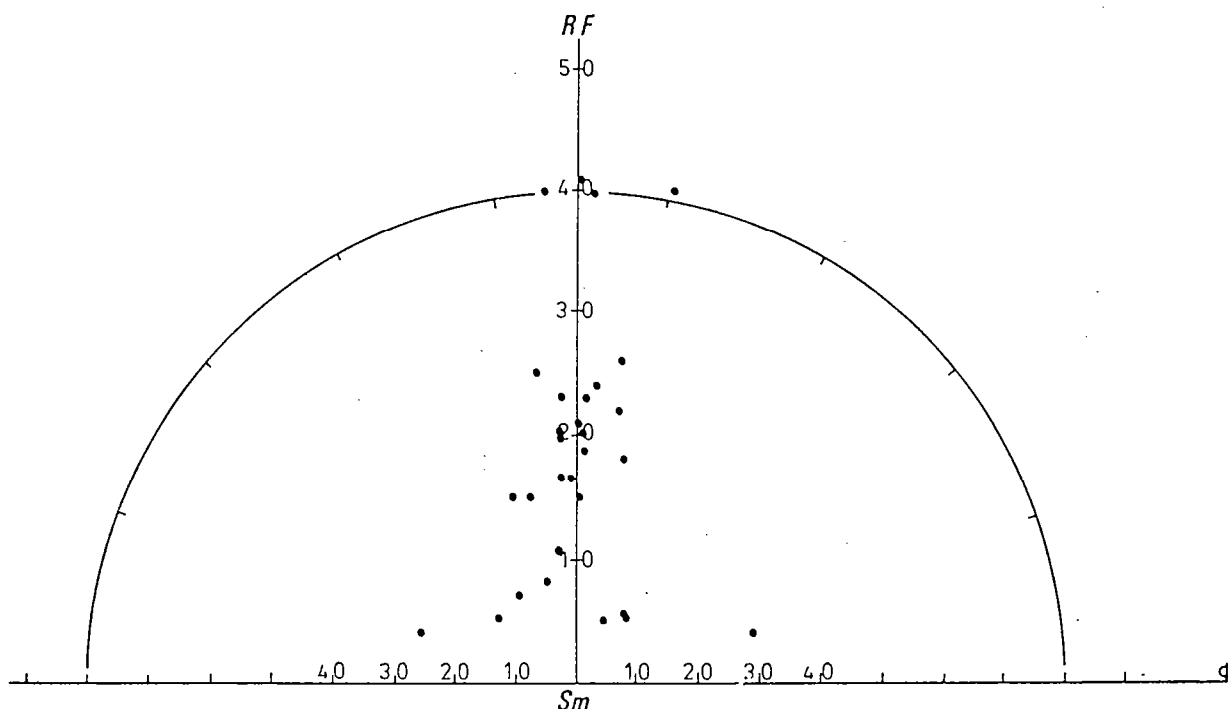


Fig. 67 - Amphibolites plagioclasiques à épidote (Gr. de Demsa); rapport de forme RF des amphiboles en fonction de l'angle Φ entre la trace de leur axe C et la trace de la foliation moyenne Sm (Section XZ; comparer avec la figure 58).

2 - Les structures mésoscopiques

a - Les plis

Les plis sont surtout marqués par des veines de leucogneiss qui indiquent un pseudolitage S_0 ; d'autres marqueurs de plissement sont localement définis par l'alternance de gneiss à chlorite et d'amphibolites. Sur des critères géométriques, deux types de plis peuvent être définis :

- des plis P_1 "synschisteux" (Fig. 68b) à schistosité plan axial non transposée, et
- des plis P_2 "postschisteux" (Fig. 68a, c, d) à schistosité plan axial transposée.

Les axes de ces plis sont subverticaux et sont associés à une linéation d'étirement subparallèle; leur profil appartient à la classe 2 de Ramsay (op. cit.) (Fig. 60a, c, e).

Différents types morphologiques de plis P_2 sont courants : plis dissymétriques en "S" (Fig. 68c), plis replissés (Fig. 68d), plis à charnière multiple (Fig. 68a). Les relations géométriques entre plis et schistosité montrent que le mécanisme de la transposition se développe préférentiellement dans les niveaux amphibolitiques dans lesquels la mise en évidence d'une S_1 , autant à l'échelle du pli que de l'affleurement est pratiquement impossible, alors que cette schistosité reste parfaitement bien exprimée dans les niveaux leucogneissiques. Ces relations suggèrent un comportement mécanique différent de ces deux types lithologiques vis-à-vis de la déformation; les niveaux leucogneissiques plus réfractaires à l'acquisition de la schistosité S_2 l'enregistrent moins bien que les niveaux amphibolitiques au cours de la déformation D_2 . Ce comportement mécanique variable engendre une équivoque sur toute chronologie des plis P_1 utilisant comme critère géométrique les relations entre plis et schistosité, car la définition chronologique de ces plis isoclinaux risque alors d'être uniquement déterminée par le comportement mécanique du niveau plissé. Cette observation amène à déduire qu'une définition rigoureuse des plis P_1 est impossible dans les gneiss et les amphibolites.

Des lentilles d'amphibolites dans les gneiss à chlorite sont localement observées en association avec des plis en fourreau synschisteux (Fig. 58b); du fait de cette association et des caractères géométriques communs aux plis et à ces lentilles, une origine tectonique de celles-ci semble probable.

b - Les boudins

Au nord de Demsa affleurent des boudins d'un type particulier; on observe en effet :

1 - des niveaux boudinés ne comportant ni litage, ni rubannement à l'échelle des boudins (Fig. 68h, 69a,b); la formation des boudins de ce type ne peut faire intervenir simplement des différences de compétence comme la condition essentielle du boudinage de ces niveaux;

2 - le boudinage des niveaux amphibolitiques contenant en intercalations des niveaux de leucogneiss (Fig. 68c); ce boudinage semble contraire aux compétences relatives suggérées par les observations précédemment faites sur le comportement relatif de ces deux types lithologiques vis-à-vis de la déformation.

Dans le premier cas, l'impossibilité de mettre directement en cause des variations relatives de compétence suggère que le facteur viscosité joue un rôle négligeable dans la formation de ces boudins. Platt et Vissers (1980) se référant aux résultats de Biot (1965), Cobbold (1971), sur le rôle de l'anisotropie planaire dans le comportement mécanique des matériaux subissant un raccourcissement perpendiculairement à leur anisotropie, ont suggéré que l'existence d'une foliation très développée dans une roche diminue la vitesse d'extension ductile de celle-ci parallèlement à la foliation; de ce fait une roche très anisotrope aura tendance à se boudiner lorsqu'elle est soumise à une extension très rapide. Ce modèle paraît mieux expliquer la formation de ces boudins, qui affectent des niveaux amphibolitiques très foliés; leur position structurale est donc compatible avec une zone à grande vitesse de déformation ductile.

Fig. 68 - S_1 et plis P_2

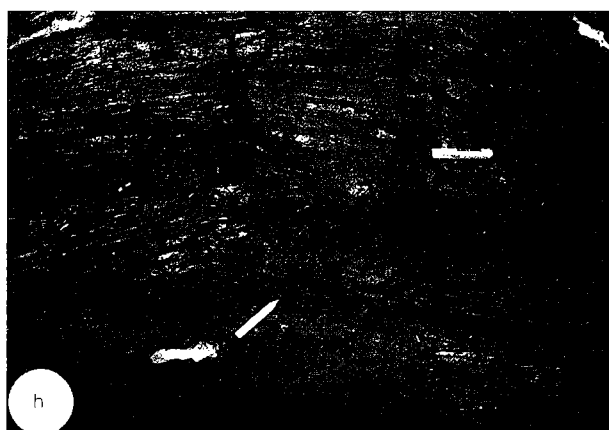
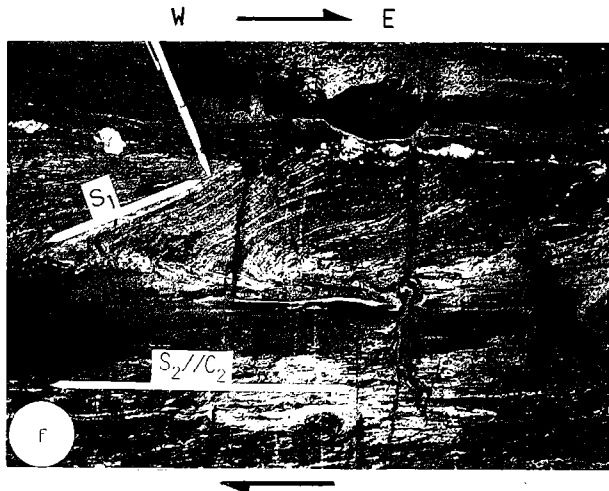
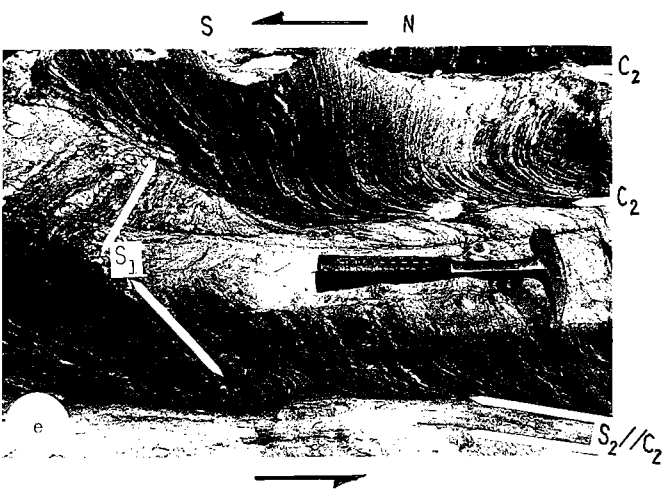
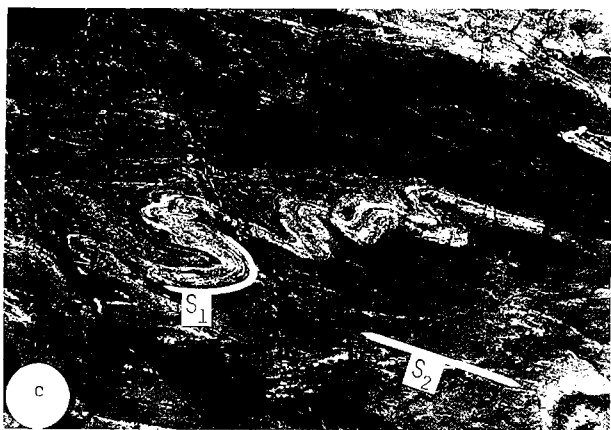
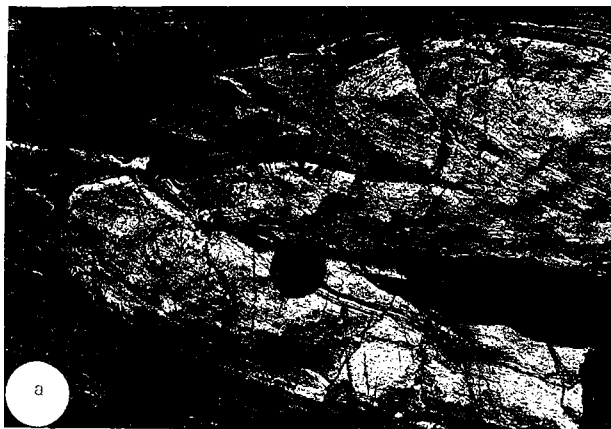
- a) pli P_2 en M affectant un niveau de leucogneiss (section YZ, plan horizontal) : le gneiss montre une S_1 plissée; cette S_1 est entièrement transposée dans les amphibolites adjacentes (explication dans le texte)
- b) Pli "synschisteux" en fourreau dans les gneiss à chlorite (P_1 ?, explication dans le texte), (plan horizontal, section YZ).
- c) Train de plis P_2 en S; relations similaires à (a).
- d) Pli replissé affectant un niveau de leucogneiss; relations avec l'encaissant similaire à (a).

Plans de cisaillement et évolution de S_1

- e) jeu de cisaillements C_2 horizontaux affectant S_1 (N de Demsa) : on note l'amortissement de certains plans C_2 dans S_1 , et la création d'une $S_2//C_2$ dans d'autres, avec localement la présence d'entraînements inversés de S_1 (explication dans le texte; section proche de XZ, plan vertical en paliers).
- f) Stade avancé de la transposition de S_1 par les plans C_2 : on note la présence de lambeaux contenant S_1 ("macrolithons") entre des plans $S_2//C_2$. (section proche YZ, plan horizontal).

Morphologie des boudins

- g) Boudinage affectant des niveaux amphibolitiques au niveau des terminaisons des leucogneiss (section proche de YZ, plan horizontal).
- h) Amplification cinématique d'un pli P_2 sur une terminaison de boudins (section proche de YZ, plan horizontal) : noter l'absence de contraste de viscosité à l'échelle du pli et des boudins dans la lithologie affectée.



La géométrie des terminaisons des boudins montre que le boudinage s'accompagne de l'apparition de cisaillements conjugués sur la bordure des boudins (Fig. 69a); à l'échelle du rubanement, le boudinage des lits plagioclasiques semble lié à ces cisaillements, cependant, les mécanismes impliquant les contrastes de viscosité jouent probablement un rôle important à cette échelle, compte tenu des différences lithologiques présentes.

Les boudins sont localement responsables de l'initiation des plis P_2 ; l'observation de différents stades correspondant à des plis d'amplitudes différentes met bien en évidence la cinématique de l'amplification de ces plis (Fig. 69a et b); la géométrie de ceux-ci est similaire à celle des plis formés par écoulement d'un multicouche (avec ou sans contraste de viscosité) sur une surface irrégulière (Merle, 1982) et par analogie à ces plis, leur formation peut être liée à l'existence de gradients de vitesse verticaux au voisinage des boudins.

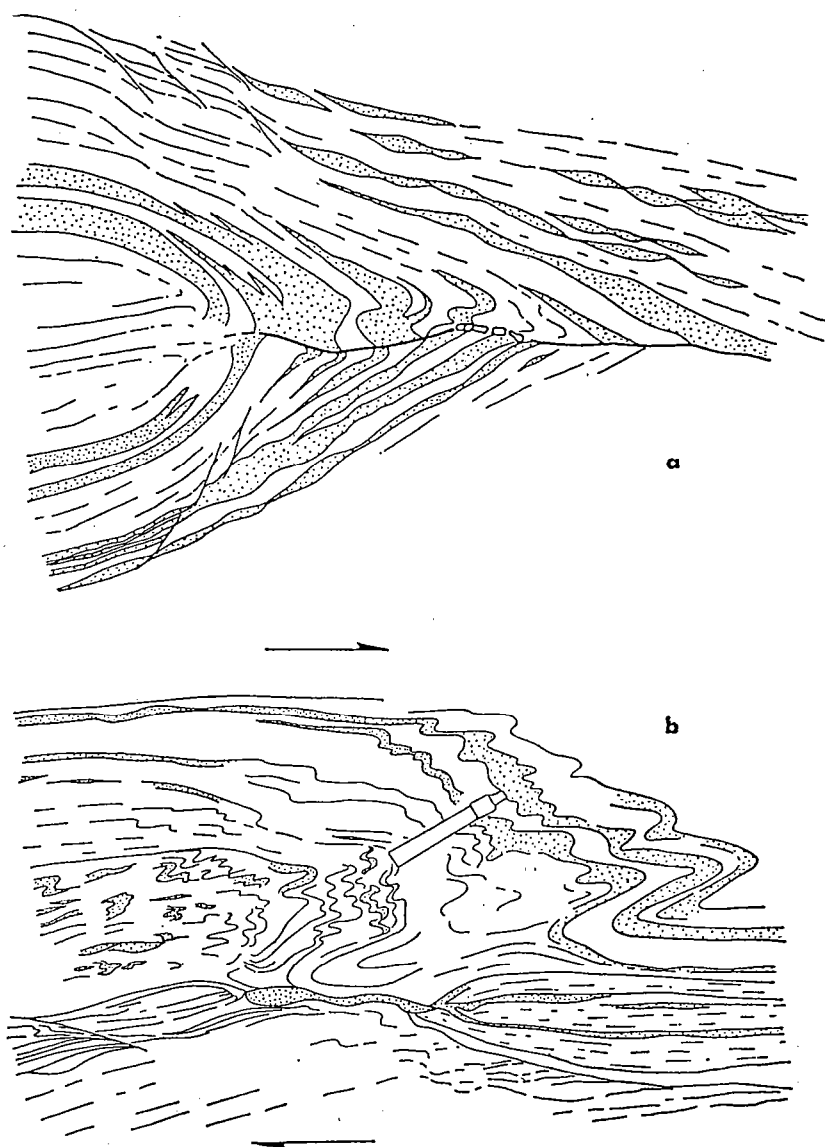


Fig. 69 - Deux stades a et b de l'amplification cinématique des plis P_2 sur les terminaisons de boudins; noter :

- 1 - l'absence d'hétérogénéité lithologique à l'échelle des boudins (= absence de contraste de viscosité);
- 2 - la présence de boudins de deuxième ordre dans les lits plagioclasiques, associés à des cisaillements conjugués (section proche de XZ; N de Demsa).

Dans le deuxième cas, la position des boudins observés coïncide presque toujours avec les terminaisons des veines et des apophyses de leucogneiss; leur formation est donc probablement liée au raccourcissement inhomogène perpendiculairement à S_2 au niveau de ces terminaisons : les amphibolites encaissantes plus ductiles subissant une déformation plus intense par rapport aux terminaisons des leucogneiss plus compétents.

D - BANDES DE CISAILLEMENT ET SENS DE DEPLACEMENT

1 - Géométrie des bandes de cisaillement

Les bandes de cisaillement déforment une foliation S_1 préexistante et la transposent parallèlement à la direction du plan cisailant C_2 ; plusieurs stades de cette transposition peuvent être observés : stades peu évolués, stades intermédiaires, et stades ultimes.

Les stades peu évolués sont caractérisés par la présence de plans C_2 discrets affectant S_1 ; cette foliation est peu transposée, mais localement on note l'apparition d'une $S_2//C_2$, (Fig. 68e). Les plans C_2 s'amortissent plus ou moins dans la foliation S_1 avec laquelle ils se parallélisent, d'où leur géométrie habituellement courbe dans les zones de terminaison (Fig. 68e, 70b). Les phénomènes d'entraînement inverse ("reverse drag", Hobbs et al, 1976) sont localement observés dans la foliation S_1 au voisinage de certains plans C_2 ; ce phénomène a été récemment expliqué par la déformation inhomogène au voisinage des plans C' (Platt et Visser, 1980) : d'après ces auteurs, le raccourcissement perpendiculaire à la foliation S au voisinage des plans C obliques à S (plans C' en particulier) aurait surtout pour effet de provoquer la rotation rigide de ces plans et des glissements de la foliation sur leur surface; ce processus atténue l'importance du raccourcissement dans la foliation voisine des plans C , d'où les rotations inverses subies par cette foliation au contact de ces plans. La géométrie des bandes de cisaillement décrites dans cette étude montre que l'entraînement inverse n'est pas exclusif aux plans C' ; sur la figure 68e, des "macrolithons" délimités par des plans $C_2//S_2$ sont formés d'une S_1 arquée ou plane faisant 90° environ avec les plans C_2 ; cette foliation indique des sens d'entraînement vers le Sud au niveau de certains plans C_2 , et localement, sur d'autres plans des sens d'entraînement vers le Sud ou vers le Nord. Les phénomènes d'entraînement inverse peuvent être expliqués dans ce cas par un raccourcissement parallèle à S_1 et postérieur au cisaillement; l'angle initial proche de 90° entre C_2 et S_1 favorise probablement l'écartement des plans S_1 à leur ligne d'intersection avec les plans C_2 conformément au schéma de la figure 71.

Les stades intermédiaires se distinguent des précédents par un début de transposition de S_1 (Fig. 63d, 70b); cependant le caractère non uniforme de cette transposition peut s'observer à l'intérieur d'une même bande (Fig. 70b) et montre que le cisaillement simple inhomogène et le régime essentiel de cette déformation.

Dans les stades ultimes, une S_2 de transposition très évoluée et parallèle à C_2 est observée; localement des lambeaux ("macrolithons") contenant une S_1 sécante à $S_2//C_2$ sont présents (Fig. 68f, 70a).

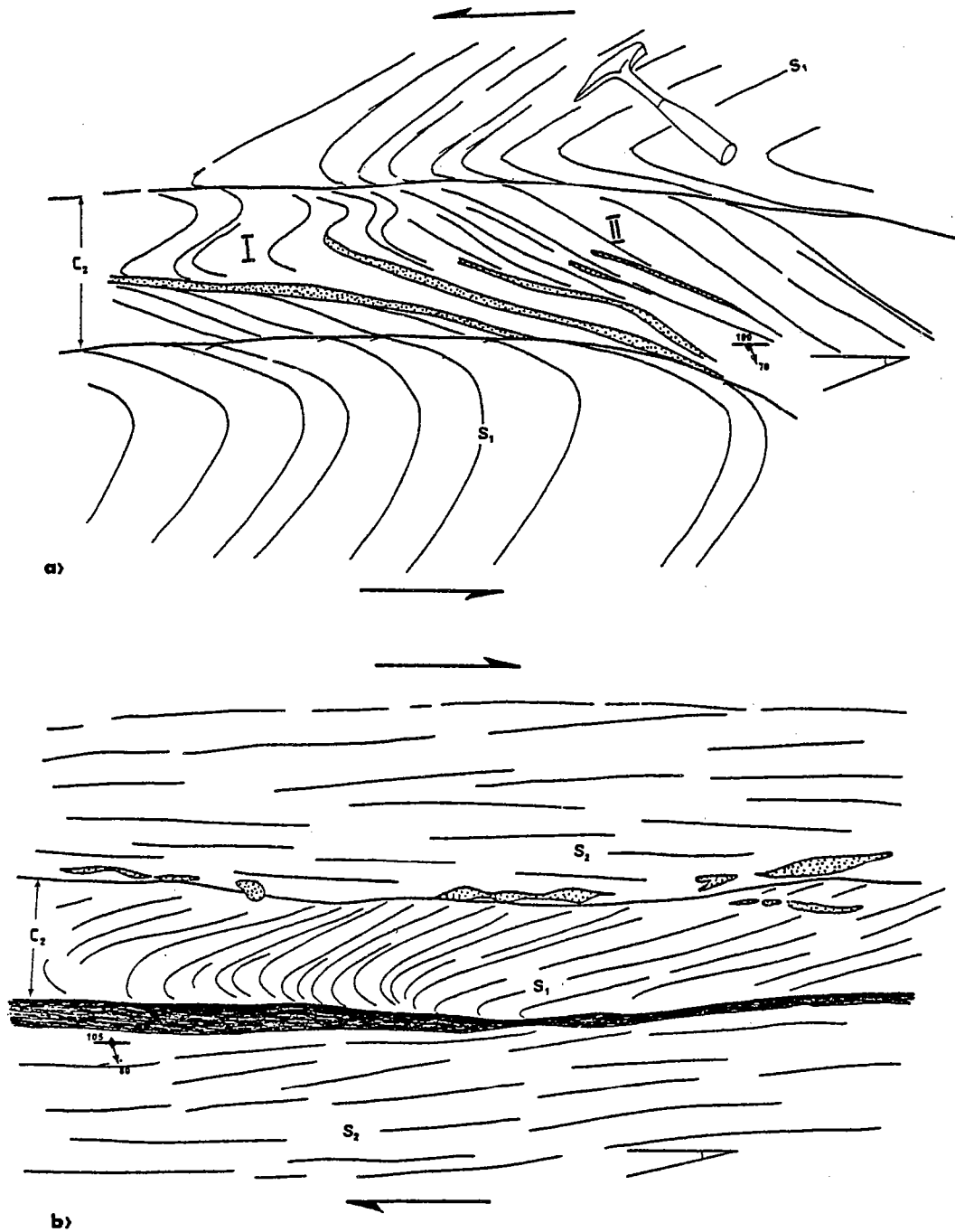


Fig. 70 - Deux stades de la transposition de S_1 par des cisaillements C_2 (a et b) (sections proches de YZ) :

- a) Stade intermédiaire montrant la transposition de S_1 entre deux plans de cisaillement C_2 ; on note le caractère hétérogène de la transposition, marqué par des plis en S ayant une asymétrie inverse (I) par rapport au sens de cisaillement global dans la bande (II) (W de Demsa).
 - b) Stade avancé de la transposition montrant la présence d'un "macrolithon" contenant une S_1 tronquée par un plan S_2/C_2 (N de Demsa).
- a et b ont des sens de cisaillement apparents opposés.

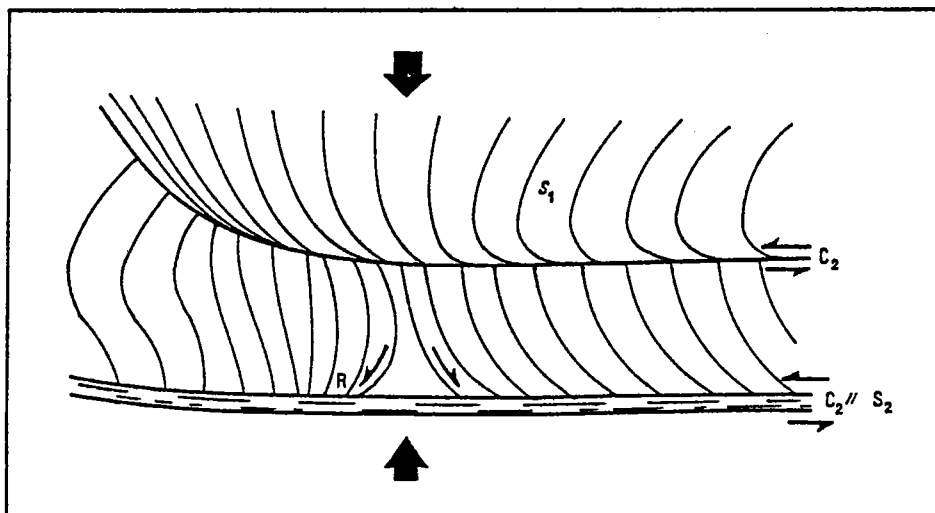


Fig. 71 - Mécanisme montrant l'apparition de l'entraînement inverse de la foliation S_1 au voisinage des plans C_2 .

2 - Plans C_2 et sens de cisaillement global de la chaîne

L'étude des marqueurs de déplacement en vue d'établir le sens global des mouvements relatifs dans les gneiss et les amphibolites se heurte à deux problèmes essentiels :

- 1 - la rareté d'observations dans le plan XZ de déformation fini et les difficultés posées par la restauration des bandes de cisaillement dans leur position originelle;
- 2 - l'extrême rareté des porphyroblastes syncinématiques et la symétrie courante des zones abritées autour des clastes.

L'étude mésoscopique des bandes de cisaillement montre que celles-ci peuvent être subhorizontales avec des sens de déplacements relatifs et tangentiels vers le Sud (Fig. 68e) ou subverticales avec des sens de cisaillement apparents dextres ou senestres (Fig. 70a et b).

La signification des bandes de cisaillement subverticales à sens opposés est très problématique : en effet celles-ci ont des directions voisines (N 90 à N 100) associées à des linéations d'étirement souvent dispersées à l'échelle de l'affleurement (plongements

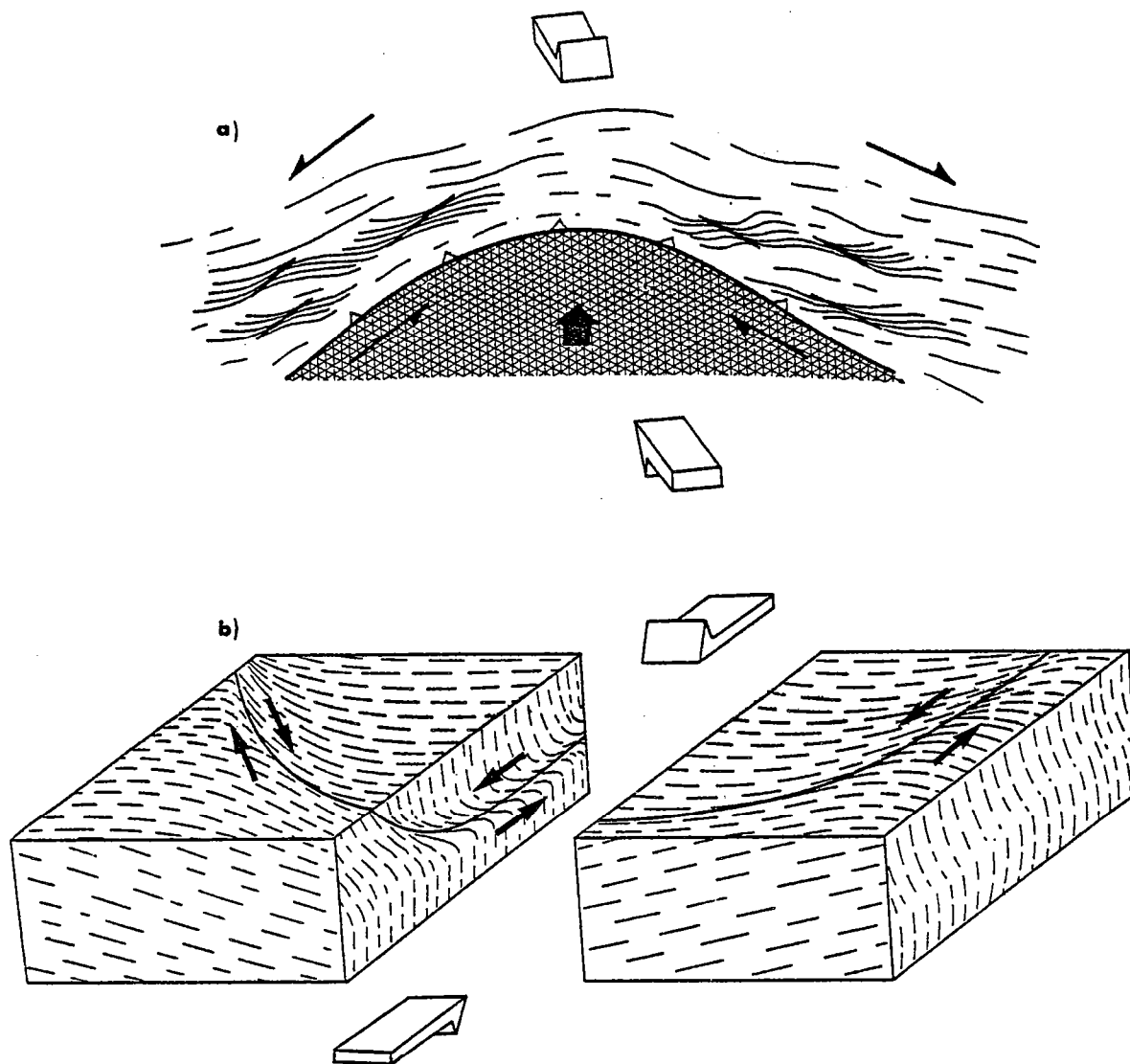


Fig. 72 - Diagrammes montrant deux origines possibles du changement de sens du cisaillement régional :

- a) poinçonnement d'un bloc relativement rigide,
- b) terminaisons latérales d'une bande de cisaillement d'envergure régionale (modèle inspiré de Coward, 1980).

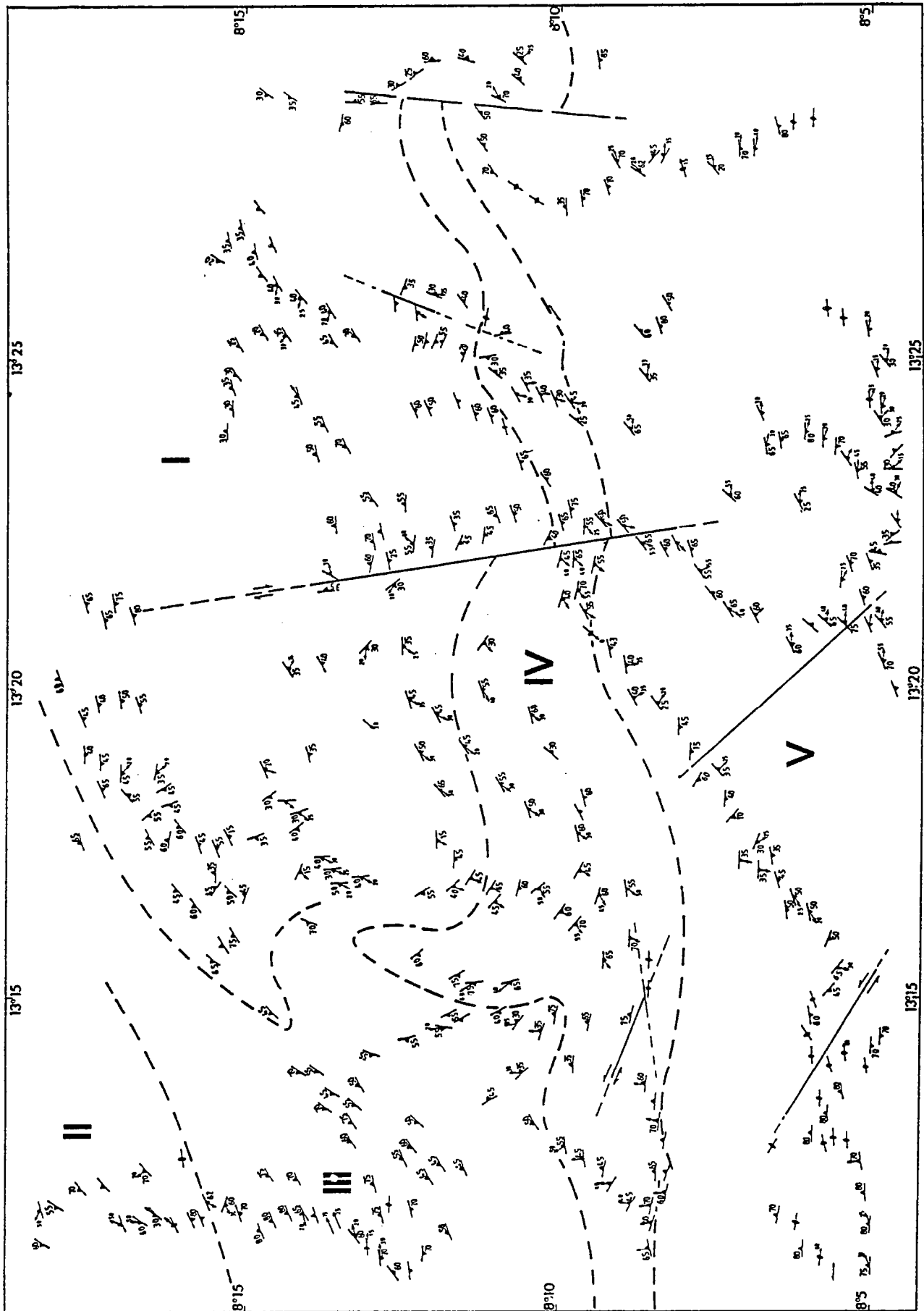


Fig. 73 - Mesures régionales des plans de foliations,
 - schistes verts et micaschistes (domaines I et II) : S_0/S_1 ; - gneiss et amphibolites (domaines III, IV et V) S_0/S_2 ,
 voir commentaires dans le texte.

variant de 70°E à 70°W), mais pouvant globalement être considérées comme constantes à l'échelle régionale. Ces bandes existent au Nord de Damsa dans les amphibolites du groupe C et à l'ouest de cette localité dans les gneiss amphiboliques, avec des sens respectivement dextres et senestres. S'il est probable que leur pendage subvertical résulte de leur position sur le flanc inverse d'un antiforme régional postérieur à leur formation, il est plus difficile de comprendre l'origine des changements de sens qui leur sont associés. On peut spéculer sur plusieurs possibilités :

- 1 - cisaillements d'âges différents liés à l'évolution de la chaîne;
- 2 - cisaillements conjugués dû au poinçonnement d'un bloc relativement rigide enraciné ou non et d'envergure régionale (Fig. 72a);
- 3 - sens apparents éventuellement en rapport avec la géométrie des terminaisons des plans C (Fig. 72b);
- 4 - variations d'orientation initiale entre foliation S_1 préexistante et plans $C_2...$

Il est difficile de se prononcer dans l'immédiat sur l'une des éventualités énumérées car une étude régionale plus élargie des gradients de la déformation et de la répartition de ces bandes de cisaillement est nécessaire.

E - DIRECTIONS REGIONALES DE LA DEFORMATION FINIE

Les marqueurs de la déformation régionale (D_1 dans les schistes verts et les micaschistes, et D_2 dans les gneiss et les amphibolites) sont les plans d'aplatissement XY définis par la foliation mylonitique et la direction d'extension finie X déterminée par les linéations d'étirement; les axes des plis P_1 et P_2 sont partout parallèles à la direction d'extension associée à cette déformation.

1 - Traces de la foliation régionale (Fig. 73)

Dans les schistes verts et les micaschistes. La direction de la foliation régionale est N 50 à N 55. Au voisinage Est de Bantadjé, cette direction s'infléchit en arc convexe vers le Nord; elle passe ensuite progressivement de N 35 à N 70 à l'Ouest de Hoséré Faora. Des perturbations locales de la direction régionale sont courantes à proximité des décrochements (domaines I et II, Fig. 73).

Dans le groupe de Bantadjé la foliation a une direction assez constante N 60 à N 70 (domaine III).

Près de Damsa cette direction passe de N 90 à N 175 à l'Est de Hoséré Faora. Plus à l'Est, au-delà de cette flexure, la foliation redevient N 55 à N 60, avec quelques perturbations locales près des décrochements (domaine IV).

Dans le groupe de Géri, la direction de la foliation est assez constante, N 60 à N 80 avec quelques inflexions à proximité des décrochements; les perturbations de direction les plus importantes se trouvent au Sud de Madjadou à la bordure des nébulites où la foliation tend

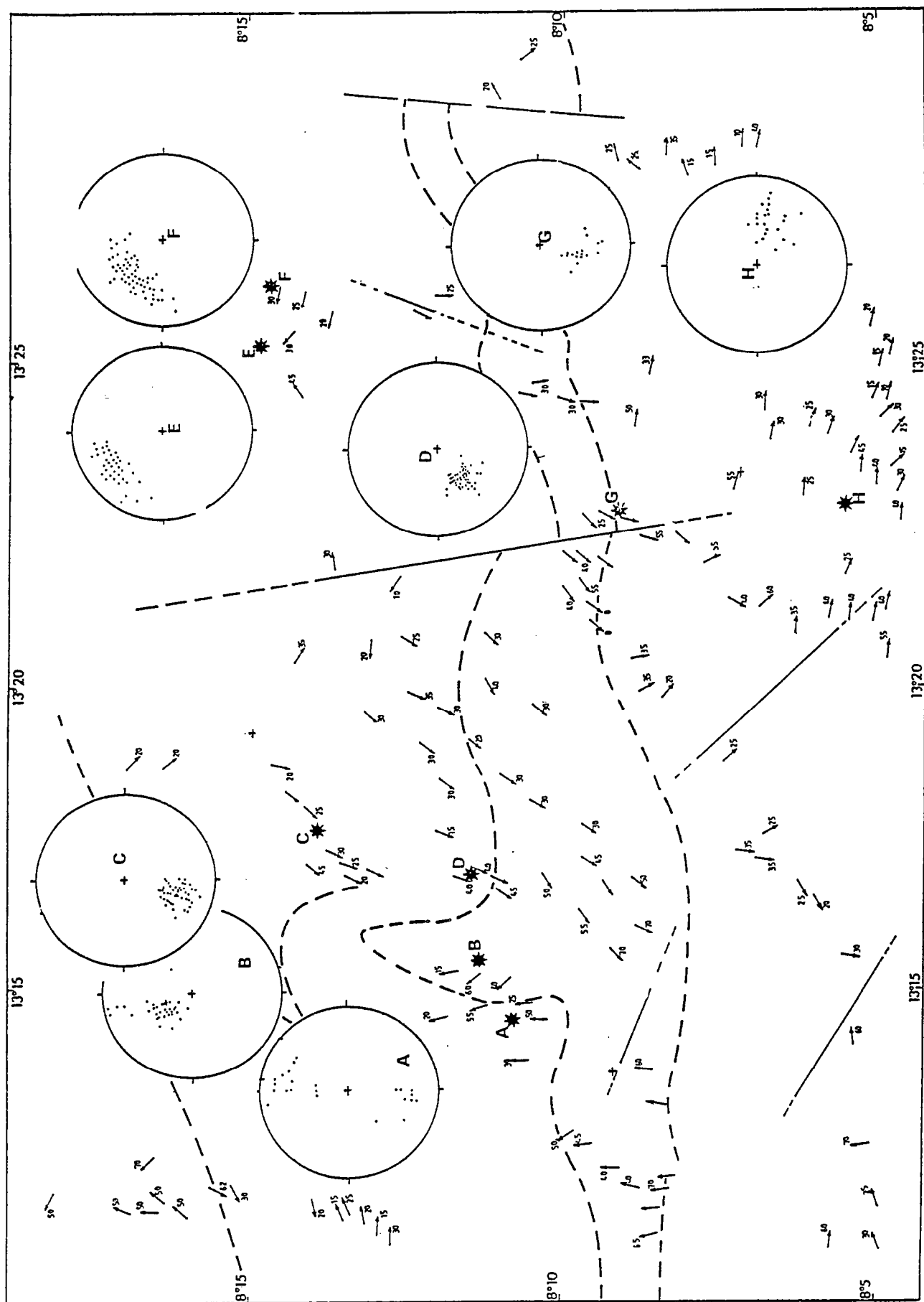


Fig. 74 - Mesures régionales des linéations d'étiement.
 - E et F sont des stéréogrammes d'allongement de rods et de volcanoclastites dans les roches à matrice très fine ne permettant pas la visualisation nette à l'échelle macroscopique des linéations minéralogiques.
 - A, B, C, D, G, H sont des stéréogrammes des linéations minéralogiques.

à s'adapter aux contours du massif; des directions N 10 et N 170 sont observées (domaine V).

2 - Traces des linéations d'étirement (Fig. 55 et 74)

A l'échelle régionale, les linéations montrent une dispersion importante de leur direction liée à leur plissement ultérieur (voir phases $D_3 - D_4$); quatre principaux domaines sont concernés (Fig. 74) :

- Le Nord de Demsa (stéréogrammes A et B) : les linéations plongent vers le Nord et le Nord-Ouest de 20 à 50°; localement (A), on note des plongements vers le Sud et le Nord, marquant la présence de flexures locales.
- le Nord de Bourtol (stéréogrammes C et D), les linéations plongent régulièrement vers le SW de 30 à 70°.
- l'Est et le Sud de Géri, les linéations passent progressivement d'une direction SSW à ESE.

A l'échelle locale, des contrastes importants peuvent être notés entre la régularité des directions de la foliation et l'importance de la dispersion des linéations. Ce phénomène s'observe au NW et au SW de Bantadjé (Groupe de Bantaddjé), au Sud et à l'Ouest de Demsa (Groupe B et C).

Etant donné d'une part le parallélisme du plan de mouvement et du plan de foliation mylonitique S_2 lors de la déformation D_2 et d'autre part la transposition généralisée de la foliation S_1 par S_2 , il faut considérer que les dispersions des linéations dans les plans de foliation sont le résultat de la transposition d'une linéation L_1 faisant initialement un angle fort par rapport à la direction de mouvement (a) au cours de la phase D_2 . Un mécanisme de ce type est possible dans un cisaillement simple inhomogène (Ramsay, op. cit., p. 470-480), à condition que le plan de mouvement (ab) fasse un angle différent de 0° par rapport au plan S_1 .

Cette synthèse de l'ensemble des observations montre en définitive que les linéations précoces subissent une double dispersion au cours de l'histoire structurale postérieure :

- une dispersion dans le plan S_1 transposé (= S_2) pendant la déformation D_2 ;
- une dispersion par plissement lors des phases D_3 (voir phases tardives).

III - LES DEFORMATIONS D_3 et D_4

LES PLIS P_3 ET P_4

Les plis P_3 se développent très localement et présentent presque toujours des interférences en dômes et bassins avec les plis P_4 ; leurs axes sont généralement subhorizontaux et plongent de 10 à 20° sur les terminaisons des dômes. La localisation et les directions axiales de ces plis sont représentées sur la figure 51 (domaine II).

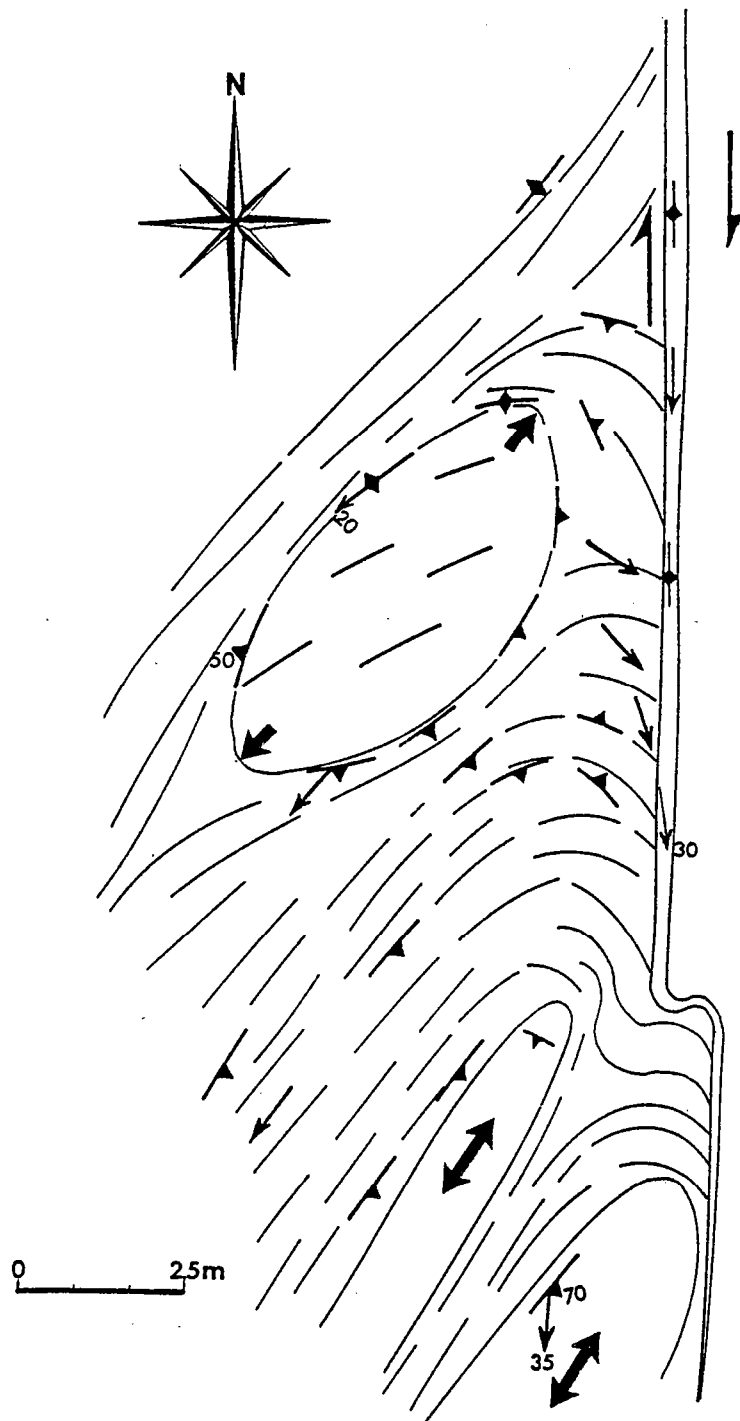


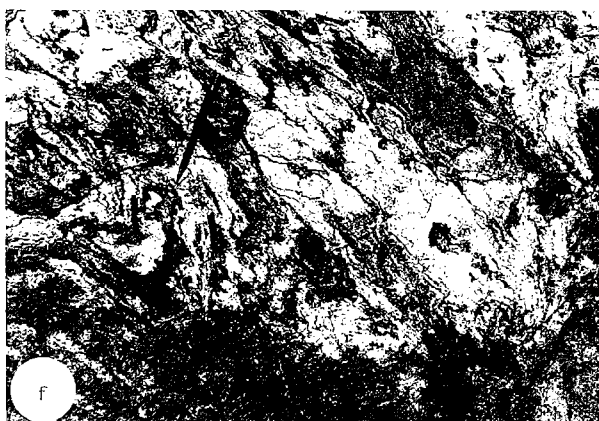
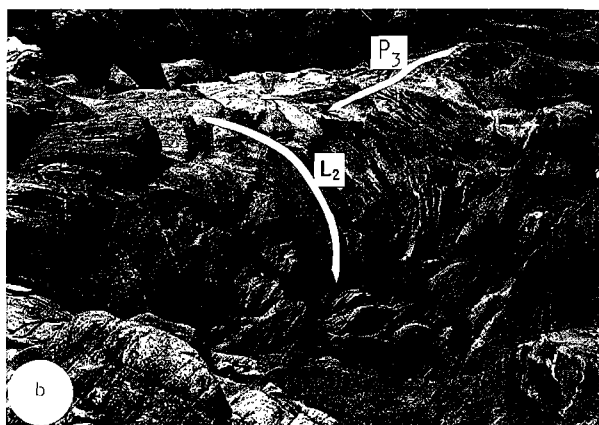
Fig. 76 - Structures en dômes et bassins au Sud de Géri, affectées par un décrochement dextre; la répartition des linéations L2 autour du grand axe du dôme est compatible avec un plan de dispersion à pendage sud et direction E-W à ENE-WSW.

Fig. 75 - Structures D_3 et D_4 (gneiss et amphibolites) :

- a) Pli en dôme dans les amphibolites de Bantadjé (plan horizontal).
- b) Charnière de pli P_3 montrant des linéations L_2 plissées (plan vertical, Sud de Géri).
- c) Interférence de type 3 entre P_2 et P_4 (Mayo Kéli).
- d) Dôme dans les gneiss à amphibole au Sud-Est de Géri (plan horizontal).

Migmatisation et déformation (Sud de Ganini)

- e) charnières P_2 bourrées par des leucosomes.
- f) nébulites affectées par des plis P_2 en fourreaux.
- g) Nord de Ganini; afflux postschisteux de mobilisats migmatitiques dans les gneiss à biotite : on note le contact en éventail de S_2 au contact de l'intrusion, montrant l'écartement vraisemblable de ces plans précédant leur rupture et la migration d'injections de mobilisats discordantes.



Dans le groupe de Bantadjé (Groupe A) les contours de dôme sont soulignés par une S_0 définie par le litage magmatique et la foliation S_1/S_2 (Fig. 75a).

Dans le groupe de Géri (Groupe B); les dômes peuvent être symétriques (Fig. 75d) ou déversés vers le Nord (Fig. 76), quelques plis P_3 dissymétriques n'interférant pas avec les plis P_4 sont localement observés. Tous ces plis P_3 déforment la linéation L_2 ($= L_1$ transposée).

L'observation des plis P_4 est très sporadique, leurs axes sont subparallèles aux linéations L_2 et forment des interférences de type 3 avec les plis P_2 (Fig. 75c).

P_3 ET DISPERSION REGIONALE DES LINEATIONS PRECOCES

L'étude de la dispersion régionale des linéations L_2 dans le domaine C (= Groupe B, stéréogramme C, Fig. 55) montre que celles-ci peuvent être considérées comme contenues dans un plan de direction N 60 plongeant de 50° en moyenne vers le Sud.

La comparaison de l'orientation de ce plan de dispersion avec les directions données par les stéréogrammes A et B dans les schistes verts montre qu'une rotation antihoraire affecte la direction axiale des plis P_3 et par conséquent le plan de dispersion des linéations L_2 dans ce domaine; les directions N.S. relevées à l'Ouest de ce domaine permettent du reste d'affirmer la réalité de cette rotation qui est en relation évidente avec la remontée des nébulites pendant la déformation D_3 . On peut donc considérer que le stade d'amplification maximum du volume de ces nébulites se situe pendant cette phase (voir aussi IV) qui paraît corrélable avec la déformation D_2 dans les schistes verts.

Cette relation chronologique entre la formation des dômes et des bassins permet de se demander en fait si à Poli la remontée des dômes éventuels (ou d'autres montées de "bulles magmatiques" syntectoniques d'origine profonde) n'est pas le véritable moteur des plissements régionaux tardifs, conformément aux modèles d'instabilités gravitaires, proposés par Brun (1981). En tout cas, sur le plan général, le contraste entre l'horizontalité (statistique) de la foliation en bordure du craton du Congo (Jégouzo, 1984) corrélativement à la rareté d'intrusions syntectoniques dans ce domaine,, et le plissement tardif intense de cette foliation à Poli, corrélativement à la présence régionale importante de massifs syntectoniques semble bien montrer le rôle actif de ces massifs dans la déformation tardive.

IV - MIGMATISATION ET DEFORMATION

Les stromatites sont synchrones de la déformation D_2 ; en effet leur leucosome ont les caractères suivants :

- texture grenue et parallélisme avec S_2 ,

- bourrage des charnières P_2 (Fig. 77e,f) et morphologie à zones gonflées et pincées (Fig. 42a) attestant d'une mobilité magmatique lors de cette déformation.

Localement la migration et l'augmentation postschisteuse du volume des mobilisats repoussent et recoupent la foliation S_2 (Fig. 75g); l'origine de ce phénomène semble être l'afflux de leucosome dans les zones renflées, provoquant la rupture des plans de foliation préexistants à leur position d'écartement maximum. Le plissement de la foliation S_2 au contact des nébulites (Fig. 42c) montre bien la postériorité de la migration des mobilisats par rapport à D_2 . La mobilité et sans doute la remontée des mobilisats migmatitiques semblent donc prendre de l'ampleur pendant les déformations D_3 et D_4 .

Les agmatites et les veines discordantes associées sont relativement synchrones de cette migration de mobilisats.

V - CONCLUSION SUR L'EVOLUTION STRUCTURALE DES GNEISS ET DES AMPHIBOLITES

Quatre phases de déformations sont mises en évidence dans les gneiss et les amphibolites (tab. 11); les relations géométriques entre les séquences structurales appartenant aux phases D_1 et D_2 (angle $C_2 - S_1$, dispersions des linéations L_1 dans S_2 , angle entre L_2 et les axes de certains boudins plissés) sont du point de vue cinématique incompatibles avec une évolution progressive et permettent de scinder l'évolution structurale des gneiss et des amphibolites en deux étapes importantes :

une étape précoce marquée par la phase D_1 dont les caractéristiques régionales ne sont plus observables, et

une étape ultérieure polyphasée, compatible avec une même évolution progressive comportant une phase D_2 marquée par une S_2 de transposition subhorizontale, le plus souvent parallélisée à C_2 et associée à une linéation d'étirement L_2 de direction moyenne N-S; les plis P_2 sont déversés vers l'Est ou vers l'Ouest en raison de leur réorientation parallèle à cette direction d'étirement; leurs plongements axiaux dépendent de leur position par rapport aux antiformes et synformes des phases D_3 et D_4 : ces phases ultimes replissent la foliation transposée S_2 précédente en dômes et bassins.

Les leucosomes migmatitiques se forment pendant la phase D_2 et conservent leur mobilité magmatique au cours des phases D_3 et D_4 .

Phases de déformation	Direction axiale des plis	Structures macroscopiques	Structures régionales	Evolution de la migmatisation	évolution structurale
D1	subverticale	- $S_1 // S_0$ - plis isoclinaux $// L_1$ - boudins	non observées	ETAPE I	?
D2	subverticale à NNW-SSE	- $S_2 // S_0$ de transposition - Plis P_2 en fourreaux et plis P_2 ouverts en S - $L_2 // B_2$ - boudins	- Traces $S_2 // S_0$ - Plis non observés	 ETAPE II	Structures compatibles avec une évolution progressive
D3	E-W à NE - SW	- plis droits ou déversés, en dômes et bassins	- antiformes et synformes EW à ENE - WSW		
D4	NNW-SSE	- P_4 ouverts avec $B_4 // L_2$	- flexures de faible amplitude affectant $S_0/S_1/S_2$		

Tableau 11 : Récapitulatif de l'évolution structurale dans les gneiss et les amphibolites.

CHAPITRE III

RELATIONS METAMORPHISME - DEFORMATION

Afin de préciser les caractères du métamorphisme au cours de la déformation, l'analyse microstructurale constitue un complément indispensable à l'étude géométrique et cinématique de la déformation à l'échelle mésoscopique; elle étudie la néoformation des minéraux par rapport à des générations successives des plans de foliations, d'origine tectonométamorphique; si la roche contient des porphyroblastes, cette étude s'appuie généralement sur les rapports géométriques existant entre ces porphyroblastes (présence ou non d'une "Si") en particulier et leur matrice ("Se" en relation avec "Si") (voir Spry, 1963, 1969; Powell et Treagus, 1970; Ferguson et Harte, 1975; Schoneveld, 1977, 1978; Powell et Vernon, 1979? etc...).

Les relations entre blastes, clastes et matrice ayant déjà été évoquées dans les chapitres précédents, les tableaux ci-dessous récapitulent les principaux résultats obtenus.

A - LES SCHISTES VERTS ET LES MICASCHISTES (Tab. 12)

La chlorite cristallise dans les zones abritées autour de la magnétite et marque la S_1 dans les schistes, elle est donc syntectonique, ainsi que les micas blancs (paragonite en particulier) associés aux plans C.

Les épidotes sont disposées parallèlement à S_1 et sont également syntectoniques; cependant elles se substituent aux clastes d'amphiboles et de plagioclase après la déformation syn- S_1 et forment des agrégats aux dépens des clastes préexistants. Des recrystallisations post- D_1 sont courantes et sont marquées par des formes fibro-radiales.

Les amphiboles et l'albite existent généralement sous forme de clastes; leur stade blastique précède donc la déformation D_1 ; au cours de celle-ci, la taille des clastes est progressivement réduite par granulation au profit de la formation de fines aiguilles d'amphiboles ou de granules d'albite qui augmentent le pourcentage de la matrice initiale de la roche.

litho	Minéraux	Anté-D ₁	Syn-D ₁	Post-D ₁
roches basiques	Hb			
	Chl/Ms			
	Ep			
	Scap			
	Ab			
	op			
roches acides	Ms			
	Ab			
	Ep			
	Par			
micaschistes	Bt/Ms			
	Pl			
	And			
	Gt			
	Ep			

TB.12 - Relations cristallisations-déformation dans les S.V. et micaschistes -

B - LES GNEISS (Tab. 13)

La croissance du grenat précède la déformation syn-S₂; ce caractère est prouvé par l'absence d'inclusions orientées, sa rétro-morphose importante en biotite pendant (Bt allongées parallèlement à S₂ et en éventail autour du Gt) et après la déformation D₂, ainsi que sa fragmentation fréquente au cours de cette déformation.

Le disthène se présente souvent en inclusions dans le grenat auquel il est associé; de plus il présente souvent un aspect craquelé dans la matrice des gneiss à biotite.

La sillimanite paraît post-S₂ par sa forme fibro-radiée.

La chlorite semble synschisteuse dans les gneiss à chlorite; toutefois ce minéral pose un problème chronologique assez complexe : il remplace surtout la biotite dans les gneiss et mime la forme cristalline de celle-ci; or la biotite étant synschisteuse, la chlorite mimétique conserve ce caractère quelque soit le stade de son apparition par rapport à l'élaboration de S₂. C'est surtout le caractère régionalement limité de l'importance de la chloritisation et la corrélation de celle-ci avec les zones de déformation intense de phase D₂ qui permet de donner un âge syn-S₂ à la chlorite dans les gneiss.

litho	Minéraux	Anté-D ₂	Syn-D ₂	Post-D ₂
Gneiss à Bt/Gc/Ky	Gt			
	Ky			
	Bt			
	Sill			
	Pl			
	Chl/Preh			
Gneiss à Bt/amph	Hb.v			
	Bt			
	Gt			
	Pl			
	Chl/Preh			
Gneiss à Chl	Pl			
	Hb.v			
	Chl			
	Ep			
	Bt			
leucogneiss	F.alc			
	Ab			
	Ep			
	Chl			
	Ms			
	Bt			

Tb.13 - Relations cristallisations-déformation dans les gneiss -

C - LES AMPHIBOLITES (Tab. 14)

Dans les amphibolites de type II (Bt + Gt), S₂ est définie par l'allongement des amphiboles (Hb.verte); celle-ci provient de la rétro-morphose du grenat pendant la déformation D₂. La présence d'auréoles non déformées à Pl + Bt + Hb semble montrer que cette rétro-morphose se poursuit après la phase D₂.

Dans les autres amphibolites, la Hb a une allure plus ou moins clastique selon les variations de l'intensité de la déformation et précède probablement l'élaboration de S-2'

litho	Minéraux	Anté-D ₂	Syn-D ₂	Post-D ₂
Amphibolite à Bt/Gt Type II	Gt			
	Hb.v			
	Bt			
	Pl			
	ilm			
	Chl/Preh			
Amphibolites à Ep	Hb.v			
	Pl			
	Ep			
	Gt(Bantadjé)			
	Chl/Preh			
Amphibolites à Cpx	Cpx			
	Hb.v			
	Pl			
	Bt			
	Chl/Preh			
Amphibolites quartziques	Pl			
	Hb.v			
	Gt			
	Bt			

Tb.14 - Relations cristallisations-déformation dans les amphibolites

D - CONCLUSIONS SUR L'ETUDE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE

La déformation syn-S₂ dans les gneiss et les amphibolites tranpose une foliation métamorphique S₁ préexistante et correspond pour l'essentiel à un métamorphisme régional rétrograde; cette déformation est caractérisée par le développement de bandes mylonitiques à l'échelle régionale (ex. GR.C), dont la foliation est identifiée à celle des schistes verts et des micaschistes.

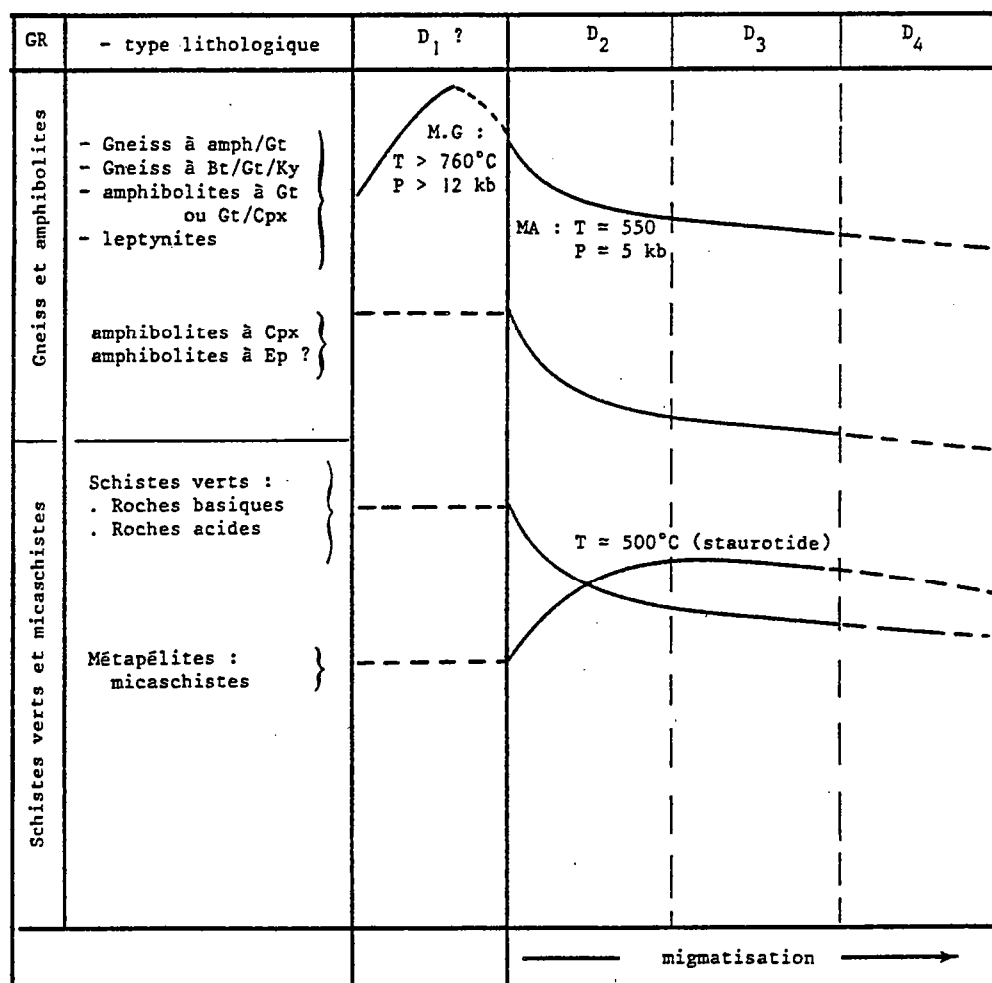
En effet, ces schistes résultent de la mylonitisation progressive des assemblages magmatiques acides à basiques dans le faciès schiste vert (d'où la nomenclature D₁ et M₁ adoptée). A la base de ce faciès, le métamorphisme des assemblages grésopélitiques (micaschistes rubannés) et orthodérivés (micaschistes "microconglomératiques" et homogènes) atteint localement la zone à Gt et staurotide (Ngako, 1982). Le tableau n° 15 récapitule ces relations métamorphisme-déformation.

Dans les gneiss et les amphibolites, cette déformation est syn-rétromorphique (donc syn-M₂) et affecte des paragenèses métamorphiques M₁ initiales de H.P.-H.T (Cpx-Gt; Cpx; Gt-Ky; Gt). Le caractère relictuel de ces paragenèses prouve l'existence d'un métamorphisme de haut grade antérieur à la mise en place des roches acides et basiques ayant évolué en schistes.

Le caractère régional des gneiss à chlorite dans les bandes mylonitiques (ex. GR.C) semble mettre en évidence des relations de cause à effet entre le degré de la rétro-morphose et l'intensité de la déformation ayant affecté ce groupe. Cette corrélation régionale appuie l'hypothèse de plus en plus évoquée de l'effet catalytique de la déformation sur les réactions métamorphiques (ex. Rubie, 1984).

L'apparition tardive de l'association Chl + prh dans les gneiss moins intensément déformés apparaît par conséquent comme la manifestation d'une évolution plus lente de la rétro-morphose dans ces gneiss, due à l'intensité plus faible de la déformation qui les affecte.

L'évolution générale du métamorphisme en rapport avec la déformation est schématisée dans le tableau 15.



Tb.15. Récapitulatif des relations métamorphisme-déformation

CONCLUSIONS

La bordure Sud-Ouest de la série de Poli comporte des groupes lithologiques caractérisés par des évolutions métamorphiques et structurales différentes :

SUR LE PLAN METAMORPHIQUE

Les schistes verts sont caractérisés par la présence d'assemblages à Chl + Ep + Ab + Qz ± Ce provenant du métamorphisme de roches ignées ou tufacées, dont subsistent localement des lentilles conservant des textures magmatiques initiales; ces lentilles sont dépourvues d'un métamorphisme relictuel de H.P-H.T. Les assemblages à Ser + Chl + Ab évoluent de manière analogue à partir des roches magmatiques acides.

Dans les roches grésopélitiques (micaschistes rubannés), ce métamorphisme atteint la zone à Bt + Gt. Plus au SW, en dehors de la feuille présente, des paragenèses à staurotide synchrones de ce métamorphisme ont également été mises en évidence dans des études précédentes (Ngako, 1982).

Dans les gneiss et les amphibolites, la présence d'un métamorphisme à Gt + Ky associé à des reliques d'un métamorphisme granulitique M_1 antérieur au stade rétromorphique dans le faciès amphibolite montre que l'évolution métamorphique de ce groupe est différente de celle des schistes verts et des micaschistes. Toutefois à cause du caractère magmatique attesté par la présence de cumulats de Cpx dans les amphibolites à Cpx, l'évolution certaine de celles-ci dans le faciès granulite n'est pas prouvée; de même l'absence de paragenèses relictuelles de HP dans les amphibolites à Ep peut signifier soit une rétromorphose complète de celles-ci lors du métamorphisme M_2 , soit une évolution monophasée de ces roches dans le faciès amphibolite; d'où leur similitude d'évolution avec les schistes verts.

Les observations à l'échelle régionale montrent néanmoins que le métamorphisme granulitique M_1 et le métamorphisme amphibolitique M_2 sont séparés par une période au cours de laquelle se mettent en place des coulées et des intrusions acides et basiques (groupe schiste vert en particulier, et éventuellement les amphibolites à cumulats de Cpx dans le groupe des gneiss et des amphibolites); ces phénomènes magmatiques post-granulitiques correspondent probablement à une phase de distension régionale pendant

Cette évolution est comparable à celle de certaines ceintures protérozoïques décrites au Groënland (Escher et Escher, 1975) montrant un essaim de dykes basiques intrusifs dans l'Archéen et affectés par des ceintures mylonitiques entre 1790 et 1650 M.A., au cours d'une rétro-morphose régionale des assemblages magmatiques et granulitiques originels dans le faciès amphibolite.

SUR LE PLAN STRUCTURAL

Une phase D_1 pénétrative et probablement synchrone du métamorphisme granulitique (H.P.-H.T) a été mise en évidence dans les gneiss et les amphibolites; le caractère relictuel de cette phase ne permet pas de connaître ses caractéristiques régionales. Cette déformation, ainsi que le métamorphisme granulitique ont une évolution pré-panafricaine probable.

La phase D_2 (= D_1 dans les schistes verts et les micaschistes) en tectonique tangentielle vers le Sud transpose les structures D_1 précédentes et affecte les roches basiques et acides associées aux métapélites (micaschistes) discordantes sur l'assemblage granulitique initial. Cette phase se déroule essentiellement dans un contexte rétro-morphique de M.P dans les faciès amphibolite à schiste vert; elle est responsable de l'élaboration d'une linéation d'étirement L_2 globalement Nord-Sud et d'une foliation mylonitique S_2 subhorizontale et plan axial des plis P_2 en fourreaux. Cette déformation syn-migmatitique doit être considérée comme la phase majeure panafricaine en raison de l'âge de la migmatisation dans ce domaine (Lasserre et Soba, 1979).

Schistes verts et micaschistes	Gneiss et amphibolites
-	D_1
D_1	D_2
D_2	D_3
D_3	D_4

Tableau 16 : Corrélations des phases de déformation dans les principaux groupes lithologiques.

SUR LE PLAN REGIONAL ET GEODYNAMIQUE

Les arguments d'ordre métamorphique et structural développés permettent de proposer pour le domaine étudié une évolution géologique régionale dont la chronologie des événements se définit comme ci-contre :

EVENEMENTS TECTONIQUES	PHENOMENES METAMORHIQUES, MAGMATIQUES ET SEDIMENTAIRES
1) D ₁ (Age ?) dans le Groupe des gneiss et des amphibolites : Foliation S ₁ .	Métamorphisme granulitique : Ensemble appartenant à un substratum probable <u>Types lithologiques représentés</u> - Gneiss khondalito-kinzigitiques, - pyrigarnites à plagioclase, - amphibolites à Gt, - amphibolites à Cpx ?
2) Distension régionale (Age ?)	couverture 1 - sédimentation grésopélitique (micaschistes rubannés) et volcano-détritiques. 2 - magmatisme tholéïtique à calco-alcalin (?) : <u>Types lithologiques représentés</u> - metabasites et schistes dérivés, - amphibolites à Ab, - microgranites, rhyolites porphyriques et schistes dérivés.
3) Foliation mylonitique dans le faciès schiste vert à schiste vert profond : - D₁ dans les séquences lithologiques non préalablement foliées, - D₂ dans les séquences déjà foliées avec mylonitisation ou transposition d'une foliation S₁. Age panafricain probable	Métamorphisme schiste vert et amphibolitique : 1 - métamorphisme des séries grésopélitiques volcanodétritiques et des assemblages acides à basiques dans le faciès schiste vert. 2 - rétro-morphose des assemblages granulitiques dans les faciès schiste vert profond (zones mylonitisées) et amphibolite (zones à foliation S₁ transposée ou réorientée). 3 - migmatisation à la base du faciès amphibolite, suivie de la mise en place des granitoïdes concordants d'origine anatectique ou profonde (type diorique quartzique au Sud de Géri). Blastogénèse régionale statique en B.P avec rétro-morphose statique et continue des paragenèses de H.P (Cpx/Gt/Ky)
4) Age panafricain ultime correspondant à une phase de relaxation probable	Mise en place des granitoïdes discordants (type Kogué) avec cornéification et métamorphisme à andalousite dans les séries grésopélitiques.

Cette chronologie plaide en faveur de l'existence d'un substratum (socle ?) métamorphisé dans le faciès granulite de H.P antérieurement à la mise en place de la série tholéitique (série de Poli pro parte). La détermination de la composition lithologique et de l'extension de ce substratum est complexe en raison de l'intensité de la rétro-morphose qui l'affecte et qui provoque la disparition quasi généralisée des paragenèses antérieures.

Sur le plan géodynamique, le style tectonique mis en évidence est assimilable au style tectonique des zones de convergence avec chevauchements croûte sur croûte. L'étude géochimique abordée dans ce travail pour tenter de caractériser le site géodynamique demeure fragmentaire et incomplète; quelques traits géochimiques prépondérants peuvent néanmoins être retenus : présence d'un substratum à tendance calco-alkaline et d'un magmatisme postérieur à affinité tholéitique précédant la tectonique panafricaine.

D'après Girod (1978), un tel magmatisme peut être associé à l'évolution des bassins marginaux ou à l'évolution des marges inactives. Pour l'heure, aucun matériau de type océanique n'a encore été mis en évidence dans la région, et le problème de la localisation d'une suture éventuelle reste posé.

BIBLIOGRAPHIE

- BALL E., BARD J.P., SOBA D., 1984. Tectonique tangentielle dans la catazone pan-africaine du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. *Journ. Afr. Earth Sci.*, 2:91-95.
- BARD J.P. 1974. Remarques à propos de l'évolution géotectonique du craton ouest-africain en Côte d'Ivoire. *C. R. Acad. Sci., Paris*, D-278 : 2405-2408.
- BARD J.P., 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson Paris, 192 p.
- BAYER R., LESQUIER A. 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture pan-africaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX : 863-876.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican shear zone. *Journ. Struct. Geol.*, 1 : 31-42.
- BERTHE D., BRUN J.P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone (France). *Journ. Struct. Geol.*, 2 : 127-133.
- BESSOLES B., ROQUES M. 1956. Ages apparents par la méthode Plomb-Alpha de Zircons extraits de roches cristallines d'Afrique équatoriale française et du Cameroun. *XX Congr. Géol. Intern., Mexico*, 35-37.
- BESSOLES B., LASSERE M. 1977. Le complexe de base du Cameroun. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19 : 1085-1092.
- BESSOLES B., TROMPETTE R. 1980. Géologie de l'Afrique. La chaîne pan-africaine "Zone mobile" d'Afrique centrale (partie Sud) et zone mobile soudanaise. *Mém. B.R.G.M.*, 92 : 396 p.
- BIOT M.A., 1961. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72 : 1595-1620.
- BISHOP F.C., 1980. The distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with application to geothermometry. *Amer. Journ. Sci.*, 280 : 46-47.
- BLACK R. 1978. Propos sur le Pan-africain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 20 : 843-850.
- BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE, BAYER R., BERTRAND J.M., BOULLIER A.M., FABRE J., LESQUIER A. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in west Africa. *Nature*, 278, 5701 : 223-227.
- BOUCHEZ J.L., PECHER A. 1976. Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18 : 1377-1385.
- BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. 1978. Le quartz en ruban dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 20 : 253-262.
- BOULLIER A.M. 1979. Charriage et déformations de l'unité granulitique des Iforas au cours de l'orogénèse pan-africaine. *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 21 : 377-382.
- BOULLIER A.M., DAVISON I., BERTRAND J.M., COWARD M. 1978. L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 20 : 877-882.
- BRIDGE WATER D., Mc GREGOR V.R., MYERS J.S. 1974. A horizontal tectonic regime in the archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. *Precamb. Res.*, 1 : 179-197.
- BRUN J.P. 1978. L'enroulement des charnières de plis pendant la déformation progressive : arguments microtectoniques. *Sé R.A.S.T.*, Orsay, p. 76.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 23 : 177-193.

- BURG J.P., HARRIS L.B. 1982. Tension fractures and boudinage oblique to the maximum extension direction : an analogy with LUDERS' BANDS. *Tectonophysics*, 83 : 347-363.
- BURKE K., WHITEMAN A.J. 1973. Uplift, Rifting and the Break-up of Africa. In : *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Tarling D.H. and Runcorn S.K. Academic press, London and New-York : 735-755.
- BURKE K., DEWEY J. 1973. An outline of Precambrian plate development. In : *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Tarling D.H. and Runcorn S.K. Academic Press, London and New-York : 1035-1045.
- CABY R. 1978. Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 20 : 857-869.
- CABY R. 1979. Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.* : 21 : 365-376.
- CABY R., BERTRAND J.M., BLACK R. 1981. Pan-african ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In : *Plate tectonics*. Kroner, Elsevier, Amsterdam : 407-434.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A. 1971. Bouclier éburnéen (ou Libéro-ivoirien). In : *Tectonique de l'Afrique*. U.N.E.S.C.O. Earth Sciences, 6, Paris : 185-200.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A. 1971. Chaînes plissées du précambrien supérieur. In : *Tectonique de l'Afrique*. U.N.E.S.C.O. Earth Sciences, 6, Paris : 295-349.
- CHOUKROUNE P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux recristallisations synkinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 13 : 257-271.
- CLIFFORD T.N. 1970. The structural framework of Africa. In : *Africa magmatism and tectonics*. Clifford T.N. and Grams I.G., Oliver and Boyd, Edinburgh : 1-26.
- COBBOLD P.R., QUINQUIS H. 1980 Development of sheath folds in shear regimes. *Journ. Struct. Geol.*, 2 : 119-126.
- CONTRI J.P. 1975. Etude géologique et prospection générale stratégique orientée du complexe volcanosédimentaire Tcholliré - Bibemi - Marous (Département de la Benoué N. Cameroun) R.U.C. Dir. Mines et Géol. Rapport B.R.G.M., Paris.
- CONVERT J. 1981. Les granulites à orthopyroxène de Laponie (Finlande et Norvège) : Pétrologie et Géochimie. Thèse 3e cycle, Rennes : 181 p.
- COOLEN J.J. 1980. Chemical petrology of the Furua granulite complex Southern Tanzania. *GUA Papers of Geology*, sér. 1, 13 : p. 70.
- COSGROVE J.W. 1976. The formation of crenulation cleavage. *Journ. Geol. Soc. London*, 132 : 155-178.
- COSGROVE J.W. 1980. The tectonic implications of some small scale structures in the Mona complex of Holy Isle, North Wales. *Journ. Struct. Geol.*, 2 : 383-396.
- COWARD M.P., JAMES P.R., WRIGHT L.I. 1976. The movement pattern across the northern margin of the Limpopo mobile belt, Southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87 : 601-611.
- COWARD M.P. 1980. Shear zones in the precambrian crust of Southern Africa. *Journ. Struct. Geol.*, 2 : 19-27.
- DEER, HOWIE, ZUSSMAN. 1982. An introduction to the rock forming minerals. Longman, 13e ed. : 528 p.
- DUMONT J.F., TOTEU S.F. 1984. Sur deux cycles de migmatisations dans la zone mobile pan-africaine au Nord du Cameroun. 10e R.A.S.T., Bordeaux : p. 196.
- DUNNET D. 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7 : 117-136.
- DURNEY D.W. 1972. Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, 235 : 315-317.

- DURNEY D.W., RAMSAY J.G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In : Gravity and Tectonics, De Jong K.A. and Scholten R., Wiley, New-York : 67-96.
- ELLIS D.J., GREEN D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon Garnet clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contr. Mineral. Petrol., 71 : 13-22.
- ESCHER A., WATTERSON J. 1974. Stretching fabrics folds and crustal shortening. Tectonophysics, 22 : 223-231.
- ESCHER A., ESCHER J.C. 1975. The reorientation of the Kangamiut Dike Swarm, west Greenland. Can. Journ. Earth Sci., 12 : 158-173.
- ETCHECOPAR A. 1974. Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse 3e cycle, Nantes : 135 p.
- ETCHECOPAR A. 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics, 39 : 128-139.
- FERGUSON C.C., HARTE B. 1975. Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and recrystallisation. Geol. Mag., 112 : 467-480.
- FLINN S. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. Quat. Jour. Geol. Soc. London, 118 : 385-433.
- FLINN D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoïde. Geol. Mag., 102 : 36-45.
- GHOSH S.K. 1966. Experimental test of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. Tectonophysics, 3 : 169-185.
- GHOSH S.K. 1974. Strain distribution in superposed buckle folds and the problem of reorientation of early lineations. Tectonophysics, 21 : 249-272.
- GRAY D.R. 1979. Microstructure of crenulation cleavages : an indicator of cleavage origin. Amer. Journ. Sci., 279 : 97-128.
- HAGESKOV B. 1978. On the Precambrian structures of the sandbukta-Mølen inlier in the Oslo Graben, SE Norway. Norsk Geol. Tidsskrift, 1 : 69-80.
- HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.E. 1976. An outline of structural geology. Wiley, New-York : 571 p.
- HOPGOOD A.M. 1966. Theoretical consideration of the mechanics of tectonic reorientation of dykes (with particular references to Lewisian dykes of the Isle of Barra). Tectonophysics, 3 : 17-28.
- HUDLESTON P.J. 1976. Recumbent folding in the base of the Barnes Ice Cap Baffin Island Northwest Territories, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., 87 : 1684-1692.
- HUDLESTON P.J. 1977. Similar folds Recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. Journ. Geol., 85 : 113-122.
- HURLEY P.M. 1974. Pangeaic orogenic system. Geology, 2 : 373-376.
- IRVING A.J. 1974. Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes. Australia Journ. Petr., 15 : 1-40.
- JEGOUZO P. 1980. The South Armorica n Shear Zone. Journ. Struct. Geol., 2:39-47.
- JEGOUZO P. 1984. Evolution structurale du Sud-Ouest Cameroun durant l'orogène pan-africain. Association de tectoniques cisailante et chevauchante. Colloque C.N.R.S., Chevauchement et déformation, Toulouse : p. 23.
- JOHANNES W. 1983. On the origin of layered migmatites. In : Migmatites, Melting and metamorphism, Atherton M.P., Gribble C.D. ed., Shiva pub. ltd : 234-248.
- JOHANNES W., GUPTA L.N. 1982. Origin and Evolution of a migmatite. Contr. Miner. Petrol., 79 : 114-123.

KENNEDY W.Q. 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y.) tectonic episode. 8th Ann. Rep. Res. Inst. African Geol. Univ. Leeds: p. 48.

KOCH P. 1956. Stratigraphie du Précambrien de la frontière occidentale du Cameroun Central. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), V : 653-660.

KOCH P. 1959. Le Précambrien de la frontière occidentale du Cameroun Central. Bull. Dir. Mines Géol., 3 : 300 p.

KRONER A. 1977. The Precambrian geotectonic evolution of Africa : Plate accretion versus plate destruction. Precamb. Res., 4 : 163-213.

LASNIER B. 1977. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif central français (Haut Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse Etat, Nantes : 351 p.

LASSERRE M. 1964. Mesures d'âge absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Cameroun (Afrique équatoriale). C. R. Acad. Sci., Paris, 258 : 998-1000.

LASSERRE M. 1967. Données nouvelles acquises, en géochronologie par la méthode au strontium appliquée à l'étude des massifs cristallins du Cameroun. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 3 : 89-90.

LASSERRE M. 1975. Age libérien des formations à pyroxènes du Sud Cameroun. 3e R.A.S.T., Montpellier : p. 217.

LASSERE M., BESSOLES B. 1976. Géochronologie (Rb/Sr, K/Ar) des formations précambriennes du Cameroun méridional : précisions sur les limites du craton du Congo. 4e R.A.S.T., Paris : p. 253.

LASSERE M., SOBA D. 1976. Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. Bull. B.R.G.M., 2e série, section IV, 1 : 17-32.

LASSERRE M., SOBA D. 1979. Migmatisation d'âge panafricain au sein des formations camerounaises appartenant à la zone mobile de l'Afrique centrale. C.R. Somm. Soc. géol. Fr., 2 : 64-68.

LEAKE B.E. 1965. The relationship between tetrahedral Aluminium and the maximum possible octahedral Aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Amer. Miner., 50 : 843-851.

LEAKE B.E. 1978. Nomenclature of Amphiboles. Amer. Miner., 63 : 1023-1052.

LE FUR Y. 1971. Les indices de cuivre du groupe volcanosédimentaire de Poli (Cameroun). Bull. B.R.G.M., 2e série, section II, 6 : 79-91.

MARTIN H., PORADA H. 1977. The intracratonic branch of the Damara origin in South Africa. I. Discussion of geodynamic models. II. Discussion of relationships with the pan-african mobile belts system. Precamb. Res., 5 : 331-357.

MEHNERT K.R. 1971. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, Developments in Petrology, 1 : 406 p.

MERLE O. 1982. Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysh à Helminthoides de l'Embrunais - Ubaye, Alpes occidentales). Thèse 3e cycle, Rennes : 147 p.

MESTRAUD J.L. 1971. Afrique centrale : les Chaînes plissées. In : Tectonique de l'Afrique, U.N.E.S.C.O., Earth Sciences, 6 : 461-482.

MIYASHIRO A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen and Unwin : 72 p.

NGAKO V. 1982. Les séries précambriennes intermédiaires et le complexe de base de la région de Poli (Nord Cameroun). Cartographie, pétrographie, structure). D.E.A., Rennes : 35 p.

PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETTE T.C. 1975. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 36 : 121-132.

- PERCHUK L.L., RIABCHIKO I.D. 1976. Relation de phases dans les systèmes minéraux. Ed "Nedra" : 156 p.
- PIPER D.A., BRIDEN J.C., KEITH LOMAX. 1973. Precambrian Africa and South America as a single continent. *Nature*, 245 : 244-248.
- PLATT J.P., VISSERS R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journ. Struct. Geol.*, 2 : 397-410.
- PORADA J. 1979. The Damara - Ribeira orogen of the pan-african brasiliano cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57 : 237-165.
- POWELL D., TREAGUS J.E. 1970. Rotational fabrics in metamorphic minerals. *Miner. Mag.*, 37, 291 : 801-814.
- POWELL C., VERNON R.H. 1979. Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a karakoram schist. *Tectonophysics*, 54 : 25-43.
- PLYSNINA L.P. 1982. Thermometry and geobarometry of plagioclase - hornblende bearing assemblages. *Contr. Miner. Petrol.*, 80 : 140-146.
- QUINQUIS H., COBBOLD P.R. 1978. Etude de plis non cylindriques résultant d'un cisaillement simple. *6e R.A.S.T., Orsay* : p. 327.
- RAASE P. 1974. Al and Ti contents of hornblende as indicator of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Miner. Petrol.*, 45 : 231-236.
- RAMBERG H. 1961. Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundsch.*, 51 : 405-439.
- RAMBERG H. 1963. Evolution of drag folds. *Geol. Mag.*, 100 : 97-106.
- RAMSAY J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New-York : 568 p.
- RAST N. 1956. The origin and significance of boudinage. *Geol. Mag.*, 93 : p. 401.
- ROCCI G. 1965. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. *Sci. Terre, Nancy*, 10 : 461-479.
- ROCH E. 1953. Itinéraires géologiques dans le nord du Cameroun et le sud-ouest du territoire du Tchad. *Bull. Serv. mines, Territoire du Cameroun*, 1 : 131 p.
- ROQUES M. 1948. Le précambrien de l'Afrique occidentale française. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XVIII : 589-628.
- RUBIE D.C. 1984. A thermal tectonic model for high pressure metamorphism and deformation in the Sesia Zone, western Alps. *Journ. Geol.*, 92 : 21-36.
- SENGUPTA S. 1983. Folding of boudinaged layers. *Journ. Struct. Geol.*, 5:197-210.
- SHACKLETON R.M. 1976. Pan-African structures. *Phil. Trans. R. Soc.-London*, (A), 280 : 491-497.
- SCHONEVELD C. 1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline - rotated garnets. *Tectonophysics*, 39 : 463-471.
- SCHONEVELD C. 1978. Syntectonic growth of garnets : discussion of a model proposed by M. J. de Wit. *Geol. Journ.*, 13 : 37-46.
- SMITH A.G., HALLAM A. 1970. The fit of the southern continents. *Nature*, 225 : 139-144.
- SPRY A. 1963. The origin and significance of snowball structures in garnet. *Journ. Petrol.*, 4 : 211-222.
- SPRY A. 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press, London, 350 p.
- STOUT J.H. 1972. Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *Journ. Petrol.*, 13 : 99-145.

STROMGARD K.E. 1973. Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. *Tectonophysics*, 16 : 215-248.

TOTOU S.F., PENAYE J., NJEL U.O., BASSAHAK J., BEA A. 1984. Age relatif du granite de Pelbou, région de Poli, nord Cameroun. 10e R.A.S.T., Bordeaux : p. 525.

TOTOU S.F., DUMONT J.F., BASSAHAK J., PENAYE J. 1984. "Complexe de base" et "séries intermédiaires" dans la zone mobile pan-africaine de la région de Poli, au Cameroun. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 299, sér. II : 561-564.

TRIBOULET Cl., AUDREN Cl. 1985. Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite/sillimanite/andalousite and P.T. time deformation path in mica schist from the estuary of the river Vilaine, south Brittany, France. *Journ. Metam. Geol.*, 3, part 1. (Sous presse).

U.N.E.S.C.O. 1971 *Tectonique de l'Afrique*. Earth Sciences, 6, Paris : 602 p.

UNRUG R. 1983. The Iufilian Arc : a microplate in the Pan-african collision zone of the Congo and the Kalahari cratons. *Precamb. Res.*, 21 : 181-196.

VELLUTINI P., ROCCI G., VICAT J.P., GIOAN P. 1983. Mise en évidence de complexes ophiolitiques dans la chaîne du Mayombé (Gabon - Angola) et nouvelle interprétation géotectonique. *Precamb. Res.*, 22 : 1-21.

VIDAL Ph. 1980. L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21 : 162 p.

WATSON J.V. 1976. Vertical movements in Proterozoic structural provinces. *Phil. Trans. R. Soc. London*, (A), 280 : 629-640.

WELLS. 1979. Chemical and thermal evolution of archaean sialic crust, southern west Greenland. *Journ. Petrol.*, 20 : 187-226.

WILSON G. 1953. Mullion and rodding structures in the Moine series of Scotland. *Proc. Geol. Ass. London*, 64 : p. 118.

WINKLER H.G.F., SEN S.K. 1973. Nomenclature of granulites and other high grade metamorphic rock. *N. Jh. Miner. Mh.*, 9 : 393-402.

WINKLER H.G.F. 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, New-York : 302 p.

ANNEXE

Cette annexe comporte :

- . les analyses d'éléments majeurs de R.T
- . les analyses minérales.

A - ELEMENTS MAJEURS

Ces analyses ont été effectuées au CAESS par Martine LE COZ et Michel LEMOINE. Les méthodes employées sont :

- l'absorption atomique pour le dosage du Mg et du Na ;
- la fluorescence X pour les autres éléments.

Les précisions analytiques sont:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
2 %	3 %	2 %	1 %	3 %	2 %	3 %	2 %	2 %	10 %

NB: Les analyses marquées d'un astérisque comportent une erreur supplémentaire de 2 à 3% sur les précisions précédentes.

B - ANALYSES MINERALES

Ces analyses ont été effectuées à Brest (C.O.B) en collaboration avec Monsieur BOHN sur la microsonde CAMEBAX; les formules structurales calculées sur 10 éléments (voir les tableaux d'analyses) sont celles fournies par les programmes de calculs du C.O.B.

Les normalisations $\sum \text{Mg}$ et $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}$ total satisfont en général l'équilibre des charges. Pour les calculs, seule a été retenue la première normalisation ($\sum \text{Mg} = 13$), qui donne la valeur maximale de Fe^{3+} .

Les estimations du Fe^{3+} dans les amphiboles de l'échantillon 259 (tableau n°9) ont été faites en utilisant le programme de calcul du laboratoire de pétrologie métamorphique (Paris VI), qui utilise une version modifiée de la méthode de Stout (1972).

Pour les autres échantillons les estimations de Fe^{3+} ont été faites en normalisant les formules structurales des amphiboles à $\sum \text{Mg} = 13$.

Pour les pyroxènes, la somme de la totalité des cations dans les formules structurales étant très voisine et même inférieure à 4,00 dans certains cas, leurs teneurs en Fe^{3+} sont considérées comme étant négligeables.

A - Analyses de Roches totales

Groupe schiste vert : Roches basiques et intermédiaires

N° Ech.	N° Anal.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
1B	7739	53,23	16,73	9,82	0,16	5,56	7,71	3,03	0,03	1,05	0,15	3,22	100,69
2B	7655	55,86	14,76	8,46	0,14	3,65	5,79	2,75	0,33	0,45	0,05	6,69	98,93
4B	7723	55,36	16,87	7,84	0,13	3,31	6,51	3,22	0,67	0,64	0,09	3,60	98,24
10B	7653	45,16	13,17	9,30	0,18	8,20	9,92	1,50	0,00	0,58	0,11	10,57	98,69
25B	7756	46,25	15,80	8,97	0,16	3,79	8,85	3,19	1,33	0,84	0,14	9,22	98,54
26B	7735	47,64	18,00	10,52	0,13	5,43	5,07	4,26	0,60	1,05	0,21	5,24	98,15
28B	7734	50,49	17,14	9,08	0,15	4,10	7,64	2,21	1,20	0,72	0,08	5,71	98,52
45B	7986	51,84	18,09	9,62	0,12	4,28	6,10	2,43	0,66	0,74	6,08	4,04	98,00
51B	7737	53,01	16,50	7,56	0,13	5,67	7,48	3,72	0,51	0,78	0,10	2,94	98,40
69B	7740	47,25	15,42	11,12	0,21	5,71	17,39	0,14	0,00	0,49	0,05	2,17	99,95
114A	7654	53,34	14,36	8,01	0,16	7,60	7,12	4,09	0,50	0,74	0,18	2,13	98,23
117A	7731	49,38	18,96	9,52	0,13	4,97	5,57	4,46	0,52	0,79	0,20	3,66	98,13
128A	7732	55,84	16,69	6,49	0,12	5,22	7,32	4,32	0,21	0,79	0,16	3,43	100,59
325	7985	51,30	16,88	10,99	0,14	3,72	9,60	2,45	0,00	0,69	0,06	3,00	98,83

Groupe schiste vert : roches acides

N° Ech.	N° Anal.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
43A	7650	68,99	13,43	4,30	0,09	1,19	3,25	3,99	1,42	0,49	0,08	1,36	98,50
54A	7738	67,38	15,06	4,25	0,07	2,03	3,65	5,02	0,33	0,42	0,07	1,78	100,06
116A	7651	64,53	15,94	2,91	0,09	1,11	4,32	4,64	1,78	0,36	0,07	4,02	99,77
160A	7648	67,33	13,75	5,25	0,09	1,88	4,38	3,53	0,67	0,49	0,07	1,90	99,34
320A	7649	74,74	11,18	2,73	0,08	0,88	2,49	4,62	0,57	0,15	0,02	2,91	100,37
46B	7736	64,70	14,97	5,80	0,11	2,84	1,68	3,95	1,23	0,74	0,07	2,93	99,02

Groupe des gneiss et amphibolites

N° Ech.	N° Anal.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
245	7663	44,12	14,55	14,20	0,23	6,94	12,04	2,56	1,19	1,86	0,17	1,24	99,10
188	7661	43,68	13,13	17,98	0,19	6,96	10,10	2,91	1,57	1,40	0,05	0,64	98,79
305	7664	49,91	18,22	10,31	0,18	4,26	8,22	4,24	1,04	0,91	0,28	0,73	98,30
244	7662	58,14	16,95	6,67	0,10	2,84	5,07	3,88	3,49	1,08	0,24	0,49	98,95
10A	7665	61,95	15,07	3,82	0,06	2,29	3,90	5,05	1,10	0,43	0,09	4,41	98,17
12A	7979	61,64	16,68	4,58	0,06	2,61	5,16	4,01	1,39	0,61	0,11	1,95	98,80
14A	7980	61,43	16,23	4,47	0,07	3,03	4,78	4,83	1,93	0,54	0,10	2,06	99,47
29A	7666	63,44	16,81	4,55	0,09	1,70	5,34	4,25	1,37	0,49	0,13	2,12	100,29
84A	7982	59,53	16,61	5,82	0,08	3,85	5,91	4,25	1,67	0,82	0,15	1,93	100,62
112A	7983	59,12	16,34	5,77	0,08	4,02	6,41	3,96	1,43	0,67	0,14	2,73	100,67
111A	7981	58,51	16,35	5,61	0,08	3,55	6,02	4,11	1,12	0,65	0,13	1,95	98,08
118A	7984	51,47	20,53	5,38	0,06	2,30	6,87	5,18	2,26	0,94	0,17	3,15	98,31
138	7657	76,62	12,59	1,78	0,06	0,13	0,45	4,27	4,04	0,20	0,00	0,67	100,81
218	7658	78,44	11,61	1,16	0,00	0,02	0,14	4,48	4,42	0,06	0,00	0,14	100,47
122	7976	77,17	12,10	1,27	0,03	0,08	0,35	4,85	3,50	0,13	0,00	0,26	99,74
312	7659	76,78	13,01	0,99	0,02	0,08	0,44	5,21	2,98	0,09	0,00	0,41	100,01
313	7660	78,32	12,40	0,73	0,02	0,17	0,82	6,14	0,53	0,08	0,01	0,39	99,61
306	7977	74,54	12,02	1,05	0,04	0,11	1,11	3,71	4,84	0,21	0,01	1,09	98,73
315	7978	76,47	12,32	1,86	0,04	0,87	0,17	3,80	4,08	0,20	0,01	0,49	100,31

Types lithologiques : 245 et 248 : Amphibolites plagioclasiques à Cpx
 305 et 244 : Gneiss à Amph/Bt
 10A, 12A, 14A, 29A, 84A, 112A, 111A, 118A : Gneiss à chlorite
 138 et 218 : Leptynites
 122, 312, 313, 306, 315 : Leucogneiss plagioclasiques.

B - Analyses minérales

1 - Amphiboles

classification (Leake, 1978)

TYPE	N° Ech.	N° Tb.	N° ANA
Magnésio-hornblende	133	1	1, 3
	133	2	4, 7, 30, 31, 32
	6 A	3	20, 21, 22, 24, 25
	14 A	4	63, 64, 66
	35 A	5	43, 44, 46
	35 A	6	37, 39, 40, 41, 42
	181	8	5, 6, 7
	02	10	58, 62, 64
Hornblende Tschermakitique	14 A	4	67
	35 A	5	45
	35 A	6	38
	145	7	4, 7, 8
	181	8	8
	259	9	16, 18, 19, 20, 21, 23
Hornblende actinotique	133	1	2
	133	2	6, 29
	6 A	3	23
Tschermakite (Alumino-Tschermakite)	14 A	4	65
	145	7	5, 6, 9
Hornblende édénitique	02	10	65
Hornblende ferropargasitique	02	10	66, 67
Pargasite ferrifère	259	9	17

Tableaux 1 et 2 : amphibolites à albite (GR. schiste vert)

3, 4, 5, 6 : amphibolites plagioclasiques à Ep. (GR. C, Demsa)

7 : amphibolite plagioclasique à Ep (GR. A, Bantadjé)

8 : amphibolite à Cpx (GRB, Géri)

9 et 10 : pyrigarnites (GR. B)

NB. pour les autres analyses, se reporter aux n° d'échantillons figurant dans ce tableau pour les types lithologiques correspondants.

Tableau n°1 Ech. n°133 A (Clastes)

Tableau n°2 Ech. n°133 A (néoformées)

N° ANA	1	2	3	Moy.	4	6	7	29	30	31	32	Moy.
SiO ₂	46,92	52,63	50,64	50,06	50,16	51,17	49,10	49,85	51,68	47,54	49,70	49,88
Al ₂ O ₃	7,92	3,67	5,38	5,65	5,87	4,34	6,42	5,20	4,72	7,21	6,24	5,71
Fe	17,78	17,04	15,66	16,82	15,96	14,69	15,84	16,91	16,71	17,28	16,19	16,22
MnO	0,12	0,41	0,06	0,20	0,58	0,49	0,39	0,41	0,62	0,57	0,27	0,47
MgO	2,26	14,86	14,36	13,83	13,53	14,51	13,11	13,13	13,74	11,96	13,16	13,31
CaO	10,48	8,58	11,16	10,07	10,13	10,30	10,66	10,51	9,13	10,03	10,22	10,14
Na ₂ O	1,52	0,94	1,15	1,20	1,28	1,05	1,04	1,04	1,13	1,61	1,15	1,18
K ₂ O	0,26	0,14	0,07	0,16	0,22	0,05	0,18	0,18	0,19	0,21	0,14	0,16
TiO ₂	0,14	0,00	0,10	0,08	0,06	0,00	0,16	0,13	0,03	0,04	0,15	0,08
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01
H ₂ O	2,01	2,07	2,07	2,05	2,05	2,04	2,02	2,03	2,05	1,99	2,03	2,03
Total	99,50	100,33	100,74	100,19	99,83	98,64	98,93	99,44	100,00	98,45	99,28	99,19
Si	6,802	7,302	7,179	7,095	7,155	7,341	7,014	7,187	7,283	6,956	7,135	7,153
Al	1,353	0,599	0,899	0,948	0,986	0,735	1,081	0,884	0,784	1,243	1,056	0,967
Fe ²⁺	0,947	0,100	0,910	0,647	0,755	0,690	0,378	0,958	0,499	0,982	0,847	0,729
Fe ³⁺	1,269	1,964	0,987	1,413	1,199	1,115	1,581	1,132	1,539	1,189	1,145	1,271
Mn	0,014	0,048	0,008	0,023	0,070	0,059	0,047	0,049	0,073	0,071	0,032	0,057
Mg	2,649	3,074	3,035	2,919	2,878	3,103	2,791	2,822	2,887	2,610	2,815	2,844
Ca	1,674	1,332	1,732	1,579	1,589	1,523	1,689	1,664	1,426	1,614	1,613	1,602
Na	0,439	0,265	0,322	0,342	0,362	0,298	0,299	0,299	0,320	0,468	0,327	0,339
K	0,050	0,026	0,013	0,030	0,040	0,010	0,034	0,034	0,036	0,040	0,026	0,031
Ti	0,014	0,000	0,010	0,008	0,006	0,000	0,017	0,015	0,003	0,005	0,016	0,008
Gr	0,011	0,000	0,010	0,007	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,001
Total	15,222	14,710	15,105	15,011	15,040	14,974	14,931	15,049	14,850	15,178	15,015	15,002
Sum FM	13,369	13,580	13,285	13,412	13,348	13,323	13,463	13,328	13,450	13,345	13,332	13,030
% FM	45,03	39,71	38,05	40,93	40,70	36,99	41,00	42,53	41,44	45,59	41,24	41,28

Tableau n°3 Ech. n°61

N°ANA	20	21	22	23	24	25	Moy.	N°ANA	63	64	65	66	67	Moy.
SiO ₂	50,92	50,48	50,27	53,20	50,94	46,66	50,41	SiO ₂	47,56	48,71	42,35	46,20	43,87	45,74
Al ₂ O ₃	7,69	8,24	7,19	4,27	6,47	9,40	7,04	Al ₂ O ₃	8,03	7,43	14,82	9,24	14,55	10,81
Fe	8,73	10,96	11,18	10,03	10,84	12,24	10,66	Fe	13,29	12,98	15,06	13,69	14,81	13,96
MnO	0,31	0,25	0,19	0,24	0,22	0,34	0,26	MnO	0,16	0,30	0,38	0,22	0,57	0,33
MgO	17,58	15,95	16,06	17,47	16,20	13,90	16,19	MgO	14,09	14,43	10,38	13,17	10,57	12,53
CaO	12,25	12,69	12,27	12,28	12,33	12,07	12,32	CaO	11,92	11,89	11,18	11,85	11,42	11,65
Na ₂ O	0,64	0,60	0,74	0,36	0,40	0,87	0,60	Na ₂ O	0,74	0,93	1,70	1,09	1,45	1,18
K ₂ O	0,12	0,39	0,27	0,15	0,33	0,49	0,29	K ₂ O	0,43	0,46	0,40	0,46	0,43	0,44
TiO ₂	0,21	0,15	0,26	0,10	0,26	0,34	0,22	TiO ₂	0,28	0,46	0,38	0,26	0,31	0,34
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,00	0,02	0,05	0,28	0,08	Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,08	0,00	0,17	0,05
H ₂ O	2,13	2,11	2,10	2,11	2,10	2,03	2,10	H ₂ O	2,03	2,06	2,00	2,01	2,04	2,03
Total	100,58	100,92	100,52	100,24	100,14	98,63	100,17	Total	98,52	99,65	98,73	98,19	100,19	99,05

Si	7,038	7,104	7,074	7,441	7,182	6,781	7,105	Si	6,909	6,998	6,219	6,783	6,336	6,649
Al	1,252	1,201	1,192	0,703	1,075	1,610	1,173	Al	1,374	1,259	2,564	1,599	2,476	1,855
Fe ²⁺	0,180	0,821	0,682	0,608	0,690	0,883	0,655	Fe ²⁺	0,899	0,935	1,058	1,053	1,079	1,005
Fe ³⁺	0,847	0,483	0,652	0,579	0,604	0,625	0,621	Fe ³⁺	0,741	0,645	0,823	0,652	0,738	0,721
Mn	0,036	0,030	0,023	0,029	0,026	0,042	0,030	Mn	0,020	0,036	0,047	0,027	0,069	0,040
Mg	3,621	3,346	3,368	3,641	3,405	3,011	3,400	Mg	3,051	3,091	2,271	2,881	2,276	2,724
Ca	1,848	1,933	1,877	1,864	1,887	1,906	1,886	Ca	1,887	1,857	1,791	1,891	1,796	1,844
Na	0,175	0,165	0,204	0,099	0,109	0,248	0,167	Na	0,210	0,263	0,493	0,314	0,412	0,339
K	0,022	0,070	0,050	0,028	0,060	0,092	0,053	K	0,081	0,085	0,076	0,087	0,081	0,082
Ti	0,021	0,015	0,027	0,011	0,028	0,036	0,023	Ti	0,030	0,049	0,042	0,028	0,033	0,036
Gr	0,000	0,012	0,000	0,002	0,006	0,031	0,009	Cr	0,000	0,007	0,009	0,000	0,020	0,006
Total	15,040	15,180	15,149	15,005	15,072	15,265	15,122	Total	15,202	15,225	15,393	15,315	15,296	15,291
Sum FM	13,244	13,138	13,187	13,166	13,173	13,179	13,178	Sum FM	13,213	13,185	13,237	13,187	13,212	13,207
% FM	22,40	28,29	28,43	24,82	27,70	33,69	27,55	% FM	34,89	34,05	45,50	37,21	44,95	39,32

Tableau n°4 Ech. n°14A

Tableau n°5 Ech. n°35 A (néformées)

Tableau n°6 Ech. n°35A (clastes)

N° ANA	43	44	45	46	Moy.	37	38	39	40	41	42	Moy.
SiO ₂	45,34	48,28	43,35	46,99	45,98	50,05	43,66	48,86	45,07	48,11	49,66	47,57
Al ₂ O ₃	11,20	8,68	13,69	11,69	11,31	7,55	13,93	8,70	12,19	8,96	8,14	9,91
Fe	13,08	12,59	14,97	12,89	13,38	11,60	14,03	13,04	13,78	13,49	12,07	13,00
MnO	0,34	0,55	0,36	0,38	0,40	0,47	0,13	0,11	0,13	0,08	0,37	0,21
MgO	12,56	14,25	10,93	12,39	12,53	14,98	11,55	14,17	11,84	13,59	14,44	13,43
CaO	11,21	11,50	11,50	11,21	11,36	11,32	11,34	11,10	11,61	11,07	11,50	11,32
Na ₂ O	1,69	1,22	1,83	1,25	1,50	0,93	1,47	1,02	1,53	1,21	1,15	1,22
K ₂ O	0,21	0,11	0,26	0,16	0,18	0,06	0,19	0,18	0,25	0,10	0,08	0,14
TiO ₂	0,39	0,37	0,36	0,31	0,36	0,30	0,28	0,45	0,29	0,32	0,34	0,33
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,08	0,42	0,14	0,11	0,09	0,00	0,02	0,15	0,00	0,06
H ₂ O	2,02	2,06	2,02	2,06	2,04	2,08	2,02	2,07	2,03	2,05	2,08	2,05
Total	98,02	99,60	99,34	99,75	99,18	99,43	98,70	99,69	98,73	99,12	99,82	99,25
Si	6,638	6,890	6,337	6,721	6,647	7,097	6,347	6,938	6,588	6,900	7,060	6,822
Al	1,933	1,460	2,358	1,970	1,929	1,262	2,387	1,455	2,099	1,515	1,362	1,680
Fe ²⁺	0,959	0,740	1,154	0,905	0,938	0,640	0,880	0,699	1,165	0,811	0,846	0,838
Fe ³⁺	0,666	0,789	0,703	0,59	0,707	0,758	0,858	0,878	0,538	0,837	0,607	0,748
Mn	0,041	0,066	0,044	0,045	0,049	0,056	0,017	0,013	0,016	0,009	0,044	0,025
Mg	2,741	3,034	2,381	2,641	2,699	3,165	2,503	2,999	2,579	2,905	3,061	2,868
Ca	1,784	1,791	1,830	1,742	1,787	1,748	1,800	1,721	1,840	1,732	1,775	1,769
Na	0,487	0,343	0,526	0,353	0,427	0,261	0,423	0,286	0,439	0,342	0,320	0,345
K	0,039	0,020	0,049	0,029	0,34	0,010	0,035	0,033	0,046	0,018	0,014	0,026
Ti	0,041	0,040	0,039	0,033	0,039	0,031	0,030	0,048	0,031	0,034	0,036	0,035
Cr	0,000	0,005	0,010	0,047	0,016	0,011	0,010	0,000	0,002	0,018	0,000	0,007
Total	15,329	15,178	15,431	15,145	15,272	15,039	15,290	15,070	15,343	15,121	15,125	15,163
Sum FM	13,191	13,227	13,202	13,189	13,203	13,218	13,247	13,253	13,154	13,241	13,174	13,215
% FMH	37,50	34,11	44,04	37,54	38,30	31,15	40,76	34,25	39,72	35,92	32,58	35,73

Tableau n°10 Ech. n°02

N° ANA	4	5	6	7	8	9	Moy.	N° ANA	58	62	64	65	66	67	Moy.
SiO ₂	44,27	42,68	43,34	44,69	44,97	43,19	43,86	SiO ₂	46,79	46,57	46,11	43,95	42,76	43,50	44,78
Al ₂ O ₃	16,23	15,25	15,90	13,94	13,62	14,73	14,94	Al ₂ O ₃	10,39	10,05	9,66	11,91	11,59	11,63	10,87
Fe	12,54	14,76	13,32	13,61	14,19	14,56	13,83	Fe	17,23	17,41	16,80	16,27	16,90	17,42	17,00
MnO	0,18	0,27	0,14	0,01	0,04	0,27	00,15	MnO	0,52	0,23	0,31	0,22	0,19	0,18	0,27
MgO	11,72	11,59	11,56	12,48	12,28	11,49	11,85	MgO	10,81	10,37	10,24	9,41	9,39	9,64	9,98
CaO	10,93	11,25	11,91	11,73	11,69	11,62	11,52	CaO	11,88	11,84	11,71	11,37	11,11	11,47	11,56
Na ₂ O	1,70	1,22	1,34	1,20	1,20	1,29	1,33	Na ₂ O	1,53	1,13	1,17	1,66	1,52	1,52	1,42
K ₂ O	0,59	0,67	0,67	0,44	0,41	0,69	0,58	K ₂ O	0,00	0,01	1,01	1,29	1,35	1,27	0,82
TiO ₂	0,58	0,72	0,68	0,35	0,55	0,49	0,56	TiO ₂	1,04	0,96	1,15	1,78	1,89	2,24	1,51
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,16	0,00	0,11	0,00	0,06	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	2,08	2,05	2,07	2,07	2,07	2,04	2,06	H ₂ O	2,04	2,04	2,02	2,01	1,97	2,01	2,01
Total	100,83	100,59	101,09	100,51	101,14	100,37	100,75	Total	101,25	100,61	100,18	99,88	98,69	100,89	100,22

Tableau n°7 Ech. n°145

N° ANA	4	5	6	7	8	9	Moy.
Si	6,259	6,089	6,177	6,357	6,375	6,208	6,243
Al	2,704	2,564	2,671	2,336	2,275	2,495	2,507
Fe ²⁺	0,742	0,614	0,934	0,767	0,820	0,870	0,788
Fe ³⁺	0,765	1,192	0,676	0,885	0,895	0,915	0,891
Mn	0,022	0,033	0,018	0,002	0,005	0,033	0,019
Mg	2,470	2,464	2,456	2,646	2,594	2,461	2,515
Ca	1,684	1,766	1,846	1,823	1,810	1,826	1,793
Na	0,475	0,347	0,376	0,337	0,336	0,366	0,373
K	0,108	0,126	0,123	0,081	0,075	0,130	0,107
Ti	0,062	0,077	0,073	0,038	0,059	0,051	0,060
Cr	0,000	0,013	0,018	0,000	0,013	0,000	0,007
Total	15,291	15,285	15,368	15,272	15,257	15,356	15,303
Sum FM	13,220	13,346	13,194	13,255	13,258	13,264	13,257
% FM	37,86	42,13	39,51	38,00	39,39	42,02	39,82

Si	6,629	6,775	6,818	6,555	6,454	6,428	6,610
Al	1,774	1,724	1,682	2,094	2,062	2,025	1,893
Fe ²⁺	1,465	1,619	1,902	2,003	1,855	1,864	1,785
Fe ³⁺	0,622	0,500	0,103	0,028	0,292	0,302	0,321
Mn	0,064	0,028	0,039	0,028	0,024	0,023	0,034
Mg	2,333	2,249	2,255	2,094	2,112	2,123	2,194
Ca	1,845	1,846	1,862	1,819	1,808	1,829	1,835
Na	0,429	0,322	0,337	0,479	0,448	0,438	0,409
K	0,000	0,002	0,191	0,246	0,262	0,242	0,157
Ti	0,113	0,105	0,128	0,200	0,215	0,250	0,168
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	15,275	15,170	15,398	15,546	15,532	15,524	15,406
Sum FM	13,178	13,143	13,052	13,008	13,083	13,086	13,005
% FM	47,96	48,83	48,40	49,58	50,54	50,61	49,32

Tableau n° 8 Ech. n°181

N° ANA	5	6	7	8	Moy.
SiO ₂	46,25	45,96	46,65	44,19	45,76
Al ₂ O ₃	9,87	9,75	9,22	11,72	10,14
Fe	14,09	15,44	14,07	15,14	14,68
MnO	0,27	0,32	0,41	0,24	0,31
MgO	13,43	12,81	14,05	12,43	13,18
CaO	11,85	12,18	11,99	11,97	12,00
Na ₂ O	0,99	1,16	1,13	1,17	1,11
K ₂ O	0,97	0,95	0,84	1,27	1,01
TiO ₂	0,47	0,91	0,61	0,62	0,65
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,13	0,00	0,04
H ₂ O	2,04	2,05	2,06	2,03	2,05
Total	100,27	101,52	101,17	100,78	100,94

Tableau n°9 Ech. n° 259

N° ANA	16	17	18	19	20	21	23	Moy.
SiO ₂	44,26	42,56	43,03	45,14	44,25	43,12	43,94	43,76
Al ₂ O ₃	11,75	13,37	13,07	11,35	12,33	13,69	12,09	12,52
Fe	16,81	16,42	15,55	15,30	15,21	17,50	16,01	16,11
MnO	0,11	0,14	0,01	0,11	0,04	0,00	0,00	0,06
MgO	10,43	10,13	10,82	11,62	11,65	9,89	10,63	10,74
CaO	10,92	11,13	11,12	10,93	11,29	11,27	11,19	11,12
Na ₂ O	1,71	2,34	2,04	1,99	2,14	2,01	1,64	1,98
K ₂ O	0,62	0,75	0,78	0,66	0,75	0,73	0,47	0,68
TiO ₂	1,68	2,44	2,01	2,08	1,93	0,93	1,29	1,76
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,07	0,01	0,00	0,14	0,04
H ₂ O	2,02	2,03	2,03	2,06	2,06	2,03	2,01	2,03
Total	100,33	101,33	100,45	101,30	101,66	101,15	99,43	100,80
Si	6,319	6,208	6,278	6,495	6,364	6,275	6,452	6,341
Al	1,978	2,300	2,249	1,925	2,092	2,348	2,094	2,141
Fe ²⁺	0,914	1,535	1,345	1,265	1,284	1,449	1,349	1,306
Fe ³⁺	1,093	0,468	0,553	0,576	0,546	0,682	0,618	0,662
Mn	0,012	0,017	0,001	0,013	0,005	0,000	0,001	0,007
Mg	2,501	2,203	2,353	2,492	2,500	2,145	2,327	2,360
Ca	1,671	1,738	1,379	1,687	1,740	1,757	1,761	1,727
Na	0,473	0,663	0,577	0,555	0,597	0,568	0,470	0,557
K	0,113	0,140	0,145	0,121	0,138	0,136	0,090	0,126
Ti	0,181	0,268	0,221	0,225	0,209	0,101	0,142	0,192
Cr	0,002	0,001	0,000	0,008	0,001	0,000	0,017	0,004
Total	15,257	15,541	15,461	15,362	15,476	15,461	15,321	15,423
Sum FM	13,316	13,134	13,158	13,165	13,156	13,196	13,177	13,013
% FM	47,64	47,84	44,66	42,67	42,34	49,82	45,82	45,47

2 - Grenats

Ech. 259

N° ANA	20,24,25	71,72,73	69,70	62,63,68	36,40	44,45	10,11,12	2,3
SiO ₂	39,26	39,72	39,07	38,86	39,02	39,55	39,87	39,41
Al ₂ O ₃	22,38	22,52	22,39	22,43	22,39	22,45	22,73	22,67
FeO	25,49	25,13	26,26	25,76	24,89	25,26	25,16	26,23
Fe ₂ O ₃	0,07	0,006	0,00	0,00	0,00	0,20	0,04	0,09
MnO	0,50	0,52	0,61	0,38	0,40	0,54	0,42	0,47
MgO	5,91	6,02	5,46	5,74	6,17	6,22	6,39	5,77
CaO	8,44	8,18	8,13	8,03	8,40	8,48	8,87	8,33
Na ₂ O	0,002	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	0,03	0,06	0,07	0,03	0,10	0,10	0,05	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,03	0,08	0,00	0,03	0,02	0,08
Total	102,12	102,22	102,05	101,35	101,39	102,83	103,55	103,07
Si	5,968	6,009	5,963	5,956	5,958	5,964	5,962	5,948
Al	4,010	4,016	4,028	4,050	4,030	3,989	4,005	4,033
Fe ²⁺	3,241	3,179	3,351	3,302	3,178	3,186	3,146	3,311
Fe ³⁺	0,08	0,001	0,000	0,000	0,000	0,023	0,004	0,011
Mn	0,064	0,067	0,079	0,049	0,052	0,068	0,053	0,060
Mg	1,340	1,359	1,242	1,312	1,404	1,397	1,425	1,298
Ca	1,374	1,326	1,329	1,319	1,376	1,370	1,421	1,347
Na	0,005	0,012	0,010	0,005	0,006	0,000	0,000	0,002
K	0,004	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,001	0,000
Ti	0,004	0,007	0,008	0,004	0,012	0,011	0,005	0,002
Cr	0,000	0,002	0,003	0,009	0,000	0,004	0,002	0,010
Total	16,018	15,978	16,013	16,015	16,016	16,012	16,024	16,022
AL %	53,85	53,64	55,87	55,21	52,94	52,96	52,07	55,02
Py %	22,27	22,92	20,72	21,94	23,40	23,23	23,59	21,58
SP %	1,06	1,13	1,31	0,83	0,86	1,13	0,88	1,01
GR %	22,55	22,11	21,88	21,72	22,61	21,80	23,22	21,84
AD %	0,26	0,13	0,11	0,05	0,18	0,75	0,18	0,29
UV %	0,00	0,05	0,09	0,24	0,00	0,11	0,06	0,25
FM %	71,14	70,49	73,39	71,86	69,68	69,95	69,18	72,19

3 - Pyroxènes

179

Ech. 259

Ech. 02

N° ANA	21,22,23	74,76	66,67	65,66,64	37,38,39	42,43	15,16,17	4,5	N°ANA	55	56	57	63	Moy.
SiO ₂	51,71	52,28	51,33	51,38	51,78	51,41	51,52	52,54	SiO ₂	52,17	52,99	53,94	53,13	53,06
Al ₂ O ₃	2,63	2,42	2,88	2,10	3,29	3,08	4,84	2,04	Al ₂ O ₃	1,94	1,92	0,44	1,27	1,39
Fe	9,61	8,75	10,64	10,17	8,54	8,60	8,48	9,16	Fe	11,59	11,27	10,66	11,48	11,25
MnO	0,09	0,00	0,16	0,05	0,00	0,01	0,00	0,06	MnO	0,25	0,30	0,22	0,33	0,27
MgO	12,83	13,63	13,04	13,32	13,11	13,29	12,74	13,62	MgO	11,74	11,41	11,65	11,23	11,51
CaO	22,42	22,30	21,32	22,02	22,81	22,39	21,73	22,44	CaO	21,71	22,06	23,59	22,26	22,40
Na ₂ O	0,30	0,47	0,43	0,29	0,43	0,49	0,82	0,34	Na ₂ O	0,51	0,43	0,21	0,45	0,40
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	K ₂ O	0,06	0,00	0,02	0,02	0,03
TiO ₂	0,29	0,35	0,23	0,20	0,48	0,38	0,40	0,21	TiO ₂	0,18	0,10	0,00	0,11	0,10
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,06	0,00	0,02
Total	99,96	100,22	100,04	99,56	100,44	99,70	100,54	100,49	Total	100,18	100,48	100,79	100,29	100,43
Si	1,9372	1,943	1,926	1,938	1,921	1,923	1,903	1,952	Si	1,965	1,984	2,014	1,997	1,990
Al	0,116	0,106	0,128	0,091	0,144	0,136	0,210	0,089	Al	0,086	0,084	0,019	0,056	0,062
Fe	0,301	0,272	0,334	0,321	0,265	0,269	0,262	0,285	Fe	0,365	0,353	0,333	0,361	0,353
Mn	0,003	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	Mn	0,008	0,009	0,007	0,011	0,009
Mg	0,716	0,755	0,729	0,749	0,725	0,7412	0,702	0,754	Mg	0,659	0,636	0,648	0,629	0,643
Ca	0,899	0,888	0,857	0,889	0,907	0,897	0,860	0,893	Ca	0,876	0,885	0,944	0,897	0,900
Na	0,022	0,034	0,031	0,021	0,030	0,036	0,059	0,024	Na	0,037	0,031	0,015	0,033	0,029
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	K	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001
Ti	0,008	0,009	0,006	0,005	0,014	0,010	0,011	0,006	Ti	0,005	0,003	0,000	0,003	0,003
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	Cr	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001
Total	4,004	4,007	4,016	4,017	4,006	4,013	4,077	4,007	Total	4,005	3,985	3,983	3,988	3,991
No %	46,87	46,36	44,49	45,38	47,80	47,03	47,16	46,19	no %	45,92	46,97	48,85	47,26	47,25
EN %	37,31	39,43	37,86	38,17	38,22	38,84	38,47	39,01	En %	34,54	33,79	33,57	33,16	33,76
FS %	15,82	14,20	17,64	16,45	13,97	14,13	14,37	14,81	FS %	19,54	19,24	17,58	19,58	18,99
FM %	29,78	26,48	31,75	30,11	26,76	26,66	27,19	27,50	FM %	36,14	36,28	34,37	37,13	35,90

Pyroxènes

Ech. 181

Ech. 296

N° ANA	1	2	15	Moy.	N° ANA	22	24	25	26	32	33	34	Moy.
SiO ₂	53,12	53,06	53,29	53,16	SiO ₂	53,88	53,42	54,45	53,36	53,87	53,97	54,41	53,91
Al ₂ O ₃	0,91	1,01	1,01	0,98	Al ₂ O ₃	0,77	0,50	0,37	0,67	0,33	0,46	0,49	0,51
Fe	7,50	8,31	8,10	7,97	Fe	7,09	7,23	7,41	6,17	6,72	6,61	6,52	6,82
MnO	0,29	0,29	0,28	0,29	MnO	0,29	0,09	0,24	0,19	0,21	0,22	0,15	0,20
MgO	14,07	14,35	14,13	14,18	MgO	14,81	15,05	14,30	15,03	15,17	15,21	15,00	14,94
CaO	23,28	23,69	23,74	23,57	CaO	24,06	24,44	24,47	24,42	25,05	25,01	24,36	24,54
Na ₂ O	0,57	0,42	0,54	0,51	Na ₂ O	0,26	0,13	0,11	0,25	0,10	0,05	0,16	0,15
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01
TiO ₂	0,11	0,00	0,00	0,04	TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,03	0,03	Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,91	101,12	101,12	100,73	Total	101,20	100,90	101,35	100,10	101,47	101,57	101,07	101,08
Si	1,979	1,962	1,968	1,970	Si	1,978	1,971	1,997	1,976	1,975	1,974	1,992	1,980
Al	0,039	0,044	0,044	0,042	Al	0,033	0,022	0,016	0,029	0,014	0,020	0,021	0,022
Fe	0,234	0,257	0,250	0,247	Fe	0,218	0,223	0,227	0,191	0,206	0,202	0,200	0,209
Mn	0,009	0,009	0,009	0,009	Mn	0,009	0,003	0,007	0,006	0,007	0,007	0,005	0,006
Mg	0,781	0,791	0,779	0,784	Mg	0,810	0,828	0,782	0,829	0,829	0,829	0,818	0,818
Ca	0,929	0,938	0,939	0,935	Ca	0,946	0,966	0,961	0,969	0,984	0,980	0,955	0,966
Na	0,041	0,030	0,039	0,036	Na	0,018	0,009	0,007	0,018	0,007	0,004	0,011	0,010
K	0,000	0,000	0,000	0,000	K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Ti	0,03	0,000	0,000	0,001	Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,009	0,004	Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,017	4,031	4,037	4,028	Total	4,013	4,023	3,997	4,018	4,022	4,018	4,002	4,011
Wo %	47,57	47,03	47,54	47,38	Wo %	47,72	47,83	48,60	48,55	48,58	48,56	48,30	48,30
En %	40,00	39,64	39,35	39,66	En %	40,86	40,98	39,53	41,56	40,91	41,09	41,38	40,90
FS %	12,43	3,33	13,11	12,96	FS %	11,43	11,19	11,87	9,88	10,50	10,35	10,32	10,79
FM %	23,70	25,16	24,99	24,62	FM %	21,86	21,45	23,09	19,21	20,43	20,12	19,96	20,87

Chlorites

Ech.14					Ech.133					
Nº ANA	69	70	71	Moy.	Nº ANA	33	34	35	36	Moy.
SiO ₂	27,58	27,78	28,33	27,90	SiO ₂	26,64	27,30	25,70	26,67	26,58
Al ₂ O ₃	18,36	17,70	17,80	17,96	Al ₂ O ₃	20,73	21,11	20,83	20,51	20,79
Fe	21,19	21,30	21,02	21,17	Fe	22,63	21,24	22,80	23,70	22,60
MnO	0,05	0,41	0,36	0,27	MnO	0,49	0,42	0,19	0,32	0,35
MgO	19,63	20,17	19,60	19,80	MgO	19,08	18,57	18,81	18,84	18,82
CaO	0,05	0,11	0,10	0,09	CaO	0,00	0,01	0,04	0,05	0,02
Na ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,01	Na ₂ O	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,01	K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,03	0,08	0,00	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,13	0,00	0,00	0,04	Cr ₂ O ₃	0,11	0,00	0,00	0,18	0,07
H ₂ O	11,55	11,57	11,58	11,57	H ₂ O	11,80	11,80	11,61	11,82	11,76
TOTAL	98,59	99,07	98,81	98,82	TOTAL	101,51	100,54	100,04	102,11	101,05
Si	5,725	5,753	5,860	5,780	Si	5,410	5,545	5,306	5,408	5,417
Al	4,492	4,320	4,340	4,384	Al	4,960	5,054	5,069	4,901	4,996
Fe	3,679	3,688	3,640	3,668	Fe	3,844	3,608	3,938	4,020	3,852
Mn	0,009	0,072	0,062	0,048	Mn	0,084	0,072	0,033	0,055	0,061
Mg	6,073	6,225	6,042	6,113	Mg	5,775	5,620	5,789	5,693	5,720
Ca	0,011	0,025	0,023	0,019	Ca	0,000	0,002	0,008	0,011	0,005
Na	0,012	0,000	0,000	0,004	Na	0,000	0,000	0,027	0,000	0,007
K	0,022	0,004	0,005	0,004	K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	Ti	0,005	0,012	0,000	0,004	0,005
Cr	0,021	0,000	0,000	0,007	Cr	0,017	0,000	0,000	0,029	0,011
OH	8,000	8,000	8,000	8,000	OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
TOTAL	28,044	28,087	27,972	28,027	TOTAL	28,095	27,913	28,170	28,121	28,074
F.M %	37,78	37,65	37,97	37,80	F.M %	40,48	39,57	40,68	41,71	40,61

Ilménites

Ech. 74

N° ANA	9	34	36	42	Moy.	N° ANA	14	15	Moy.
SiO ₂	0,00	0,15	0,03	0,20	0,09	SiO ₂	0,15	0,34	0,24
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	Al ₂ O ₃	0,00	0,05	0,02
Fe	45,79	45,95	45,26	44,90	45,47	Fe (+2)	44,04	25,02	34,53
	0,60	0,67	0,00	2,11	0,85	Fe (+3)	0,37	0,00	0,18
MnO	0,50	0,34	0,57	0,42	0,46	MnO	2,23	0,32	1,27
MgO	0,72	0,55	0,90	0,82	0,75	MgO	0,04	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	CaO	0,03	0,09	0,06
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	Na ₂ O	0,04	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	K ₂ O	0,16	0,00	0,08
TiO ₂	52,93	52,58	53,25	52,02	52,69	TiO ₂	51,56	67,39	59,47
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,14	0,00	0,03	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01
H ₂ O						H ₂ O			
TOTAL	100,57	100,25	100,19	100,51	100,36	TOTAL	98,62	93,21	95,91

183

Nombre d'ions sur la base de

Nombre d'ions sur la base de

Si	0,000	0,007	0,002	0,010	0,005	Si	0,07	0,016	0,012
Al	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	Al	0,000	0,003	0,001
Fe	1,913	1,926	1,892	1,874	1,901	Fe	1,885	1,017	1,451
	0,022	0,025	0,000	0,079	0,031		0,014	0,000	0,007
Mn	0,021	0,015	0,024	0,018	0,019	Mn	0,096	0,013	0,055
Mg	0,054	0,041	0,067	0,061	0,056	Mg	0,003	0,000	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Ca	0,002	0,005	0,003
Na	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	Na	0,004	0,000	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	K	0,010	0,000	0,005
Ti	1,988	1,982	2,002	1,953	1,981	Ti	1,985	2,464	2,224
Cr	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	Cr	0,001	0,000	0,000
OH						OH			
TOTAL	3,998	3,996	3,996	3,998	3,995	TOTAL	4,007	3,518	3,762
F.M %	97,29	97,93	96,62	96,89	97,18	F.M %	99,83	100,00	99,91

Ilménites

N°ANA	Ech.02				Moy.	Ech.35			
	2	3	4	5		N° ANA	59	60	Moy.
SiO ₂	0,49	0,13	0,06	0,12	0,20	SiO ₂	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,12	0,01	Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01
Fe (+2)	43,75	44,27	44,64	44,30	44,24	Fe	40,71	39,10	39,90
(+3)									
MnO	0,33	0,80	0,93	0,00	0,51	MnO	2,70	0,97	1,83
MgO	3,17	3,40	3,43	3,46	3,36	MgO	5,84	8,00	6,92
CaO	0,07	0,03	0,09	0,07	0,07	CaO	0,04	0,01	0,03
Na ₂ O	0,61	0,02	0,17	0,04	0,21	Na ₂ O	0,18	0,35	0,26
K ₂ O	0,00	0,06	0,03	0,00	0,02	K ₂ O	0,00	0,09	0,05
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	52,36	53,14	53,68	53,89	53,27	Cr ₂ O ₃	51,92	52,51	52,22
H ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	H ₂ O	0,00	0,00	0,00
Total	100,78	101,86	103,04	101,91	101,90	TOTAL	101,40	101,03	101,21
Si	0,024	0,006	0,003	0,006	0,01	Si	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	Al	0,001	0,000	0,000
Fe	1,827	1,834	1,828	1,830	1,830	Fe	1,696	1,634	1,665
Mn	0,012	0,030	0,034	0,000	0,019	Mn	0,101	0,036	0,069
Mg	0,134	0,143	0,142	0,144	0,141	Mg	0,246	0,338	0,292
Ca	0,005	0,003	0,007	0,005	0,005	Ca	0,033	0,001	0,002
Na	0,032	0,001	0,009	0,002	0,011	Na	0,009	0,019	0,014
K	0,000	0,006	0,003	0,000	0,002	K	0,000	0,009	0,004
Ti	1,967	1,979	1,977	2,002	1,981	Ti	0,000	0,000	0,000
OH						Cr	1,946	1,974	1,960
Total	4,001	4,002	4,004	3,991	3,999	OH	0,000	0,000	0,000
F.M %	99,74 %	99,87 %	99,65 %	99,73 %	99,75 %	TOTAL	4,032	4,011	4,006
						F.M %	99,83	99,96	99,90

Magnétites

Ech.133										Ech.6A			Ech.259			Ech.181		
N° ANA	26	27	28	Moy.	N° ANA	26	27	Moy.		N° ANA	26	27	Moy.	N° ANA	35	N° ANA	4	
SiO ₂	0,06	0,08	0,12	0,09	SiO ₂	5,26	0,12	2,69		SiO ₂	0,00	0,12	2,69	SiO ₂	0,00	SiO ₂	0,02	
Al ₂ O ₃	0,00	0,10	0,10	0,07	Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00		Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	Al ₂ O ₃	0,00	Al ₂ O ₃	0,02	
FeO	31,85	31,71	32,05	31,87	FeO	25,26	21,16	23,21		Fe	26,77	21,16	23,21	Fe	26,77	Fe	19,63	
Fe ₂ O ₃	71,12	70,35	71,11	70,86	Fe ₂ O ₃	58,03	47,03	52,53			59,48	47,03	52,53		59,48		43,66	
MnO	0,14	0,02	0,00	0,05	MnO	0,11	0,00	0,06		MnO	0,04	0,00	0,06	MnO	0,04	MnO	0,05	
MgO	0,00	0,00	0,02	0,01	MgO	0,41	0,00	0,21		MgO	0,00	0,00	0,21	MgO	0,00	MgO	0,05	
CaO	0,03	0,03	0,00	0,02	CaO	0,33	0,00	0,16		CaO	0,04	0,00	0,16	CaO	0,04	CaO	0,00	
Na ₂ O	0,00	0,11	0,00	0,04	Na ₂ O	0,01	0,04	0,03		Na ₂ O	0,00	0,04	0,03	Na ₂ O	0,00	Na ₂ O	0,00	
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,01	K ₂ O	0,00	0,00	0,00		K ₂ O	0,00	0,00	0,00	K ₂ O	0,00	K ₂ O	0,00	
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	TiO ₂	0,00	0,00	0,00		TiO ₂	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,00	TiO ₂	0,07	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,02	0,02	Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00		Cr ₂ O ₃	0,13	0,00	0,00	Cr ₂ O ₃	0,13	Cr ₂ O ₃	0,00	
H ₂ O					H ₂ O					H ₂ O				H ₂ O		H ₂ O		
TOTAL	103,22	162,43	103,44	103,03	TOTAL	89,42	68,35	78,89		TOTAL	86,47			TOTAL	86,47	TOTAL	63,51	
Si	0,018	0,024	0,034	0,026	Si	1,714	0,055	0,884		Si	0,001	0,055	0,884	Si	0,001	Si	0,009	
Al	0,000	0,034	0,035	0,023	Al	0,000	0,000	0,000		Al	0,000	0,000	0,000	Al	0,000	Al	0,012	
Fe ²⁺	7,952	7,971	7,975	7,966	Fe ²⁺	6,881	7,968	7,425		Fe	7,982	7,968	7,425	Fe	7,982	Fe	7,960	
Fe ³⁺	15,975	15,912	15,920	15,936	Fe ³⁺	14,226	15,936	15,081			15,955	15,936	15,081		15,955		15,926	
Mn	0,035	0,006	0,000	0,014	Mn	0,031	0,000	0,016		Mn	0,013	0,000	0,016	Mn	0,013	Mn	0,021	
Mg	0,000	0,000	0,010	0,003	Mg	0,200	0,000	0,100		Mg	0,000	0,000	0,100	Mg	0,000	Mg	0,039	
Ca	0,010	0,011	0,000	0,007	Ca	0,115	0,000	0,057		Ca	0,015	0,000	0,057	Ca	0,015	Ca	0,000	
Na	0,000	0,067	0,000	0,022	Na	0,008	0,034	0,021		Na	0,000	0,000	0,021	Na	0,000	Na	0,000	
K	0,004	0,000	0,002	0,002	K	0,000	0,000	0,000		K	0,000	0,000	0,000	K	0,000	K	0,000	
Ti	0,000	0,000	0,002	0,001	Ti	0,000	0,000	0,000		Ti	0,000	0,000	0,000	Ti	0,000	Ti	0,026	
Cr	0,000	0,001	0,005	0,004	Cr	0,000	0,000	0,000		Cr	0,036	0,000	0,000	Cr	0,036	Cr	0,000	
OH					OH	0,000	0,000	0,000		OH		0,000	0,000	OH		OH		
TOTAL	23,994	24,026	24,001	24,004	TOTAL	23,175	23,993	23,584		TOTAL	24,002			TOTAL	24,002	TOTAL	23,993	
F.M %	100,00	100,00	99,88	99,96	F.M %	97,18	100,00	98,59		F.M %	100,00			F.M %	100,00	F.M %	99,51	

Dans la même collection :

- N°1 H. MARTIN** -Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140 F
- N°2 G. QUERRE** -Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85 F
- N°3 J. DURAND** -Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie, Traces fossiles, Milieux de dépôt, 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55 F
- n°4 D. PRIOUR** -Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 7 tabl., 106 fig. (1985). 55 F
- N°5 V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 16 tabl., 76 fig., 12 pl. (1986). 70 F

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL

Frais d'envoi :

1 volume : 15,00 F.

par volume supplémentaire : 5,00 F.

Total

Frais d'envoi

Montant total

Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comptable de l'Université de
Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

1er trimestre 1986

