



HAL
open science

Evolution tectono-metamorphique hercynienne des Rehamna centraux.

Benacer El Mahi

► **To cite this version:**

Benacer El Mahi. Evolution tectono-metamorphique hercynienne des Rehamna centraux. : Exemple d'interaction entre métamorphisme et mise en place de leucogranites dans une zone de cisaillement intralithospherique: la zone de cisaillement de la meseta occidentale (Z.C.M.O).. Tectonique. Université Mohammed V, 1991. Français. NNT: . tel-01152573

HAL Id: tel-01152573

<https://theses.hal.science/tel-01152573>

Submitted on 18 May 2015

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.

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE MOHAMMED V
Faculté des Sciences de Rabat**

pour l'obtention du titre de

**Docteur de 3^{ème} cycle en Géologie
(Mention : Pétrologie)**

par

Benacer EL MAHL

**EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE
HERCYNIENNE DES REHAMNA CENTRAUX .**

**EXEMPLE D'INTERACTION ENTRE METAMORPHISME ET
MISE EN PLACE DE LEUCOGRANITES DANS UNE ZONE
DE CISAILLEMENT INTRALITHOSPHERIQUE : LA ZONE DE
CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE (Z.C.M.O.) .**

Soutenue le / / 1991 devant le Jury d'Examen

M^r. Ch. HOEPFFNER _____ **Président**
Maître de conférence à la faculté des Sciences de Rabat **(Rapporteur)**

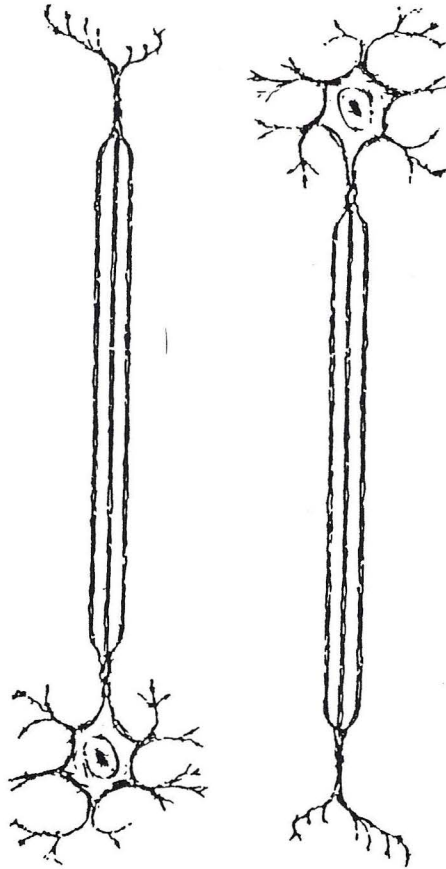
M^r. A. BOUSHABA _____ **Rapporteur**
Maître assistant à l'institut Scientifique de Rabat

M^r. M. BERRAHMA _____ **Examineur**
Maître de conférence à l'E.N.S. de Takadoum de Rabat

M^r. M. BOUYBAOUENE _____ **Examineur**
Maître assistant à la faculté des Sciences de Rabat

M^r. D. FADLI _____ **Examineur**
Maître de conférence à la faculté des Sciences de Rabat

AVANT PROPOS



Ce mémoire est le résultat d'un travail solitaire et obstiné.

A l'image de cette figure, le travail scientifique est une décomposition du réel en ses parties et une recombinaison de celui-ci selon une dynamique imaginaire, reflet des paradigmes scientifiques en cours ou à la mode.

Quelle que soit la puissance de nos moyens d'investigation, malgré le développement prodigieux scientifique, l'homme sera toujours dans l'incapacité d'atteindre ce qui par nature est indéfinie, plus il creusera le puits, et plus l'eau viendra abondante sans jamais s'épuiser.

Marcel François.

Ing. Hort.

Remerciements

Qu'il me soit permis de remercier très sincèrement Mr. C. Hoepffner de la Faculté des sciences de Rabat - Mr. A. Boushaba, qui ont bien voulu m'apporter une aide extrêmement précieuse pour la mise à jour de ce travail.

Que tous ceux qui m'ont apporté leur concours, d'une façon ou d'une autre, au Maroc ou à l'étranger, soient assurés ici de ma plus sincère reconnaissance.

- A la mémoire de mes parents

- A ma femme et à ma fille Fadoua...

I. SITUATION GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION

Le massif hercynien des Beni-Mellal s'étend du Sud de la Meseta marocaine. Le régime qui fait partie de la grande chaîne européenne dans le sens du Nord (Fig. 1) s'étend sur une longueur de 250 km. Le Sud de la chaîne est aux grandes hercyniennes des Beni-Mellal à l'Est de la chaîne principale de l'Atlas marocain (à peu près à 30 km du Nord de Marrakech) et à l'Ouest de celle de Casablanca.

Le relief qui caractérise les montagnes de l'Atlas marocain et de petites chaînes hercyniennes s'étend du Sud de la chaîne principale à l'Est de la chaîne principale de l'Atlas marocain (à peu près à 30 km du Nord de Marrakech) et à l'Ouest de celle de Casablanca.

CHAPITRE I

SITUATION DE LA REGION ETUDIEE
DANS LE MAROC HERCYNIEN

Le relief qui caractérise les montagnes de l'Atlas marocain et de petites chaînes hercyniennes s'étend du Sud de la chaîne principale à l'Est de la chaîne principale de l'Atlas marocain (à peu près à 30 km du Nord de Marrakech) et à l'Ouest de celle de Casablanca.

Le relief qui caractérise les montagnes de l'Atlas marocain et de petites chaînes hercyniennes s'étend du Sud de la chaîne principale à l'Est de la chaîne principale de l'Atlas marocain (à peu près à 30 km du Nord de Marrakech) et à l'Ouest de celle de Casablanca.

II. CADRE GÉOLOGIQUE

Le Maroc hercynien est un pays de la chaîne hercynienne du Maroc. Le relief qui caractérise les montagnes de l'Atlas marocain et de petites chaînes hercyniennes s'étend du Sud de la chaîne principale à l'Est de la chaîne principale de l'Atlas marocain (à peu près à 30 km du Nord de Marrakech) et à l'Ouest de celle de Casablanca.

Le relief qui caractérise les montagnes de l'Atlas marocain et de petites chaînes hercyniennes s'étend du Sud de la chaîne principale à l'Est de la chaîne principale de l'Atlas marocain (à peu près à 30 km du Nord de Marrakech) et à l'Ouest de celle de Casablanca.

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR

Le massif hercynien des Rehamna fait partie du Sud de la Meseta marocaine. La région qui fait l'objet de la présente étude est située dans le centre du massif, Fig. 1. Elle comprend la majorité des minéralisations à Sn, W, Be, Cu et Mo, liés aux granites hercyniens des Rehamna à l'Est de la route principale de Marrakech-Casablanca (à peu près à 80 km au Nord de Marrakech, et à 150 km au Sud de Casablanca).

Le relief peu accentué, est constitué de collines molles et de petites crêtes rocheuses ("Koudiates" ou "Skhours"). Le point culminant 580 m est le sommet de Koudiat el bendira qui offre une vue panoramique sur l'ensemble du secteur étudié au Nord et aussi sur les plateaux des phosphates de Ben Guerir au Sud. Le climat est aride, les vallées sont peu profondes et le plus souvent à sec, et quand ils sont alimentés: les eaux convergent vers le Nord et sont drainées vers le fleuve Oum-Rbia.

La végétation est très rare à l'exception du figuier de barbarie. L'élevage du mouton constitue néanmoins, avec quelques maigres cultures céréalières l'essentiel des ressources. La populations assez dense, se regroupe en douars relativement éloignés les uns des autres, mais toujours à proximité de puits.

Les Skhours des Rehamna-Ben Guerir situés sur la route de Casablanca-Marrakech constituent à la fois des souks d'approvisionnement et des centres administratifs.

II CADRE GEOLOGIQUE

La Meseta marocaine est un segment de la chaîne hercynienne du Maroc qui se développe en bordure NW du craton Ouest-africain (Michard, 1976) essentiellement au Nord de la "ligne Sud-Atlasique" (Choubert et Marçais, 1956). C'est un domaine où le substratum hercynien est plissé avec une couverture méso-cénozoïque restée tabulaire. On distingue ainsi la Meseta occidentale située entre l'Océan Atlantique, le Rif et la chaîne des Atlas, et la Meseta Orientale entre le Haut Atlas et le Moyen Atlas.

La synthèse des nombreux travaux effectués sur l'hercynien du Maroc permet d'établir une zonation structurale (Piqué et al., sous presse in Cornée) Fig. 2.

La Meseta Marocaine fait partie du domaine du Maroc Nord qui constitue l'essentiel de la chaîne hercynienne marocaine. Ce domaine structural, actuellement subdivisé en trois zones majeures qui sont d'Ouest en Est, Fig. 2.

II-1 - La zone du Maroc nord-ouest (MNW), ou môle côtier (Michard, 1976); constituée par des terrains sédimentaires du Cambrien inférieur probable au Dévonien supérieur (avec des dépôts particulièrement épais au Cambrien moyen, Bernardin et al., 1988). Il est à noter que dans cette zone les séquences carbonifères autochtones ne sont pas actuellement connues. Cette zone est peu déformée, et structurée par des plis cylindriques subméridiens; elle correspond à la marge de la chaîne hercynienne du Maroc (Hoepffner, 1987).

II-2 - La zone du Maroc nord-central (MNC): caractérisée par des bassins tectoniques marins du Dévono-Dinantien et dont les marges sont localement très déformées et métamorphisées (faciès amphibolite) au viséen terminal/Namurien inférieur, et peut être jusqu'au Westphalien (Cornée, 1988). Elle comprend l'essentiel du Maroc Central, des Rehamna et des Jbilet.

II-3 - La zone du Maroc Nord-Est (MNE): Cette zone englobe la Meseta orientale, qui avait fait récemment l'objet d'une étude structurale comparée et d'une synthèse (Hoepffner, 1987), le Moyen Atlas et la bordure est de la Meseta occidentale. La zone MNE correspond à la partie la plus interne de l'orogénèse varisque (Piqué, 1983; Hoepffner, 1987; Huon et al., 1988). Elle est constituée de terrains sédimentaires du Paléozoïque moyen de type turbidique qui, en Meseta orientale, ont été déformés et métamorphisés au Dévonien terminal.

Les limites entre ces trois zones structurales sont tectoniques:

- La zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO) ou "West Meseta shear Zone" (WMSZ, Piqué et al., 1980) à l'Ouest.
- La marge occidentale faillée du bassin carbonifère remobilisée à l'Hercynien, à l'Est.
- La zone de cisaillement sud-mésétienne (ZCSM) sépare le domaine du Maroc nord et l'Anti-Atlas au Sud, et qui correspond globalement à la "ligne sud-atlasique".

Il convient de souligner que le secteur qui fait l'objet de la présente étude se situe dans la zone du Maroc nord-central et englobe la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO). Il est caractérisé par un haut flux thermique et un paroxysme de métamorphisme et de déformation, avec des déplacements

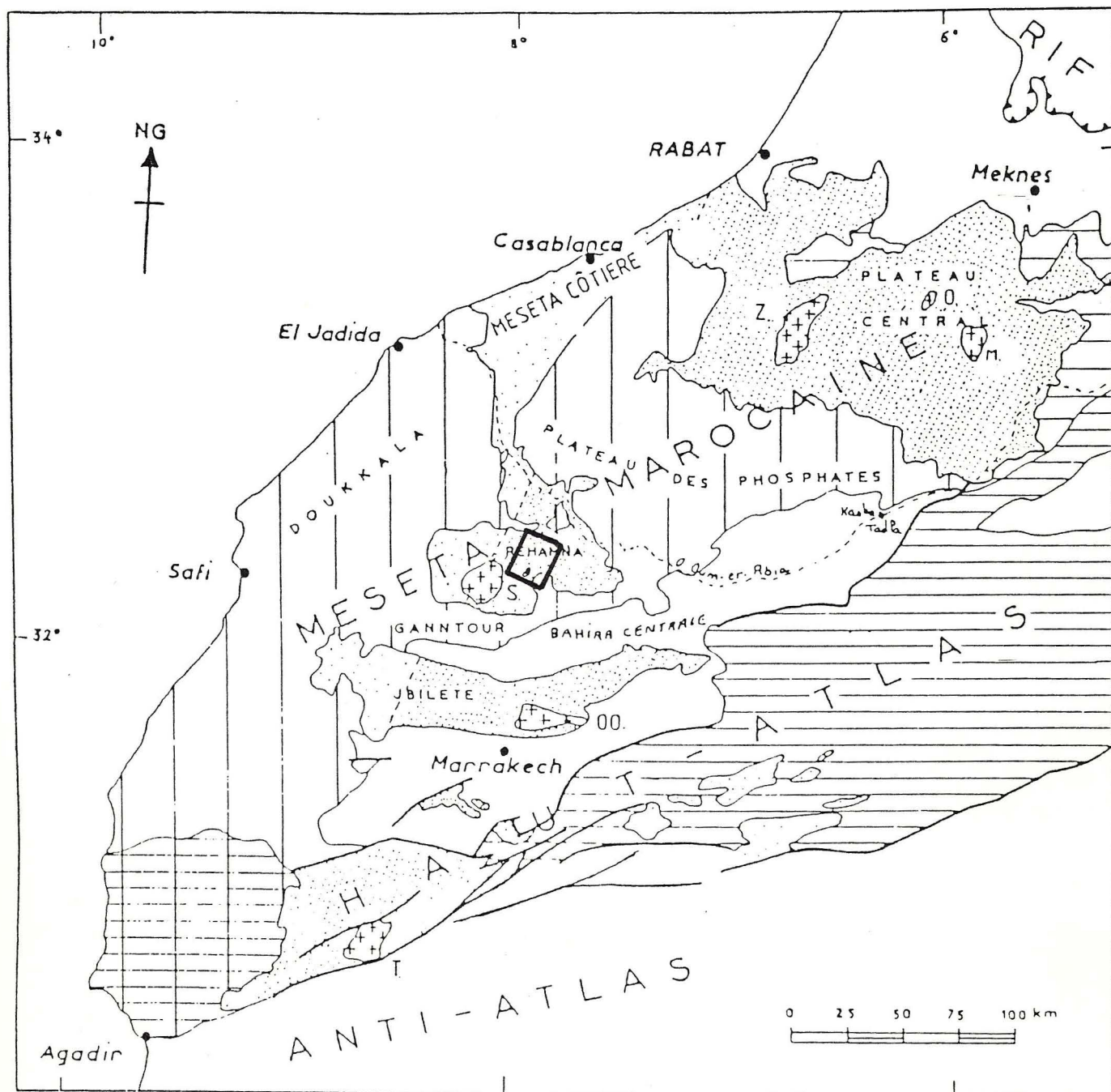


Fig.1 - Les massifs hercyniens de la Meseta marocaine, d'après Michard *et al.*, 1982). En pointillé serré: zones orogéniques varisques avec les principaux granites: Zaër (Z), Oulmès (O) et Ment (M) dans le Plateau (Massif) central; Sebte de Brikiine (S) dans les Rehamna; Ouled Aslam (OO) dans les Jebilet, et Tichka (T) dans le Haut-Atlas. Pointillé lâche: Paléozoïque peu plissé. Hachures verticales: couverture Secondaire-Tertiaire tabulaire, avec sillons néogènes sub-atlasiques et pré-rifains (blanc). Hachures horizontales: couverture plissée atlasique (type atlantique à l'Ouest, mésogéen à l'Est).

□ - Secteur étudié

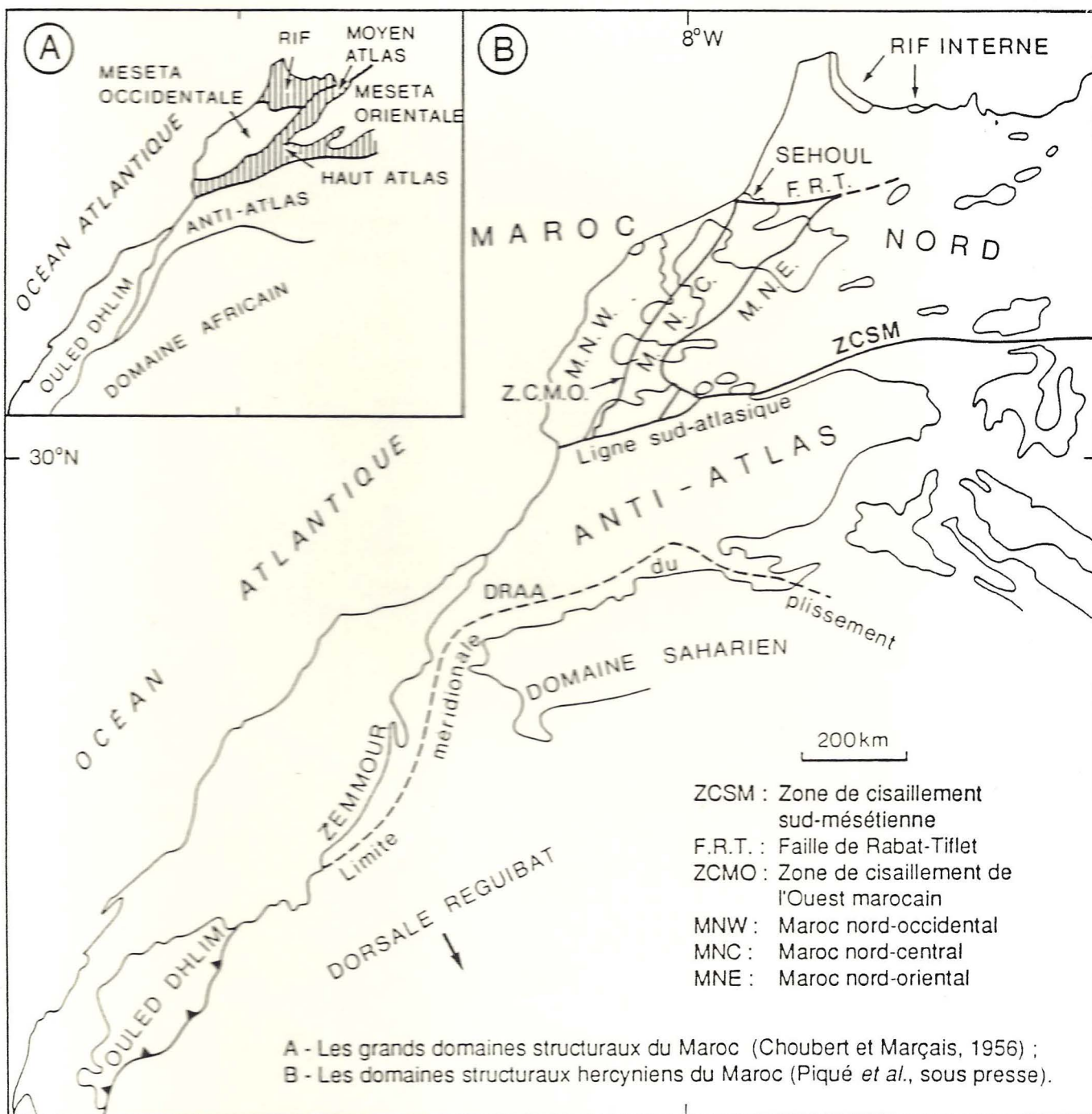
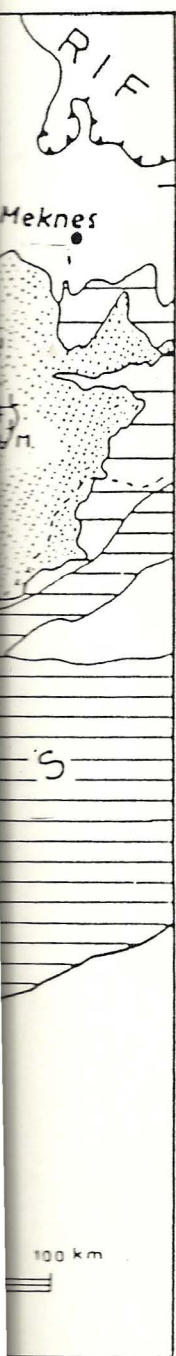


Fig.2 - Les zones structurales du Maroc.
 A- Domaines structuraux d'après Choubert et Marçais (1956).
 B- Domaines structuraux hercyniens du Maroc (Piqué *et al.*, sous presse).

al,
 gra-
 Sebt
 chka
 erti-
 sub-
 sée

tangentiels vers le sud-ouest.

III. APERÇU DES TRAVAUX ANTERIEURS.

La première étude régionale du massif paléozoïque des Rehamna a été réalisée par M. Gigout (1941-1951) réalisant une synthèse stratigraphique et tectonique de la Meseta marocaine nord occidentale. Il a établi une carte géologique des Rehamna au 1/200.000 (1952). Récemment Michard (1982) réalise une synthèse, accompagnée d'une carte au 1/200.000, à partir de trois travaux fondamentaux qui ont fait l'objet de nombreuses publications: Pique, 1972; JENNY 1974; Hoepffner, 1974.

Ces auteurs soulignent l'importance des mouvements décrochants dextres enregistrés à la limite orientale du môle côtier mesetien et le rôle fondamental des accidents de socle qui contrôlent la sédimentation du Paléozoïque et la déformation hercynienne.

Peu après, l'Université de Marseille (Cornée, 1982; Corsini, 1988) étend aux Rehamna les travaux de géologie structurale qu'elle mène depuis quelques années dans les Jbilet.

Des travaux plus récents et complètent les précédents, Lagarde (1987) et Diot (1988) mettent l'accent sur l'importance de la tectonique tangentielle et ont montré l'influence déterminante de la paléogéographie sur la déformation hercynienne de la Meseta marocaine occidentale.

IV OBJECTIFS DE L'ETUDE, METHODES ET MOYENS

IV.1. BUT DE CE TRAVAIL

Ce travail a pour but d'identifier et de caractériser les différents granitoides du secteur ainsi que leur cortège filonien, et de discuter le métamorphisme qui leur est associé: la surimposition du métamorphisme thermique au métamorphisme régional. Une étude pétrologique du métamorphisme a été entreprise au niveau des micaschistes (formation grésopélitique) et parallèlement au niveau des amphibolites. A travers cette étude j'essaie d'établir avec le plus de précision possible les relations paragenèses / déformations pour dégager les relations chronologiques entre le métamorphisme et les déformations régionales. La construction d'un chemin pression-température estimé permet de discuter l'évolution thermodynamique du métamorphisme.

Les descriptions petrographiques données correspondent en général, à la synthèse des faits marquants observés au niveau de l'affleurement sur le terrain, ou dans de multiples lames minces.

IV.2. METHODE DE TRAVAIL

Les moyens d'étude disponibles sont essentiellement le travail sur le terrain permettent l'établissement d'une carte d'échantillonnage et une carte géologique au 1/20.000 avec une zonéographie métamorphique et la réalisation de quelques coupes, d'une part, et d'autre part, au laboratoire, l'observation de lames minces au microscope polarisant.

Les quelques stages à l'étranger (à Nancy, au laboratoire de pétrologie structurale, à ParisVI, au laboratoire de Pétrologie Minéralogique et à Rennes, au Centre Armoricaïn d'étude structurale des socles m'ont permis une investigation bibliographique et de faire quelques analyses chimiques de roches et de minéraux, mais qui restent très insuffisants pour une étude analytique détaillée, et éventuellement pour traiter en détail la pétrogenèse et les conditions thermo-barométriques des recristallisations minérales. En conséquence, les résultats présentés ici constituerait une approche de ces problèmes qui exigeraient une étude géochimique plus poussée.

CHAPITRE II

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Dans ce secteur affecté par une déformation très intense et un métamorphisme de degré relativement élevé, la série est totalement azoïque

Ainsi, l'étude stratigraphique et l'attribution des âges ont été faites par analogie de faciès et par corrélation avec les séquences sédimentaires des domaines avoisinants (là où la série stratigraphique est fossilifère).

Les terrains du secteur, constitués pour l'essentiel de schistes et de micaschistes présentant une grande monotonie de faciès pétrographiques, perturbés de temps en temps par quelques intercalations d'amphibolites et de carbonates.

Vue la complexité de la stratigraphie, je me suis basé essentiellement sur les travaux de mes devanciers, tout en essayant d'apporter quelques descriptions personnelles.

I. LE PRECAMBRIEN ET LE CAMBRIEN INFÉRIEUR

Le matériel précambrien et Cambrien inférieur affleurent très rarement dans la méséta nord-occidentale. Les deux seuls affleurements connus se présentent sous forme de noyaux isolés sous le Paléozoïque daté. Ce sont les secteurs d'El-Jadida dans la Meseta cotière Fig.3-4 et de Sidi Ali dans les Rehamna Fig. 5-6 (Corsini, 1988). Il faut y ajouter les prélèvements réalisés au large d'El-Jadida lors des forages "off shore" (Ruellan, 1985) au large d'El-Jadida. Les deux affleurements présentent des faciès analogues à ceux des domaines voisins du Maroc Central, du Haut Atlas et de l'Anti Atlas.

Le Précambrien est souvent formé par des épanchements massifs de roches volcaniques acides rhyolitiques, alors que le Cambrien inférieur est formé par des faciès détritiques où se mêlent des dépôts pyroclastiques et carbonatés.

A l'échelle régionale, le Précambrien terminal affleure localement dans la méséta occidentale, avec un faciès de volcanites acides.

La limite entre le Précambrien et Cambrien est soulignée par une formation détritique grossière remaniant des éléments de socle continental qui est constitué de granite et de rhyolite est décrite dans les Rehamna occidentaux au niveau du dôme gnéissiques de Sidi Ali (Corsini et al., 1988). Cette formation de base témoigne d'un épisode d'érosion ayant affecté le substratum mé précambrien. Elle marque le début d'un mégacycle transgressif qui amorce

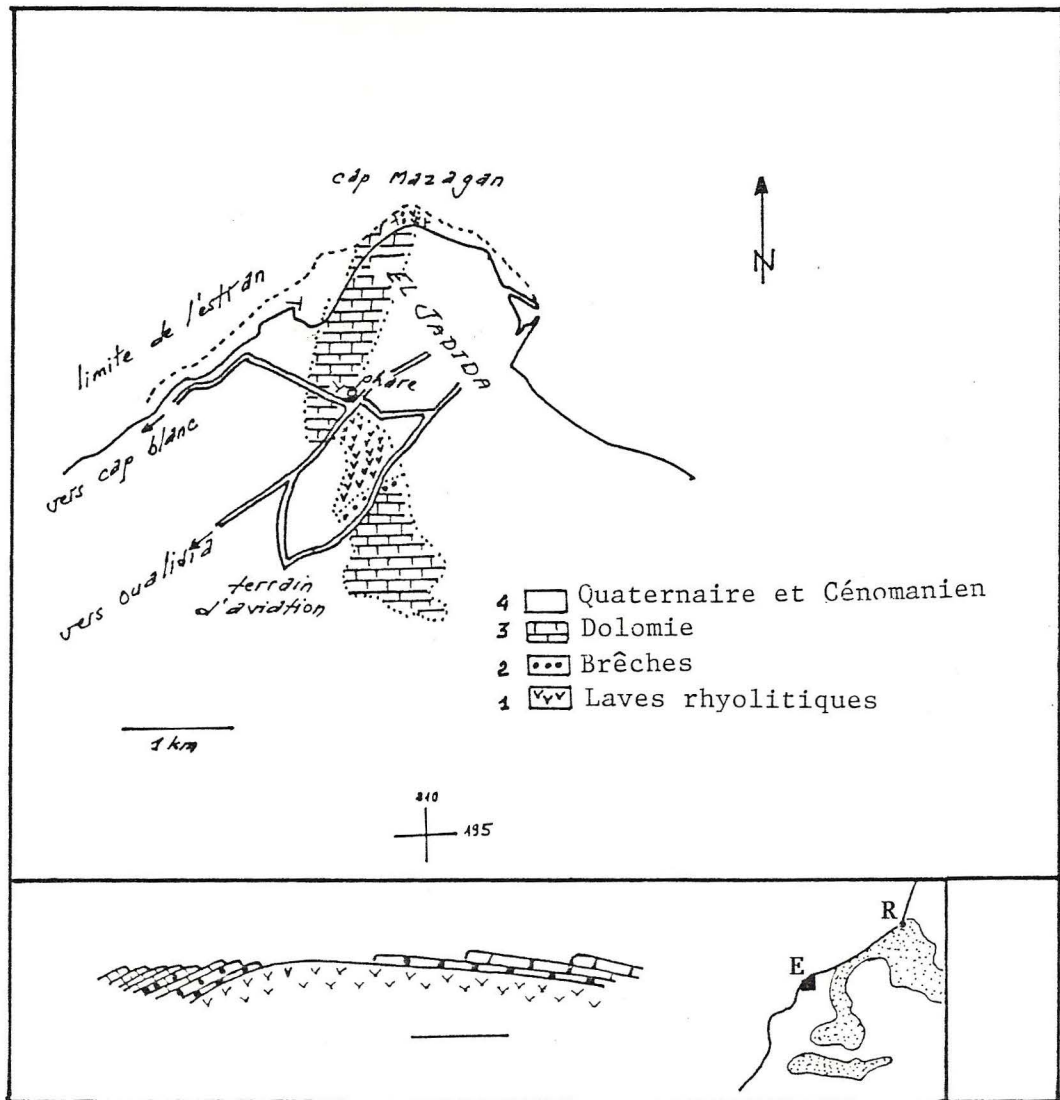


Fig.3 - Les affleurements anté-Cénomaniens d'El Jadida (d'après Gigout, 1951). R=Rabat, E=El Jadida.

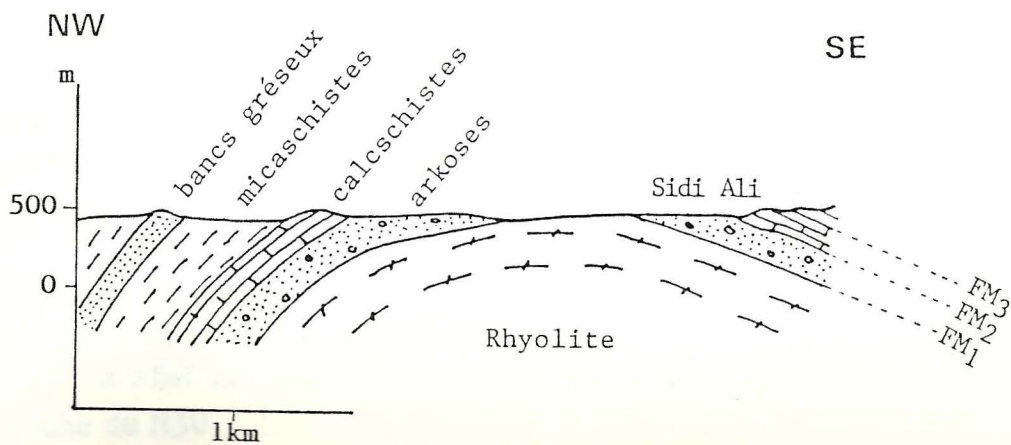


Fig.5 - Coupe lithologique à travers le dôme de Sidi Ali (d'après Corsini, 1988).

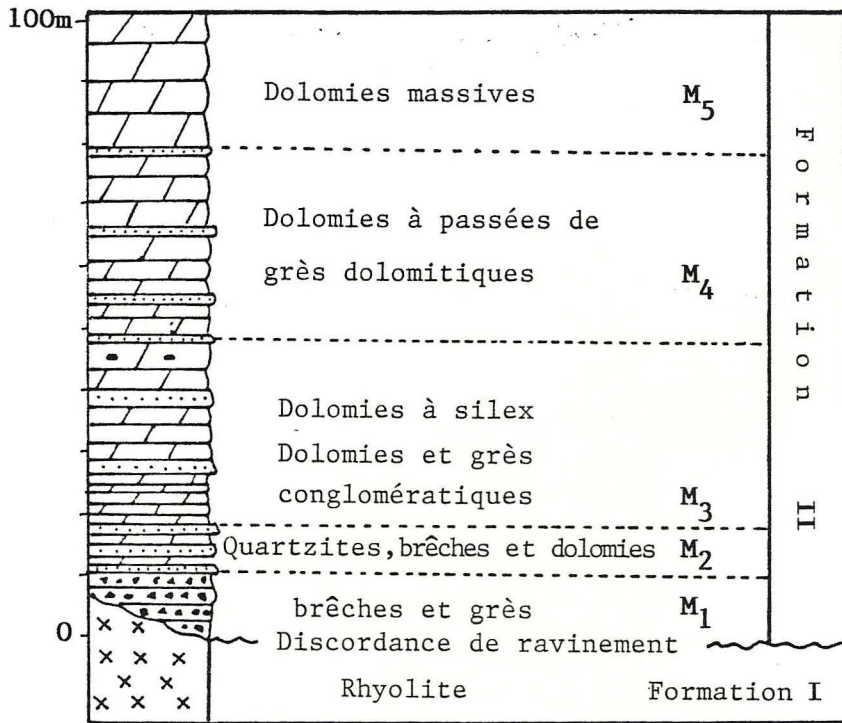


Fig. 4 - Log synthétique des affleurements anté - Cénomaniens d'El Jadida. (Cornée, Costagliola et Leglise, 1984.)

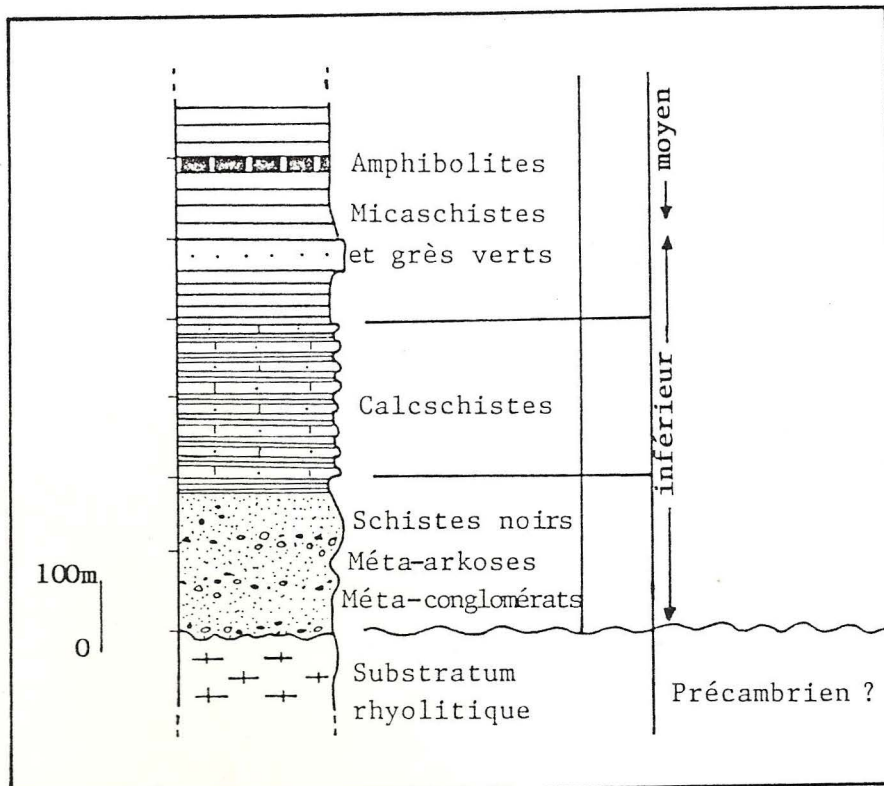


Fig. 6 - Log synthétique du dôme de Sidi Ali (d'après Corsini, 1988).

l'ouverture du bassin cambrien.

Ainsi une simple discordance de ravinement sépare le précambrien du Cambrien inférieur.

Paléogéographiquement, c'est au cours du Cambrien inférieur que sont enregistrés probablement les premiers stades d'individualisation d'un bassin subsident qui prendra toute son ampleur au Cambrien moyen (Bernardin et al. 1988)

II. LE CAMBRIEN MOYEN

Les terrains du Cambrien moyen sont connus à l'ouest de la zone de cisaillement ductile des oued Zedness (ce qui correspond géographiquement aux Rehamna centraux. Globalement la pile sédimentaire présente une variation d'épaisseur d'ouest vers l'Est: elle passe de plus de 4500 m à moins de 1500m.

Les travaux récents de la géologie de surface (Corné et al. 1987; Mayol 1987; Corsini et al. 1988a) et d'une étude géophysique (Bernardin 1987) montrent que les sédiments du Cambrien moyen, essentiellement terrigènes et parfois très épais, se sont accumulés dans un graben fortement subsident.

Donc paléogéographiquement, le Cambrien moyen pour ces auteurs correspond à l'ouverture d'un graben fortement subsident)ou bassin subsident) à l'ouest dans les Rehamna occidentaux, et la persistance d'une zone haute d'alimentation orientale dans les Rehamna orientaux.

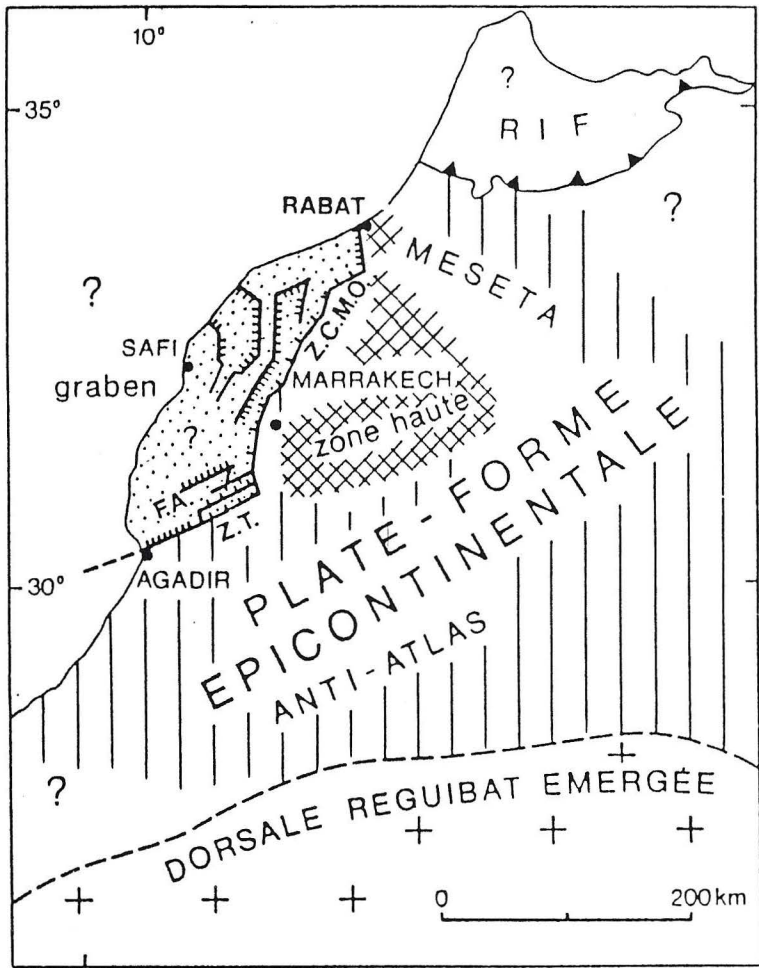
Autrement dit le bassin cambrien s'est installé sur l'emplacement du môle côtier mésétien, et apparait à l'échelle du craton ouest-africain comme une anomalie tectono-sédimentaire majeure, Fig. 7.

Ce grand graben subsident mesure environ 400 km de long sur 80 km de large au moins, allongé selon une direction majeur N30 depuis le Haut-Atlas occidental jusqu'à la méséta côtière.

La subsidence de ce bassin semble être contrôlé par le jeu de failles normales majeures:

_ à l'Est la zone de cisaillement de la méséta occidentale, de direction proche de N30

_ au Sud, le faisceau de failles de Tizi-n'Test, de direction proche de N60



Z.C.M.O. : Zone de Cisaillement de la Meseta occidentale ;
 F.A. : Faille d'Arg ; Z.T. : Faille du Tizzi'n Test

Fig.7 - Les zones tectono-sédimentaires du Maroc au Cambrien moyen (tiré de Bernardin *et al.*, 1988)

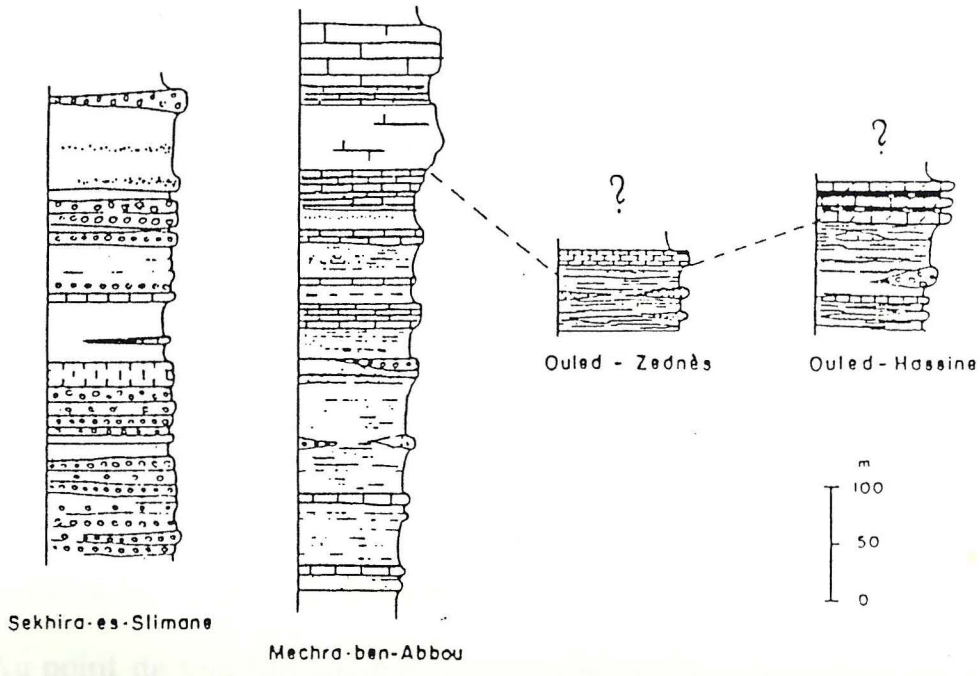


Fig.8 - Corrélation entre les formations dévoniennes probable des Rehamna (Piqué, 1979)

III. L'ORDOVICIEN

Les terrains ordoviciens ont été reconnus et datés dans les Rehamna septentrionaux et orientaux (Barthoux , 1924; Nettner, 1933; Youvanovitch, 1938; Gigout, 1951-1955; Destombes, 1971; Piquet, 1972; Hoepffner, 1974; Jenny, 1974; Alix, 1978; Cornée, 1982; Rais-Assa, 1984; El Kamel, 1978)

Dans le secteur qui fait partie des Rehaman centraux, la présence de l'Ordovicien n'a été que présumé, vu l'intensité de la déformation et du métamorphisme qui rend les roches totalement azoïques (Michard et al., 1982; Corsini et al., 1988a). Je reprendrai succinctement la succession stratigraphique ordovicienne établie par Corsini et al., (1988):

_ formation 7: schistes micacés sombres, vert foncé à noir, riches en oxydes de fer. Un niveau microconglomératique se trouve au sommet de cette formation, alors qu'à sa base la formation 6, à quartzites est attribué au Cambrien.

_ formation 8: constituée par des bancs quartzitiques massifs, clairs et bien lités

_ formation 9: formée du bas vers le haut par:

- * schistes verts pyriteux avec de fines laminations.
- * faciès gréseux sombres microconglomératiques à graviers de quartz millimétriques et rares galets de quartzites
- * schistes noirs ferrugineux avec des niveaux de quartzites lenticulaires

IV. LE DEVONIEN

Il est représenté par la formation de Ouled Zedness et de Ouled Hassine, située à l'Est de la zone de cisaillement ductile des Ouled Zedness.

La présence du Dévonien n'est que présumée (car les séquences fortement métamorphiques sont azoïques) par analogie de faciès et de séquences sédimentaires avec les successions de même âge des Rehamna septentrionaux (Jenny 1974; Hoepffner 1974; Cornée 1982).

Au point de vue lithologique, cette formation est constituée de schistes, de phyllades noires à lentilles de quartzites et de conglomérats quartzitiques, sur lesquels sont déposés des calcschistes et des calcaires dolomitiques sub-récifaux.

Le tout surmonté en discordance angulaire par des faciès gréseux. Fig.8.

La paléogéographie du Dévonien dans les Rehamna est caractérisé par l'ouverture vers l'Est d'un bassin par le jeu de failles subméridiennes (faille médiane, zone de cisaillement ductile des oued Zedness) Fig. 9.

V. LE CARBONIFERE

De nombreuses études de terrains carbonifères ont été entreprises dans l'ensemble de la méséta marocaine occidentale méridionales (Gigout 1951; Hoepffner et Jenny 1974; Huvelin 1977; Bordonaro et al. 1979; Gaillet 1979; El Hassani 1980; Beauchamp et al. 1981; Michard coord 1982; Piqué et Kharbouch 1983; Bordonaro 1983; Rais Assa 1984; André 1986; Maryol 1987; Oukemini 1987).

Un modèle d'évolution du bassin de l'ouest marocain est proposé par Corsini, Fig. 10.

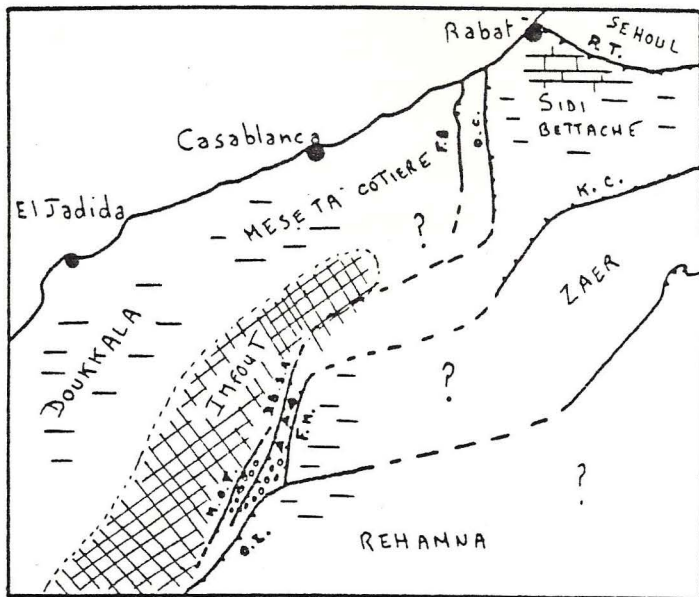
Les formations carbonifères datées ou présumées sont bien développées à l'Est de la zone de cisaillement ductile des ouled Zedness; elles font partie du compartiment chevauchant des Rehamna orientaux sur les formations cambro-ordoviciennes des Rehamna centraux-occidentaux.

La série de Lalla-Tittaf [constituant une grande partie du secteur, elle sera reprise en détail dans le chapitre qui suit (Jenny 1974; Hoepffner 1974)] et l'unité chevauchante de Ben Guerir. (Cornée 1982) illustrent cette formation carbonifère.

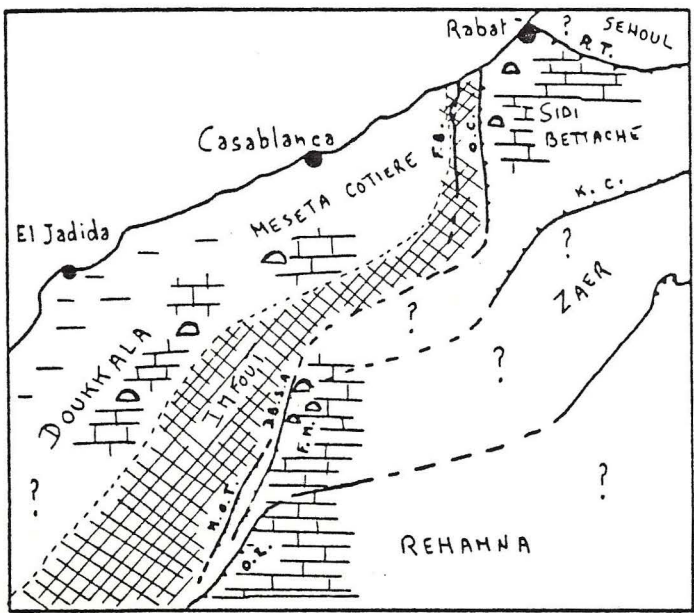
Par corrélation avec les séquences ayant le même âge au Nord et au Sud, Les formations de Ben Guerir et de Lalla Tittaf sont rapportées au Viséo-Namurien (Huvelin 1977; Michard coord 1982; El Kamel 1987).

Pour certains auteurs (Corsini et al. 1988b) la zone de cisaillement ductile des ouled Zedness coïncide, en gros, avec le bord occidental du bassin carbonifère des Rehamna orientaux.

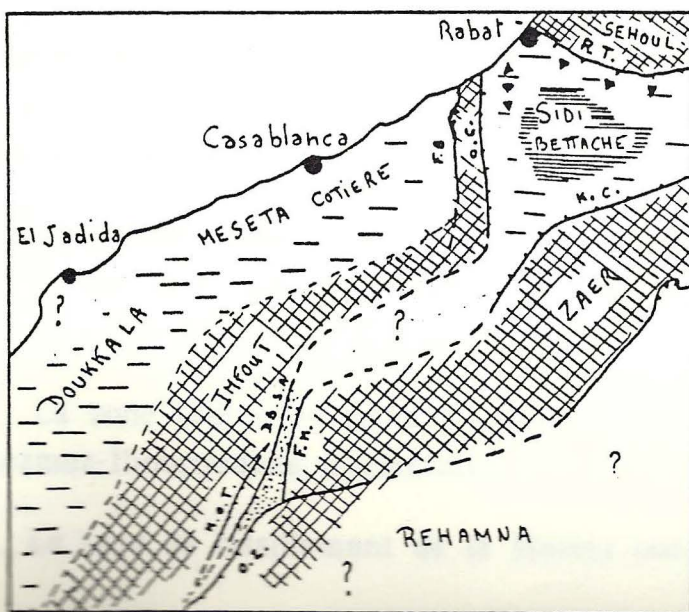
Au cours du serrage hercynien, ces auteurs considèrent que cette limite paléogéographique subit un maximum de déformation et de métamorphisme hercyniens. Ils proposent qu'elle correspond à une surface de chevauchement peu pentée à l'Est, et qu'elle résulte de la remobilisation d'une ancienne faille normale listrique engendrée par un étirement et un amincissement crustal.












DEVONIEN INFÉRIEUR



DEVONIEN MOYEN



DEVONIEN SUPÉRIEUR

-  terre émergée
-  plate-forme carbonatée
-  faciès argileux
-  faciès flyschoides
-  faciès gréseux littoraux
-  conglomérats
-  faciès chaotiques
-  formation récifale
-  faille

- O. Z. faille des Ouled Zednes
- R. T. faille de Rabat-Tiflet
- O. C. faille de l'Oued Cherrat
- F. B. faille de Bouznika
- K. C. faille de la Koudiat - Cherif
- F. M. faille de Foum el Mejez
- M. O. T. faille Médiane - Oued Tarfa
- D. B. S. A. faille de Draa el Bouir - Sidi Abdallah

Fig. 9 - Paléogéographie de la Meseta nord-occidentale au Dévonien (in Corsini, 1988)

- chaîne Devonien sup.
- terre émergée
- facies de plate forme olistholites
- flysch
- facies chaotiques
- vulcanisme
- contact de nappe
- sens de déplacement
- faille majeure
- R.T. Rabat-Tiflet
- O.C. Oued Cherrat
- F.S. Smaala
- O.D. Ouled Delim
- K.C. Koudiat Cherif
- F.B. Bouznika
- O.Z. Ouled Zedness
- T.N.T. Tizi n' Test
- Z.C.H. Zone de cilt de Marrakech
- F.A.I. Amizmiz -Ibourdjene

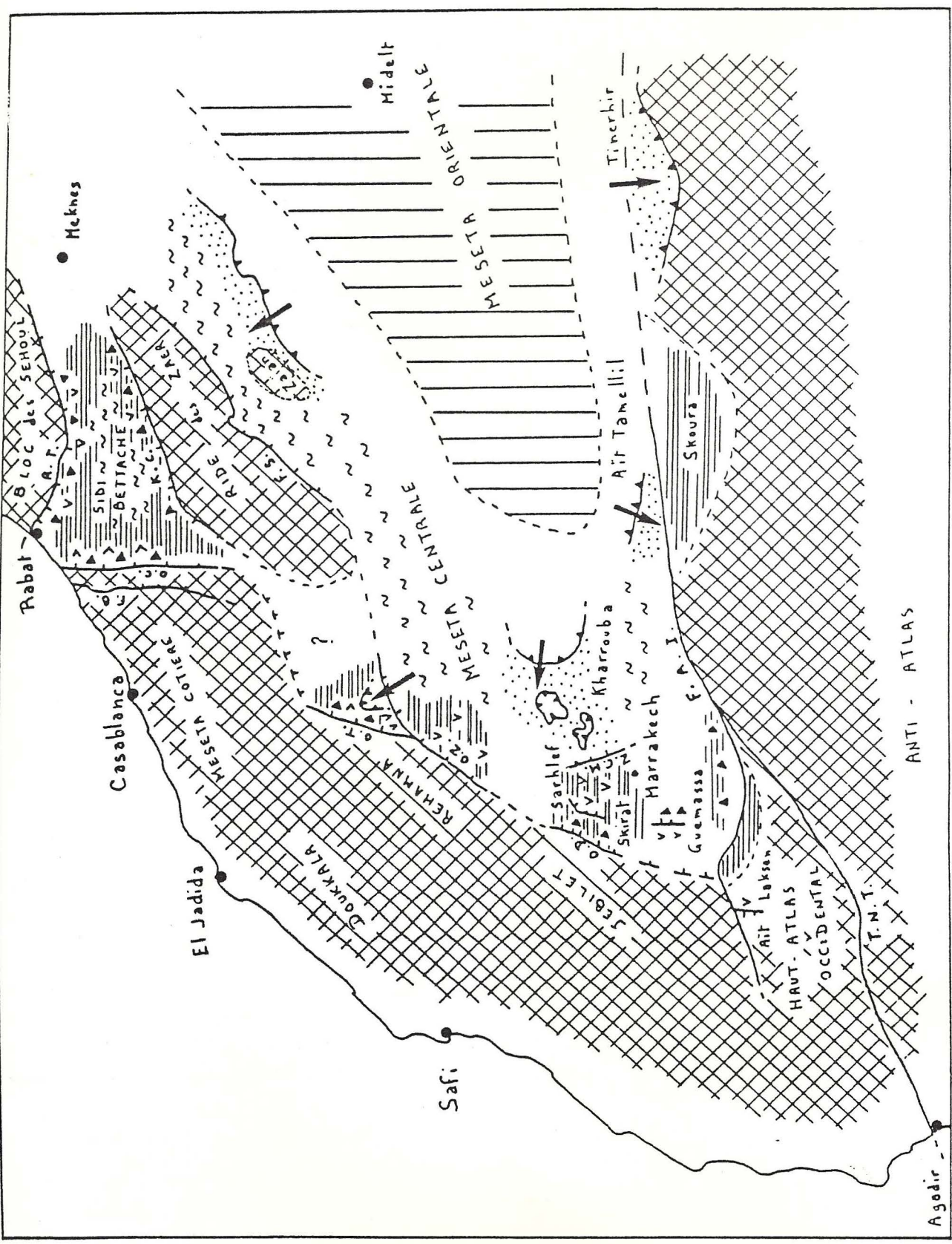


Fig.10 - Le bassin du Carbonifère inférieur de l'ouest marocain (in Corsini, 1988)

VI. CORRELATION AVEC LES AUTRES SECTEURS DE LA MESETA NORD- OCCIDENTALE-PALEOGEOGRAPHIE.

Le bassin carbonifère de l'Ouest marocain s'étend à l'Est de la zone de cisaillement ductile de la meseta occidentale, Fig. 10. Au Nord il est limité par la zone faillée de Rabat-Tiflet, et au Sud par la zone faillée d'Amezmez-Ibouroudène.

L'évolution paléogéographique et tectonique est marquée par deux grandes périodes:

– Dès le Faménnien (Fadli 1990), structuration au Nord du bassin carbonifère de Sidi Bettache, s'étendant jusqu'au Nord des Rehamna. La source d'alimentation est constituée de terres émergées bordant le bassin: au Nord le bloc des Sehoul, au Sud-Est la ride des Zaër, et à l'Est la ride de Cherrat.

Le centre du bassin, subsident, est caractérisé par des faciès de type distaux, alors qu'une grande activité volcanique et le développement de faciès chaotiques marquent les marges de ce bassin.

– Début Viseen supérieur-Namurien; cette période est marquée par une transgression généralisée et l'extension de l'ancien bassin jusqu'aux Rehamna, Jbilet et la région de Guemassa au Sud de Marrakech.

A l'Est de la marge occidentale du bassin (qui correspond globalement à la zone de cisaillement de la meseta occidentale) dans les Rehamna du Nord (El Kamel 1987) et dans les Jbilet (Mayd 1987) se développe une sédimentation chaotique à olistolites et à mégabréches.

Cette marge est caractérisée par une intense activité magmatique bimodale acide et basique, résultant d'un magma tholéitique caractéristique d'une zone d'extension crustale.

Il semble en définitive que le bassin carbonifère de l'Ouest marocain est un bassin en extension dont les marges sont contrôlées par un ensemble de failles majeures:

– La zone faillée de Rabat-Tiflet, la faille des Smaâla, la zone faillée d'Amezmez-Ibouroudène, d'orientation N70 à N90.

– La zone de cisaillement de la Meseta occidentale, d'orientation globale

(Amphibolites) sont sporadiques dans la région. Leur étude de détail fera l'objet du paragraphe qui suit.

3_ Des calcaires métamorphiques en bancs décimétriques à métriques "interstratifiés" dans les micaschistes, et qui peuvent constituer un niveau repère dans le secteur. On peut les suivre au Nord jusqu'à la mine El Raïchet où ils sont très métamorphisés vers l'Est de cette dernière.

4_ Des "gneiss fins" à quartz, plagioclase, muscovite, Biotite, affleurent en niveaux très réduits et assez continus essentiellement à Rouinet, Draa- Moul-el-Arib, Bir-el-Ahmar. Ce matériel métamorphisé suggère un faciès d'origine volcano-détritique acide (suf rhyolitiques ?)

Trois raisons essentielles qui m'ont conduit à étudier en détail ces niveaux de metabasites:

_ Premièrement: la grande monotonie de la série grésopéritique dans la mesure où elle n'offre pas une grande diversité minéralogique

_ Deuxièmement: on sait maintenant que grâce à la géochimie des terres rares la plupart des roches basiques (métagabbros, amphibolites) de la chaîne varisque d'Europe peuvent montrer des compositions océaniques ou de bassins d'arrière arc (Montigny et Allegre, 1974; Bodinier et al., 1984).

Ces roches basiques peuvent constituer (ou contenir) des reliques d'un métamorphisme de haute pression.

_ Troisièmement: Comparer l'évolution des chemins P-T enregistrés par les amphibolites et les micaschistes. Cependant il est à souligner que l'étude détaillée des metabasites nécessite une accumulation importante de données analytiques, étant donné que ces roches, selon leur nature originelle et leur localisation, enregistrent seulement un fragment plus ou moins important de l'histoire tectono-métamorphique (Triboulet et Audren, communication orale).

VII.3. Etude pétrologique des niveaux d'amphibolite

A_ Les différents types de roches

Les amphibolites du secteur (ou metabasites) appartiennent à une série basique indifférenciée (sills) interstratifiée dans une série pélito-gréseuse puissante et monotone.

N20 à N30.

VII. MICASCHISTES ET AMPHIBOLITES DE LALLA TITTAJ

VII.1. Localisation et définition

Lalla tittaf est un lieu sain se trouvant au sommet d'une colline à une altitude de 575 m) parmi les points culminants dans la région), situé au Nord du plateau crétacé et éocène de Ben Guerir. Les terrains très métamorphisés qui y affleurent (Jenny, 1974) constituent le prolongement de ceux, étudiés par Hoepffner (1974) et bordant au Sud la plaine des Ouled Hassine.

Les micaschistes de Lalla-Tittaf d'âge Dinantien probable font partie de l'unité de Ben Guerir qui est mise en place par chevauchement du SE vers le NW avant l'Autunien (Cornée et Muller, 1981)

Leur particularité est l'existence de niveaux importants d'amphibolite, intercalés dans les micaschistes, aisément identifiables par leur couleur bleu-verdâtre, due à la présence de l'amphibolite sodi-calcique.

Diverses coupes ont été observées dans les petites collines et les fonds des oueds essentiellement à l'Est du granite de Ras El Abiad, là où les niveaux d'amphibolites intercalés dans les micaschistes sont abondants.

La plaine des Ouled Heriz qui borde ce secteur au NW est occupée par des micaschistes noirs, relativement indifférenciés) à l'exception de rares lits centimétriques de schistes à amphibolites).

Par continuité avec le secteur oriental, cette formation des ouled Heriz est séparée de celle de Lalla Tittaf malgré leur ressemblance, et elle est assimilée à la partie inférieure de la formation des ouled Hassine (Jenny 1974).

VII.2. Description de la formation de Lalla Tittaf

La formation de Lalla Tittaf est composée de quatre faciès:

1_ Des micaschistes et quartzo-micaschistes gris bleutés à noir avec les associations minérales suivantes: Bi, Gr, ctd, std.

Ces faciès représentent la plus grande partie des affleurements observables dans le secteur étudié.

2_ Associés à ces micaschistes des niveaux de roches basiques

Elles sont bien représentées vers l'Est du granite de Ras El Abiad (Koudiat Erni, Chaabat touila) et aux environs de Lalla Tittaf. Ces amphibolites forment des niveaux peu épais et discontinus, se poursuivant sur quelques centaines de mètres, avec une épaisseur de quelques mètres. Elles sont sous forme de bancs massifs, ou sous forme de niveaux fins, interstratifiés dans les micaschistes. Régionalement, elles sont sporadiques.

L'étude pétrologique permet de mettre en évidence quatre types de roches: Les amphibolites rubanées, les amphibolites massives à aspect vert bouteille, des amphibolites massives à aspect noirâtre à grisâtre qui sont relativement riches en grenat. Un dernier faciès d'amphibolite à aspect œillé. La minéralogie correspondante à ces roches basiques est généralement:

Hornblende verte + actinote + chlorite + épidote + plagioclase (oligoclase) + grenat

Les amphibolites de la région étudiée ne permettent pas de réaliser une étude zonéographique aussi complète et détaillée que celle à laquelle on peut parvenir par l'étude des micaschistes et des roches de nature pélitique. En effet, ces amphibolites ne constituent que des niveaux interstratifiés sporadiques et réduits et nous n'avons pu faire suffisamment d'analyses chimiques de roches totales et des minéraux à la microsonde.

A.1 Les amphibolites rubanées ou Gneiss amphibolitiques

A l'Est de Koudiat Mzirera (contact SE granite de Ras El Abiad - encaissant micaschisteux avec des niveaux interstratifiés d'amphibolites) affleurent de remarquables amphibolites rubanées, que je nomme "gneiss amphibolitique", à petites lentilles leucocrates riches en quartz et plagioclases. Elles sont rarement schisteuses.

L'observation microscopique montre que la texture de la roche est grano-lépidoblastique: des lits à cristaux de quartz et d'albite alternent avec des lits formés par l'enchevêtrement de cristaux (de quelques dixièmes de millimètre) de hornblende verte-épidote-chlorite-muscovite (très rare).

Et c'est l'alternance de niveaux à minéraux clairs et minéraux sombres qui confère à la roche cet aspect rubané.

A.2. Faciès particulier d'amphibolites à grenat

La série métamorphique de Sidi Ben Azzouz et Oued N'chichal (contact NE du granite de Ras El Abiad) présente un faciès d'amphibolites nettement différent de celui décrit précédemment: la roche présente un aspect massif (non rubané et non schistosé) avec une couleur très sombre, noirâtre à grisâtre, relativement riche en grenat, et ne présente aucune trace de linéation. Cette formation se trouve en contact du granite de Sidi Ben Azzouz. C'est un faciès que je nomme: "Faciès de Cornéenne amphibolitique" ou "faciès particulier d'amphibolites à grenat".

A.3. Amphibolites "œillées"

Au Sud-Est du granite de Ras El Abiod (Koudiat Iermi, Chaaba Touila) affleure une grosse barre d'amphibolite à faciès très particulier par rapport aux amphibolites habituelles du secteur, et qui peut être suivi comme un niveau repère. Elle se caractérise par sa richesse en plagioclases centimétriques et sub-sphériques à ovales et qui sont limités par une matrice à hornblende verte, actinote, et épidote, Fig.11

A.4. Amphibolites de Sidi Boulanouar

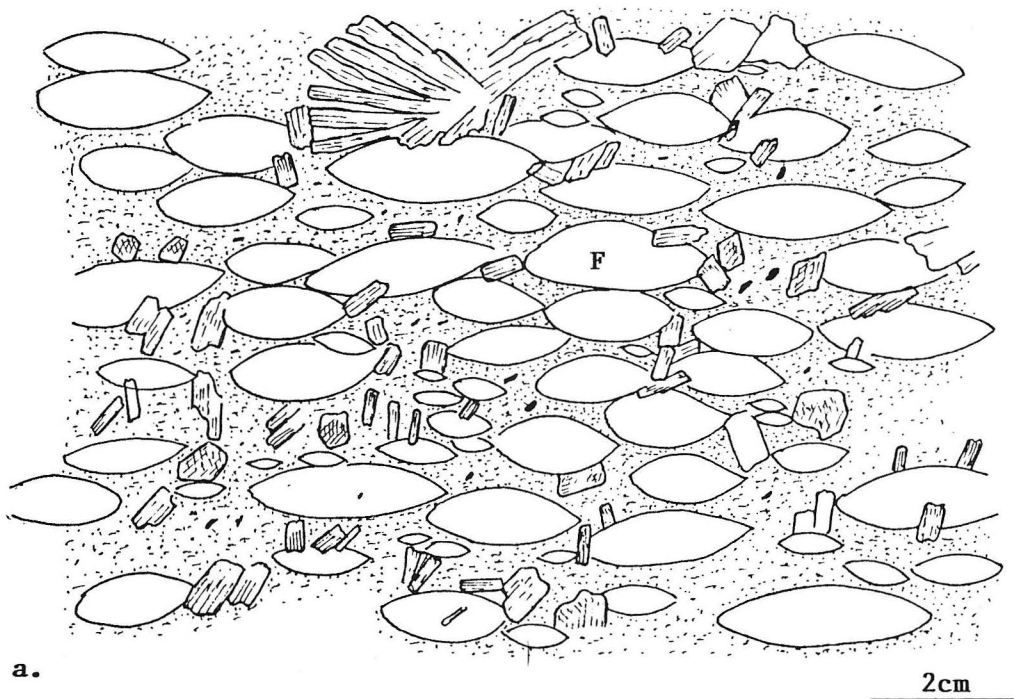
C'est le faciès d'amphibolite courant dans le secteur. La roche présente un aspect massif (non rubané, non schistosé) de couleur verdâtre (vert olive, vert bouteille). Quant à la roche est atterée, elle montre un aspect moucheté avec des taches verdâtres et des tâches blanchâtres.

Il faut remarquer que dans certains niveaux, on peut observer une nette linéation, déterminée par l'alignement soit des prismes d'amphiboles (ceci est relativement rare), soit par de la hornblende qui est généralement aciculaire (sous forme de petits prismes aciculaires).

B. Analyse minéralogique

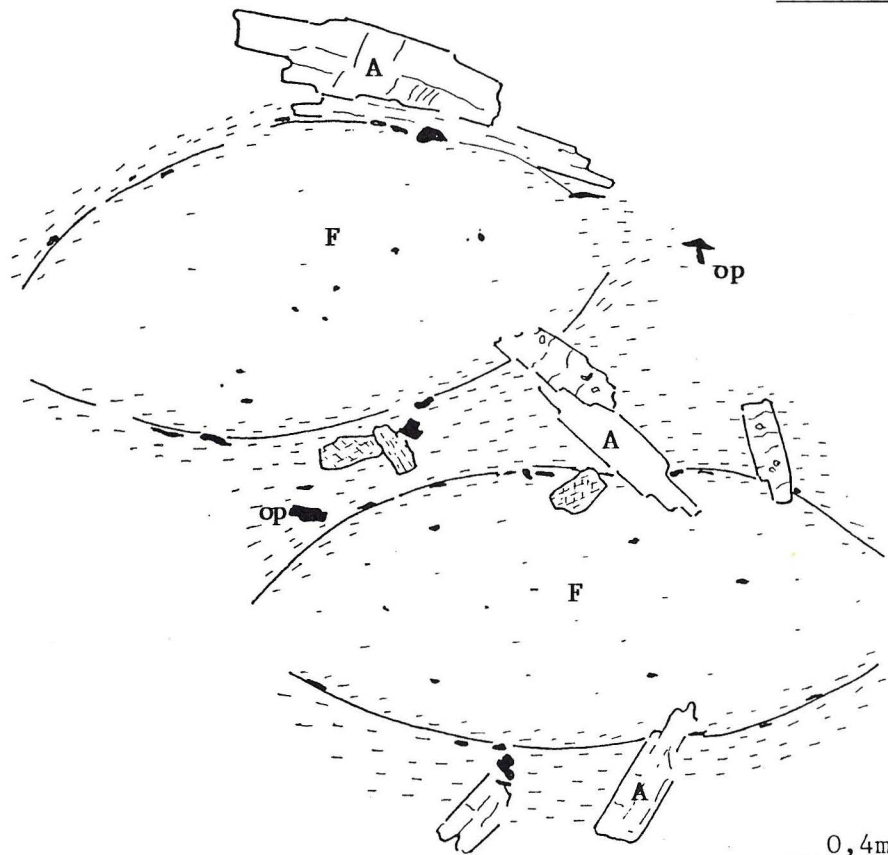
La paragenèse associée aux amphibolites rubanées est la suivante: Amphibole bleu-vert (précoce) + amphibole verte à bleu-vert (tardive, zonées ou non) + chlorite + grenat + plagioclase, riches en épidote et en sphène.

L'amphibole tardive est en grands cristaux automorphes, parfois associée à un grenat tardif ou à un feldspath. Cette amphibole tardive présente une orientation différente de celle de la foliation engendrée par les minéraux



a.

2cm



b.

0,4mm

Fig.11 - Faciès oillé d'amphibolite

a. vue d'ensemble de la lame , b. détail au microscope

F. phénoblastes de feldspaths complètement rétro-morphosés

A. phénoblastes d'amphibole tardifs.

op. minéraux opaques.

précoces, seul critère qui permet dans la plupart des cas, de ne pas la confondre avec l'amphibole précoce, avec qui elle n'entre jamais en réaction; elle n'est jamais non plus le produit réactionnel des minéraux préformés. Il faut remarquer que le faciès des amphibolites renferme rarement des niveaux de pyroxénites, (contact SE granite-encaissant au niveau de Ras Mzirera)

C- Essai de corrélation entre les phases du métamorphisme

L'étude détaillée des metabasites au cours d'une évolution métamorphique et structurale progressive et polyphasée nécessite une accumulation importante de données analytiques étant donné que les roches selon leur nature originelle et leur localisation enregistrent seulement un fragment plus ou moins important de l'histoire métamorphique et structurale.

Généralement dans les faciès amphiboliques qui présentent un plan de schistosité (quand la roche est altérée, elle se débite suivant ce plan) et portent une linéation minérale (soulignée par l'axe "C" des amphiboles) dans une section perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation (plan XZ) on distingue très nettement deux types d'amphiboles, Fig. 12.

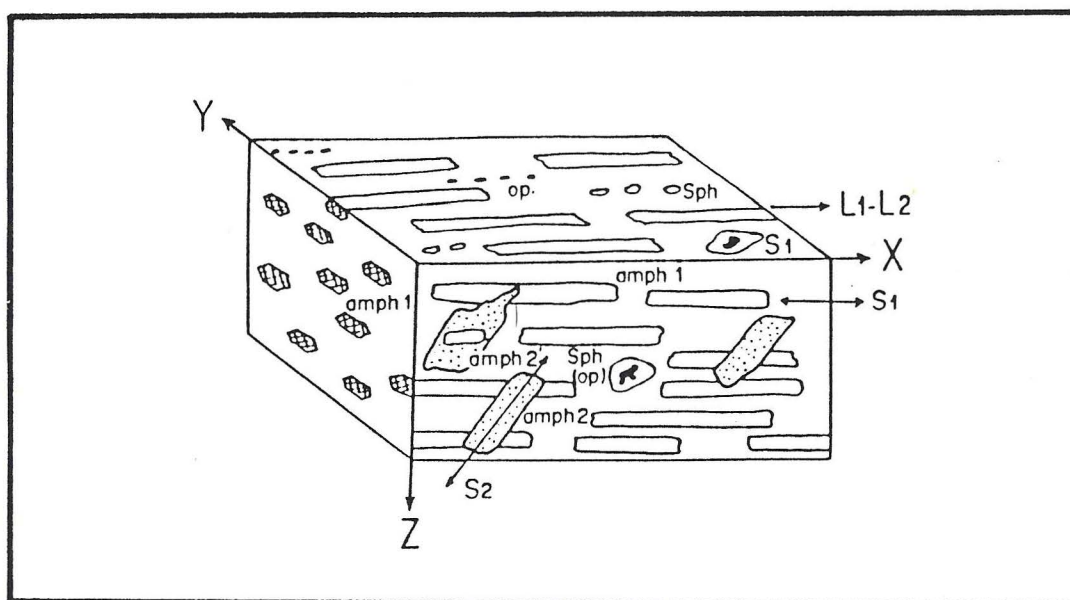


Fig. 12 _ Schéma de la microstructure d'un échantillon orienté selon les axes XYZ.

L : linéation parallèle à X, S = S0-1: Foliation principale,
 S2: Schistosité secondaire, A1: Amphibole syn S0-1, A2: Amphibole syn S2,
 A2': Amphibole tardive nuclée par une amphibole syn S0-1, Sp: Sphère,
 Op: Opaques

_ des amphiboles (A1) généralement aciculaires, soulignant une schistosité S0-1 très marquée, formée par l'orientation des grains de quartz et des paillettes de chlorite. Elles sont associées au plagioclase, au sphère, aux minéraux opaques, qui définissent la paragenèse du premier épisode de métamorphisme M1.

_ des amphiboles (A2) plus ou moins trapues soulignant une schistosité S2 très peu accusée.

Certaines amphiboles A2 peuvent être nucléées par des amphiboles A1. La paragenèse minérale est caractéristique du faciès amphibolitique à Hornblende:

Plagioclase + Mg hornblende + épidote + sphère + hématite + magnétite

Les amphiboles associées (A1 et A2) évoluent depuis des amphiboles vertes (type actinote) caractéristique du faciès schistes verts, jusqu'à des amphiboles bleu-vert du faciès intermédiaire, puis des amphiboles vertes ferromagnésio-hornblende caractéristique du faciès amphibolite.

Il faut remarquer que seuls les critères microstructuraux permettent de différencier les amphiboles de M1 de celles de M2.

Une phase de métamorphose de type basse pression-basse température clôt l'évolution métamorphique. Elle se traduit par des associations à chlorite verte, à micas blanc qui peuvent résulter des la séricitisation des plagioclases.

La structure plano-linéaire dominante S₀₋₁ - L₁ de la roche a été acquise au cours du métamorphisme M1 sans que la structure S2 acquise au cours du métamorphisme M2 ne perturbe celle-ci.

D. Hypothèses sur l'origine des amphibolites du secteur.

Au moins deux épisodes métamorphiques ont transformé sensiblement la série originelle autant de point de vue chimique que minéralogique.

On a identifié des boudins de gabbro dans certains niveaux d'amphibolites (au niveau du puit d'approvisionnement du Douar ouled Zbir). Ces gabbros semblent être liés à une activité magmatique pré-orogénique comme celles reconnues dans le secteur Gada Jenabia qui seront détaillés ultérieurement, (cf. paragraphe métagabbro).

A leur tour, ces amphibolites constituent des niveaux peu épais et

discontinus dans les micaschistes.

Hypothèse: il semble que la série au départ puisse s'identifier à une association de laves basiques et de sills de gabbro intrastratifiée dans des sédiments contenant des grès, des quartzites et des pélites, hypothèse qui avait retenue par Jenny (1974).

Les caractères géométriques initiaux de l'interstratification des niveaux basiques dans les sédiments acides ont été complètement effacés par la schistosité régionale (S0-1) qui en a transposé les contacts, grasso-modo en disrection N-S.

En conséquence, il n'a pas été possible de distinguer sur le terrain les metabasites d'origine volcano-sédimentaires (volcanites démantelées et résédimentées suivant un litage sédimentaire S0) des metabasites d'origine purement magmatique qui pouvaient être des dykes ou des sills plus au moins concordants (l'angle d'intrusion initial n'a pas été conservé).

Le litage observé dans la série est donc une surface complexe qui associe à la fois des caractères sédimentologiques (S0), plutoniques (dykes, sills), métamorphiques (M1, M2) et structuraux (S1, S2) le plus souvent parallélisés.

Compte tenu de ces réalités, et pour répondre à la question relative à l'origine géodynamique probable de cette série. Il faut se baser sur des analyses chimiques des éléments majeurs de toute cette série et surtout des éléments traces et des terres rares, beaucoup plus utiles pour la signature géodynamique. Il est indispensable de distinguer les éléments qui ont été parfaitement mobiles durant les épisodes métamorphiques de ceux qui sont restés inertes.

Autrement dit, il faut une étude géochimique détaillée et complète de ces roches, et une analyse poussée à la microsonde des minéraux, pour retrouver les affinités tholéitiques ou calco-alcaline de la série, et définir le contexte géodynamique de leur mise en place.

Remarque: les mesures radiométriques K-Ar sur les hornblendes des amphiboles peuvent préciser l'âge de cet épisode volcano-sédimentaire basique intercalé dans la série grésopélitique et l'âge du métamorphisme; malheureusement il n'a pas été possible de le faire.

CHAPITRE III

CARACTERISTIQUES TECTONO- METAMORPHIQUES DU SECTEUR

I. INTRODUCTIN GENERALE

Une première description des structures majeures hercyniennes dans la Meseta marocaine méridionale a été faite par GIGOUT (1951), il note qu'elles sont orientées globalement NNE-SSW. Une synthèse des principaux travaux sur le massif des Rehamna à partir des travaux Pique (1972); Jenny, (1974); Hoepffner(1974) a été faite par Michard, Coord., (1982). Elle fait ressortir trois grands domaines structuraux:

1.1 Les Rehamna Occidentaux, caractérisés par une déformation relativement modeste et un métamorphisme de degré faible. Le gradient déformation-métamorphisme s'accroît d'ouest en Est. Une première phase D_1 donne naissance à des plis P_1 synschisteux, une seconde phase D_2 responsable de failles inverses à l'Ouest et d'une schistosité de crénulation S_2 à l'Est. Ce domaine correspond au "môle côtier mesetien" (Michard, 1969) bordé à l'Est par la "faille médiane" (Michard, 1967) zone faillée, ayant fonctionné en décrochement dextre.

1.2. Les Rehamna centraux dans lesquels la superposition des deux phases principales D_1 et D_2 se traduit par une importante structuration planaire et linéaire. L'épisode de déformation D_1 caractérisé par des plis isoclinaux P_1 , puis l'épisode de déformation D_2 caractérisé par des glissements et des cisaillement réutilisant la S_{0-1} ou créant une nouvelle foliation $S_{1-2}(=S_2)$ dans des conditions de métamorphisme mésozonal. Ce domaine est séparé des Rehamna orientaux par la bande faillée des Ouled Zedness.

1.3. Les Rehamna Orientaux, dans ce domaine se manifestent également les deux phases principales D_1 et D_2 avec des plis P_1 et P_2 , avec la création localement de couloirs de cisaillement dans lesquels la foliation S_{0-1} est transposée dans la S_2 . Un transport de matière s'effectue globalement vers l'Ouest avec une composante décrochante dextre.

Des structures tardives marquées par des plis crénulants associés à des décrochements dextres NW-SE(phase D_3) et des chevauchements vers le SW du Jbel Kharrou (phase D_4).

Piqué (1979) montre que l'évolution structurale dans ce segment de la chaîne hercynienne est contrôlé par des zones de fracture du socle préambrien jouant en failles normales pendant la sédimentation du paléozoïque

supérieure.

Piqué et al (1980) définissent la "Western Meseta Shear Zone" Zone de cisaillement de la méséta occidentale (ZCMO) Comme une zone de cisaillement d'extension pluri-kilométrique selon une direction NNE-SSW depuis la région de Rabat (Meseta Côtière) jusque dans le Haut Atlas occidental. Elle correspond à la bordure orientale du môle côtier stable et à la limite des bassins du carbonifère inférieur de la Meseta occidentale. Dans la zone centrale des Rehamna, la mise en place d'un granite syntectonique précédé d'un front thermique serait responsable de l'intense déformation ductile et du métamorphisme de degré élevé.

Lagarde et Michard (1985) proposent pour les Rehamna un modèle dans lequel interviennent simultanément décrochement et chevauchement, ce qui permet d'interpréter cette zone de cisaillement comme une zone de décrochement ductile dextre dont le mouvement correspondrait à une anomalie cinématique dans la rampe frontale thermiquement amollie d'un chevauchement général des Rehamna orientaux vers l'ouest.

II. TECTONIQUE DANS LE SECTEUR

Dans l'ensemble du secteur qui est caractérisé par une série à lithologie relativement monotone, la déformation hercynienne est caractérisée par deux phases de déformation majeures syn-métamorphes auxquelles succède une phase tardive à post hercynienne.

Les structures fondamentales liées aux phases majeures (D₁-D₂) donnent aux roches de la région un débit planaire régulier où les charnières de plis ne sont que rarement observables. Le caractère dominant est la superposition des niveaux lithologiques S₀ à la foliation métamorphique principale S₀₋₁, c'est-à-dire une transposition partielle ou totale de S₀ dans la foliation S₀₋₁.

II.1. ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE (Z.C.M.O - LA BANDE DE CISAILLEMENT DUCTILE DES OULED ZEDNESS)

Cet accident de Ouled Zedness correspond à une discontinuité majeure, séparant les Rehamna orientaux à l'Est, et les Rehamna centraux à l'Ouest.

Tectoniquement, il apparaît comme un couloir de cisaillement ductile syn à post métamorphique, de direction N30, à faible pendage vers l'Est; il est grosso-modo sub parallèle aux structures hercyniennes régionales N.NE-S.SW comme il

est sub parallèle à la faille médiane dans les Rehamna occidentaux. Il constitue un tronçon de la mégazone faillée de l'ouest marocain, large de quelques kilomètres, dans lequel se concentre la déformation et le cisaillement.

La trace actuelle du cisaillement ductile majeur correspond à un système d'accidents à jeu complexe de décrochement dextres et des déplacements tangentiels vers l'Ouest et le Sud Ouest (Michard et al., 1982).

Il est proposé que cette bande de cisaillement correspond à une ancienne faille normale d'amincissement crustal avec un faible pendage vers l'Est, héritée de l'épisode d'ouverture du bassin carbonifère dans l'Ouest marocain. Elle est située à la limite occidentale de ce bassin (Corsini et al., 1988).

* Pour Piqué et Michard (1989) les accidents majeurs de la chaîne hercynienne dont fait partie la Z.C.M.O. auraient résulté d'un décollement ductile profond au niveau du socle avec un faible pendage vers le SE et qui se redresse au niveau de la couverture.

L'analyse de la déformation ductile (à caractère nettement cisailant) dans le secteur étudié qui est à chevauchement sur les Rehamna centraux et les Rehamna orientaux, et dans lequel passe le cisaillement ductile de la bande des Ouled Zedness) confirme le caractère décrochant dextre et normal (contact granite de Ras el Abiad-encaissant de Ras Mzirera), plus d'autres exemples.

En effet, la bande de Ouled Zedness pourrait correspondre à une ancienne faille (ou à un faisceau de failles) ayant commandé l'ouverture du bassin carbonifère, et remobilisée(s) pendant la phase compressive hercynienne majeure.

Extension et mode d'évolution de la zone de cisaillement de la Meseta occidentale

La zone de cisaillement de la meseta occidentale (Z.C.M.O.) constitue une structure majeure à l'échelle de la Meseta occidentale marocaine (Fig. 7) elle coïncide systématiquement avec la limite paléogéographique des bassins dévono-carbonifères, dont le matériel chevauche très souvent ses anciennes marges avec des contacts peu pentés (Oued charrat, Ouled Zednes, Smaala).

Au Sud, dans le Haut-Atlas occidental, elle présente une direction subméridienne et constitue la limite orientale du bassin dévonien (Cornée et al., 1987b); elle ne se prolonge pas au Sud au-delà de la faille du Tizi n'Test et n'a

aucun équivalent dans l'Anti-Atlas (Hassenforder, 1987).

Dans les Jbilet, elle correspond à plusieurs zones où les cisaillements sont dextres avec une direction subméridienne (ouled Dlim, Mayol, 1987) et senestres avec une direction N160 (Zone de cisaillement de Marrakech, Lagarde et Choukroune, 1982).

Elle adopte ensuite une direction N30 dans les Rehamna méridionaux et constitue une importante zone de cisaillement ductile avec un métamorphisme syntectonique paroxysmal (Lagarde et Michard, 1986; Corsini et al., 1988).

Dans les Rehamna septentrionaux, cette zone de cisaillement s'infléchit et passe probablement à la faille de Ain el Melah de direction N70 (Michard et al., 1982; El Kamel, 1987).

Au Nord du massif des Rehamna, elle se bifurque avec une première branche subméridienne, constituant la zone de cisaillement de Oued Charrat caractérisé par un jeu coulissant dextre orienté N-S, et qui s'amortit vers le sud (Chalouan, 1977; Fadli, 1990) Il a été interprété comme la réponse à un grand décrochement dextre NE-SW, qui a pris naissance sous l'influence d'une compression de direction moyenne E-W (Fadli, 1990). Cette zone de cisaillement limite la bordure occidentale du bassin de Sidi Bettache, et une deuxième branche qui est la faille des Smaala (Cailleux, 1974) orientée grosso-modo N45, qui borde à l'Est l'anticlinorium de Khouribga-Oulmes. Ce dernier, constitue au Carbonifère une zone haute, dans laquelle se sont mis en place des granites hercyniens de Zaër et d'Oulmes (Piqué, 1979; Diot et al., 1986).

Plus au Nord encore, la faille des Smaala semble se prolonger plus à l'Est alors que la zone de cisaillement de l'Oued Charrat vient probablement butter contre la faille de Rabat-Tiflet, de direction N70, qui est la limite entre un domaine septentrional à structuration essentiellement calédonienne et un autre où la déformation majeure est hercynienne, elle constitue un trait structural majeur ayant joué un rôle important pendant le serrage hercynien.

En conclusion, il faut envisager que la zone de cisaillement de la Meseta occidentale correspond à un ensemble de couloirs, qui sont disposés en relais, et qui moulent globalement les contours des blocs hérités par le découpage tectono-sédimentaire, dont la géométrie est en relation étroite avec l'ouverture des bassins dévono-carbonifères.

II.2. LE LITAGE INITIAL S_0 DANS L'ENSEMBLE DES MICASCHISTES DU SECTEUR

Il n'existe pas de relation simple entre la stratification originelle et la lithologie observée dans les micaschistes. Il apparaît que le litage actuel de la série (c'est à dire le débit planaire majeur des micaschistes) résulte d'un litage initial S_0 (stratification des sédiments dans lesquels sont contenus les sills et les dykes) impliqué par la suite dans une succession de déformations dont la principale donne une schistosité composite S_{1-2} qui se parallélise avec ou recoupe ce litage.

II.3. LA DEFORMATION D_1

C'est une phase fondamentale, essentiellement plicative, donnant des plis P_1 , d'extension régionale, mais qui sont peu nombreux dans le secteur (par rapport à l'Ouest, au Nord, et à l'Est). Ces plis sont subméridiens ($N5$ à $N20$) avec un plongement axial de 5° à 10° vers le Nord (Nord-Est) dans leur géométrie actuelle. Ils sont synschisteux et généralement isoclinaux à sub-isoclinaux, deversés globalement vers l'Ouest à Ouest - Nord Ouest.

La schistosité S_1 (ou S_{0-1}).

Elle est de flux, représentant la foliation principale dans les micaschistes du secteur, elle est syn-métamorphe. Son obliquité par rapport au litage antérieur est rarement observable.

La foliation métamorphique S_{0-1} dans les micaschistes est déterminée par l'agencement planaire de minéraux de recristallisation métamorphique: micas, grains de quartz, grenat, staurotide.

Dans les metabasites (amphibolites) cette foliation principale S_{0-1} est parallèle à l'alternance de niveau quartzo-feldspathiques (rubans blancs) et d'amphibolites (rubans verdâtres) qui les constitue. Il s'agit d'une foliation évoluée, liée à une histoire tectonique probablement monophasée (veines quartzo-feldspathiques replissées) et à un métamorphisme de haut degré.

II.4. LA DEFORMATION D_2 .

Cette phase semble être liée à la phase D_1 dont elle représente probablement une évolution dans le temps, car elle présente une certaine similitude de style et d'orientation.

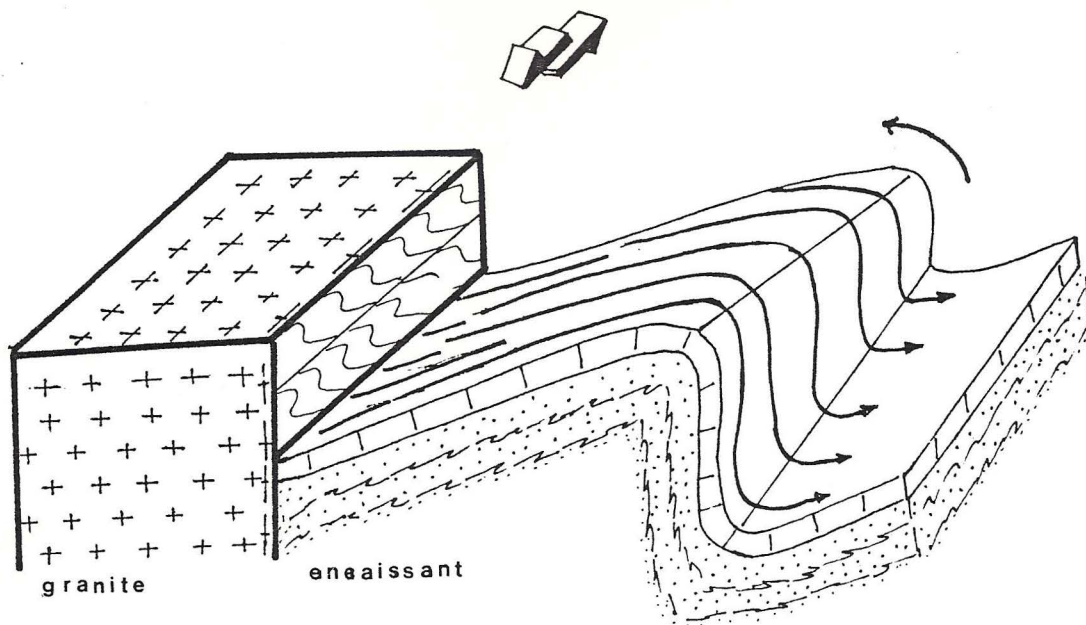


Fig. 13 - Contact leucogranite de Ras El Abied avec l'encaissant (micaschistes + amphibolites + pyroxénites).

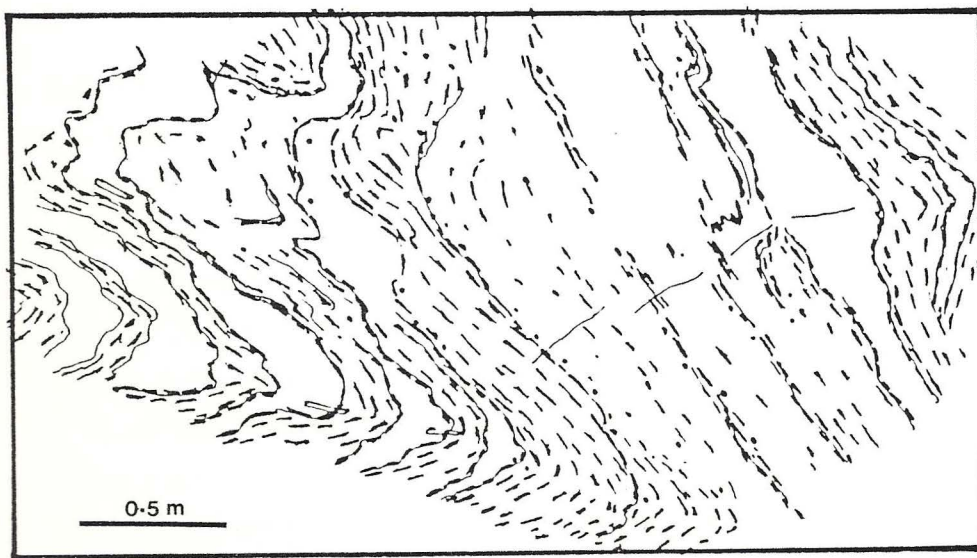


Fig. 14 - Microstructures D₂ dans les amphibolites : plissement de la foliation S₀₋₁ soulignée par l'alignement des amphiboles et du quartz.



Fig. 14 - Géométrie des plis P₇ (Oued el Houbich).

NW

SE

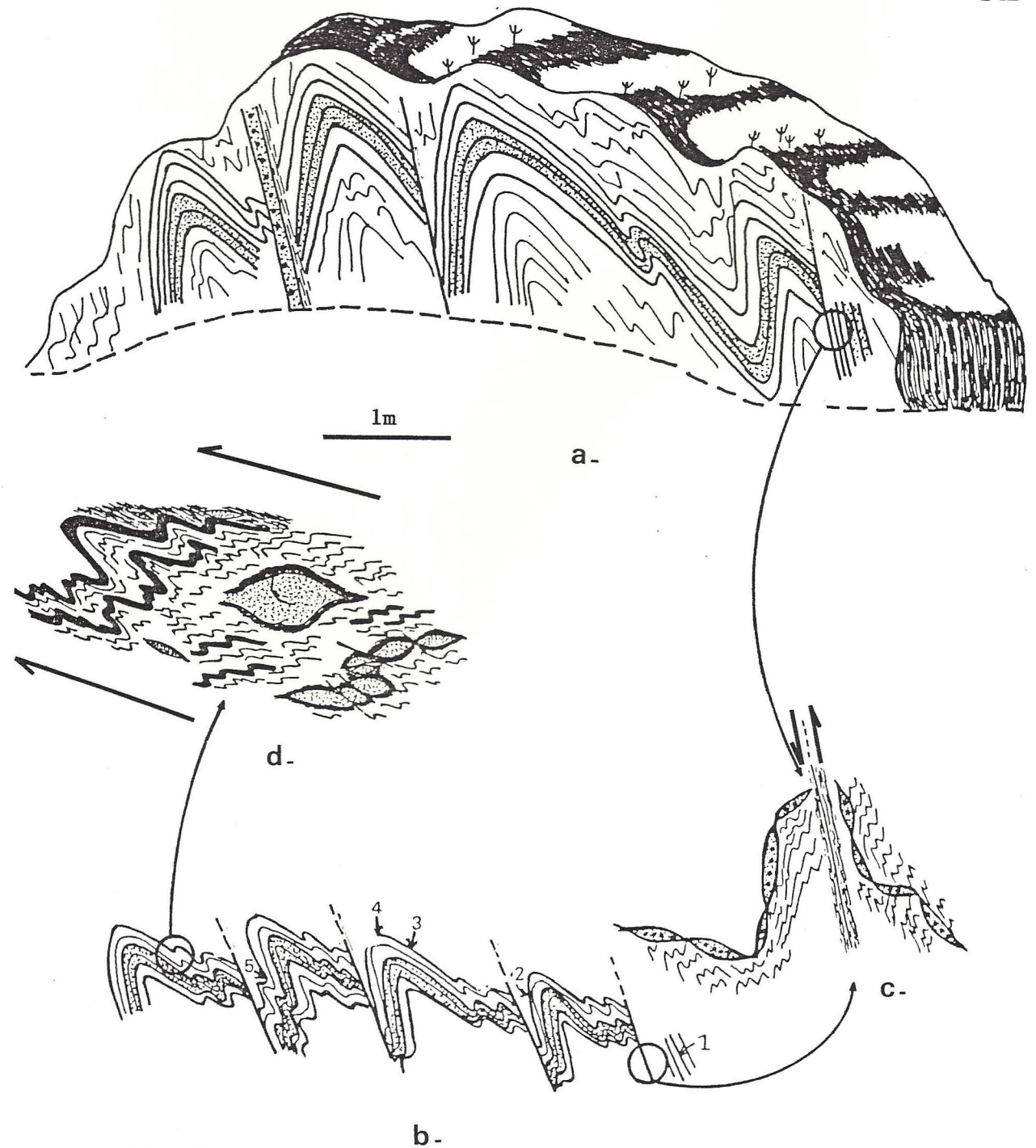


Fig.15 - Plis et microplis de la phase D₂ déversés et cisailés vers le NW (Bir el Ahmar).

1. flanc d'un pli tronqué : N30 75° SE.
2. axe d'un pli synclinal : N50-60, plongement 23° NE.
3. flanc N45 36° Est.
4. axe d'un pli anticlinal : N40 20° NE.
5. flanc N40 45° SE.

- a. vue d'ensemble
- b. coupe détaillée
- c. zone de cisaillement
- d. détail de microplis

Elle est caractérisée par des phénomènes de cisaillement, aboutissant au boudinage et à la dilacération des niveaux compétents. La foliation principale S_{0-1} est reprise par les plis P_2 , qui sont bien individualisés dans le secteur de Lalla Tittaf, ces plis sont d'amplitude métrique à décimétrique, dissymétriques fortement deversés vers l'Ouest à Nord-Ouest, leur charnière est souvent courbe et reprend parfois une linéation plus ancienne, Fig.13, 14 -14'

Cet épisode est associée à une crénulation locale, donnant une schistosité S_2 moins pénétrative et subverticale. Le mouvement cisailant de cette phase se fait préférentiellement suivant les plans axiaux de P_1 et la foliation principale S_{0-1} , détruisant ainsi les plis P_1 , Fig 15.

La présence de plis assymétriques fortement deversés vers l'Ouest et le Nord-Ouest témoigne de la présence d'une composante de chevauchement.

II.4.1. Aspects microstructuraux de la schistosité S_2 .

La foliation métamorphique $S_2(S_{1-2})$ liée à la phase D_2 est une foliation composite résultant de la transposition de S_{0-1} . Elle peut être une schistosité de crénulation nette et dans ce cas son expression est locale: à proximité des intrusions magmatiques et dans les couloirs de cisaillement la déformation et le métamorphisme s'affirment d'avantage. Elle est globalement pentée vers l'Est. En dehors de ces zones faillées le plan principal de déformation est une schistosité composite S_{1-2} acquise lors de la phase majeure syn-métamorphe D_2 dans un climat mesozonal. Dans les zones de cisaillements ductiles liées à l'accident majeur (Z.C.M.O) où culmine la déformation et le métamorphisme, le mécanisme dominant à toute échelle est le cisaillement. Cette foliation $S_2(S_{1-2})$ peut présenter des variations morphologiques qui dépendent plus ou moins directement de la lithologie. L'observation microscopique est faite dans des lames taillées toujours perpendiculairement à S_2 , et parallèlement à la linéation lorsque celle-ci est individualisée (station Rouinet). On peut distinguer les types de schistosité suivants, Fig 16-17:

- Dans les micaschistes qui sont relativement alumineux (d'après leur aspect et les silicates d'alumine qu'ils contiennent) des plans $S_2(S_{1-2})$ écartés plus ou moins régulièrement (de 0.5 à 1 mm) sont formés essentiellement par des produits graphiteux. Les plans S_2 isolent la plupart du temps des interlits, dans lesquels S_{0-1} est résiduelle, soulignée par des phyllites, du quartz et affectée par un microplissement, Fig 16c.

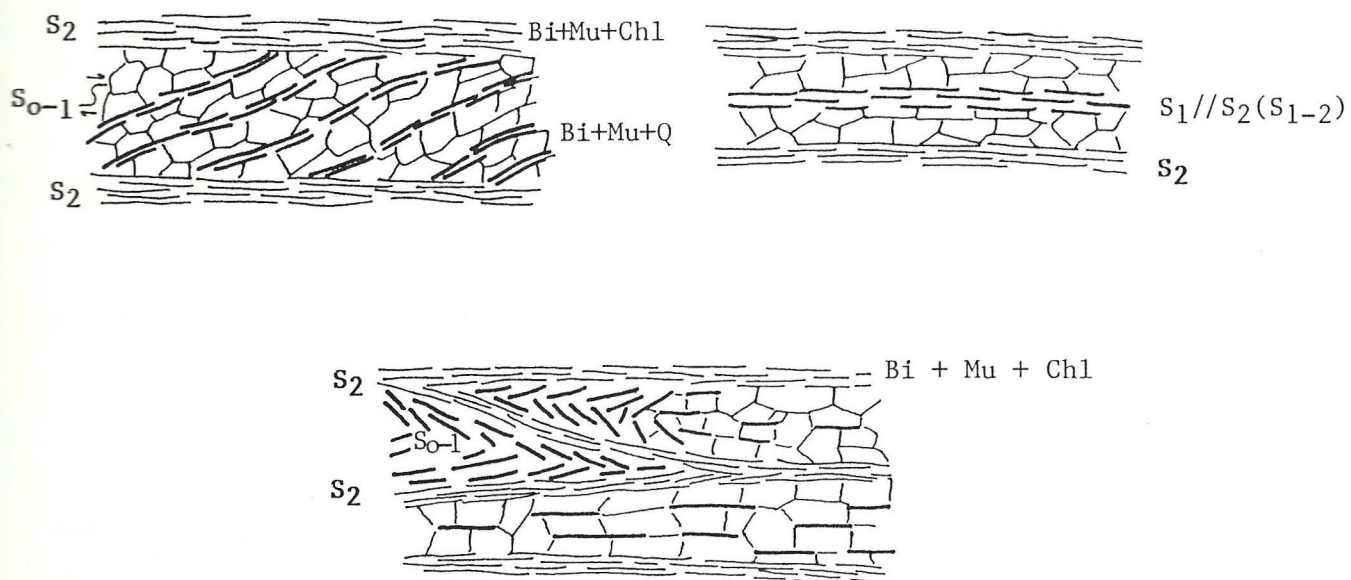


Fig.16 - La schistosité S_2 dans les micaschistes du secteur.

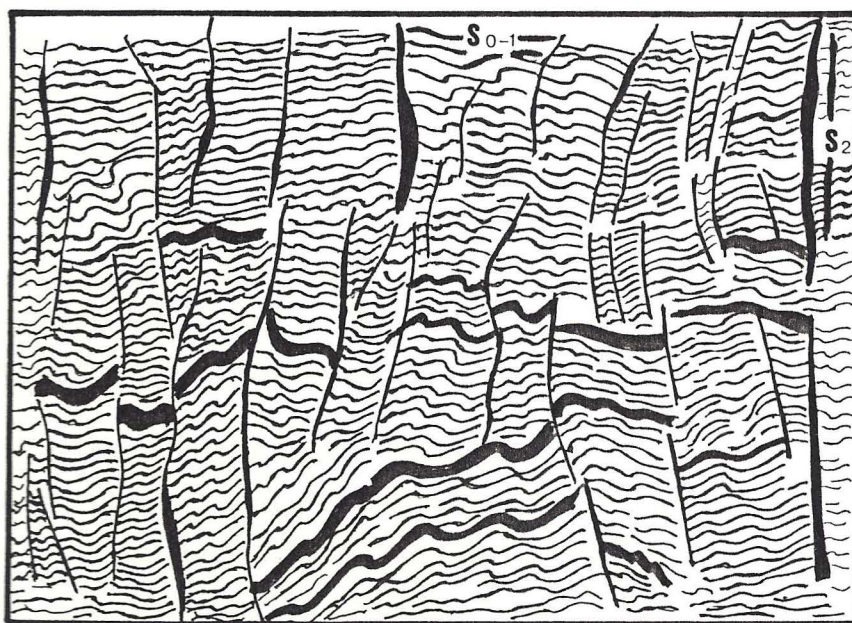


Fig.17 - Microstructures montrant une schistosité de crénulation S_2 qui recoupe et décale légèrement la foliation principale S_{0-1} .

- Les plans S_2 peuvent délimiter des microlithons irréguliers, Fig. 16c
- Les plans S_2 peuvent délimiter des interlits dans lesquels S_{0-1} est parallèle à S_2 , ou peut présenter une forme sigmoïde en "S", Fig. 16ab
- Les plans S_2 peuvent correspondre à des plans de cisaillement C soulignés par des produits graphiteux qui recourent la foliation principale S_{0-1}
- Les plans S_2 peuvent correspondre à une crénulation, Fig. 17

Il faut remarquer que dans les metabasites (amphibolites) la distinction entre S_{0-1} et S_{1-2} est difficile à faire, et la S_2 ne se marque que par l'orientation des amphiboles tardives.

II.4.2. linéation (direction d'étirement)

La linéation générale dans le secteur est globalement orientée NE-SW ($N40^\circ E$), elle est marquée par l'allongement des agrégats quartzo-feldspathiques contenus dans la méta-ignimbrite (cf. magmatisme anté-hercinien) et aussi par les zones abritées associées. Dans les micaschistes, elle est délicate à mettre en évidence macroscopiquement car elle est marquée par une fibrosité à peine visible sur le plan de schistosité. Elle peut être également soulignée par des agrégats polycristallins dans quelques bancs de quartzites ou par les zones abritées autour des cristaux de pyrite dans ces bancs.

La linéation d'étirement minéral est remarquablement bien marquée dans les roches basiques (amphibolites). On l'observe sur les plans de foliation où elle est indiquée par l'allongement des cristaux d'amphibole ou par la direction moyenne d'allongement des cristaux de quartz.

Les chevauchements enregistrés au cours des événements tectono-métamorphiques sont associés à la linéation majeure de direction moyenne NE-SW, indiquant ainsi une translation globale des matériaux vers l'Ouest ou le Sud Ouest, Fig. 17'.

Cette déformation cisailante, qui se fait parallèlement au plan d'anisotropie S_{0-1} et S_{1-2} , a été enregistrée par des porphyroblastes contenus dans les micaschistes, éventuellement de chloritoïde, de grenat et de staurotide. Plusieurs marqueurs témoignent de ces cisaillements et fournissent en plus le sens (Cf. § déformation cisailante).

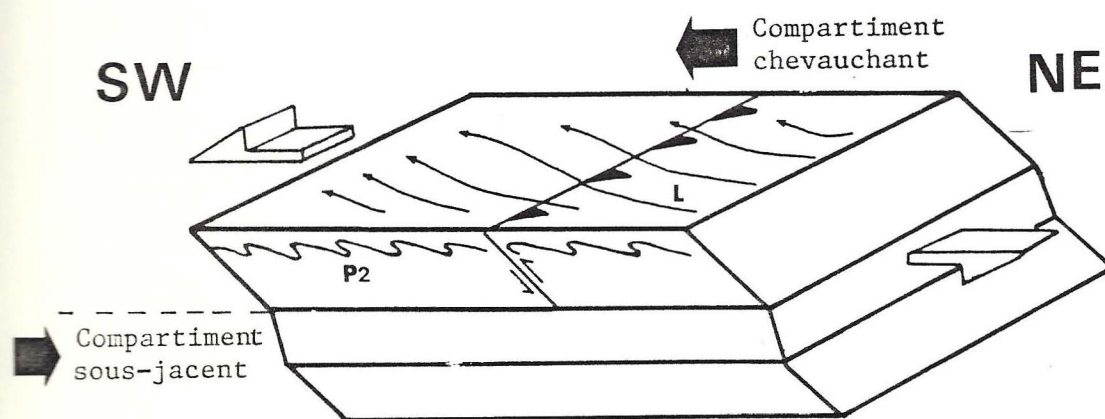


Fig.17'a - Bloc diagramme : sens de cisaillement tangentiel et transcurent.

L : linéation d'allongement associée aux décro-chevauchements (Δ).

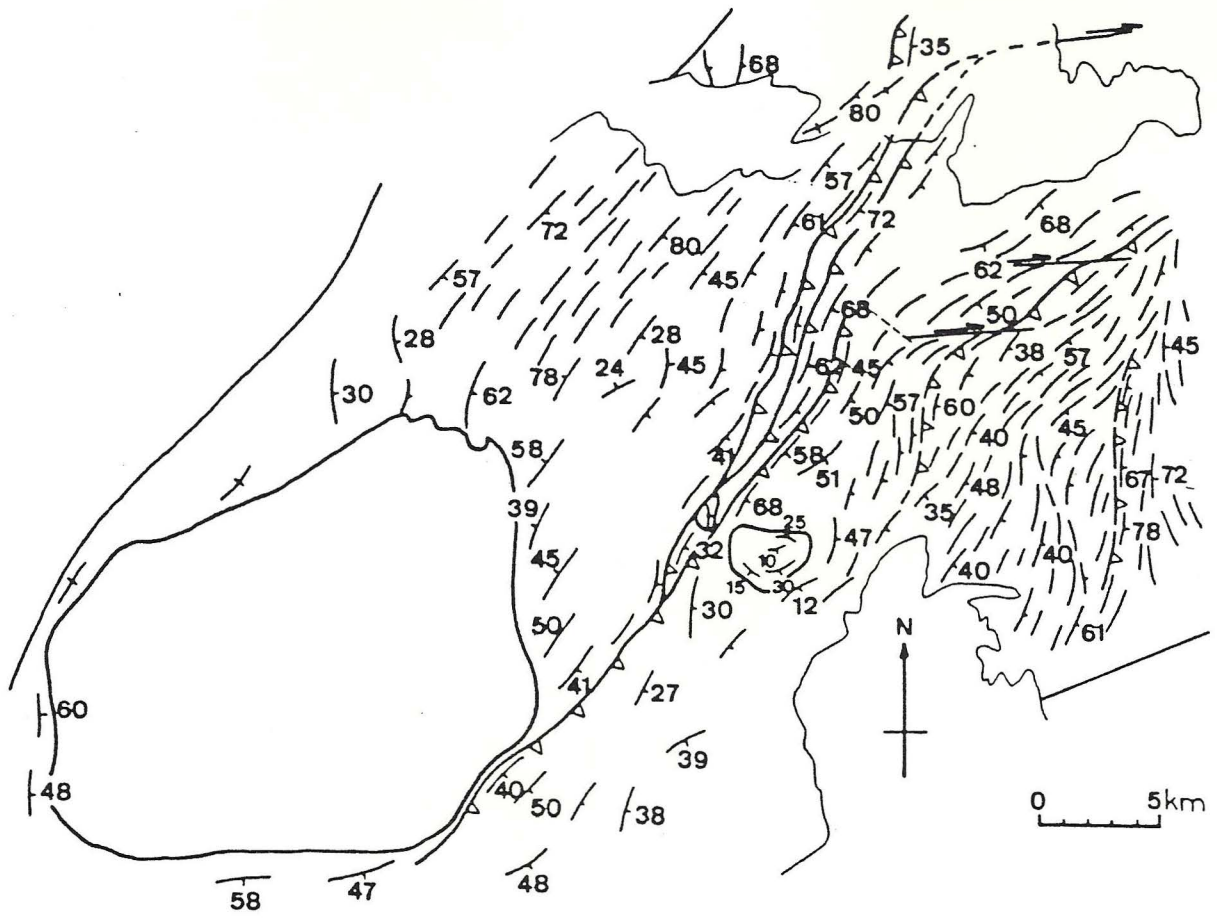


Fig.17'b - Trajectoires de la foliation régionale.(Lagarde et Michard,1986).

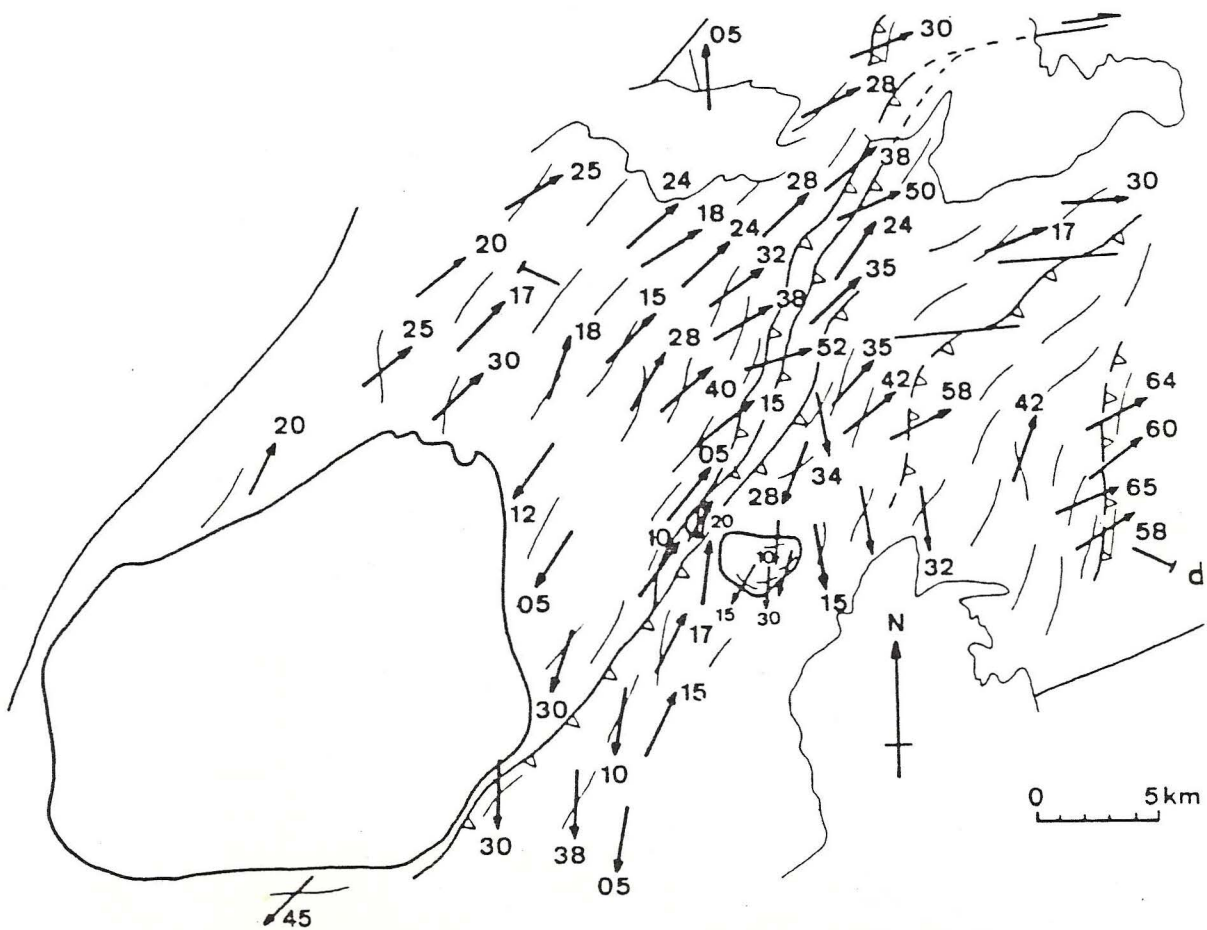


Fig.17'c - Carte schématique des linéations (Lagarde et Michard,1986).

II.5. CARACTERES DE LA DEFORMATION CISAILLANTE

De nombreux critères de cisaillement ont pu être observés, ils soulignent le caractère du ctille syn-métamorphe de la tectonique affectant le secteur.

- L'asymétrie des zones abritées (pressure shadows) Fig. 18.
- Les plans C/S
- Les structures d'enroulement, Fig. 19.
- L'étirement - linéation d'étirement
- L'allongement des agrégats quartzo-feldspathiques dans l'ignimbrite
- Le tronçonnement des phénoblastes par des cisaillements intracristallins.

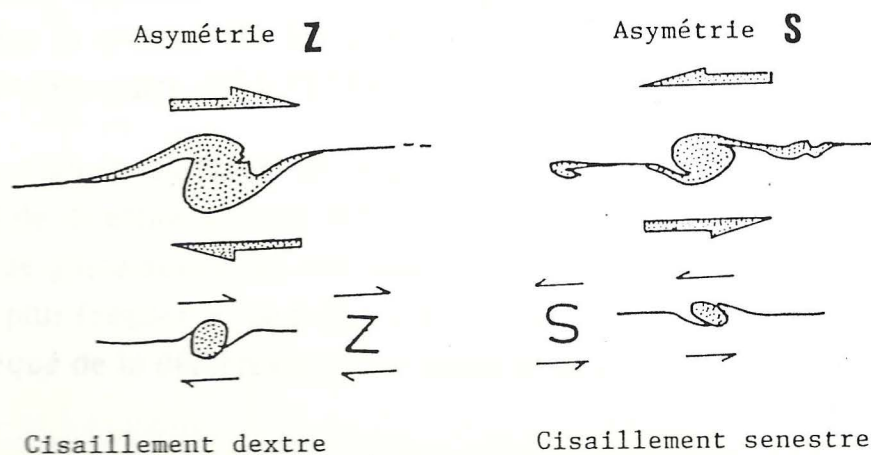
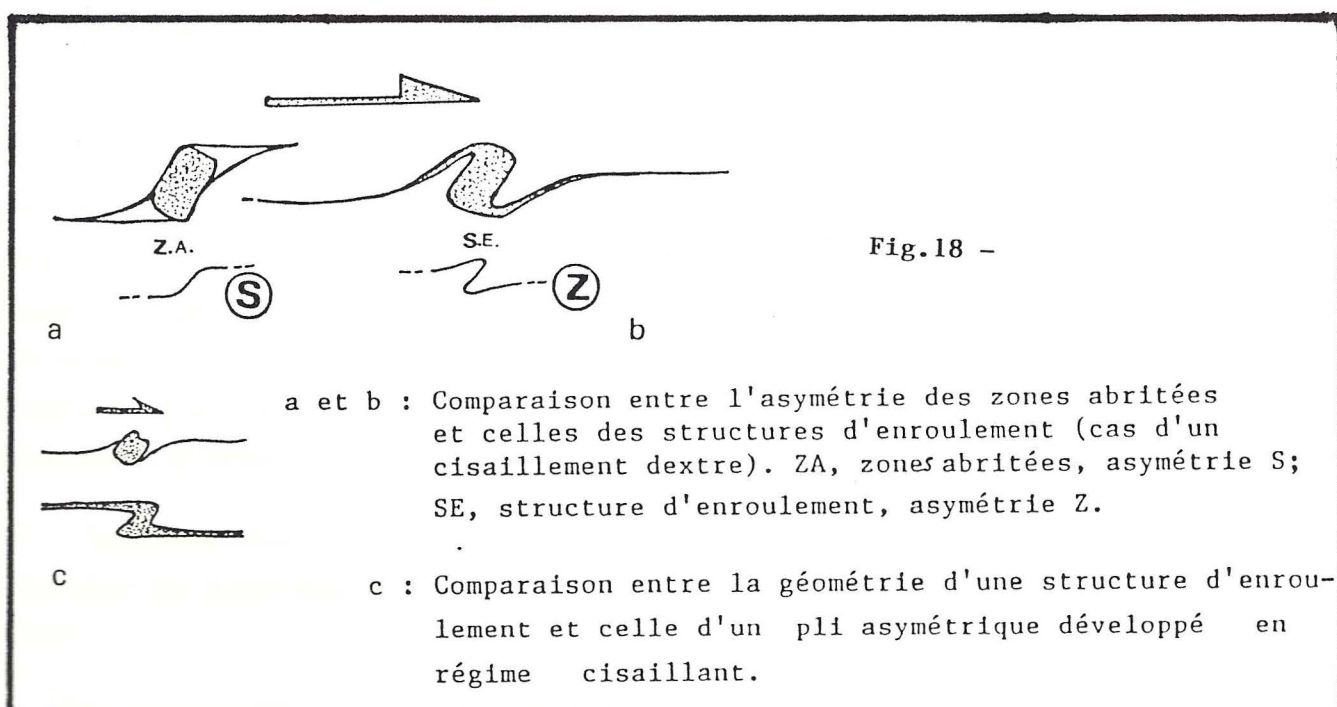


Fig.19 - Structures d'enroulement dans le sens de cisaillement correspondant (d'après VAN DEN DRIESCH et BRUNS, 1987).

Les zones de déformation intense sont la plupart du temps des zones de cisaillement. Dans le domaine ductile elles se marquent par le développement d'une foliation et d'une linéation d'étirement qui permettent de repérer dans l'espace la position des axes principaux de la déformation finie. Lorsque la déformation est intense, la direction de la linéation d'étirement est proche de la direction de cisaillement (Van Den Driessche, 1986)

L'observation des critères de sens de mouvement (zones abritées autour d'objets rigides, plans C/S, par exemple) permet de déterminer la cinématique de ces zones.

Ces critères sont caractéristiques par leur asymétrie, qui est due au développement d'instabilités mécaniques pendant le cisaillement (Van Den Driessche, 1988)

Lorsque la déformation cisailante atteint une grande amplitude, elle tend à détruire ces structures asymétriques, c'est le cas de la parallélisation des structures C/S c'est le cas des leucogranites de Bir el Gorda, et celui de Sidi Bahilil, qui sont formés de lames granitiques, intensément déformés, présentant une structure ultramylonitique où les plans C/S sont confondus, et de la perte du caractère sigmoïde des zones abritées et par conséquent il devient difficile de déterminer le sens du cisaillement.

Les structures d'enroulement permettent de déterminer sans ambiguïté le sens dans les zones intensément déformées et mylonitisées (Van Den Driessche, 1988)

Plusieurs affleurements de barres quartzitiques constituant des niveaux repères dans le secteur ont été observées. Elles ont une direction globale N-S, avec un pendage entre 40° à 70° Est.

Sur certaines surfaces de bancs quartzitiques (et parfois de couches gréseuses) de direction globale N-S, pentées vers l'Est. Un relevé systématique des stries de glissement banc sur banc témoignant d'une déformation dans des conditions plus fragiles, et de failles a été réalisé, est ceci dans le but de préciser la cinématique de la déformation. Ces mesures correspondent à deux familles de failles:

— La première autour de la direction Ouest-Est, à pendage relativement fort vers le Sud, soulignée par des niveaux laminés ou des placages de brèches,

auxquelles sont associées parfois des stries de glissement. Parfois elle peut être matérialisée uniquement par des diaclases Ouest-Est.

– La deuxième, orientée grosso-modo Nord-Sud à N20 à fort pendage vers l'Est; elle montre des stries de glissement auxquelles sont associées des brèches de friction, constituées d'éléments quartzitiques broyés, et cimentés par une matrice ferrugineuse rouge brique, Fig. 20. Entre les bancs quartzitiques, des bandes laminées de granites sont observées. Les stries de glissement montrent un plongement proche de 10 à 15 ° vers le Nord à Nord Est. Des filonnets de quartz sont associés à cette famille, car ils présentent la même orientation.

Il est à souligner que dans les niveaux quartzitiques, parallèlement à ces stries se développe une linéation minérale formée par des halos d'étirement autour des cristaux de grenat et de pyrite. Sur le terrain, cette linéation associée aux stries, est localisée uniquement sur les placages siliceux intrabancs, témoignant ainsi d'une déformation relativement ductile.

Il faut noter que ces zones mylonitisées sont de même direction et même pendage que le contact entre le granite et l'encaissant à l'Est de Ras El Mzirira (voir contact Sud-Est du granite de Ras El Abiad-encaissant)

Il est probable que les stries et la linéation minérale associée est liée à:

- Un mouvement de glissement banc sur banc des quartzites au cours du plissement et du cisaillement ductile majeur (D₁ - D₂)
- Un mouvement de cisaillement tardif plus fragile, réutilisant les discontinuités majeures globalement parallèles aux structures régionales NE-SW.

Au vu de ce qui précède concernant la mise en place des leucogranites du secteur: elle est bien postérieure à la première phase majeure D₁ et syn à tardive deuxième phase D₂.

Ces observations suggèrent l'existence au cours de tout l'épisode D₂ de cisaillements à jeu normal avec une composante dextre, à pendage moyen (et regard) vers l'Est à Sud-Est. Ces cisaillements ayant fonctionné en décrochement ou chevauchement vers le Sud-Ouest.

De point de vue chronologie, il semble que la famille des stries orientées N20° à N30° est antérieure à celle des stries orientées N70° à N90°. (Fig. 21-22).

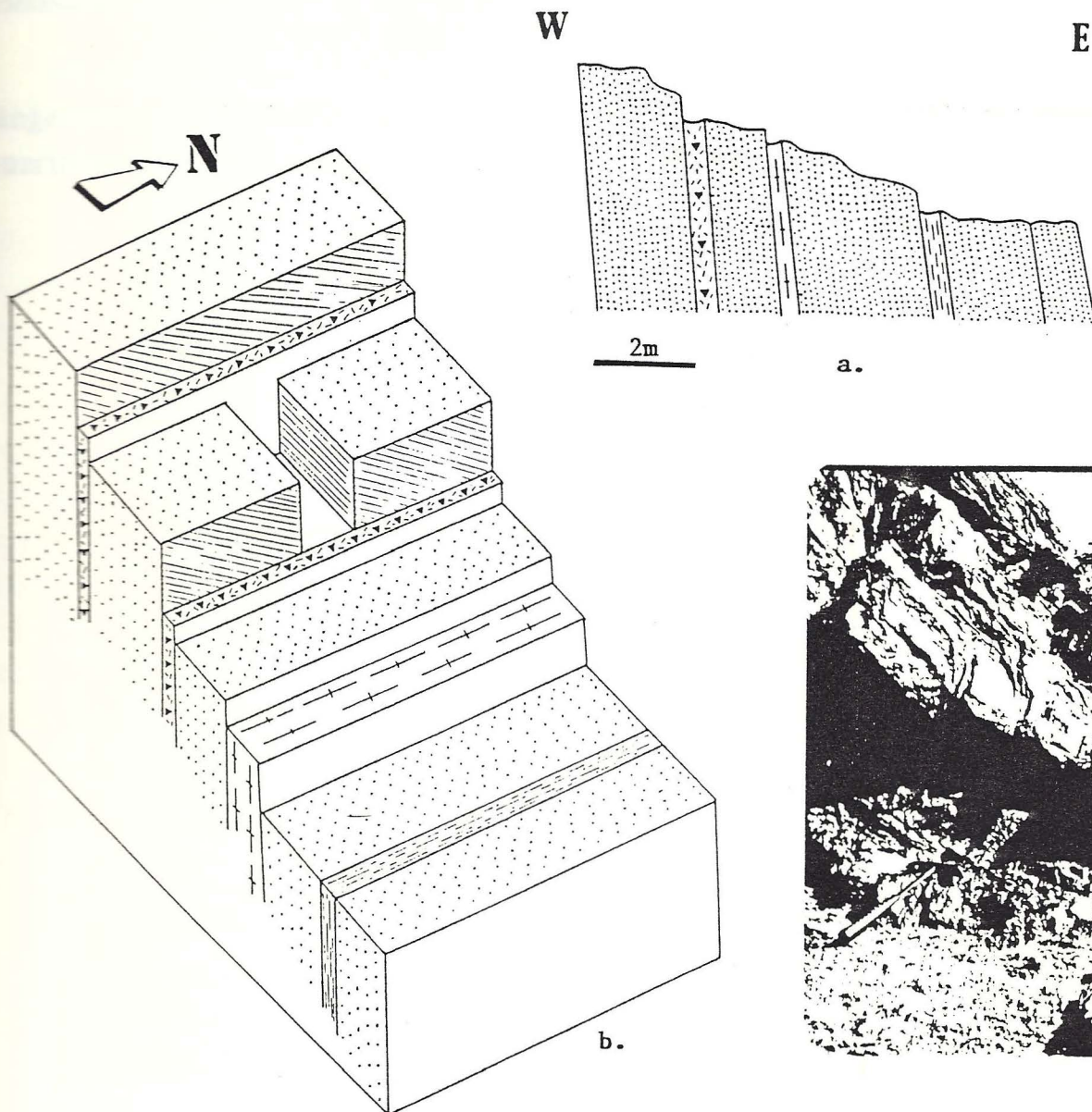






Fig.20 - Cisaillements intrabanques de quartzites avec stries de glissement.

a. Coupe W-E b. bloc diagramme.

-  barres quartzitiques
-  niveaux bréchifiés
-  granite mylonitisé
-  stries de glissement

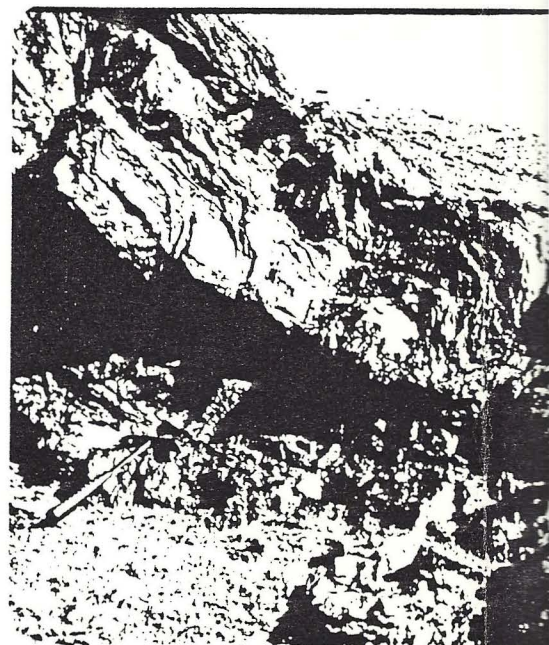
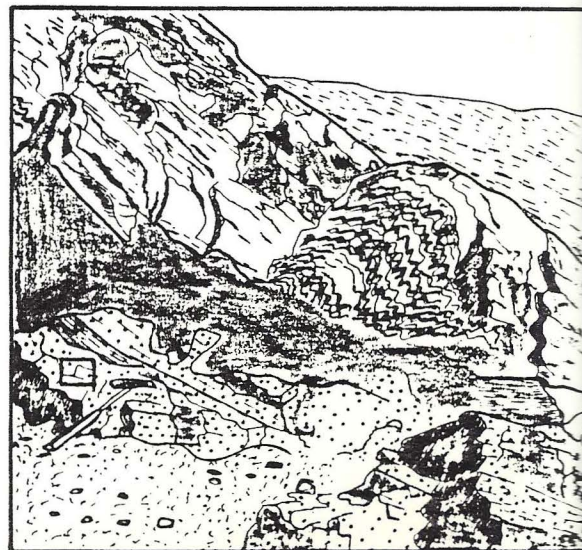


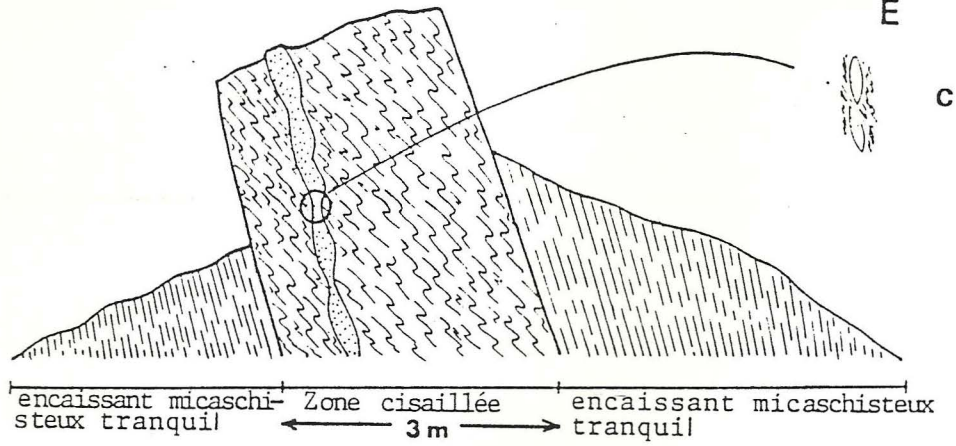
Fig.22



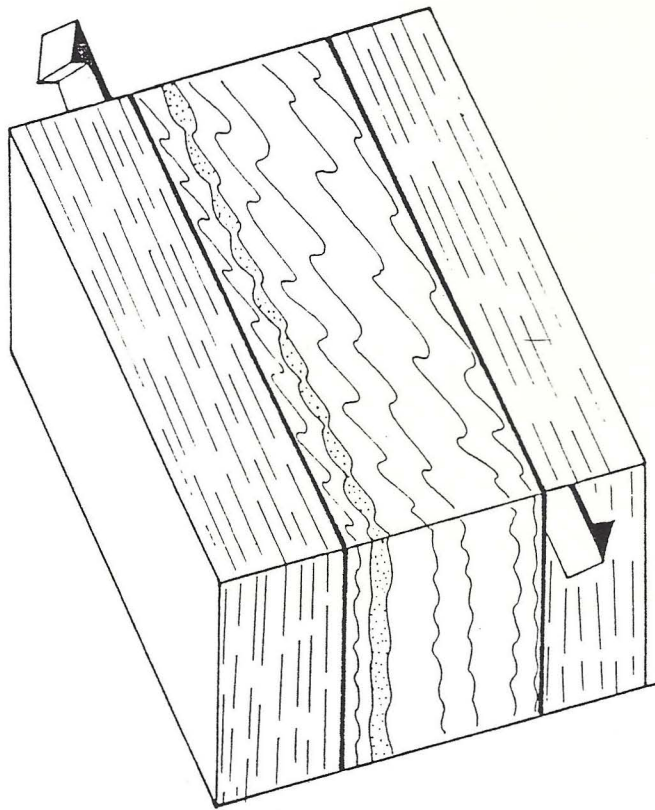
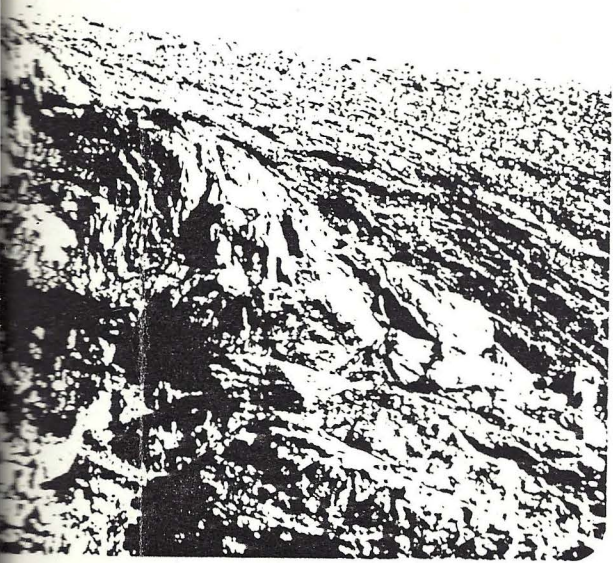
W

E

C



a



b

Fig.22 -



Fig.21 - Zone de cisaillement dextre (Bir el Gorda) dans le prolongement de l'accident majeur des Ouled Zedness.

a : coupe W-E

b : bloc diagramme

c : filon de quartz boudiné et décroché en dextre.

Conclusion

Le plan principal de déformation So-1 est réutilisé par des cisaillements tangentiels ou écaillages, qui s'individualisent bien au niveau des bancs quartritiques. Ces derniers constituent des plans de décollement préférentiels.

II.6. LES STRUCTURES TARDIVES (DEFORMATIONS TARDI A POST HERCYNiennes)

II.6.1. Dans l'encaissant

Il est important de souligner qu'on n'observe pas toutes les phases en un même lieu, mais souvent les autres phases ont été observées en des lieux différents. Concernant les structures tardives elles seront illustrées par quelques exemples, Fig. 23-24.

A proximité du granite de Sidi Ben Azzouz (à une cinquantaine de mètres vers le NE) au niveau de l'oued N'chichel un affleurement, Fig. 23., où l'échelle du plissement est variable de l'ordre du centimètre au mètre illustre bien cette phase tardive. Le matériel plissé est formé par une alternance de niveaux grésopélitiques et d'amphibolites dans lesquelles s'interstratifient parfois de minces lits de pyroxénite. La surface structurale S_0-1 est déformée par des plis dissymétriques à fortement dissymétriques, anisopaques, avec parfois des flancs laminés. Ils sont caractérisés par des plans axiaux subhorizontaux (faible pendage vers le N à N-NE), la direction des plans axiaux est N100 à N140, le plongement des axes est de quelques degrés (20°) vers le sud ou le Nord.

Le boudinage est fréquent et affecte indistinctement tous les matériaux qui sont plus ou moins compétents (niveaux siliceux, et amphibolitiques).

Le litage est accusé par le métamorphisme et plus ou moins modifié par la déformation (transposition totale de S_0 dans la foliation principale S_{0-1}). Le deversement des plis tardifs est généralement vers l'Ouest ou le Sud Ouest.

Cette phase est tardive par rapport à la mise en place du granite de Ras el Abiad: en effet elle déforme une roche tardi-magmatique qui se présente sous forme d'un filon de quelques centimètres de largeur, il s'agit d'une pegmatite Fig. 23c. Il est à souligner que le style de ces plis et microplis présente une grande analogie avec les plis P_2 .

Une fracturation tardive par rapport au microplissement, avec remplissage parfois de silice est observée: pas très loin du puit d'approvisionnement du secteur Jorf El Khal, un filon de quartz d'une épaisseur de 2 mètres, est oblique par rapport aux microplis, de direction globale N70 à pendage de 40° vers le NNW, porteur probablement de minéralisations, car on observe encore la trace des tranchés où les travaux sont abandonnés (voir structures tardives dans les granites). Dans la trame micaschisteuse on peut observer au niveau des lames

minces des fractures soulignées par des produits charbonneux qui pourraient être rattachées à cet épisode tardi-métamorphique.

II.6.2. Dans les leucogranites

II.6.2.a. Leucogranite de Bir el Gorda

Les lames de leucogranite sont boudinées dans un cisaillement transcurent senestre (indiqué par les crochons de failles sur des placages siliceux striés) de direction globale N 150/170 avec une faible composante verticale, Fig. 25.

Des décrochements dextres tardifs, orientés grosso-modo W-E affectent ces boudins de leucogranites.

Le leucogranite est affecté d'une double fracturation: la première orientée globalement N140/180, subverticale vers le NE, la seconde lui est subperpendiculaire de direction N70/90. Cette double fracturation est liée au jeu cisailant des deux premiers accidents.

II.6.2.b. Leucogranite de Sidi Bahilil

Le leucogranite de Sidi Bahilil est complètement laminé à ses épontes, ce qui témoigne d'une déformation plastique. La présence des stries de cisaillement indique une faille subméridienne senestre et décrochante normale, mettant ainsi en évidence des mouvements tangentiels (pitch des stries = 12°) dont le sens est globalement du Nord vers le Sud.

Donc comme à Bir El Gorda, le leucogranite de Sidi Bahilil est boudiné dans un cisaillement transcurent N150/170, et les boudins sont isolés par des décrochements dextres tardifs N70/90, Fig. 26.

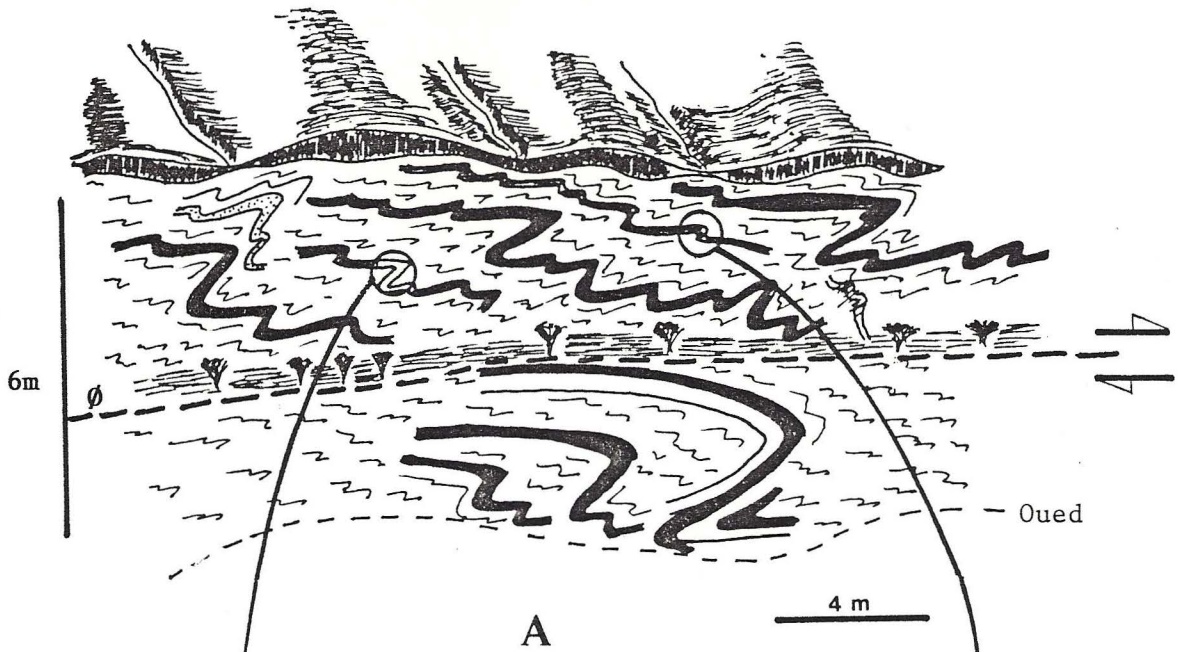
Conclusion:

Les cisaillements observés au niveau de ces leucogranites sont probablement en rapport avec les deux familles de cisaillement ductile, décrites par Lagarde (1985): l'une senestre de direction subméridienne, l'autre dextre de direction Est-Nord Est, et dont l'interaction témoigne d'un raccourcissement régional Nord Ouest - Sud Est. Dans le secteur, incontestablement les décrochements dextres N70-90 ont joué tardivement.

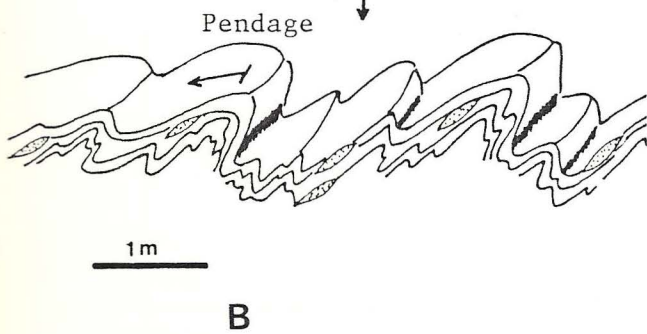
Etant donné que la mise en place des leucogranites est tardive par rapport à D₂, et comme les leucogranites au Sud Ouest de Bagrat Chaabe, de Sidi Bahilil et

N

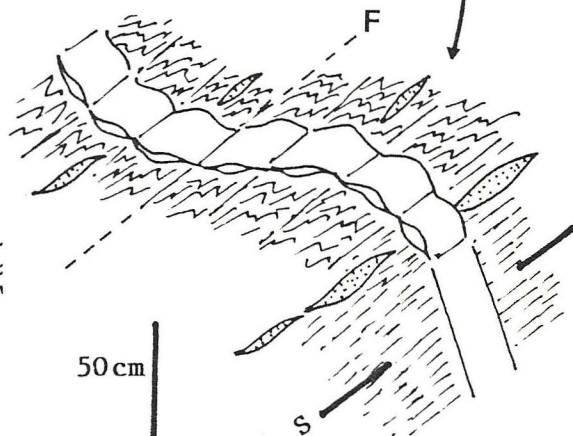
S



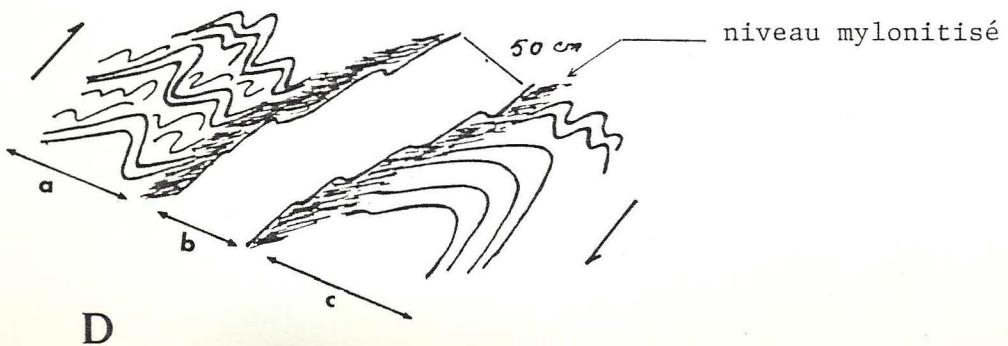
A



B



C



D

- a. niveaux de micaschistes
- b. filon de quartz
- c. niveaux d'amphibolites



Fig.23 -



Niveaux d'amphibolites



Niveaux grésopélitiques



Niveaux siliceux boudinés



Zone mylonitisée (Zone d'écaillage)

A et B : Plis et microplis asymétriques développés en régime cisailant. Ils sont aplatis et cisailés, à charnières parfois relativement larges.

Les niveaux siliceux (sous forme de veines) sont boudinés et cisailés.

C : Pegmatite postérieure à la foliation principale (S_{0-1}/S_{1-2} ?) et au filon de quartz boudiné. Elle est déformée et microplissée par la phase tardive.

D : Zone mylonitisée.

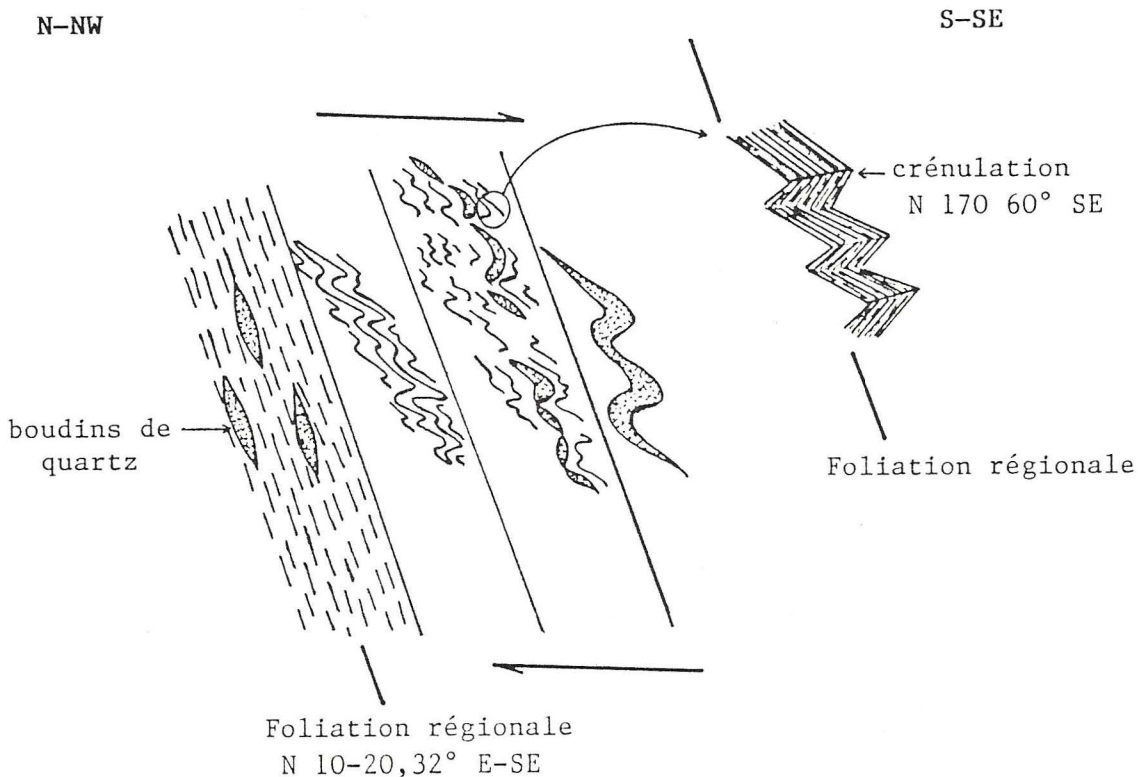


Fig.24 - Un microplissement crénulant la foliation métamorphique principale (Jorf el Khal).

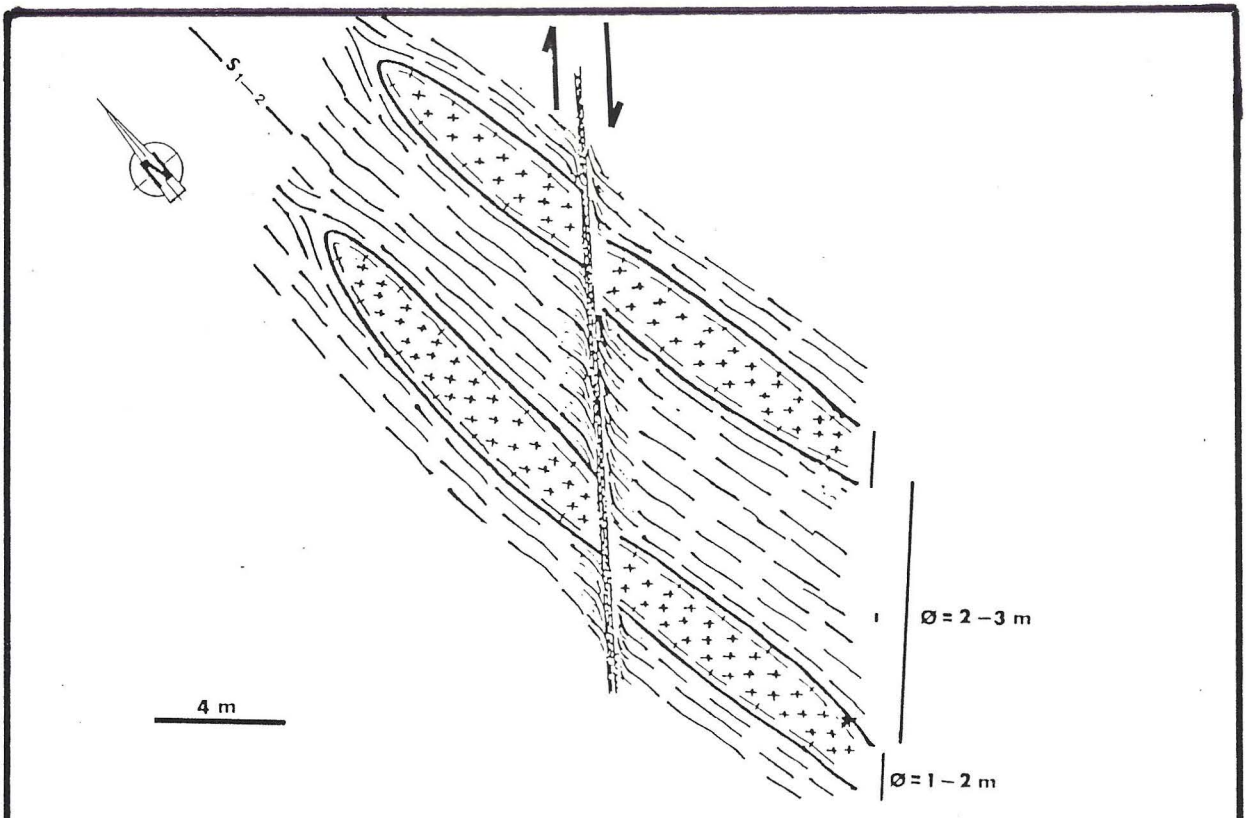



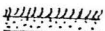


Fig.25 - Granite de Bir El Gorda. Lames de granite boudinées dans un cisaillement transcurent senestre de direction globale N 150/170 avec une faible composante verticale.

- 
 encaissant micaschisteux avec une foliation métamorphique régionale S_{1-2} ($\text{---} \begin{matrix} 45 \\ 170 \end{matrix}$).
 - 
 périphérie anisotrope
 - 
 centre isotrope
- } Lames boudinées de granite dont le grand axe est parallèle à la foliation régionale ($\text{---} \begin{matrix} 45 \\ 170 \end{matrix}$)
- 
 filon de quartz avec de part et d'autre des crochons de faille indiquant un cisaillement dextre tardif de direction N 80/90.

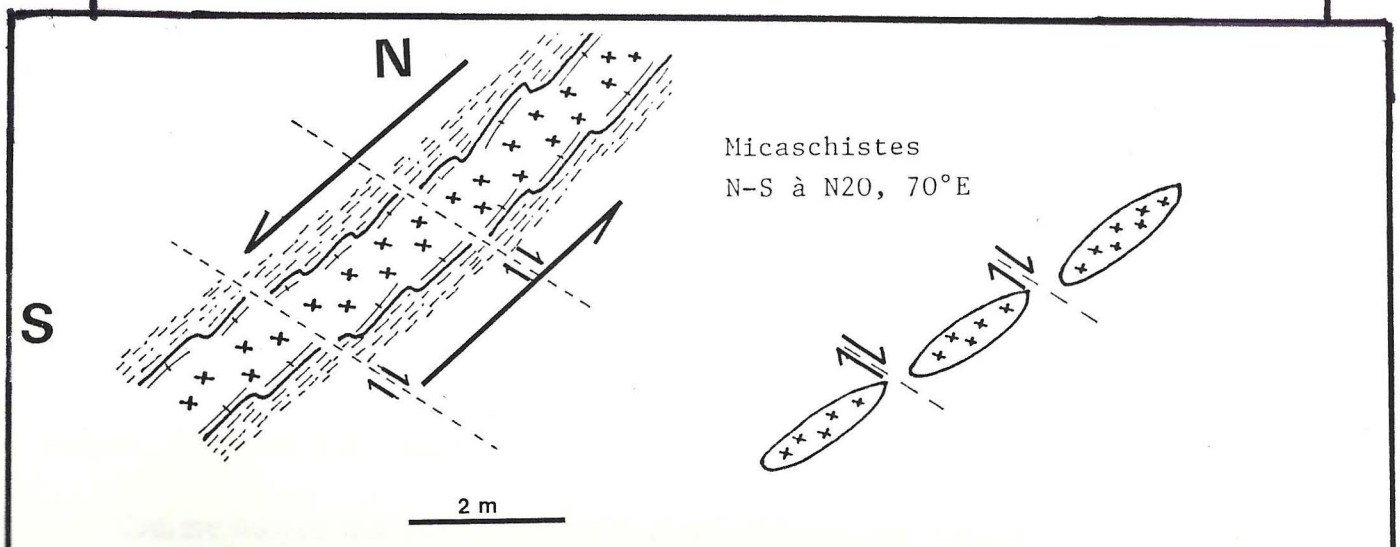


Fig.26 - a. Filon couche de leucogranite avec des stries de cisaillement indiquant un mouvement senestre du Nord vers le Sud.
 b. Morphologie des boudins de leucogranite allongés parallèlement aux structures régionales (N-S) et isolés par des décrochements dextres N70 à N90, tardifs, donnant un aspect irrégulier aux

de Bir El Gorda sont boudinés dans ce cisaillement transcurrent senestre subméridien, à mon sens ce cisaillement est au moins tardi D₂.

Les leucogranites de Bir el Gorda et celui de Sidi Bahilil présentent une morphologie allongée parallèlement à la direction des structures régionales (globalement N-S à N20). Ils sont boudinés dans un cisaillement transcurrent N150/170 avec une faible composante verticale. Ces cisaillements sont repris tardivement par des décrochements dextres N70/90.

II.6.2.c. Leucogranite de Ras el Abiad.

La présence de très nombreuses stries de glissement inscrites sur les miroirs pentés globalement vers le SE indique un fonctionnement plus tardif de failles orientées à peu près Nord Est-Sud Ouest, Fig. 27.

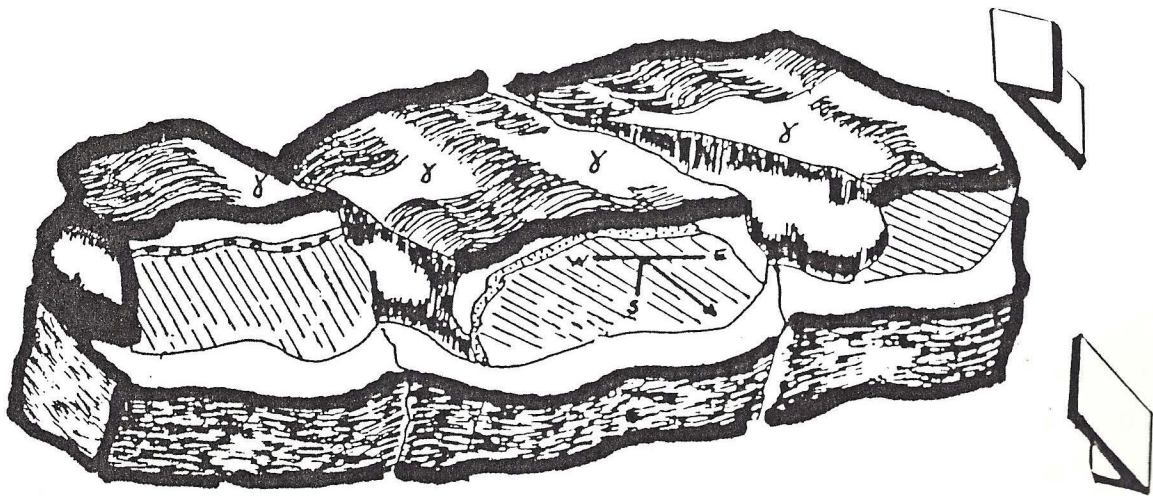


Fig.27 - Cisaillements tardifs du leucogranite de Ras El Abiad, soulignés par des pegmatites, des aplites, avec un placage de silice portant des stries.

Les plans de cisaillement : direction W-E, pendage 40-55° vers le Sud, les stries plongent de 30 à 40° vers l'E.SE.

Ces miroirs de cisaillement sont matérialisés par des placages soit de silice, soit de pegmatite, d'aplite, ou de tourmalinite. Les stries sont soulignées la plupart du temps par l'alignement des cristaux de tourmaline.

Comme autres marqueurs de cette phase tardive par rapport au granite on note la présence de zones bréchifiées avec des injections de quartz, dans lesquelles les brèches de granite sont cimentées par de la silice ou par un ciment

ferragineux, Fig.28. Cette structure bréchique montre l'alliance entre une phase de déformation et des venues hydrothermales essentiellement quartzuses.

Ces brèches tectoniques hypersilicifiées (à quartz d'exsudation) sont fréquentes dans les micaschistes sous forme de lentilles très volumineuses (Est Mine El Raïchat).

La crête de Ras El Abiad qui surmonte le granite est constituée d'un ensemble de lentilles decamétriques de quartz (ce qui a d'ailleurs valu le nom de Ras El Abiad à ce leucogranite) échelonnées en escalier, et subparallèles entre elles, Fig. 29. Elles sont subverticales et orientées globalement Ouest-Est. Il semble que la fracturation Nord-Sud qui a affecté la crête quartzitique de Ras el Abiad a joué postérieurement aux cisaillements Ouest-Est.

III. CONCLUSIONS

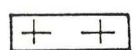
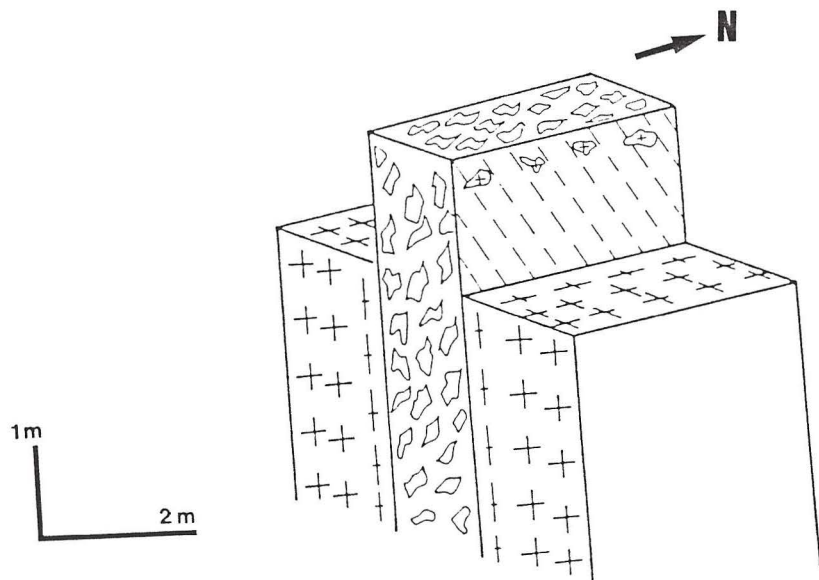
1° L'analyse des structures et des microstructures a permis de reconnaître les deux phases principales de déformations: D_1 et D_2 , décrites antérieurement par différents auteurs.

Les phases D_1 et D_2 sont le plus souvent indissociables sur le terrain, elles correspondent aux déformations cisailantes syn-métamorphiques.

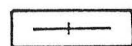
L'influence de la phase D_2 à caractère cisailant est partout observable, mais à des degrés divers, fonction d'une part de la lithologie et d'autre part de zones privilégiées faisant partie (ou à proximité) de la bande de cisaillement des ouled Zedness (accidents majeurs liés probablement à des cassures profondes de socle).

Lorsque le matériel est essentiellement micaschisteux avec des intercallations de niveaux compétents (gréseux, quartzeux ou amphibolitique) le phénomène de boudinage prédomine: dilacération des charnières et laminations des flancs qui se transforment en amandes de toute taille emballées dans la foliation principale S_{0-1}/S_{1-2} . Il apparaît donc que les différences structurales dans l'ensemble du secteur sont en rapport avec le rôle important de la Z.C.M.O au cours des épisodes de déformations hercyniennes sy-métamorphoses D_1 et D_2 .

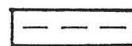
La phase tardive attribuée à un rejeu de ces accidents majeurs après l'épisode de plissement majeur syn-schisteux est responsable d'une crénulation locale et de la fracturation tardive des massifs granitiques.



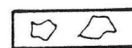
Faciès isotrope (non déformé) du granite



Faciès anisotrope (déformé) du granite

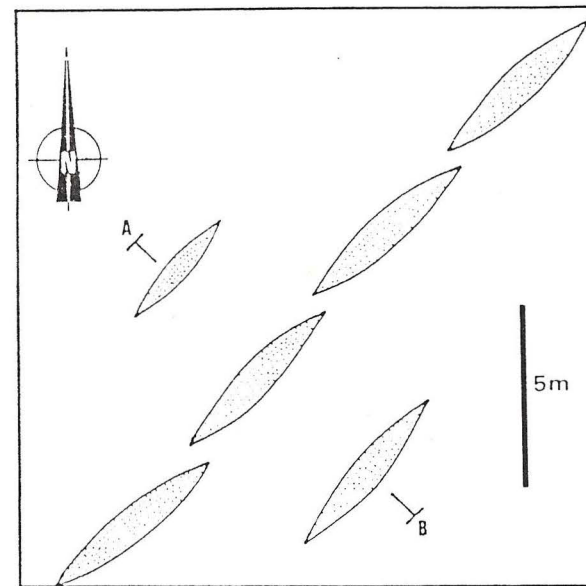


Stries à plongement fort vers le S-SE



Banc de silice brêchifié avec des enclaves de granite
(épaisseur = 4 à 5 m \nearrow_{45}^{90})

Fig.28 - Brêches tectoniques hypersilicifiées (granite de Ras el Abiad)



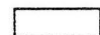
NW

SE

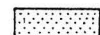
1m

10m

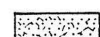
Fig.29 - Crête quartzitique (Ras el Abiad)



Granite



Lentilles volumineuses quartzitiques.



Lentilles quartzitiques brêchifiées avec des éléments de granite.

2°/ D'après ce qui précède, il est probable que les structures tardives (déformation hercynienne tardive et post hercynienne) consiste essentiellement en un rejeu des principales failles submeridiennes en décrochements senestres ou en failles normales (ou inverses) décrochantes.

Ces déformations tardives sont caractérisées par l'injection de filons de roches basiques (dolérite, cf. magmatisme post-orogénique) qui ne semblent porter aucune trace de déformation. Elles sont liées probablement à un épisode distensif tardi-hercynien ou à un épisode plus récent Permo-Liasique en rapport avec l'ouverture de l'océan Atlantique (Diot et al. 1989). Ces déformations tardi-hercyniennes en contexte ductile correspondent probablement à un amincissement liée au retour à l'équilibre de la croûte épaissie lors du raccourcissement intracontinental de la phase majeure hercynienne.

1.1.2. L'IGNITION DE FIMBILI

1.1.2.1. Tentative antérieure

Cette formation ignée est connue dans les séries antérieures à l'ère de l'Algonquin (1918) par les travaux de Macdonald (1918) pour la zone de la rivière de la Rivière (1918) et de Macdonald (1918) pour la zone de la rivière de la Rivière (1918) et de Macdonald (1918) pour la zone de la rivière de la Rivière (1918).

Macdonald (1918) a été le premier à reconnaître que cette formation est une intrusion de type batholitique. Il a été suivi par Macdonald (1918) et Macdonald (1918) qui ont reconnu que cette formation est une intrusion de type batholitique.

Macdonald (1918) a été le premier à reconnaître que cette formation est une intrusion de type batholitique. Il a été suivi par Macdonald (1918) et Macdonald (1918) qui ont reconnu que cette formation est une intrusion de type batholitique.

CHAPITRE IV

1.2. L'ÈRE ALGONQUIN

La zone de la Rivière de la Rivière est une zone de la Rivière de la Rivière.

LE MAGMATISME ANTE-HERCYNIEN

Le magmatisme anté-hercynien est représenté par une série de roches magmatiques qui ont été intrudues dans la zone de la Rivière de la Rivière.

La zone de la Rivière de la Rivière est une zone de la Rivière de la Rivière.

La zone de la Rivière de la Rivière est une zone de la Rivière de la Rivière.

La zone de la Rivière de la Rivière est une zone de la Rivière de la Rivière.

1.2.1. Composition minéralogique

La composition minéralogique essentielle de la roche est la suivante:

I. L'IGNIMBRITE DE SIDI ALI

I.1. TRAVAUX ANTERIEURS

Cette formations ignimbrétique a été signalée dans les travaux antérieurs, d'abord par Russo (1918), puis par Morin et Permingeat (1948). Par la suite elle a été décrite par Gigout (1951) sous le terme de "gneiss de sidi Bahilil" qui apparaît au cœur d'une structure en dôme anticlinal.

Dernièrement Corsini et al. (1988) se sont intéressés à nouveau à cette formation qui est l'équivalent de la formation volcanique (formation I) d'El Jadida, Fig.5-6. Cette dernière est constituée de laves rhyolitiques-ignimbrétiques constituant le socle anté-Cambrien, (Cornée, Costagliola et Leglise, 1984).

Michard, (1967, 1976) supposait l'existence du socle précambien dans le massif des REhamna, et en particulier dans les zones où les granites hercyniens sont intrusifs dans les terrains de la base Cambro-ordovicien.

I.2 ETUDE PETROGRAPHIQUE [PETROLOGIE]

Se sont des roches particulières, dont l'affleurement se présente avec une allure subtabulaire à monoclonale régulière.

Macroscopiquement, se sont des roches claires, relativement schistifiées. Ces roches peuvent se débiter suivant une surface planaire portant une forte linéation d'allongement des éléments figurés. Elles sont riches en phénoclastes de feldspaths potassiques (de couleurs rose), et de quartz.

La roche est structurée par une linéation d'allongement bien réglée, plongeant de 40° à 60° vers le NE.

La linéation d'allongement est marquée par le fort étirement des feldspaths potassiques et la direction des zones abritées autour de ces derniers. Et ceci confère à la roche un aspect œillé caractéristique.

En plus, la roche peut se débiter suivant des surfaces planaires portant une forte linéation d'étirement des éléments figurés.

I.2.1. Composition minéralogique

La composition minéralogique essentielle de la roche est la suivante:

a. Feldspaths potassiques

Les phénoclastes sont principalement des feldspaths potassiques (la microcline surtout avec de rares perthites). Généralement de taille millimétriques à centimétriques, étirés en amandes, et plus ou moins tronçonnés perpendiculairement à cet étirement.

b. Plagioclases

Les plagioclases (l'albite surtout), également en phénoclastes de taille millimétrique, sont moins abondants par rapport aux feldspaths alcalins. Ils sont soit zonés, soit polysynthétiques, mais le plus souvent séricitisés.

c. Le quartz

La roche renferme aussi de grandes sections (sous forme de plages) en amandes, de 1 cm à 1,5 cm, et qui sont complètement formées par un assemblage de sous-grains de quartz, résultant d'une recristallisation. Le quartz présente parfois des golfes de corrosion.

Tous les phénoclastes sont moulés par une matrice essentiellement quartzo-phylliteuse, à texture granoblastique à grano-lépidoblastique, qui est largement recristallisée.

Dans la matrice, on observe également de petits grains de quartz, de petites paillettes de micas blancs de néoformation, et des minéraux opaques, disposés selon la schistosité S_{0-1} qui correspond à la foliation métamorphique principale affectant la roche.

1.2.2. Géochimie

C'est une composition relativement acide, caractéristique des roches calco-alcalines (rhyolitiques à rhyodacitiques) et alcalines. Les données en éléments majeurs montrent une composition moyennement riche en silice (Co=1.8 %) et riche en Fe, en Mg et en Ti, alors qu'elle est pauvre en Ca. (Cf. Annexe)

L'analyse des éléments majeurs donne toujours une très forte dérive vers le sodium et le potassium en raison de la migration des alcalins provoquée par une forte intensité de la déformation.

I.2.3. Critères de cisaillements

Microscopiquement (et même macroscopiquement) les phénoslastes de feldspaths sont étirés dans une linéation d'allongement; et autour des feldspaths isolés (souvent fragmentés) ou des grains de quartz, se développent des zones abritées dissymétriques (dans le plan XZ) indiquant un cisaillement tangentiel du NE vers le SW selon une linéation orientée N35. Ces cisaillements sont décrites dans les Rehamna centraux, (Corsini, 1988), Fig. 30.

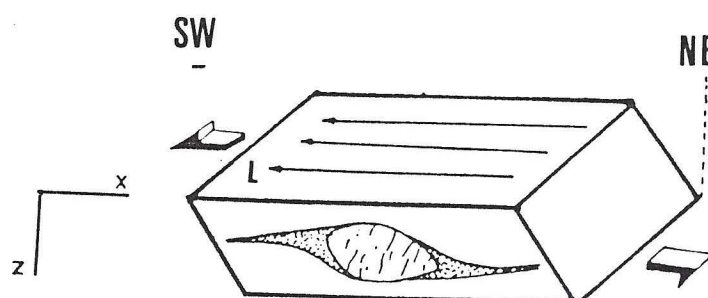


Fig. 30 - Cisaillement tangentiel du NE vers le SW affectant l'ignimbrite de Sidi Ali.

I.3. MAGMATISME TARDIF PAR RAPPORT A L'IGNIMBRITE

Ce substratum est affecté par une double fracturation [N 95 71° S, N 15 85° SE] avec ou sans remplissage par de la silice. Parfois à ces filonnets de silice sont associés des indices de minéralisation.

Des roches filoniennes recoupent tardivement ce substratum, en particulier un filon noirâtre de dolérite [analogue à celui observé au NE de Barhourh (Drâa Kchad)]. Il est subvertical, de direction N 125, renfermant à l'éponte des enclaves ignimbrtiques. Ces dolérites ne portent aucune trace de déformation, et de ce fait, elles sont probablement à relier à un magmatisme post-hercynien (cf. partie magmatisme post-hercynien)

I.5. CONCLUSION

C'est le terrain le plus ancien de la série paléozoïque du massif des Rehamna: il correspond au substratum antécambrien, constitué par matériel volcano-sédimentaire porphyrique de type ignimbrtique-rhyolitique.

Ce matériel est repris ultérieurement par la phase tectono-métamorphique

majeure de l'orogénèse hercynienne qui lui confère cet aspect gneissique.

II. LES PORPHYROIDES OU PLUTONITES ORTHOGNEISSIFIES

Dans le secteur de Lalla Tittaf - Rouinet les faciés amphibolitiques sont relativement abondants, et sont associés à des porphyroides dont les plus importants sont ceux de Rouinet et de koudiat Irni, en particulier le porphyroïde de Rouinet se présente sous forme d'un petit pointement d'une centaine de mètres de largeur, montrant une linéation d'allongement N125. Ces porphyroides montrent l'association minéralogique suivante:

- Fantômes d'anciens phénoclastes de plagioclases primaires, parfois complètement séricitisés, et lorsqu'ils n'ont pas entièrement disparus on reconnaît la variété andésine/labrador.

- Des cristaux automorphes (prismatiques) de l'hornblende bleu-vert, contenant parfois des reliques de plagioclase. Il s'agit probablement d'une amphibole primaire.

- Une amphibole secondaire généralement sous forme aciculaire ou allongée.

- Le quartz de recristallisation, essentiellement sous forme de petits cristaux.

- L'épidote, le sphène, des opaques et de la chlorite cristallisent tardivement.

La matrice qui moule les phénoclastes montre une texture granoblastique à granolépido-blastique, largement recristallisée. La bordure de ces faciés porphyroides est déformée.

III. LES METAGABBROS

Fréquemment des boudins de gabbros (d'après Audren et Triboulet) peuvent être intercalés dans les metabasites (amphibolites), avec une composition minéralogique analogue à celle des porphyroides:

- Les phénoclastes sont généralement des plagioclases, avec une forme ovale, la plupart du temps complètement transformés. Ils sont moulés par une foliation soulignée par des grains de quartz et des amphiboles secondaires aciculaires ou allongées.

- Une hornblende prismatique, avec parfois des reliques de plagioclase. Elle est moulée par la foliation de la matrice et peut présenter une structure "oeillée".
- Les amphiboles secondaires, relativement abondantes, résultent probablement de la transformation des pyroxènes, en effet, des reliques de ce dernier peuvent être observées dans ces amphiboles.
- Dans la matrice largement recristallisée, on observe des grains de quartz, de petites sections de plagioclase, de l'épidote, du sphène et de la chlorite.

Remarques:

1°- Il est à souligner qu'un nouveau géothermomètre amphibole calcique-plagioclase est établi par Jonathan D. & Timothy (1990) tenant compte des réactions d'équilibre suivantes:



2°- La transformation d'une actinote en hornblende d'après Graps & Graham, (1978):



Conclusion

Pour Jenny (1974) Ces porphyroïdes pourraient résulter de la transformation des faciès volcano-détritiques et/ou volcaniques acides (tel que des keratophyres acides). Mais à mon sens, ces porphyroïdes (en particulier celui de Ruinet) peuvent être aussi rangés avec les métagabbros: il s'agit probablement d'anciennes intrusions de gabbro emballées et bondinées dans les amphibolites, et qui semblent liées à une activité magmatique pré-orogénique (antérieure à l'orogénèse hercynienne) apparaissant dans le viseen supérieur (peut être l'équivalent de celles reconnues dans le synclinal de la Gada Jenabia).

Ils sont intensément métamorphisés par la suite, d'où la transformation complète des phénocristaux de plagioclases, recristallisation d'amphibole, de quartz, d'épidote, et d'albite. Les pyroxènes sont complètement ouralitisés en amphibole vert-pâle secondaire avec formation du sphène et d'épidote.

CHAPITRE V

LE MAGMATISME HERCYNIEN SYN A TARDI OROGENIQUE

I. LES LEUCOGRANITES DU SECTEUR

I.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le magmatisme granitique lié à l'orogénèse hercynienne est relativement développé au Sud du massif paléozoïque des Rehamna. La carte schématique permet de situer les quatre affleurements disjoints de granitoides.

I-1.1 LE GRANITE DE RAS EL ABIAD (OU DE OULED ZBIR)

Il est situé à une dizaine de km au NE de Ben Guerir. C'est l'affleurement le plus important de point de vue superficie dans le secteur, il présente une forme globalement ovale et allongée selon la direction NE-SW, sur à peu près 4 km, et 2 km du NW-SE en largeur.

Le nom de Ras El Abiad (tête blanche), c'est pour désigner la crête blanche qui surplombe le paysage granitique matérialisée par un filon de quartz. Le nom de Ouled Zbir, rapporté au Douar des Ouled Zbir sur sa bordure SE.

I-1.2 LE GRANITE DE BIR EL GORDA

Il est situé à l'Ouest du granite de Ouled Zbir, et dans lequel on observe deux petites tranchées, correspondant à des travaux de prospection anciens. Dans son ensemble, il s'agit d'un granite attéré et cataclasé. Il est décrit sous le nom de granite de Sidi Bahilil dans les travaux antérieurs, et que je dénomme leucogranite de Bir El Gorda pour deux raisons: la première le nom de Sidi Bahilil correspond à deux marabouts très loin de ce granite et la deuxième, le repère le plus proche est le puit de Bir El Gorda, point d'approvisionnement en eau des douars les plus proches.

I-1.3 LE GRANITE DE SIDI BAHILIL

Il est situé aux environs de 1,5 km au SW du Douar de Bagarat Chaâbe, à proximité du marabout de Sidi Bahilil, il s'agit essentiellement d'une lame de granite, concordante avec les couches encaissantes, affleurant sur une longueur de 200 m et une largeur de 1,5 m à 2 m.

I-1.4 LE GRANITE DE KOUDIAT RMEL

Il est situé à une vingtaine de km au NE de Ben Guerir, il se présente sous forme d'un pointement relativement arénisé (d'où son nom de colline de sable).

Il n'est pas très loin du Douar Ouled Hassine.

Les granites du secteur sont de faible superficie, par rapport au batholite de Sebt el Brikiine à l'Ouest, et se trouvent globalement dans la zone de cisaillement des Ouled Zednes, ou à proximité de cette zone (le cas du granite de Koudiat Rmel).

1.2. ETUDE PETROGRAPHIQUE

1-2.1. LE LEUCOGRANITE DE BIR EL GORDA

Il s'agit d'un leucogranite à biotite et muscovite (leucogranite à deux micas) relativement altéré. Le faciès est blanc par comparaison avec le faciès rose de Ouled Zbir et de Sebt El Brikiine. Il s'agit d'un leucogranite à grain moyen et à texture grenue. On distingue nettement trois faciès: Fig. 31.

a- Faciès I

C'est le faciès principalement à biotite et à muscovite, avec dominance de la biotite par rapport à la muscovite, la texture étant grenue moyenne.

b- Faciès II

C'est un faciès blanc à muscovite seule, très réduit, et toujours en bordure du faciès principal. Sur le terrain, le passage d'un faciès à un autre n'est pas net. Ce faciès est très déformé: il se présente sous forme de bancs, et allant parfois jusqu'à une complète mylonitisation, et aussi sous forme de lames boudinées, dans la série micaschisteuse.

c- Faciès III

C'est aussi un faciès blanc à muscovite seule (leucogranite à muscovite) et dont la texture est grenue.

Il est probable que le faciès II, qui présente la même composition minéralogique que le faciès III est tectonisé.

Vers la bordure Sud - Ouest le faciès principal, c'est à dire le faciès I renferme des enclaves surmicacées (ou loupes surmicacées) d'ordre métrique renfermant surtout de la biotite dans une pâte grisâtre à rosâtre, à grain très fin. Ces enclaves sont orienté N 160, 70° NE, et elles témoignent de l'incorporation de fragments de l'encaissant (enclaves mobilisées). Elles indiquent ainsi que le

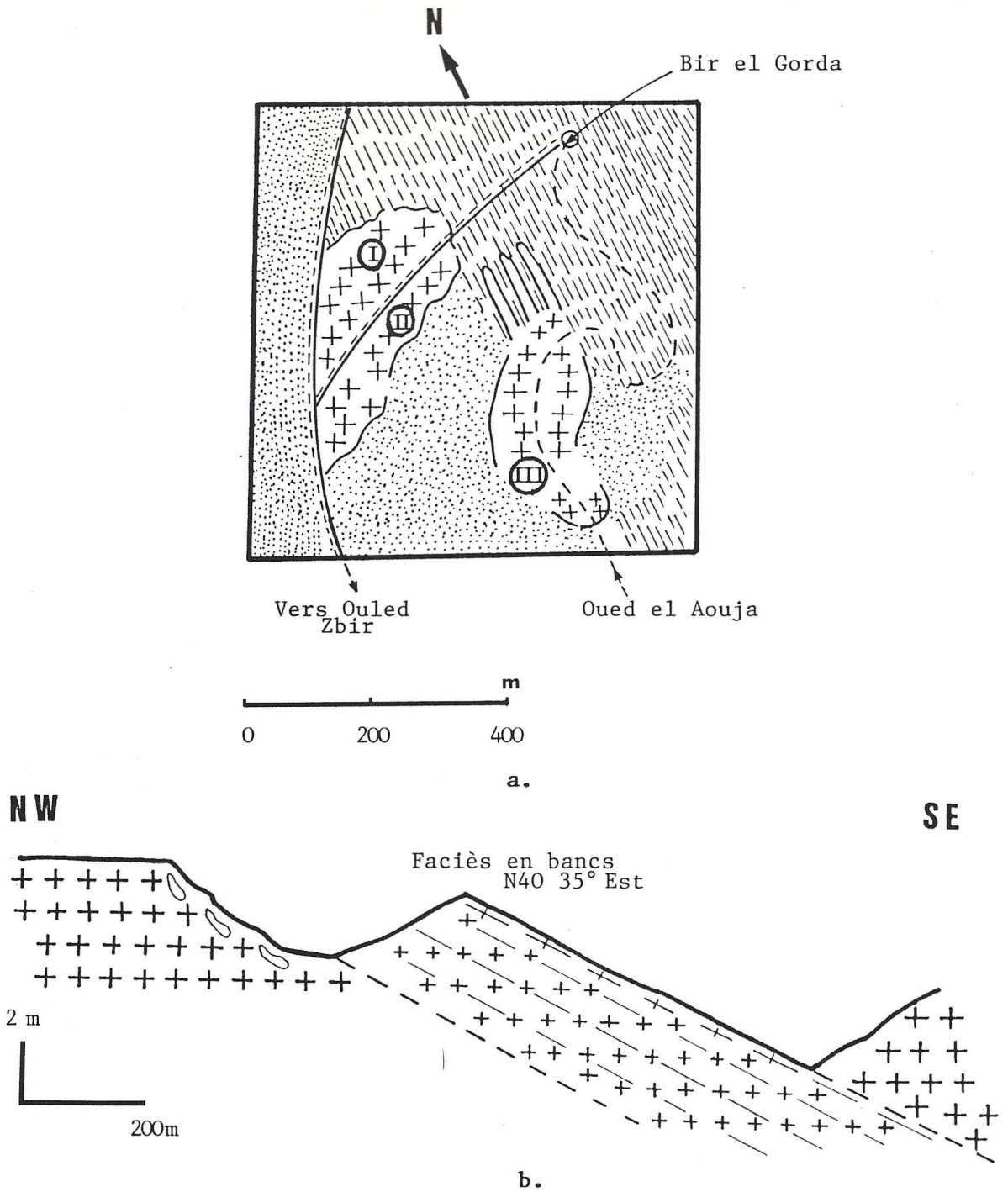

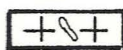
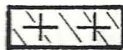



Fig.31 - a. Carte schématique des faciès leucogranitiques de Bir el Gorda.
 b. Coupe schématisant la disposition de ces faciès.

-  Quaternaire / Encaissant micaschisteux
-  Faciès I : Leucogranite à biotite et muscovite, de texture grenue moyenne.
-  Faciès II: Leucogranite à muscovite, de texture aplitique, très déformé, parfois en lames injectées dans les micaschistes.
-  Faciès III: Leucogranite à muscovite, de texture grenue moyenne.

contact entre l'édifice magmatique et l'encaissant n'est pas très loin.

A. Composition minéralogique

Le granite de Bir El Gorda présente une composition minéralogique simple:

- _ le quartz: très abondant, souvent à extinction onduleuse
- _ le plagioclase: dominance de l'oligoclase, à cœur souvent séricitisé, et à macle polysynthétique parfois déformée.
- _ le feldspath potassique: rare (orthose, microcline)
- _ la biotite: souvent altérée en chlorite, avec du rutile
- _ la muscovite: parfois son clivage est flexueux, et son extinction est onduleuse.

Il présente de nombreuses figures myrmékites.

B. Filons associés

D'innombrables filons et filonnets de quartz sillonnent la masse granitique ainsi que l'encaissant micaschisteux qui l'enveloppe. Ils sont globalement orientés N80 et à fort pendage vers le Nord. On observe également de nombreux filons d'aprites.

C. Greisens associés

Des greisens, souvent associés aux filons de quartz sont présents à l'affleurement.

Chronologiquement, les filons de quartz et les greisens sont postérieurs aux aprites, car ils les recourent.

La densité de ces filons et filonnets de quartz et l'abondance des greisens témoignent d'une importante activité pneumatolytique lors de la mise en place de la masse magmatique, marquant ainsi un épisode tardi à post-magmatique.

D. Fracturation post-magmatique

Le granite de Bir El Gorda est affecté par deux phases principales de fracturation, qui sont sans recristallisations de silice, ni remplissage apitique. La première de direction globale N70, subverticale, la deuxième lui est

subperpendiculaire, de direction globale N180 à N140, subverticale, à pendage vers le NE.

E. Conclusion

Le leucogranite de Bir El Gorda, situé globalement sur le prolongement de la zone de cisaillement ductile des Ouled Zedness, se présente en partie sous forme de lames boudinées (de 2 à 3 m de largeur) dans l'ancissant micaschisteux. Ce leucogranite présente une foliation de direction subméridionale et de pendage vers l'Est, relativement importante surtout à la bordure des boudins (car le centre est intact). Cette foliation est nettement visible sur la surface d'érosion: les minéraux orientés suivant un litage de direction N180. Ces derniers caractères, en accord avec Lagarde et Michard, (1984) montrent d'une part que ces leucogranites sont peu affectés par une déformation plastique, et d'autre part leur mise en place est tardive dans l'histoire de la déformation régionale: probablement à la fin de D2.

On remarque que le granite de Bir El Gorda présente une foliation importante, nettement visible sur la surface d'érosion: les minéraux orientés suivant un litage de direction N180. Ce dernier caractère attestant une mise en place pendant ou à la fin d'une phase de déformation majeure.

1-2.2 LE LEUCOGRANITE DE RAS EL ABIAD (OU DE OULED ZBIR)

C'est un leucogranite rose à muscovite, dominante (son faciès est rose par comparaison avec le faciès blanc de Bir El Gorda). La texture étant grenue moyenne dans l'ensemble du massif, à l'exception de ses bordures où le faciès est fin et aplitique porphyrique (faciès de bordure caractéristique: Sidi Ben Azzouz, au NE du granite de Ras El Abiod, Kouissaria au NW). Il est à remarquer que localement et surtout au centre, il peut présenter une tendance porphyroïde.

Il est à signaler que le leucogranite de Ras el Abiad présente probablement une évolution pétrographique concentrique et l'on reconnaît du bord vers le centre du massif:

- un faciès aplitique relativement rose et plus ou moins mylonitisé.
- un faciès hétérogranulaire à sub isogranulaire.
- enfin un leucogranite de type porphyrique vers le centre.

A. Composition minéralogique

- Le quartz: très abondant, peut se présenter parfois en grandes plages globuleuses, fragmentées en un grand nombre d'individus à extinction onduleuse, quand il est déformé.

- Les feldspaths potassiques: ils sont abondants, de type orthose et microcline.

- Les plagioclases: c'est la variété oligoclase, et ils sont moins importants par rapport aux feldspaths alcalins

On remarque la présence de figures myrmékitiques associées aux feldspaths d'une part, et d'autre part des reliques de plagioclases dans les porphyrocristaux de feldspaths potassiques microcliniques indiquant que la cristallisation de ce dernier est postérieure à celle de l'oligoclase qu'il tend à remplacer.

- La biotite: relativement rare, avec des inclusions de Zr, apatite.

- La muscovite: très abondante. Il faut noter qu'il y a une muscovite tardive, soit de néoformation prouvée par la présence fréquente d'inclusions de quartz, soit résultant d'une déferrification de biotite préexistante, comme en témoignent les nombreux granules d'oxyde de fer accumulés dans leur clivage et aussi des reliques de biotite dans les lamelles de muscovite. Il faut noter que dans les faciès de bordure, les lamelles de muscovite portent souvent la trace d'importantes actions dynamiques: extinction onduleuse et plans de clivage flexueux.

- La tourmaline: fréquente, et parfois en gerbes de cristaux automorphes. Elle présente un pléochroïsme très intense, le centre des baguettes est bleu-pétrole et la périphérie est jaune-vert: ceci est dû à une répartition irrégulière du fer ferrique et du fer ferreux dans le réseau de ce cyclosilicate. (Il faut remarquer que le zonage est dû à cette répartition).

- Le grenat: il n'a été rencontré que sporadiquement dans les granites du secteur, sous forme de petits grains bruns, ou parfois de cristaux sub automorphes, dont la dimension peut atteindre 1 cm (cas de la pegmatite de Sidi Ben Azzouz).

Quant à son origine deux possibilités eventuelles:

_ Une contamination par l'encaissant: les solutions pegmatitiques au cours de leur mise en place, sont contaminées par les micaschistes encaissants.

_ Une origine magmatique: étant donné son association au cortège aplito-pegmatitique, et présent dans des roches dépourvues d'enclaves métasédimentaires et même loin de l'encaissant micaschisteux. Ce fait exclut tout effet de contamination.

Pour conclure, il est probable que l'apparition du grenat dans ces termes trouve son origine dans la réaction peritectique suivante:

Liquide (résiduel) + Biotite -----> Grenat

B. Filons associés

On rencontre fréquemment au sein du granite des filons (généralement rectilignes) de quartz, d'aprites, et de pegmatites, et parfois même avec des masses ovoïdes pegmatitiques avec des gerbes de tourmaline, de grandes paillettes de muscovites en rosettes, avec du béryl automorphe. On note aussi la présence de nombreux filonnets de greisens et parfois de muscovitites qui traversent le granite, qui est affecté par une pneumatolyse. On trouve là des roches appartenant à la phase finale de mise en place du granite. Parmi les roches sous forme d'injections tardives dans le granite de Ras El Abiod, il faut également citer des filons de leucogranite à tourmaline.

C. Filons de leucogranites à Tourmaline

Il s'agit de filons d'une roche blanche à grain très fin (structure aplitique homogène). Leur direction oscille entre N70 à N160, avec un pendage subvertical, à 45° NW. La minéralogie présente une dominance de quartz, de feldspaths potassique (microcline), de plagioclase (albite-oligoclase). Le grenat pouvant aussi se rencontrer.

La Tourmaline, qui représente la seule phase Ferro-magnésienne apparaît en fraction plus qu'accessoire: elle est abondante, et généralement automorphe, elle forme des cristaux isolés, qui microscopiquement présentent un fort pléochroïsme bleu-pétrole et jaune-verdâtre.

D'après certains auteurs Fay et al. (1968) Black (1971), le pléochroïsme est

largement dépendant de la répartition structurale des cations Fe^{2+} et Fe^{3+} , de leurs possibilités d'échanges (oxydation) et aussi du rapport atomique $Fe/Mg + Ti$

Sa chronogénétique est probablement tardi-magmatique résiduelle, soulignée par sa postériorité par rapport au quartz et aux feldspaths qu'elle contient en reliques.

I-2.3 LE LEUCOGRANITE DE SIDI BAHILIL

C'est un leucogranite à muscovite, qui présente une morphologie allongée parallèlement à la direction Nord - Sud à N 20. Ce filon couche de leucogranite est complètement aux éponges, témoignant ainsi d'une déformation plastique (Cf. faciès déformé des leucogranites).

Composition minéralogique:

- Le quartz: abondant, sous forme de phénoclastes à extinction onduleuse, ou sous forme de petits cristaux de recristallisation. Il peut aussi être sous forme de grains étirés.
- Le feldspath potassique: abondance de la variété microcline.
- Le plagioclase: abondance de la variété albite.
- La biotite: rare.
- La muscovite: abondante, avec extinction onduleuse et plans de clivage flexueux

Il faut remarquer qu'il y a présence du corindon, et du grenat tardif surtout à la bordure du filon granitique qui résulte probablement d'une contamination à partir de l'encaissant.

I-2.4 LE LEUCOGRANITE DE KOUDIAT-RMEL

C'est un granite relativement altéré (comme son nom l'indique: colline de sable), sa partie qui affleure est ponctuelle, sous forme d'un dôme ou petite coupole d'environ 200 m de diamètre. Il présente une succession de deux faciès:
Fig. 32

- Un faciès blanc (leucocrate) à muscovite seule.

- Un faciès à biotite et muscovite qui semble envelopper le précédent.

Le passage d'un faciès à l'autre est marqué par un niveau gréisenisé.

Presque au sommet de la colline (Koudiat) qui est constituée par le faciès à muscovité, un important filon de quartz (orienté N130 à 140, subvertical) traverse postérieurement le granite, ce dernier est gréisenisé au contact du filon. Ce filon est porteur de minéralisations ayant fait l'objet de recherches d'exploitation (carrières creusées).

Il est très probable que le leucogranite de Koudiat Rmel correspond à l'apex d'un leucogranite, vraisemblablement sous-jacent dont témoigne l'auréole thermique, et dont le terme le plus modifié par les phénomènes pneumatolytique correspond au faciès à Muscovite. Les rapports entre ces deux faciès d'une part et avec l'encaissant d'autre part sont illustrés, Fig. 32.

Composition minéralogique

C'est un granite à grain moyen: quartz et orthose sont abondants, présence de microcline, d'un plagioclase (oligoclase) la muscovite est toujours présente alors que la biotite est limitée au faciès à biotite qui semble envelopper le faciès à muscovite.

I-2.5 ANALYSE MODALE (LEUCOGRANITES DES REHAMNA)

Les diagrammes Q-A-P modal et Q-F-M modal (Rosé, 1987), Fig. 33 denotent clairement le caractère leucogranitique des affleurements de Sidi Bahilil (Bir El Gorda), de Ras El Abiad, et de Koudiat Rmel. Ils montrent également que ces derniers ont une tendance vers des termes transformés par la pneumatolyse (augmentation très importante de la teneur en muscovite et abaissement de la quantité de feldspaths totaux)

I-2.6 L'EXISTANCE D'APEX LEUCOGRANITIQUES SUB-AFFLEURANTS.

Les intrusions sub-affleurantes d'apex leucogranitiques sont mises en évidence par le métamorphisme thermique et la photosatellite Landsat dans différents endroits: à Sidi Boutboul, Jorf el khal, mine El Raichat, et Koudiat Rmel, et Koudiat el Bendira, Fig. 34.

C'est la présence d'un métamorphisme thermique affectant les formations du secteur El Raichat, ainsi que des indices minéralisés qui permettent de mettre en évidence la présence d'un apex d'une intrusion cachée. De même la concentration anormale en minerais d'El Raichat est spatialement importante, et

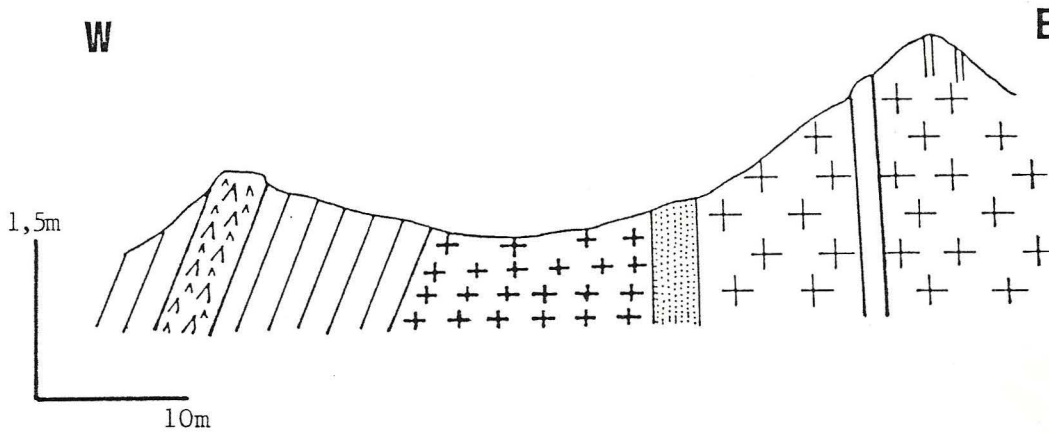
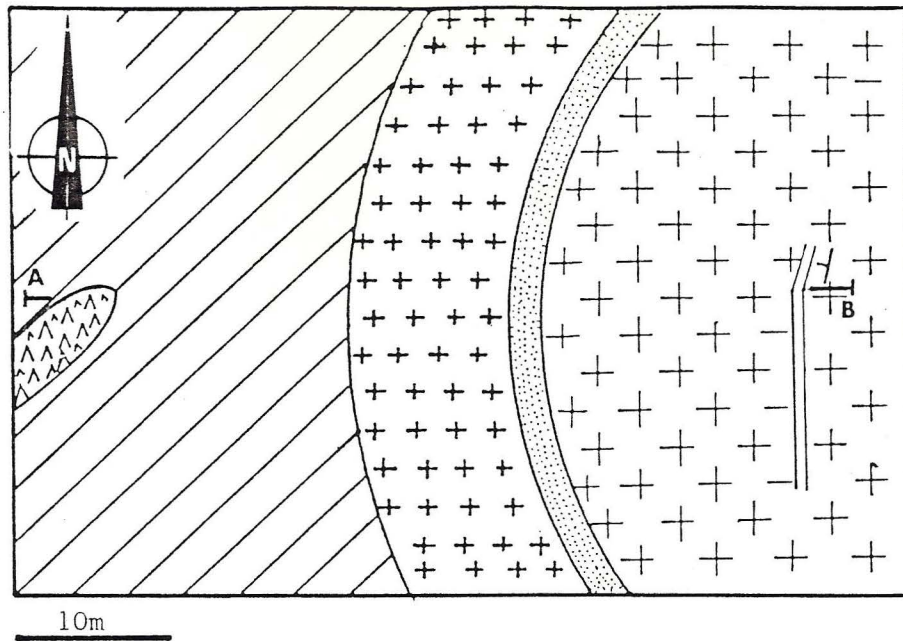
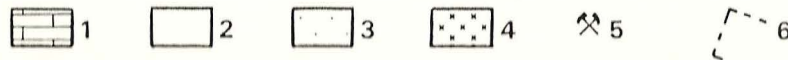
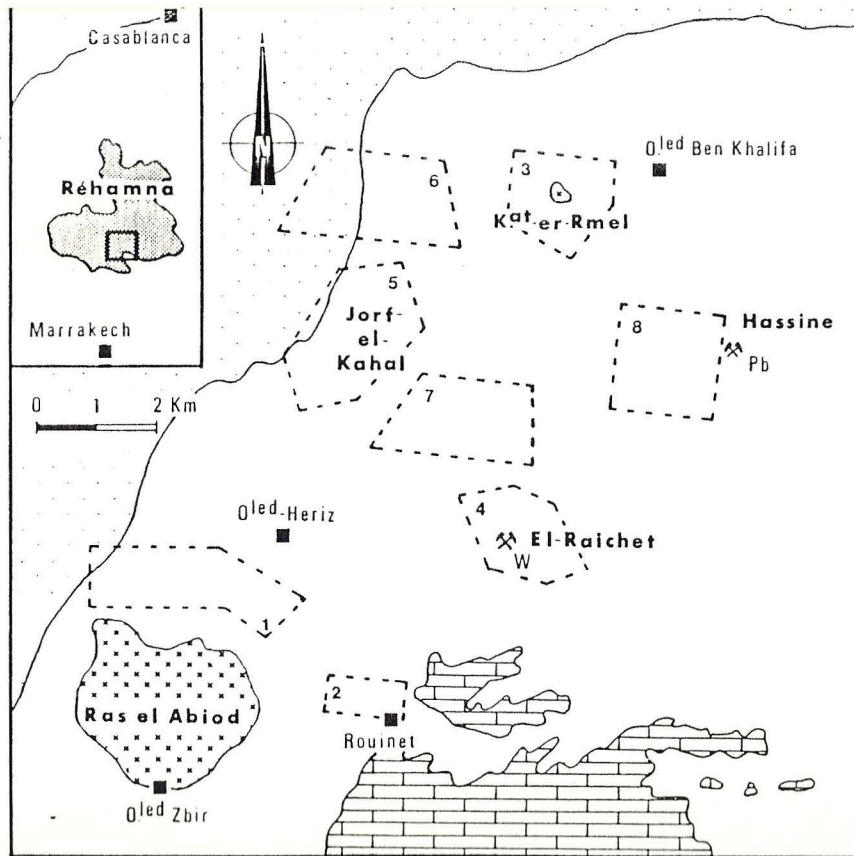


Fig.32 - Contact-leucogranites de Koudiat Rmel-encaissant

- a. Carte simplifiée,
- b. Coupe AB.

- ////// Micaschistes très muscovitisés, à andalousite.
- + + Granite à muscovite, avec fabrique magmatique (Y) N 90, 25 SW.
- + + + Granite à biotite et muscovite.
- Niveau massif de greisen à béryl.
- /// Filons de quartz (N 140, subvertical) avec gréisinisation à ses épontes.
- ^ ^ ^ ^ Filons de microgranite subconcordant aux micaschistes.



- Localisation et cadre géologique de la région étudiée dans le massif paléozoïque des Rehamna. Figuration des parcelles tests utilisées pour l'étude de télédétection.

1 : couverture crétacée et éocène de Ben-Guérir ; 2 : schistes et amphibolites de Lalla Tittaf (Viséo-Namurien ?), schistes de Ouled Heriz (Dévonien ?) ; 3 : Ordovicien gréseux ; 4 : granites hercyniens ; 5 : mine de scheelite (W), de plomb (Pb) ; 6 : indication du contour des parcelles tests (numérotées de 1 à 8).

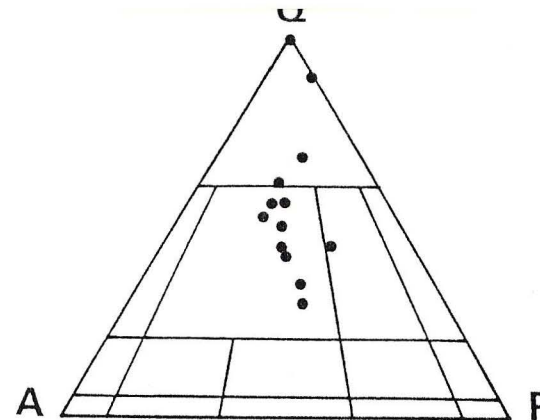


Diagramme Q.A.P. Modal.
Massif des Rehamna.
Leucogranites.
(d'après ROSE, 1987).

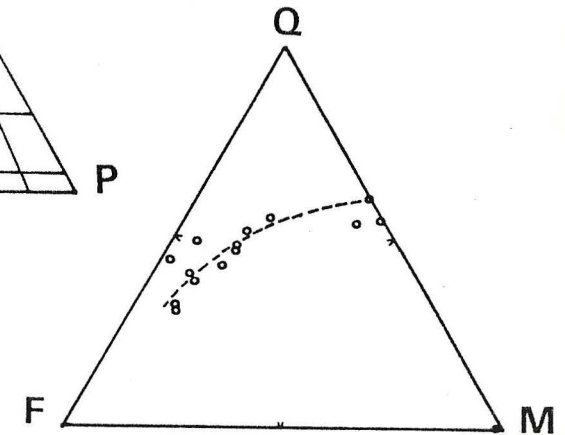


Diagramme Q.F.M. Modal.
Massif des Rehamna.
Leucogranites.
(d'après ROSE, 1987).

TABLEAU (d'après ROSE, 1987)

Analyses modales. Massif des Rehamna. 2 Leucogranites.

Echant.	faciès partiellement muscovitisés								faciès très muscovitisés, Grésens, Muscovitite.						
	RE39	RE41	RE44	RE49	RE61	RE48	RE40	RE74	RE48g	RE38g	RE67g	RE72 ^a	RE72	Egr	RE120
Quartz	43.4	46.3	48.9	27.2	39.0	30.0	42.0	33.7	46.9	52.4	49.0	50.8	55.0	58.0	.
Feld.K.	16.7	22.1	27.3	29.1	25.8	25.3	22.2	22.9	18.6	9.6	17.0	0.1	.	0.1	.
Plagio.	36.3	15.3	17.6	32.4	23.7	30.7	19.7	21.9	17.6	14.78	13.6	6.0	.	0.2	1.6
Biot.	1.2	16.3	5.9	8.8	.	2.9	0.5	8.1
Musc.	2.4	16.3	5.9	8.8	8.6	9.8	14.2	9.6	15.7	18.17	15.0	37.7	45.0	38.7	96.4
Ap.	0.4	0.2	.	0.8	0.2	1.6	1.5	1.7	.	0.3	0.9
Acc.	3.0	0.1	1.2	1.2	0.1	2.8	2.6	2.8	.	2.3	0.2

probablement liée à la venue de fluides minéralisateurs d'un apex leucogranitique sous-jacent de taille pluri-kilométrique.

Donc, on exploitant, les différents éléments géologiques tels que: le métamorphisme thermique, les indices minéralisés, et parfois la présence de petits pointements granitiques en place) éventuellement à l'Est de Barhourh et à l'Est de Bir El Maâti) et en dernier lieu l'apport de la télédétection spatiale (satellite Landsat) par Marconnet, et al. (1984). On peut conclure avec Marconnet (1984) à l'existence d'un seul batholite de grande étendue, dont les apex affleurants sont les seuls témoins dégagés par l'érosion.

II. RELATIONS LEUCOGRANITES-ENCAISSANT

II.1. CONTACT LEUCOGRANITE BIR EL GORDA-ENCAISSANT MICASCHISTEUX

A l'affleurement, ce contact se matérialise par une alternance de lames granitiques (d'épaisseur variable entre 1 et 2 m) et des niveaux de micaschistes. Le tout est globalement orienté N170 60° Est. Il faut remarquer que les lames de granites sont boudinées dans un cisaillement transcurent senestre N 150/170 avec une faible composante verticale, Fig.25. Ce leucogranite présente une foliation de direction submeridienne, à pendage vers l'Est importante surtout à la bordure des boudins (car le centre est intact) cette foliation est nettement visible à la surface d'érosion: les minéraux orientés suivant un litage de direction N180.

des cisaillements dextres tardifs de direction N80/90 affectent les lames granitiques, Fig.25.

Interprétation proposée de la mise en place du leucogranite.

Il est question après l'analyse mégascopique et mésoscopique des relations géométriques entre l'encaissant et l'édifice éruptif, d'émettre une hypothèse sur la dynamique de sa mise en place (ou son mode de mise en place):

- Des injections forcées (ou "intrusion en force") du granite dans la couverture qui l'encaisse selon un mode de mise en place par "Stopping" à partir d'un encaissant déjà rigide, avec une composante d'injection du Sud vers le Nord selon une direction proche de N 180; ceci est argumenté par le fait que les lames de leucogranites, subméridiennes présentent " des rentrées en doigts de gangs "

- Le corps éruptif s'injectait en utilisant les surfaces de dislocation parallèle à la foliation métamorphique, qui correspond aux structures régionales majeures, orientées globalement N170 à N-S, 80° Est)pendage fort vers l'Est). Ce mode de mise en place permet d'expliquer le dispositif en lames granitiques dans l'encaissant.

II.2. CONTACT LEUCOGRANITE RAS EL ABIAD-ENCAISSANT

Compte tenu des lacunes d'affleurement montrant un contact net entre le granite et l'encaissant (à l'exception de sa bordure Sud et Sud Est) il est question dans ce paragraphe d'essayer de mettre au clair les relations géométriques entre

le granite de Ras El Abiad et son encaissant micaschiteux ou amphibolitique.

La schistosité (plan xy de déformation finie) principale (ou foliation principale) S0-1 a été mesurée sur un certain nombre de stations de l'encaissant sur toute la limite du granite. Elle est orientée globalement Nord-Sud à N20 avec un pendage relativement faible vers l'Est (20 à 30 °) dans la bordure Est du granite, par contre dans sa bordure Sud, cette schistosité principale se réoriente pour prendre la direction Ouest-Est. De ce fait, elle dessine une virgation sub-parallèle à la bordure du granite (elle le moule). Il faut signaler que le prolongement de la foliation régionale dans le granite peut être observé (Lagarde 1987) mais localement dans les zones ne dépassant pas 1 m.

Le granite de Ras El Abiad montre trois niveaux d'érosion différents dans ses extrémités Nord Ouest, Sud Est, Nord Est, qui sont pétrologiquement importants, et dont l'analyse permet d'illustrer et de préciser la relation entre l'intrusion magmatique et l'encaissant micaschiteux, ou amphibolitique, Fig. 35.

II-2.1. LIMITE NORD - OUEST (KOUISSARIA)

Dans sa partie NW (Kouissaria) il s'agit essentiellement d'un faciès de bordure à grain très fin. Malheureusement on ne voit pas de contact franc entre le granite et son encaissant. Cependant tout laisse penser qu'il s'agit du toit de la masse magmatique, si on considère l'homogénéité du faciès, la présence d'un fluidalite magmatique, l'abondance des filons aplo-pegmatiques et les filons de quartz tardifs qui traversent même l'encaissant, Fig. 36.

II-2.2. LIMITE SUD - EST (DOUAR OULED ZBIR ET RAS EL MZIRERA)

A l'extrême SE au niveau du Douar Ouled Zbir, la masse magmatique s'ennoie sous l'encaissant micaschiteux. Ce contact granite-encaissant à micaschistes et amphiboles est souligné localement (au niveau du Douar Ouled Zbir) par une alternance de lames très réduite de granite et d'encaissant (micaschistes cornifiés) qui ont subi des recristallisation de recuit. Il s'agit donc d'un contact franc et intrusif, caractérisé par des lames granitiques concordantes, allongées parallèlement à la foliation de l'encaissant.

Dans sa bordure SE (Ras El Meirera) le granite de Ras El Abiod est affecté de plans C/S bien visibles (seront repris en détail par la suite). Ces plans C/S représentent des structures internes propres au granite, liées à sa mise en place Fig. 37. Le mouvement relatif du granite par rapport aux micaschistes correspond à un décrochement dextre N70 et faiblement penté vers le Sud,

NW

SE

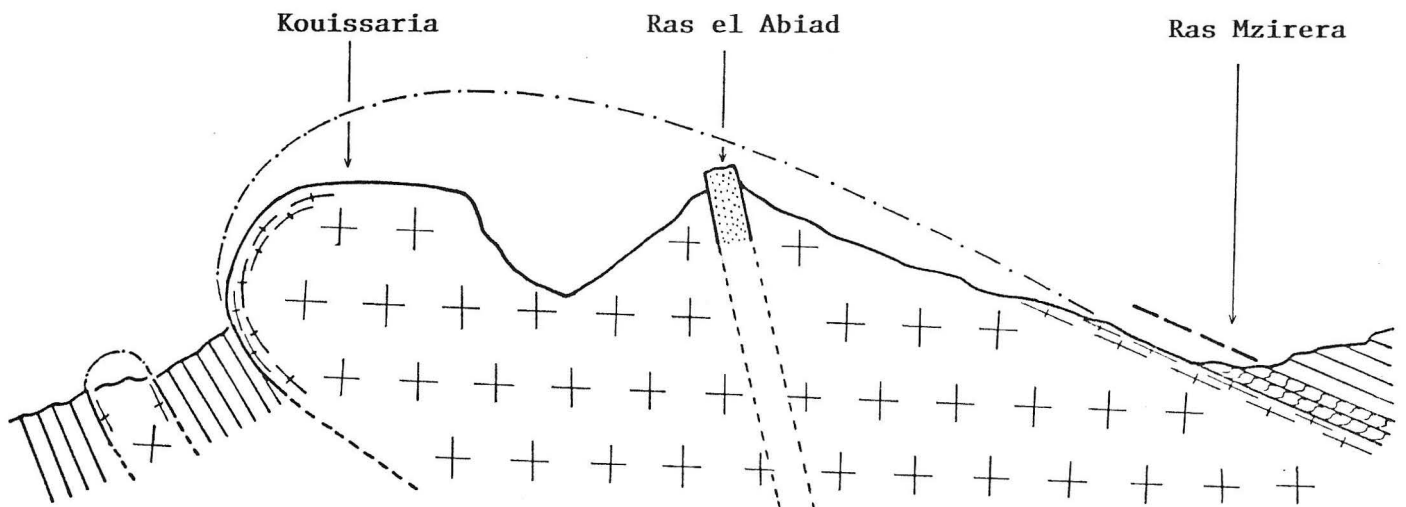


Fig. 35 - L'intrusion du leucogranite de Ras el Abiad sous forme d'une laccolite ?

- + Faciès isotrope du leucogranite.
 - +— Faciès folié et montrant des plans C/S.
 - /// Encaissant micaschisteux, N-S, à pendage Est.
 - Injection tardive de la crête siliceuse (Ras el Abiad).
- par rapport à quel événement*

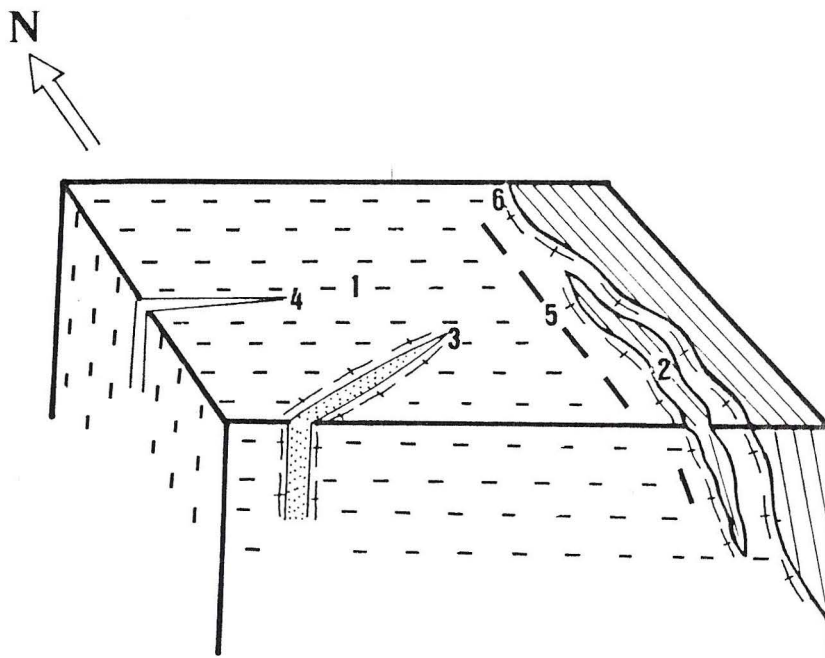


Fig. 36 - Bloc diagramme schématisant la partie SE du leucogranite de Ras el Abiad.

1. Leucogranite, 2. Encaissant, 3. Crête de Ras el Abiad,
4. Leucogranite à tourmaline tardif, 5. Tourmaline associée à la bordure du leucogranite, 6. Faciès déformé du leucogranite.

Fig.37c.

La faible inclinaison de la linéation et des stries dans ce plan de contact montrent que la composante de décrochement horizontal est importante, et que la composante de faille normale verticale est plus faible. L'ensemble de ces caractères correspond à la définition d'un décrochement dextre normal du granite par rapport aux micaschistes, Fig.37c'.

Compartiment granite

Un peu plus loin du contact, le faciès du granite est isotrope (structure primaire exempte de toute déformation), contenant mais très rarement, des enclaves (de petite taille) de micaschistes. C'est un granite rose, avec abondance relative de la muscovite, la texture étant grenue à grain millimétrique; tous les minéraux présentent des tailles comparables. Cependant, ce granite peut posséder localement une tendance porphyroïde (surtout vers sa partie centrale).

La composition minéralogique est analogue à celle décrite précédemment (granite de Ras El Abiad).

Le long du contact granite-micaschistes à amphibolites le granite qui est généralement isotrope prend un aspect déformé, voir mylonitique (des bandes mylonitiques parallèles entre elles et parallèles au contact avec les micaschistes).

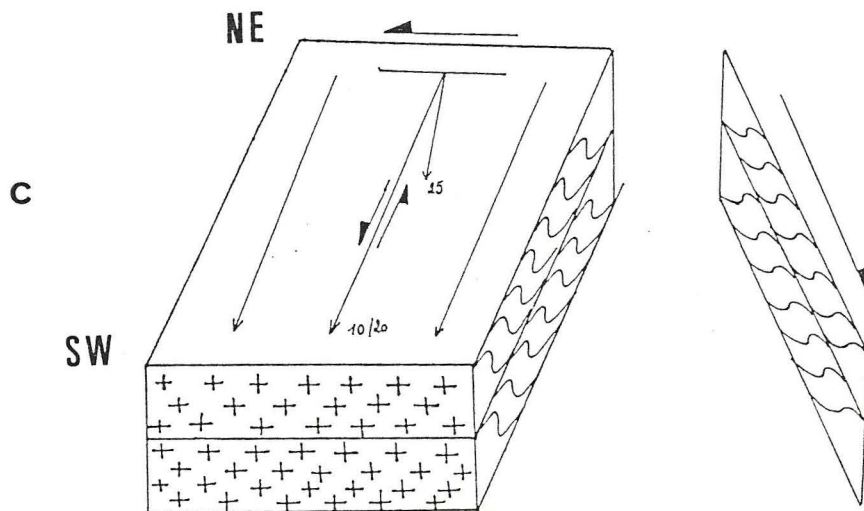
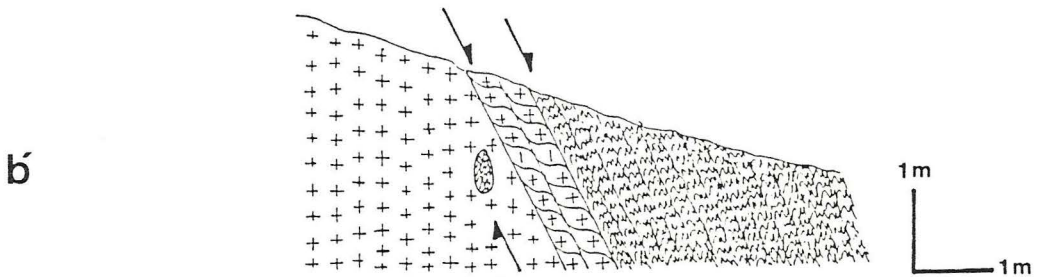
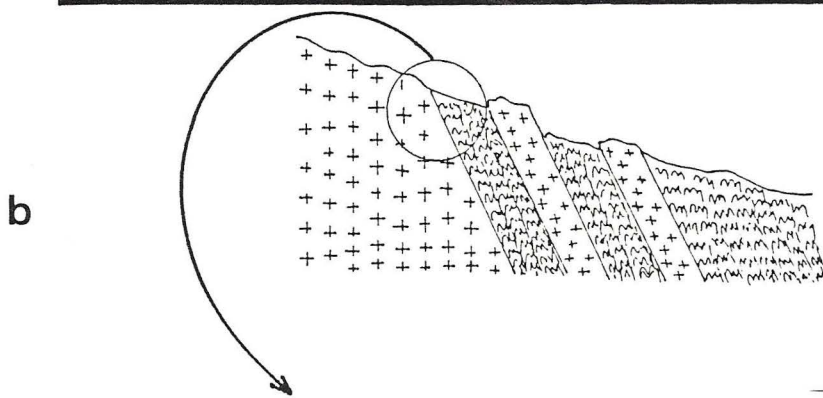
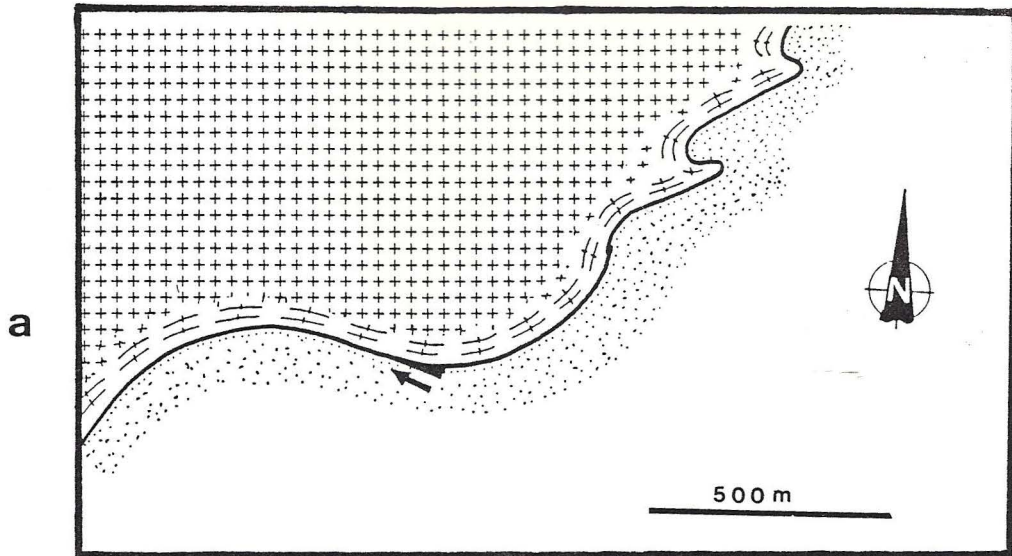
Il se débite en lames parallèles de quelques centimètres d'épaisseur suivant des plans orientés grosso-modo E.NE - W.SW - N70 avec un faible pendage vers le Sud. à Sud - Est.

Ces plans constituent donc des surfaces "C" le long desquelles se sont effectués des mouvements relatifs dans la direction Nord-Est / Sud-Ouest indiquée par les stries et dans le sens Nord-Est vers le Sud-Ouest indiquée par la dissymétrie des structures en marches d'escalier (= surfaces S).

Explication des surfaces C/S

On a l'association de deux familles de surface, Fig. 37d.

_ Une famille de surface "C" parallèles au plan de cisaillement écartées les unes des autres de quelques millimètres voir 1 cm et qui portent les stries de friction. Cette famille de plans est orientée E.NE-W.SW (N70), et faiblement pentée vers le Sud à Sud Est.



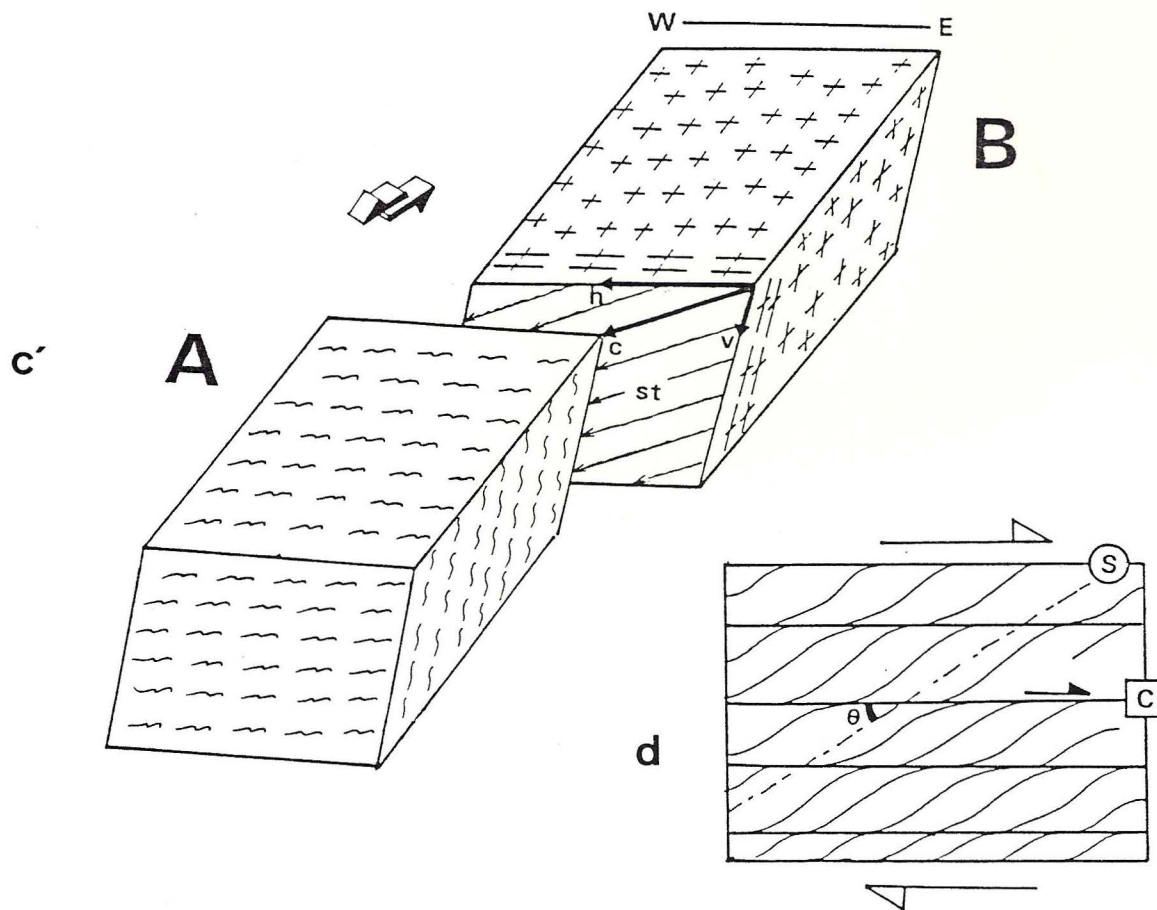
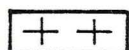
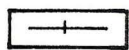


Fig.37 - Mouvement relatif leucogranite-micaschistes à amphibolites (Station de Ras Mzirira).

- a. Carte du contact E-SE du leucogranite de Ras El Abiad - encaissant.
- b,b'. Coupes illustrant le type de contact granite-encaissant.
- c,c'. Bloc diagramme illustrant ce mouvement relatif :
 A. Compartiment des micaschistes à amphibolites.
 B. Compartiment du granite.
- d. Représentation schématique des structures C/S



faciès isotrope du granite



faciès déformé du granite (Cg-Sg)



micaschistes à amphibolites



sens du cisaillement déterminé



faille dextre normale avec sens de mouvement déterminé du N vers le S à NE vers le SW

– Une famille de surfaces "S" obliques sur la famille des surfaces "C" avec une allure généralement sigmoïdale, correspondant à un plan dans lequel les minéraux phylliteux présentent une orientation nette. Il est à remarquer que cette surface est plus ou moins bien exprimée.


Les surfaces "C" sont interprétées comme des plans de cisaillement et les surfaces "S" comme des plans de schistosité, qui apparaissent obliques à la direction du cisaillement.

Au contact de "C" la schistosité "S" tend à se paralléliser à la direction du cisaillement et prend une géométrie sigmoïdale: ce qui indique un sens de cisaillement dextre. Donc la bordure SE du leucogranite de Ras El Abiad est mylonitisé sur quelques mètres et les plans C-S observés indiquent un cisaillement globale du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

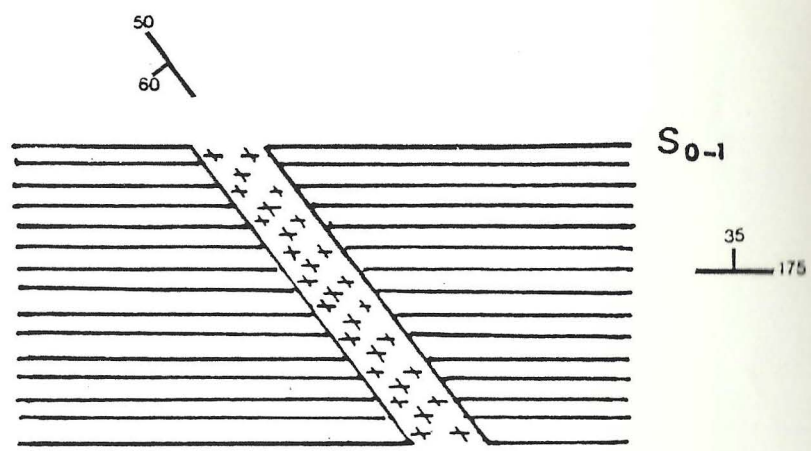
II-2.3. LIMITE NE (LEUCOGRANITE DE SIDI BEN AZZOUZ)

Dans la région de Sidi Ben Azzouz (NE du granite de Ras El Abiod) la majeure partie du granite est rose à grain fin ou aplitique, de composition très proche de celle du granite (de Ras El Abiod). Ce faciès est traversé par un filon de pegmatite (sa puissance est environ 1 m), la roche est rosâtre constituée essentiellement de grands cristaux d'orthose (3cm), d'albite, de grandes paillettes de muscovite, et parfois des cristaux de grenat (3cm). Le quartz forme des plages bien développées. La chlorite est interstitielle, en rosettes formant des amas de 1 cm de long environ. Elle est souvent accompagnée de fins granules d'oxydes ferriques.

II.3. CONTACT LEUCOGRANITE DE SIDI BAHILIL-ENCAISSANT

Le leucogranite de Sisi Bahilil se présente sous forme d'un filon couche, concordant avec les structures régionales: Nord à Nord 20 et à pendage relativement fort vers l'Est. La continuité de ce leucogranite se retrouve vers l'Ouest du douar Bagarat Chaabe. Il est complètement laminé à ses épontes, la présence d'une linéation  et des stries indiquent une faille senestre décrochante normale du Nord Nord-Est vers le Sud Sud-Ouest. Le Leucogranite est boudiné, et isolé par des failles dextres N70 - 90 (comme à Bir El Gorda, les mouvements senestres repris par des mouvements dextres).

A proximité de Bagarat Châabe, vers l'Ouest, on retrouve la prolongation du Leucogranite de Sidi Bahilil, mais il ne présente plus une morphologie allongée

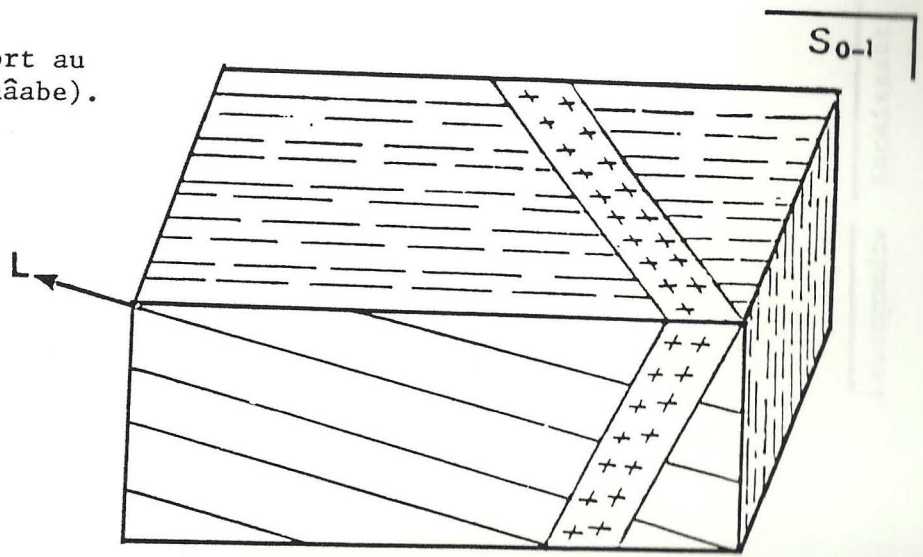


a.

Fig. 38 Leucogranite oblique par rapport au schiste régional (SW de Bagarat châteaubriant).

- ==== Niveaux quartzitiques
- +++++ Filon de leucogranite
- ==>==>==> Foliation régionale S0-1

a,b. Schémas interprétatifs montrant la mise en place du leucogranite par rapport à une première phase tectono-métamorphique D₁ - M₁.



b.

parallèlement à la direction N-S à N20. Ce leucogranite est oblique par rapport au litage des quartzites encaissantes: incontestablement sa mise en place est postérieure à la première phase tectono-métamorphique D_1-M_1 , qui est responsable de la structuration régionale S_{0-1} ; elle est globalement de direction Nord-Sud, matérialisée par les barres quartzitiques métamorphisées et des micaschistes, Fig. 38-. En fait la lame de leucogranite, sécante par rapport aux quartzites encaissantes est boudinée, et foliée subparallèlement à S_{0-1} : Ce qui confirme que le tout a été ensuite repris par une deuxième phase tectonométamorphique D_2-M_2 (S_{1-2}), c'est à dire les corps magmatiques déformés pendant ou après leur mise en place par une deuxième phase $D_2 - M_2$.

II.4. CONTACT LEUCOGRANITE KOUDIAT RMEL-ENCAISSANT

A l'affleurement aucun contact franc entre le leucogranite et l'encaissant n'est observé, et aucune trace de déformation n'est mise en évidence sur la bordure de ce pointement. Cependant des échantillons volants aux environs de ce leucogranite montrent nettement ce contact. Les lames minces dans ces échantillons (E55), également nous montrent aucune trace de déformation. Dans la trame micaschisteuse encaissante, une schistosité de crénulation, soulignée par des cristaux de tourmalines, se prolonge dans le leucogranite. Cette schistosité de crénulation probablement tardive, est matérialisée dans le leucogranite par des gerbes de micas blancs. Fig. 39.

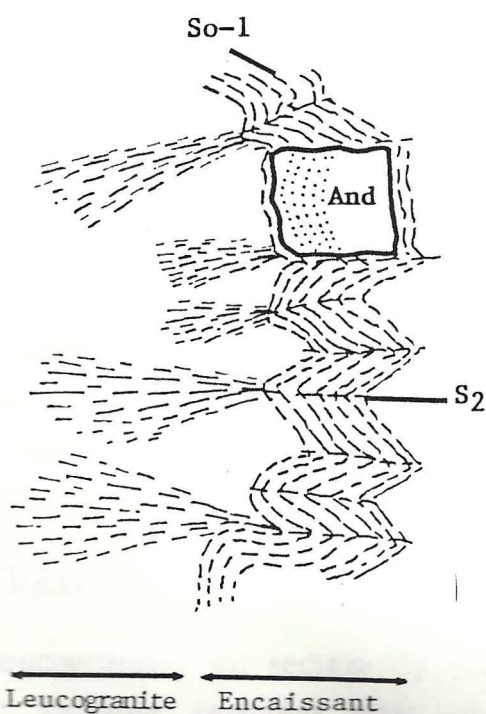


Fig. 39 :

Schistosité de crénulation S_2 tardive par rapport aux blastes d'andalousite et par rapport au leucogranite.

II.5. LE FACIES DEFORME DES LEUCOGRANITES Fig. 40

Sur les bordures déformées des leucogranites: Bir El Gorda, Sidi Bahlil et Ras El Abiad, le granite peut se débiter en lames parallèles d'une épaisseur de quelques centimètres, suivant des plans orientés grosso-modo parallèlement aux structures régionales Nord-Sud avec un pendage vers l'Est.

Ces plans sont généralement porteurs d'une forte striation avec un plongement vers le Nord-Est. Ces plans constituent donc des surfaces le long desquelles se sont effectuées des mouvements relatifs dans la direction Nord-Est / Sud-Ouest. Dans les cas les plus favorables (limite Sud-Est du granite de Ras El Abiad), les sections effectuées perpendiculairement à ces plans de mouvement et parallèlement à la direction des stries peuvent montrer l'association de deux familles de surface: C/S.

Par comparaison avec le facies granitique isotrope, les microstructures dans le leucogranite déformé montrent que:

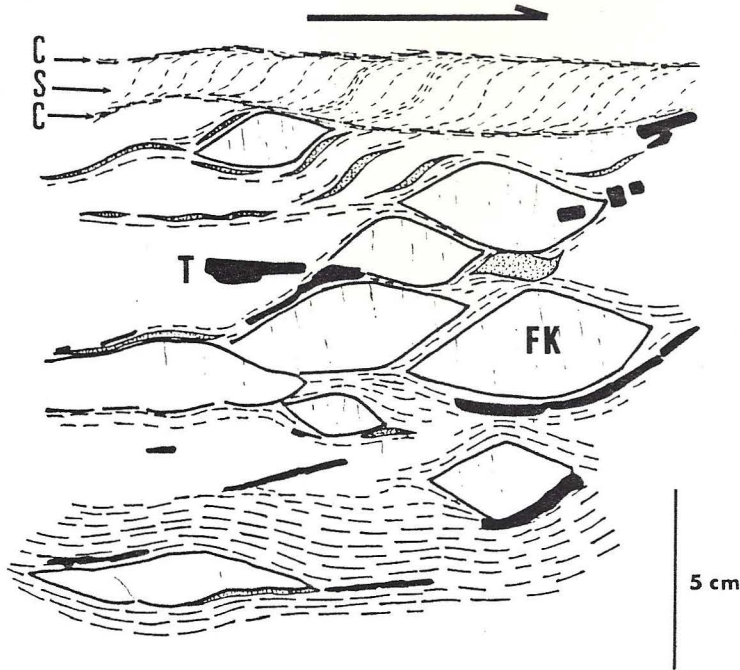
- _ Le quartz recristallise en plages isogranulaires ou en rubans sigmoïdes parallèles au plan S_g .
- _ Le feldspath potassique recristallise le plus souvent le long des plans C_g ou S_g . Dans le cas où le feldspath forme un phénoclast résistant, on observe rarement la présence de zones abritées.
- _ Les plagioclases ont souvent perdu leur habitus magmatique initial: remplacement des mâcles magmatiques par des mâcles tectoniques, disparition du zonage.
- _ La muscovite présente un habitus en "poisson": les cristaux sont boudinés et étirés dans le plan S_g .

Parfois la déformation plastique est nette: la roche présente une véritable "texture œillée" avec des phénoclastes de feldspaths potassiques et plagioclases alignés et contournés par la foliation à micas blancs et quartz. La plupart du temps ces phénoclastes sont tordus ou cassés.

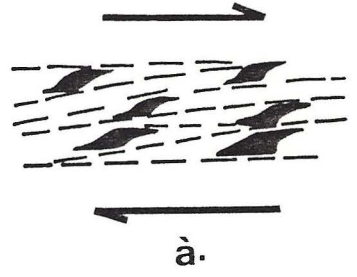
II.6 DISCUSSION

Les leucogranites du secteur, la plupart d'ailleurs sous forme de lame d'épaisseur variable, injectées plus ou moins parallèlement à la foliation

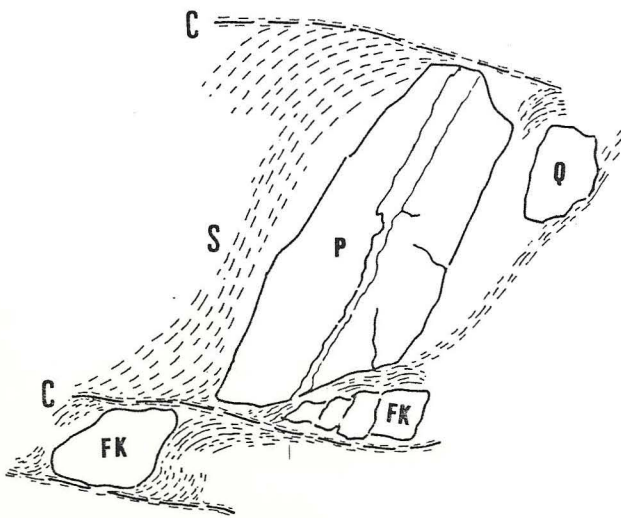
NE SW



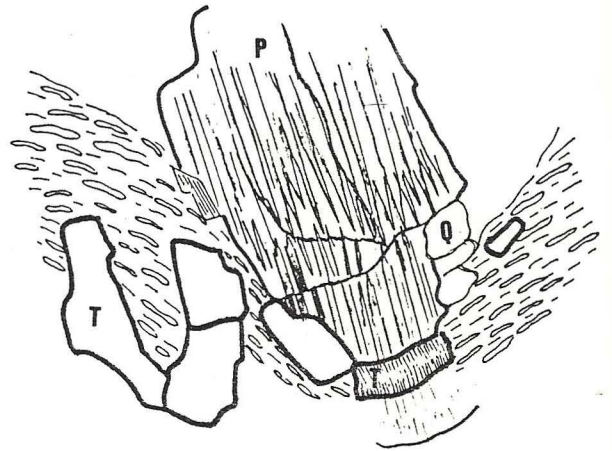
a.



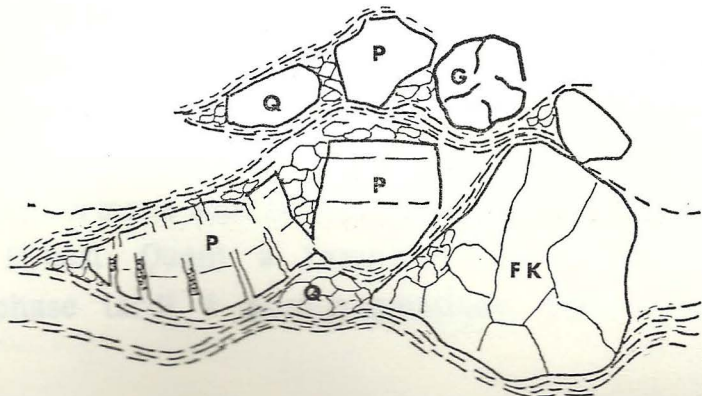
à.



b.



c.



d.

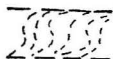
Fig. 40 a - Niveau de pegmatite boudiné. Les boudins de feldspath potassique sont moulés par la foliation à quartz, à tourmaline et des micas.

Fig. 40 a' - Cisaillement dextre affectant la pegmatite.

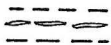
Fig. 40 b - Phénocristaux de feldspaths potassiques (F.K) et des plagioclases (P) moulés par les plans "C".

Fig. 40 c - Phénocristal de plagioclase (P) fracturé, montrant des mûcles tectoniques, moulé par la foliation à quartz et micas.

Fig. 40 d - Phénocristaux de plagioclases (P) et de feldspaths (F.K) fracturés et moulés par la foliation. Noter la recristallisation importante du quartz.



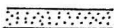
Plans C/S soulignés par des lamelles de muscovit et des sections allongées de quartz.



Foliation dans le leucogranite soulignée par des micas et du quartz.



Niveaux de tourmaline, moulant les phénocristaux de feldspaths potassiques.



Niveaux siliceux boudinés.

régionale subméridienne (à l'exception du leucogranite de Koudiat Rmel). Ils sont localisés globalement sur le prolongement de la zone de cisaillement de la méseta occidentale.

Il semble que la mise en place du leucogranite de Koudiat Rmel est tardive par rapport à celle des autres leucogranites du secteur.

L'analyse des relations géométriques de ces leucogranites avec l'encaissant montrent d'une part que ces leucogranites sont peu affectés par une déformation plastique et d'autre part leur mise en place est tardive dans l'histoire de la déformation régionale: probablement à la fin de D_2 , car de toute manière ils sont pas déformés à l'état visqueux avec les stries encaissantes.

La tectonique tardive par rapport à ces leucogranites est soulignée par des placages siliceux striés et tourmalinisés, et aussi par des zones bréchifiées.

III. Phénomènes Tardi a Post-Magmatiques

III.1. GREISENISATION

III-1.1 Généralités

Le phénomène de gréisénisation tardi à post-magmatique s'applique aux modifications de roches magmatiques, particulièrement les leucogranites, avec genèse de minéraux hydroxylés sous l'action de fluides hydrothermaux provenant du magma lui-même dans sa dernière phase d'évolution et de consolidation. La gréisénisation est importante dans le secteur, car de nombreuses minéralisations lui sont étroitement associées.

III-1.2 Gréisénisation des granites du secteur

Les leucogranites du secteur, affleurants ou subaffleurants, présentent une grande activité pneumatolytique (essentiellement la Tourmalinisation) et hydrothermale responsable de la gréisénisation et vectrice de minéralisations importantes (Sn, W, Mo, sulfures), et qui sont exploitées (la mine El Raïchat, ouled Hassine). Les accurrences gréisénisées dans le granite sont soit filoniennes, soit associées à une fracturation, ou massives (cas relativement rare).

Il est à souligner que dans les granites du secteur ces phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux sont intenses par rapport au granite de Sebt El Brikiine situé à l'Ouest. Quant à l'ampleur des transformations qui accompagnent cette phase tardi à post-magmatique, parfois elle dépasse

largement le granite et affecte son encaissant.

III-1.3. Pétrographie et caractérisation géochimique des greisens

a. Pétrographie

Minéralogiquement il présente une muscovite abondante, en lattes (muscovite deutrétrique, liée pour l'essentiel à l'hydrolyse de la fraction felspathique).

Le quartz est subautomorphe, avec de l'apatite, la tourmaline et des minerais. La chlorite est accessoire.

b. Caractérisation géochimique

Géochimiquement, la gréisénisation s'accompagne de la migration de certains éléments, ainsi les faciès gréisénisés sont caractérisés par une chute des alcalins et d'aluminium, compensée par un fort gain en silice. (voir tableau 1.)

III.2. TOURMALINISATION

Parmi les phénomènes post-magmatiques en relation avec les intrusions de granitoïdes du secteur il y a la tourmalinisation. Elle est liée en grande partie au comportement de certains éléments volatils caractéristiques de magmas résiduels, qui sont essentiellement le Bore, le Fluor, et le Lithium.

Il est classiquement admis que le bore, en tant que constituant accessoire se rencontre dans les produits finaux de la différenciation magmatique: Stade pegmato-pneumatolytique, où il peut s'exprimer directement sous forme de phases borées (tourmaline pour l'essentiel, et d'autres minéralisation pneumatolytiques. Et dans une telle optique, la présence de la tourmaline comme fraction accessoire dans certains granites du secteur (particulièrement celui de Ras el Abiod) prend la signification d'un stade tardif de cristallisation subrésiduelle.

Généralement la tourmalinisation est associée aux veines quartzeuses et aux faciès aplo-pegmatoïdes, qui représentent les produits de cristallisation des reliquats magmatiques enrichis en produits volatils. La tourmaline apparaît en gerbes de grands cristaux prismatiques ou en amas d'aiguilles jointives.

Souvent, les bordures des intrusions sont aussi enrichies en tourmaline, et ceci est expliqué par une assimilation et un jeu plus important des éléments volatils au niveau du contact.

Phénomène aussi relativement répandu dans le secteur: la tourmalinisation de l'encaissant micaschisteux au contact des intrusions (Azibe el Kaid, Sidi Ben Azzouz, Sidi Boutboul).

Quand aux accidents cisailants tardifs affectant les granites du secteur (particulièrement celui de Ras El Abiod) ils sont soulignés par des placages de silice d'exsudation toumalinisés (stries tourmalinisées).

III.3. MUSCOVITISATION

Dans cette partie je m'intéresse en particulier à la muscovitisation en tant que phénomène hydrothermal affectant l'encaissant et non pas comme étape de l'évolution de la grésénisation dans les leucogranites. En effet à proximité de ces derniers se développent de grandes muscovites amiboïdes, ou en plages blastiques non orientées et généralement transverses sur la foliation des micaschistes. Leur répartition est très irrégulière et le développement se fait probablement au hasard du cheminement des fluides dans l'encaissant (fluides acquies issus du granite (car plus loin de sa zone d'influence on ne les retrouve pas) en fin de cristallisation. Et l'exemple le plus typique est celui des cornéennes tachetées, à muscovite (et parfois des micaschistes) en contact du leucogranite de Koudiat-Rmel.









% poids ppm	granite sain	granite gréisénisé	gréisen	variation
Si O ₂	71.68	76.29	82.25	
Al ₂ O ₃	14.65	13.47	9.98	
Fe ₂ O ₃ total	2.67	2.19	0.86	
Fe O				
Mn O	0.03	0.03	0.02	Cst
Mg O	0.39	0.32	0.28	
Ca O	1.75	0.02	0.19	
Na ₂ O	2.98	0.29	0.24	
K ₂ O	4.39	4.36	3.08	
Ti O ₂	0.26	0.08	0.11	
P ₂ O ₅	1.27	2.62	1.69	
CO ₂				
H ₂ O ⁺				
H ₂ O ⁻				
Total	99.47	99.67	99.41	

Tableau 1. Comparaison des variations géo-chimiques entre granite sain et greisen du leucogranite de Koudiat Rmel.

IV. LE MAGMATISME POST-OROGENIQUE

IV-1. LES MICROGRANITES

Dans le secteur étudié ils sont proportionnellement mieux représentés qu'ailleurs dans les Rehamna. Ils sillonnent les terrains métamorphiques et peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres de longueur (Gigout, 1951). Ces filons sont relativement étroits (quelques mètres seulement de largeur) et ils sont subconcordants avec la schistosité régionale orientée globalement N-S à N40 avec un pendage toujours vers l'Est.

La couleur de la roche est rose claire à rouge brique quand elle n'est pas altérée. La texture est microgrenue au centre des filons alors qu'elle est microlitique aux épontes, mais avec toujours un caractère porphyrique dans les deux cas.

Pétrographie

Minéralogiquement ils sont constitués de cristaux de quartz (parfois en phénocristaux subautomorphes et corrodés), d'orthose (souvent altéré en kaolinite), d'oligoclase souvent en phénocristaux (altérable en séricite et en muscovite).

Le plus souvent un pyroxène légèrement coloré en jaune verdâtre, faiblement pléochroïque, il s'agit probablement de la variété augite (d'après ses caractères optiques) renfermant parfois des sections de feldspaths.

Presque toujours il subsiste sous forme de reliques blindées dans la chlorite ainsi que de fines amphibolites verdâtres qui résultent de sa pseudomorphose.

Associés à ces minéraux, on peut observer des agrégats de petits minéraux de muscovite, de quartz, de microlites d'orthose, de la chlorite et des opaques.

Tectoniquement ils sont fréquemment affectés par des fractures tardives (orientées globalement N120).

Dans le secteur étudié la relation granite - microgranite n'est jamais observée, mais ces filons sont considérés comme postérieurs à la mise en place des granites hercyniens (in Michard et al., 1982): ailleurs ils renferment des enclaves granitiques et ils recoupent le granite de Sebt El Brikiine.

ET

IV.2. LES FILONS DE DACITOIDES OÙ MICRODIORITES

Associés à ces filons de microgranites de très nombreux autres filons jalonnent le secteur, qui représente la partie la plus métamorphique des Rehamna: il s'agit des filons de dacitoides ou microdiorites quartzitiques ou orthophyres (Lucas 1957, Michard 1967, Huvelin 1971). Ils présentent généralement une pâtime de couleur grisâtre à verdâtre (caractère permettant de les distinguer des microgranites avec une couleur plus ou moins rosâtre). Ils forment un réseau filonien analogue à celui des microgranites et sont également dans leur majorité subparallèles à la foliation régionale, orientée grosso-modo N-S à N40 E.

Parfois ils peuvent s'aligner obliquement à ces structures régionales (jusqu'à N140). Le filon de diorite quartzitique au NE du Douar Barhourh (Draâ Kchad) est boudiné parallèlement aux grandes structures.

Des enclaves de cette roche s'observent dans le filon de microgranite se trouvant à quelques mètres, et qui constitue la crête du Draâ Kchad.

Pétrographie

Leur nature pétrographique est très variée, leur texture est microgrenue ou microlitique intersertale, souvent porphyrique à phénocristaux de plagioclases (oligoclase, andésine), rarement d'albite, d'amphiboles et de quartz. Le fond de la roche est constitué d'agrégats de feldspaths soit en grains isodiamétriques soit en lattes entrecroisées, de quartz interstitiel avec des figures myrmékitiques. L'apatite et l'épidote sont parfois abondantes.

Accessoirement des produits d'altération tels que la séricité, la muscovite, la chlorite, la calcite, le sphène, et des oxydes de fer sont observables.

Conclusion

Tenant compte de la nature pétrographique très variée d'une part, et de la géochimie des éléments majeurs d'autre part (in Michard et coll., 1982 et complétée par quelques analyses personnelles) qui montre une grande dispersion, la différenciation magmatique serait à caractère calco-alcalin avec une nette tendance alcaline (Michard et al., 1982).

Il faut souligner qu'en raison des nombreuses transformations minéralogiques post-magmatiques subies par les minéraux de ces roches d'une part, leurs modes de gisement similaires et leur association fréquente d'autre

part, seule une étude géochimique fine des éléments traces peu mobiles, pourrait préciser la nature de ce magmatisme.

Quant au mode de mise en place, ce magmatisme tardif dans le cycle orogénique se présente au sein des fractures tardives qui correspondent essentiellement au rejeu d'anciennes zones de cisaillement subparallèles aux structures régionales; autrement dit l'événement magmatique qui correspond au cortège filonien dans le secteur constitue un tracé discontinu grosso-modo NE- SW. Cet alignement est sub parallèle à l' accident majeur des Ouled zednes.

De point de vue chronologie la mise en place des filons de microgranites est postérieure à celle des microdiorites (comme en témoigne la présence des enclaves de ces dernières dans les microgranites Fig. 41).

Mais aussi les diorites quartzitiques renferment des enclaves centimétriques de couleur relativement sombre qui pourraient correspondre à des reliques de gabbro (magmatisme prérégorénique décrit dans la région des Rehamna plus au Nord). Mais aussi aux gabbro enclavés dans les amphibolites (décrit précédemment dans la partie correspondant aux amphibolites).

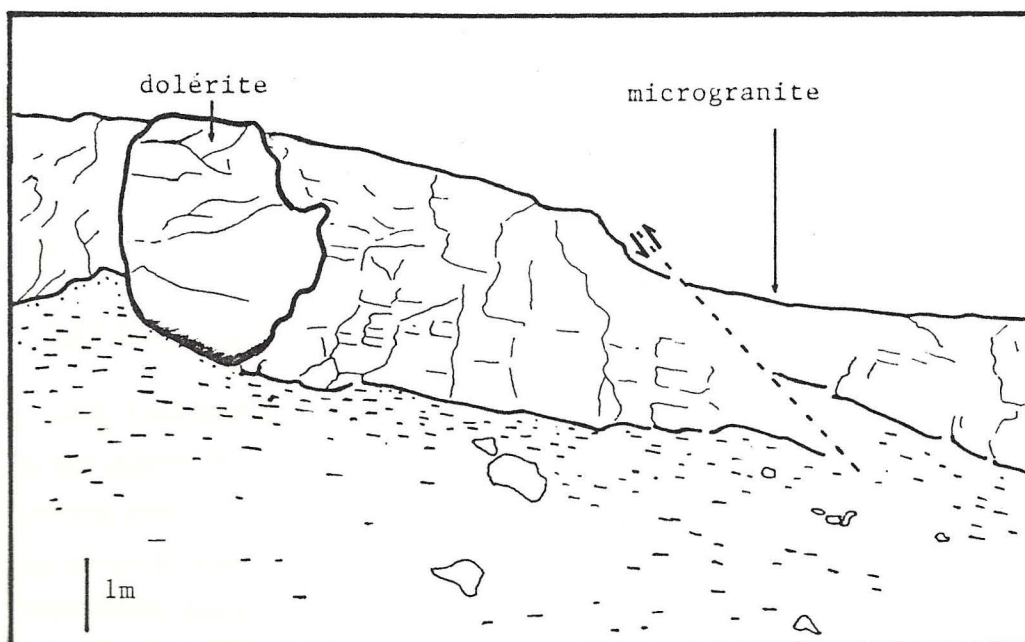


Fig.41 - Bir el Aouar (Nord de Oulad Hassoun).

Filon de microgranite avec des enclaves
de roches basiques (dolérite).

IV.3. LES DOLERITES

A l'affleurement la roche est caractérisée par une couleur noirâtre ou verdâtre et toujours sous forme de filon. Lorsqu'elle est atterée elle présente une forme d'érosion en boules très caractéristique et c'est le cas du filon détritique intrusif dans les terrains métamorphiques à l'Est du granite de Ras el Abiad.

Ce filon renferme des enclaves microgranitiques ce qui témoigne d'une mise en place tardive, post filons de dacitoides.

Mais elle peut aussi être relativement fraîche et c'est le cas du dyke doléritique intrusif dans l'ignimbrite de Sidi Ali. Ce filon est orienté N125, subvertical, renfermant des enclaves ignimbritiques. Il ne semble avoir subi aucune déformation par comparaison avec l'ignimbrite très déformé.

IV-3.1. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

Microscopiquement, la composition minéralogique est la suivante:

- Le quartz: généralement sous forme de petits cristaux énomorphes
- Les feldspaths plagioclases: ils sont abondants et forment trois populations de cristaux. Soit des phénocristaux de grande taille qui sont polysynthétiques ou zonés. Leur $\alpha_m = 20^\circ$ à 22° avec un % en An > 30 , correspondant ainsi à une andésine; soit des cristaux de taille intermédiaire, ou des microlites de petite taille. Se sont ces deux derniers plagioclases qui constituent l'essentiel de la pâte.
- Les feldspaths alcalins
- Les amphiboles: avec probablement deux générations, dont l'une qui est (la première) sous forme de phénocristaux, bien cristallisés (automorphes à subautomorphes) avec un pléochroïsme dans le brun verdâtre correspondant à une hornblende verte. La deuxième génération, tardive, se développe au niveau des interstices libres entre les minéraux, soit sous forme d'actinote, soit sous forme de petites sections subautomorphes d'hornblende
- Minéraux accessoires: Comme minéraux accessoires présents dans la roche, il y a le sphène, l'apatite et des opaques.

Il faut remarquer que les minéraux présentent une extinction onduleuse

témoignant ainsi d'une reprise de la roche par des déformations postérieures.

IV-3.2. TEXTURE DE LA ROCHE

A proximité des parois encaissantes, la texture de la roche a une tendance microtitique, et en s'éloignant de la bordure vers le centre la texture est intersertale: caractérisée par l'agencement de lattes de plagioclases qui s'appuient les uns contre les autres et laissent des interstices où cristallisent tardivement des amphiboles (amphibole tardive sous forme de petites sections d'hornblende, ou d'actinote) et/ou la chlorite.

Conclusion

Des roches de nature pétrographique identique sont connues ailleurs dans les Rehamna: des dolérites affleurent au niveau du jbel Lakhdar et dans la région de Mtal vers l'Ouest où elles traversent les molasses autuniennes probables et injectent les argilites rouges du Trias.

En conséquence ces dolérites caractérisant un magmatisme post hercynien sont vraisemblablement liées à l'épisode distensif triasico-liasique correspondant à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Corsini et al., 1988).

V. APERÇU GEOCHIMIQUE DES DIFFÉRENTES UNITÉS MAGMATIQUES DU SECTEUR

Le nombre relativement important (37) d'analyses chimiques de roches totales que j'ai pu faire permet de développer une étude géochimique et pétrologique aboutissant à un certain nombre de conclusions.

Ces analyses ont été faites en France:

- _ au laboratoire de pétrologie structurale et métallogénie à Nancy
- _ et au laboratoire de pétrologie minéralogique à l'université Pierre et Marie Curie à Paris

V.1. ÉLÉMENTS MAJEURS

Les différentes analyses consignées dans le tableau I. visent l'examen de la composition chimique globale des différentes unités magmatiques.

On remarque en première approche qu'il n'existe pas de contraste chimique brutal entre les différentes unités granitiques, à l'exception de quatre termes:

- _ terme 4 (BG'): Correspond à une enclave surmicacée et qui apparaît plus riche en FeO, MgO et TiO₂, traduisant ainsi un caractère relativement "basique" par rapport au granite normal.

- _ terme 15 (SB): faciès granitique mylonitisé de Sidi Bahilil, sous forme de lames subparallèles aux structures régionales. Il présente deux particularités:

- * Une teneur très faible en K₂O, chose qui l'écarte de la composition habituelle des granites. D'après Bossière (1980), un phénomène de lessivage de la potasse affecte les roches magmatiques lorsqu'elles ont subi une déformation cisailante.

- * Une très forte teneur en albite normative, et ceci caractérise les roches magmatiques affectées de hautes pressions (albitisation) (Tuttle et Bowen, 1958; James et Hamilton, 1968; Manning, 1981; Pichavant 1983; Bossière et al., 1985).

- _ termes 8 et 30 (E19 et E6): qui correspondent aux faciès gréisensés

Pour préciser leurs affinités géochimiques, autrement dit pour essayer de

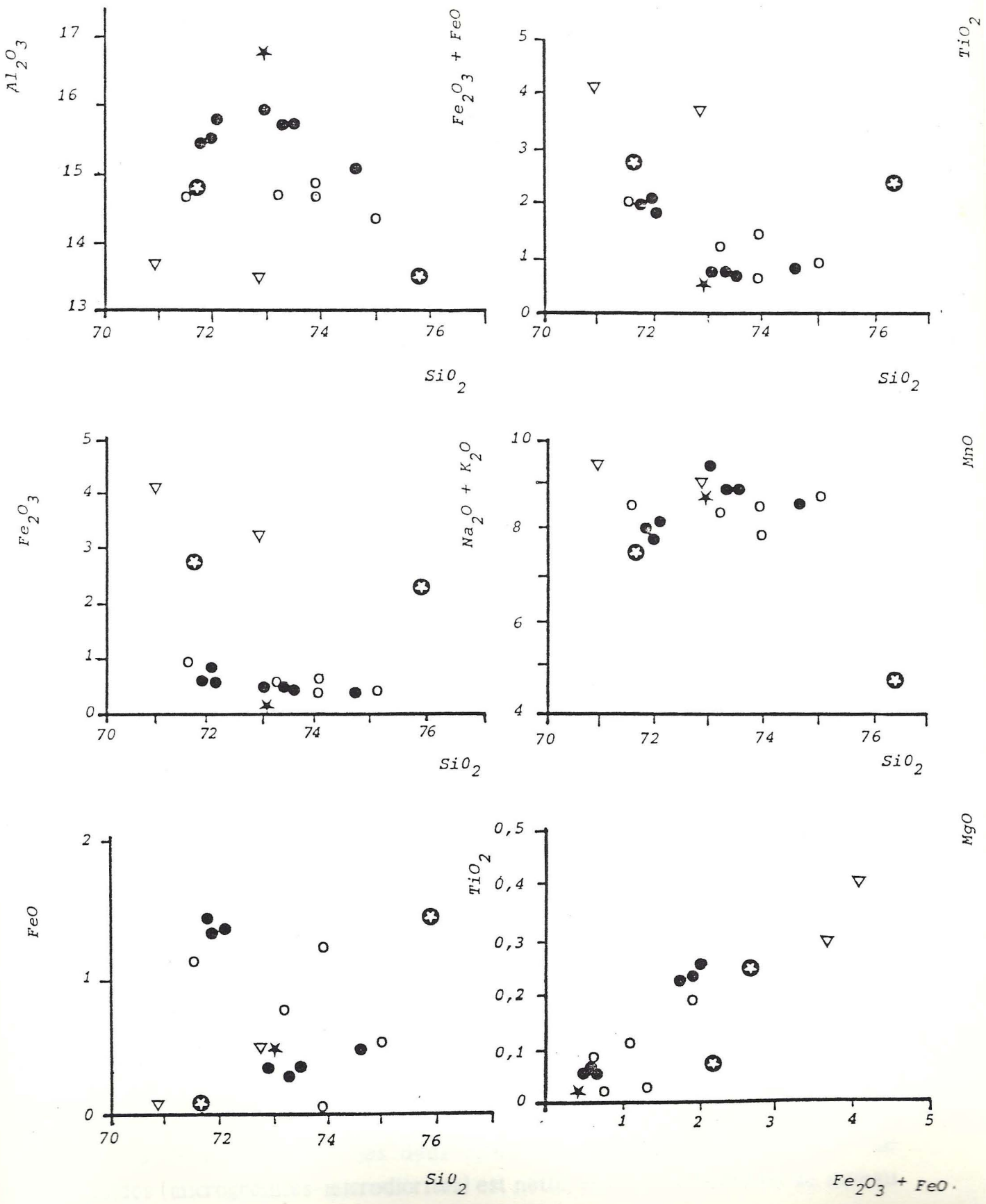
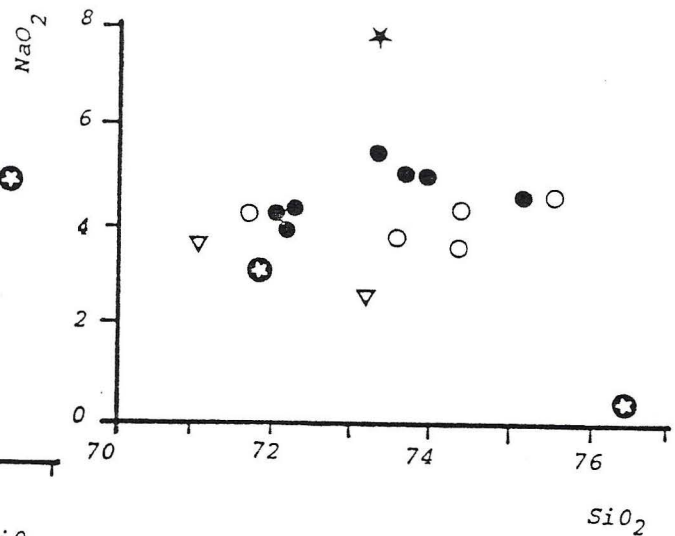
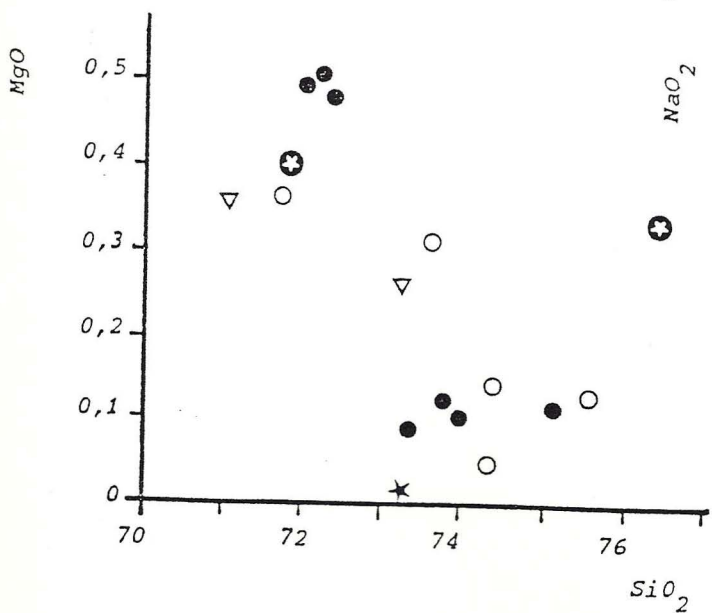
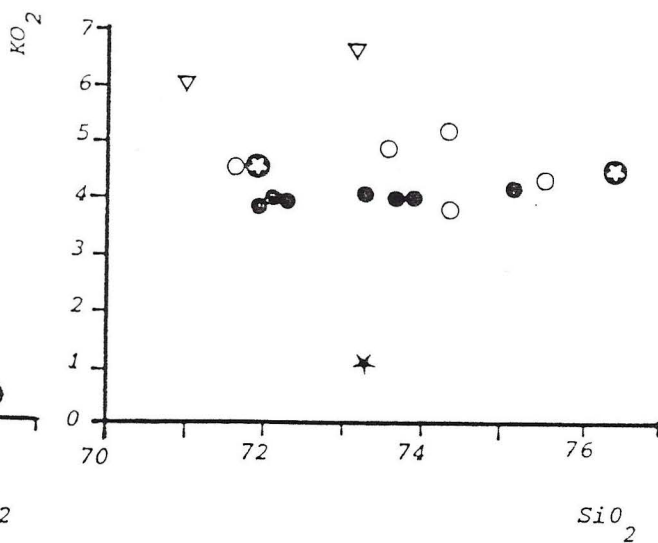
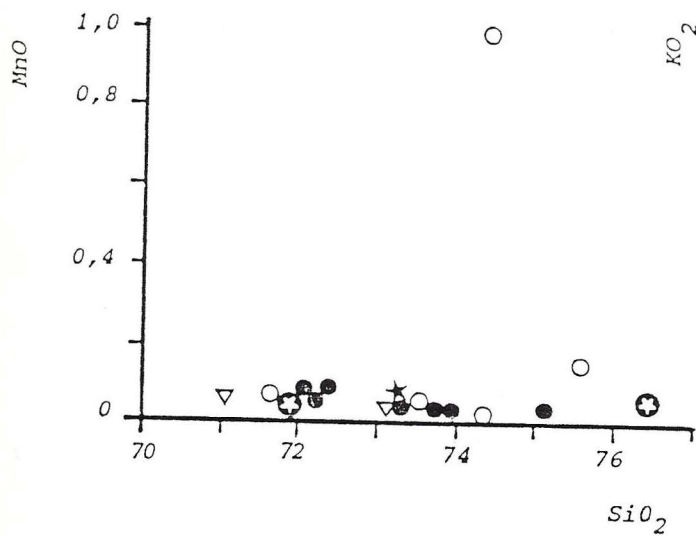
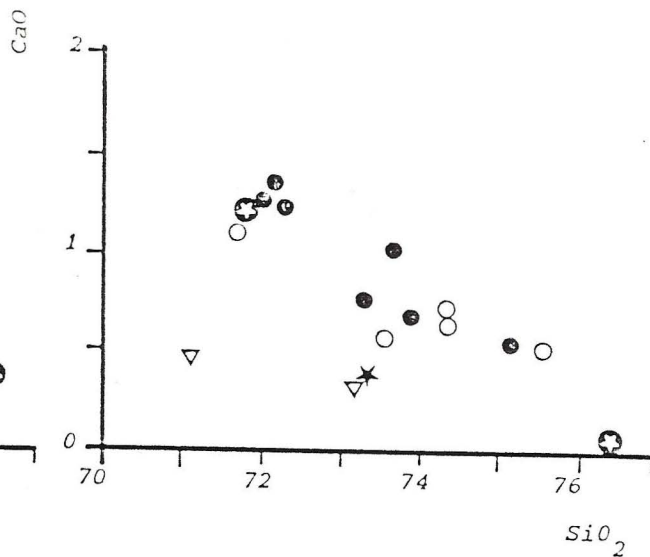
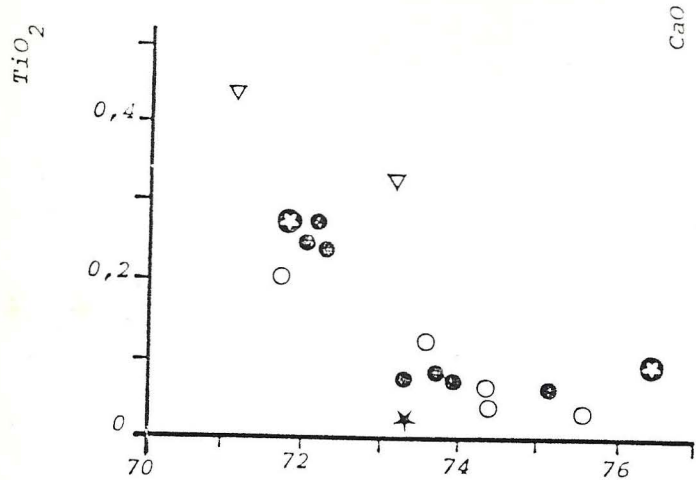


Fig.42 - Variation des oxydes en fonction de SiO_2 , alcalins en fonction de SiO_2 , et de TiO_2 en fonction de $(Fe_2O_3 + FeO)$.



FeO.

situer ces roches magmatiques au sein des différentes associations magmatiques divers diagrammes d'évolutions géochimiques ont été utilisés

V.2. DIAGRAMMES OXYDES / SiO₂

Dans ces diagrammes, Fig.42. la distribution des points représentatifs de ces roches n'est pas linéaire, ils sont relativement dispersés dans un faible intervalle de SiO₂ (entre 71.59 % à 76.29 %)

– Il y a une corrélation négative entre l'alumine et SiO₂, ainsi l'enrichissement en silice est accompagné d'un appauvrissement relatif en alumine:

* Le faciès déforme S.B présente un palier d'alumine à 16.64 % dû probablement à une augmentation de la teneur en albite normative (65.24 %)

* Les faciès gréisensés (EL9-E6): L'appauvrissement en alumine est en relation avec la gréisenisation.

– Dans les faciès sombres (à biotite avec ou sans muscovite) la diminution de SiO₂ est jointe à une augmentation en FeO, MgO, AL₂O₃, TiO₂. Cette tendance traduit l'abondance de la biotite et des plagioclases dans ces faciès par rapport aux faciès à muscovite seule.

– Le CaO montre un comportement légèrement identique à celui de l'alumine: sa diminution traduit l'évolution du plagioclase avec des compositions plus acides dans les faciès clairs.

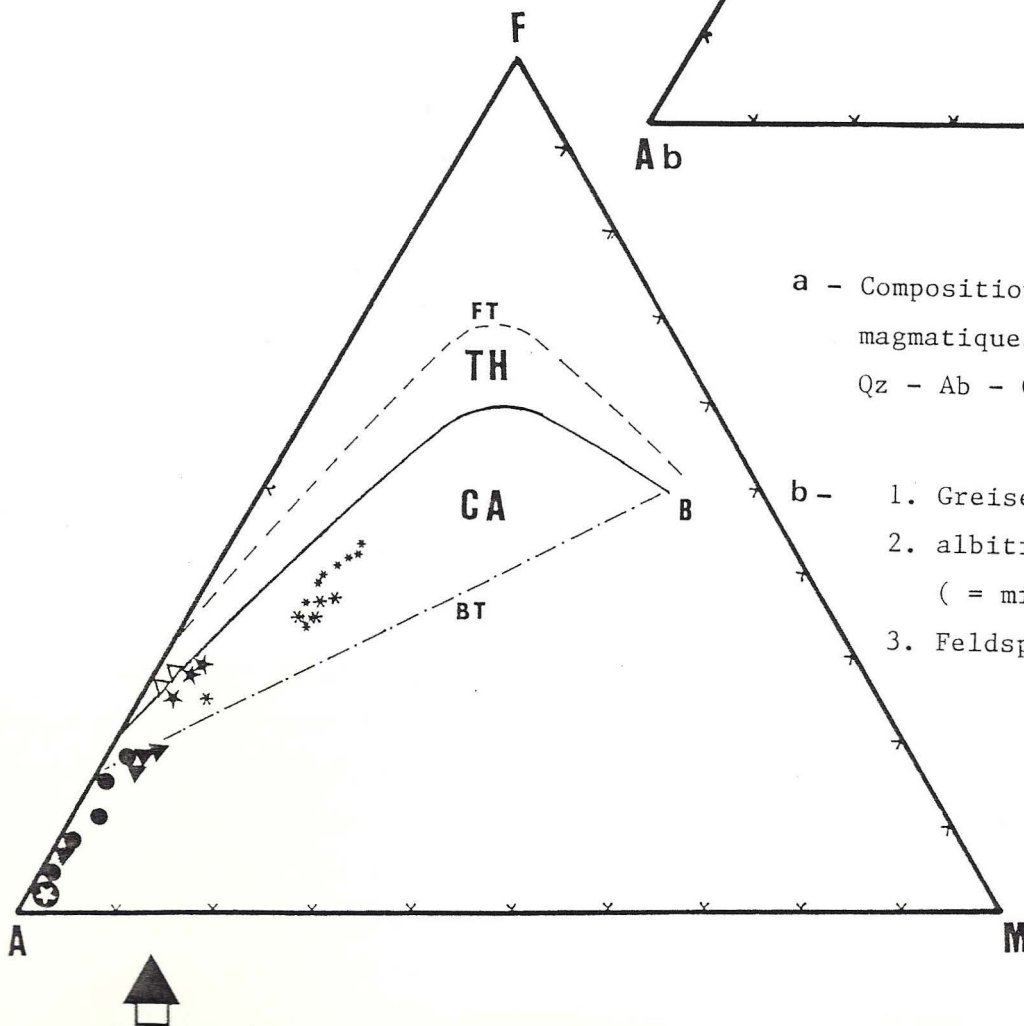
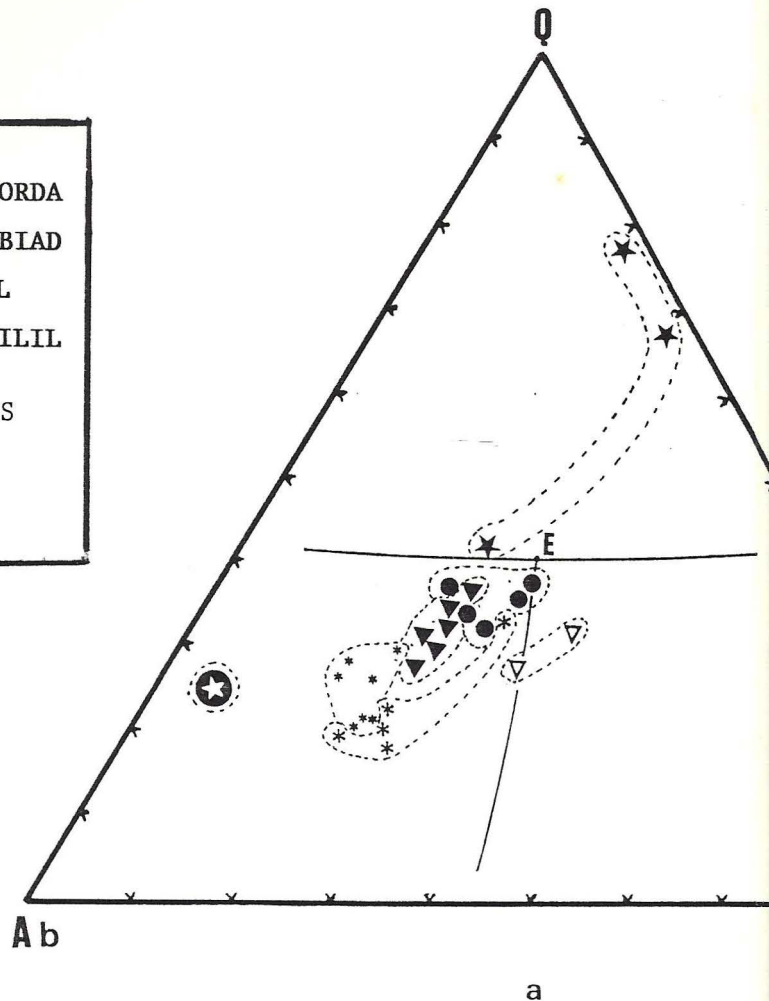
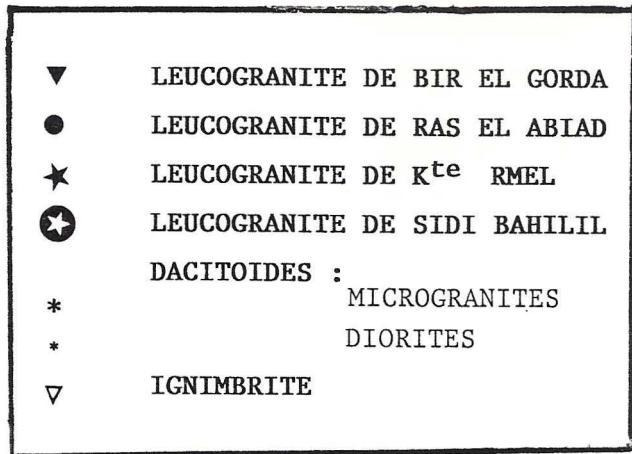
– Le K₂O et le Na₂O (à l'exception des termes S.B., EL9, E6) apparemment restent stables au cours de la différenciation avec un accroissement de la teneur en K₂O dans les faciès clairs.

– Le MnO reste globalement stable au cours de la différenciation, alors que le TiO₂ décroît quand la silice augmente

V.3. DIAGRAMME A-F-M

Dans le diagramme triangulaire A-F-M, Fig 43., toutes les roches magmatiques tendent vers le côté A-F.

Si la distinction entre les deux ensembles granites-cortège filionien de dacitoïdes (microgranites-microdiorites) est nette, elle s'avère difficile au niveau des différents granites.



a - Composition normative C.I.P.W des magmatiques des Rehamna dans le s Qz - Ab - Or - H₂O de MANNING (1

- b -
1. Greisenisation
 2. albitisation, souligne le (= minimum ternaire) à pres
 3. Feldspaths alcalins.

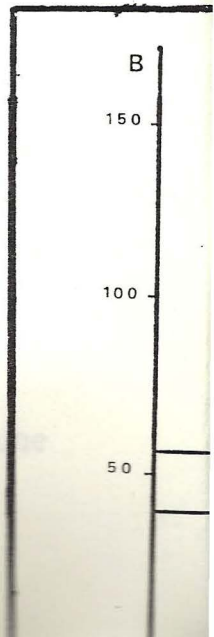


Fig.43 - Diagramme A-F-M de KUNO (1968) appliqué aux unités magmatiques du secteur.

TH: domaine tholeïtique, CA : domaine calco-alkalin

FT: Fenner Trend, BT: Bowen Trend

B: Basalte initial.

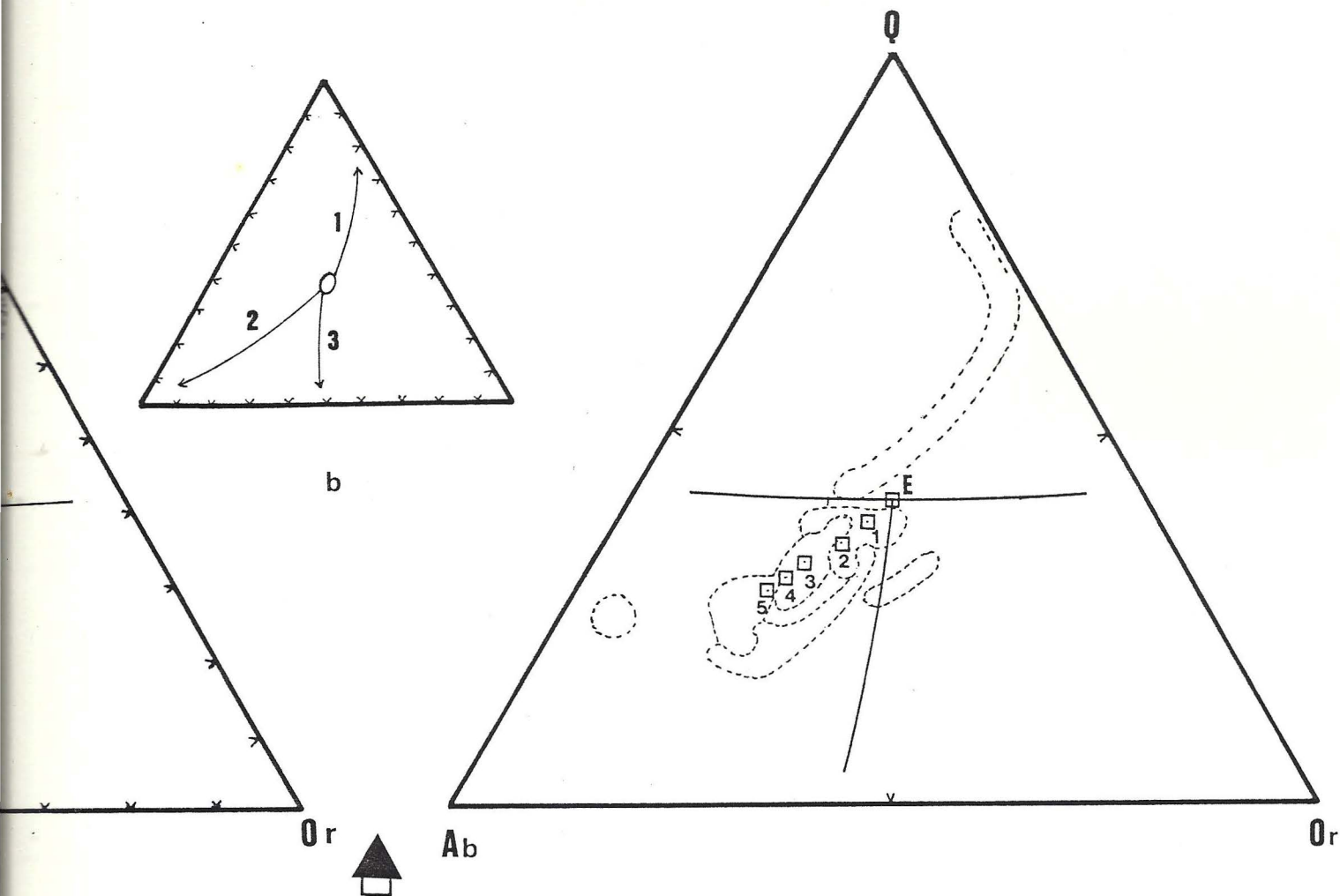


Fig.44 -

C - Cristallisation des unités magmatiques sous pression croissante.

- . Leucogranite de Ras el Abiad (0.5 kb 2 kb)
- . " de Bir el Gorda (1.5 kb 5 kb)
- . " de Sidi Bahilil (5 kb)
- . Dacitoïdes (2 à plus de 5 kb)

.W des unités
s le système
NG (1981).

ne le déplacement de l'e tectique E
à pression croissante

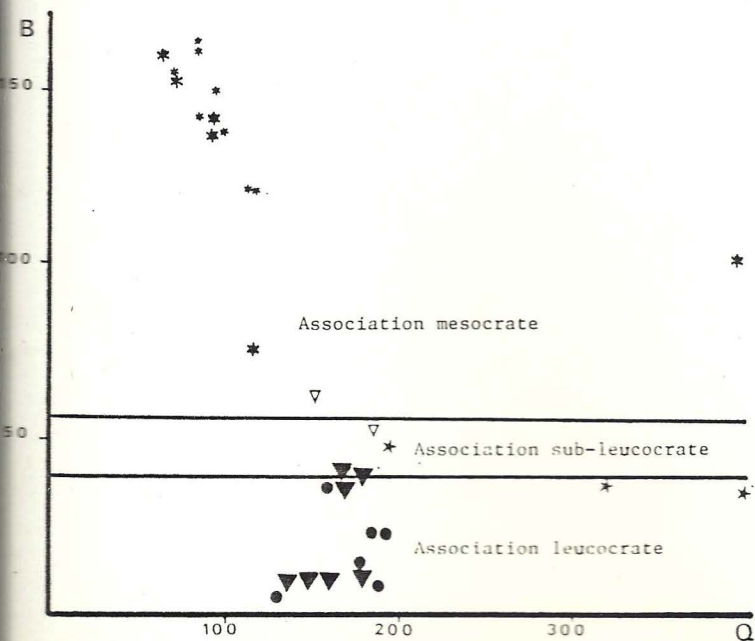


Fig.45 -

- Diagramme B en fonction de Q appliqué aux unités magmatiques du secteur.

$$B = Fe + Mg + Ti$$

$$Q = Si/3 - (K + Na + 2 Ca/3).$$

Les faciès de koudiat Rmel et le massif ignimbrétique de Sidi Ali se situent à proximité du centre du diagramme A-F M.

Il faut noter aussi que dans ce diagramme, les roches saines sont localisées près du pôle A, alors que les greisens présentent une tendance vers le pôle F, ce qui correspond à un lessivage des alcalins lors de la greisénisation.

V.4. DIAGRAMME Q-AB_OR

- Les leucogranites de Ras el Abiad, faciès généralement à Muscovite seule se rapprochent de l'eutectique (minimum ternaire), Fig. 44., et présentent des teneurs en quartz normatif relativement élevées. Se sont des compositions de faciès relativement différenciés.

- Les leucogranites de Koudiat Rmel montre une différenciation nette du faciès à biotite proche de l'eutectique (minimum ternaire) au faciès complètement greisé.

V.5. DIAGRAMME B EN FONCTION DE Q Fig. 45

Dans ces diagrammes, les granites montrent clairement une tendance leucocra

V.6. VARIATION DES OXYDES EN FONCTION DE L'INDICE DE DIFFERENCIATION (DE THORNTON ET TUTTLE, 1960): Fig.46

Cet indice DI est basé sur la somme de pourcentages normatifs (Q + Ab + Or), les conclusions à tirer sont proches de celles tirées des diagrammes oxydes/SiO₂.

V.7. CONCLUSION

- Ces roches présentent un caractère alumineux bien marqué, la norme fait apparaître la présence systématique de corindon (relativement élevé) reflétant ainsi les caractères relativement alumineux des unités magmatiques.

- Le rapport $AL_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ est caractéristique de granites dérivés par fusion partielle d'origine métasédimentaire "S-type", d'après White et Chappel (1977, 1988). Et ce rapport s'accroît avec la différenciation, les valeurs élevées du rapport correspondent aux faciès les plus clairs à Muscovite seule ou à Biotite accessoire

- Ces roches se rangent dans la famille des leucogranites.

- La composition en éléments majeurs indique clairement une différenciation magmatique:

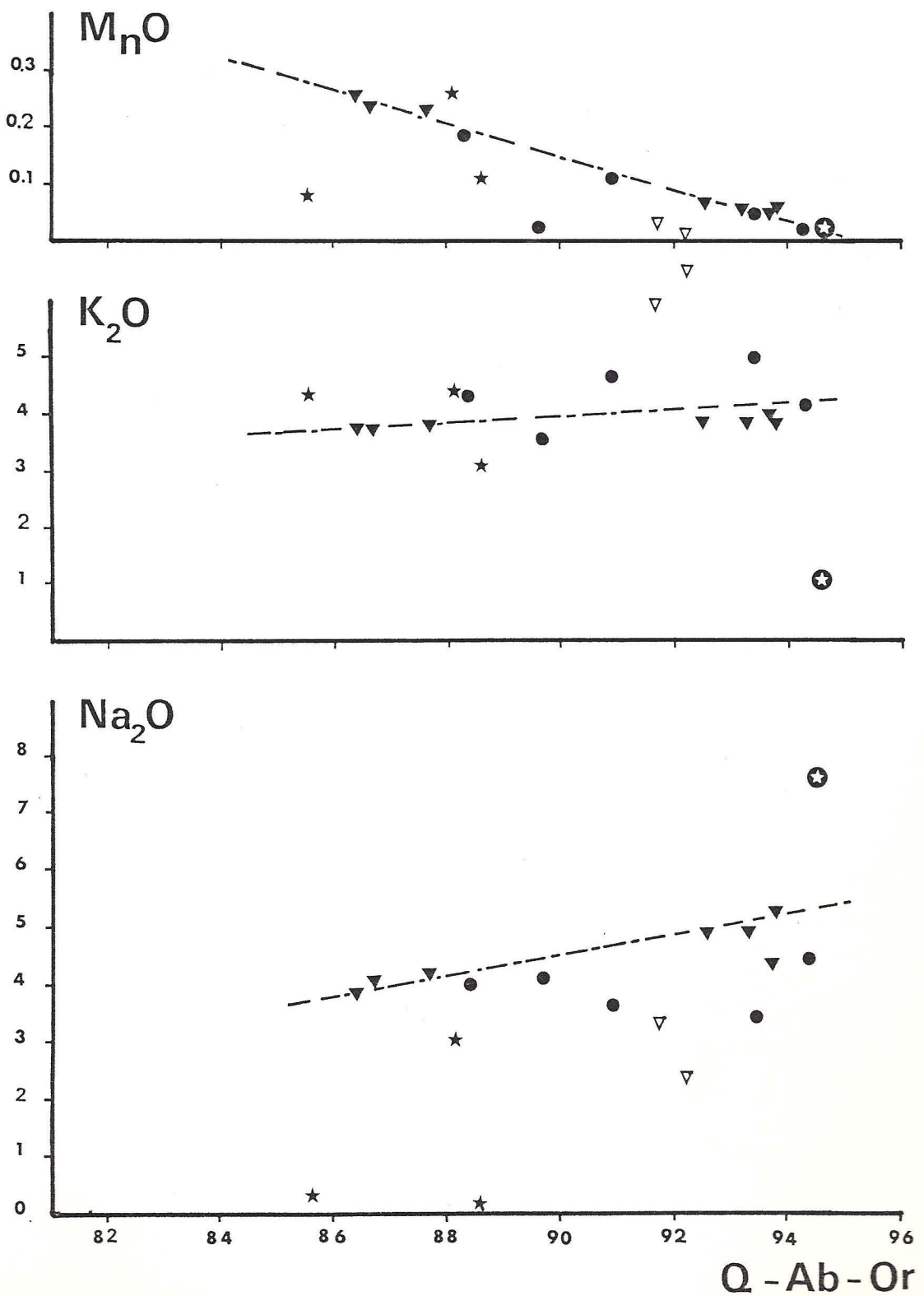
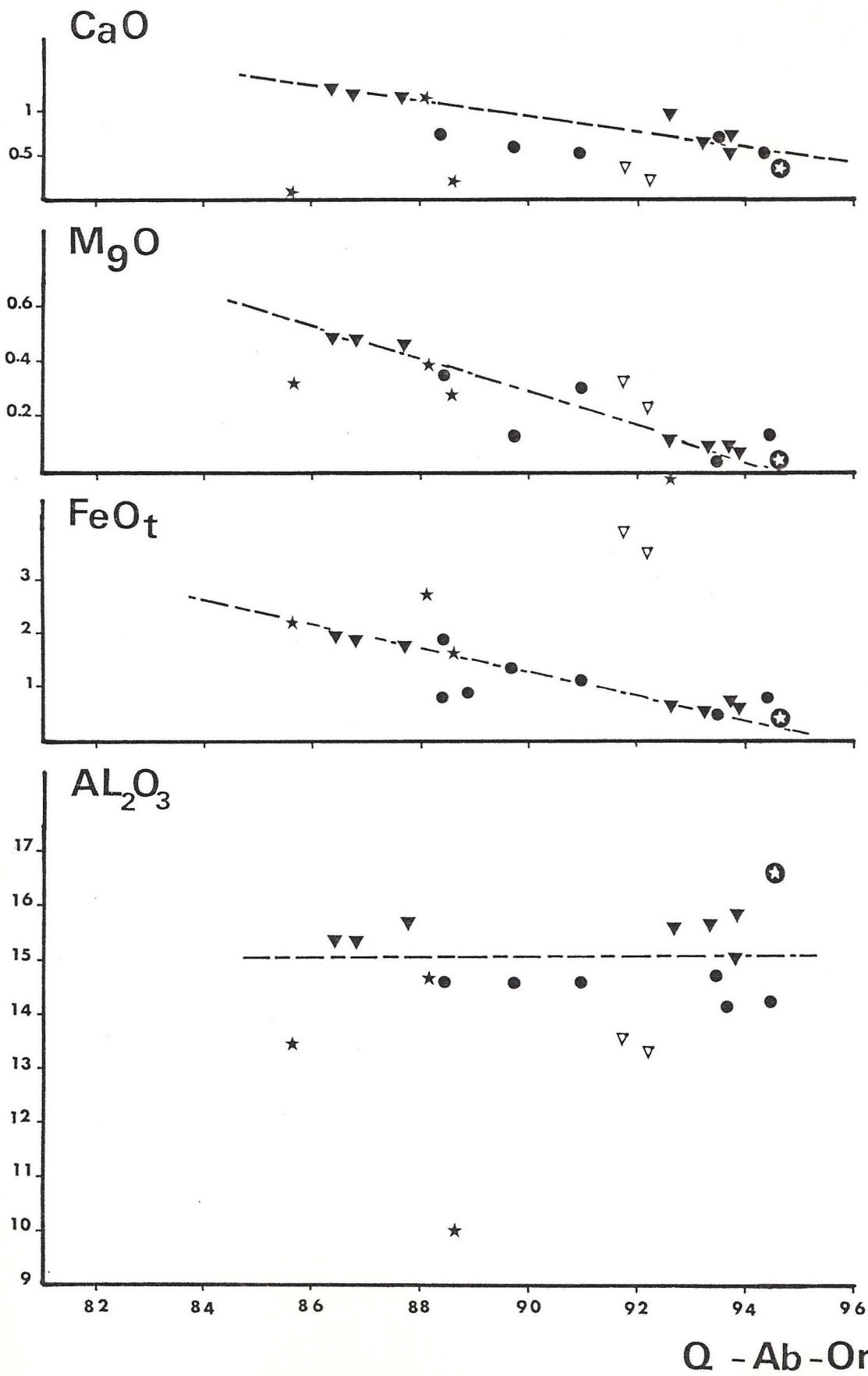


Fig.46 - Diagrammes oxydes - indice de différenciation
(Quartz + Albite + Orthose).



* gréisénisation et muscovitisation témoignant des événements tardi à post magmatiques

* l'enrichissement en albite normative, qui témoigne des pressions importantes exercées sur ces leucogranites au cours de leur mise en place.

V.8. CONCLUSIONS GENERALES

V-8.1. Apport de l'étude pétro-minéralogique

L'étude des caractères pétrographiques et minéralogiques des affleurements granitiques du secteur indique clairement leur tendance leucogranitique: se sont des granites claires (leucocrates) souvent riches en muscovite et pauvres en biotite, ils contiennent deux types de feldspaths (albite-oligoclase) et feldspath potassique: orthose ou microcline, avec beaucoup de quartz. Dans certains faciès on peut rencontrer en quantité notable des minéraux tels que la tourmaline, le grenat, le corindon ou la topaze.

Il est à souligner que leucogranite de Ras El Abiad présente un aspect relativement rose par comparaison avec les autres leucogranites du secteur.

V-8.2. Apport de l'étude des relations pluton-encaissant

L'analyse des relations géométriques leucogranites-encaissant du secteur étudié permet la reconstitution du contexte tectonique de mise en place de ces plutons et la cinématique de la déformation associée. Cette analyse montre que la mise en place des corps granitiques n'a pu débuter qu'à la fin (ou après) la phase principale de déformation. Ils développent un métamorphisme thermique (Cf. chapitre métamorphisme de contact) dans l'encaissant micaschisteux déjà structuré par cette phase principale. Les leucogranites sont peu affectés par une déformation plastique, ils sont relativement schistosés et foliés sur leur bordure, mais ils ne montrent jamais de structures internes nettes. Leur mise en place est donc syn-tectonique à tardi-tectonique: probablement après la fin de la première phase majeure D_1 et avant la fin de la deuxième phase D_2 .

Globalement ces leucogranites sont situés sur le tracé caractérisant la Z.C.M.O. et leur déformation est incontestablement synchrone au fonctionnement de ces zones de cisaillement, correspondant à la réactivation des zones de fractures profondes du socle.

En conséquence, leur mise en place est liée à des décrochements crustaux (accidents ductiles du socle profond): ils sont toujours sous forme de lames

d'épaisseur variable et de trainées de magma liquide plus ou moins parallèle à la foliation syn-métamorphe S_{1-2} .

V-8.3. Apport de l'étude géochimique

– L'analyse géochimique de ces roches (éléments majeurs) de ces roches a permis de dégager les points suivants:

- * la teneur en SiO_2 est élevée (entre 71 à 76 %)
- * les éléments ferro-magnésiens (somme $FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$) sont faiblement représentés et la corrélation avec la minéralogie est évidente (faible proportion de minéraux ferro-magnésiens et de minéraux accessoires)
- * la teneur en CaO est faible (rareté de minéraux calciques, plagioclases pauvres en anorthite)

– L'étude de géochimie isotopique (Tisserant 1977; Mrini 1985) a permis d'estimer l'âge des leucogranites du secteur: entre 265 Ma et 275 ± 7 Ma. Leur origine est essentiellement crustale.

Il est suggéré que leur caractère relativement alumineux est en rapport avec leur origine relativement profonde: car les leucogranites liés à des cisaillements profonds, c'est à dire de type S (ou hercynotype) seraient d'autant plus alumineux qu'ils sont d'origine plus profonde (Chappell et White 1974; Pitcher 1983; Bossière et al. 1985). Pour conclure, la genèse des granites dans le contexte géodynamique régionale, paraît bien liée au fonctionnement des zones de cisaillement profondes (du socle) comme dans d'autres zones de cisaillements connues dans le monde (Bossière et al. 1985). Il est suggéré que leur caractère relativement alumineux est en rapport avec leur origine relativement profonde. Ces zones de mouvements privilégiées ont exercé un contrôle structural sur le mode de leur mise en place.

La disposition du corps principal granitique (les différents affleurements granitiques) et du cortège filonien associé laisse supposer que les accidents profonds du socle (zones de mouvements privilégiés) ont exercé un contrôle structural sur leur mode de mise en place.

L'analyse des relations géométriques granite-encaissant (de telles occurrences étant relativement rares) montre que la mise en place des corps granitiques n'a pu débiter qu'à la fin (ou après) la phase principale (première

phase): ils développent un métamorphisme de contact dans l'encaissant micaschisteux déjà structuré par cette phase principale d'une part, et d'autre part il recoupe obliquement ces structures (voir paragraphe chronologie de mise en place des leucogranites par rapport aux phases tectono-métamorphiques)

L'une des particularités du secteur est précisément de se situer dans un domaine où les conditions thermodynamiques contemporaines du fonctionnement des zones de cisaillement, sont favorables à la cristallisation de l'association disthène-staurotide. En dehors de ces zones de cisaillement le métamorphisme général est mésozonal à grenat-staurotide.

La disposition du corps principal granitique (les différents affleurements granitiques) et du cortège filonien associé laisse supposer que les accidents profonds du socle (zones de mouvements privilégiés) ont exercé un contrôle structural sur leur mode de mise en place.

L'analyse de l'ensemble "pluton-encaissant" du secteur étudié permet la reconstitution du contexte tectonique de mise en place de ces plutons et la cinématique de la déformation associée. La déformation majeure de l'ensemble des Rehamna est d'âge tardi-carbonifère, et la mise en place des leucogranites est dans l'intervalle 280(275)-265 Ma environ d'après Z. Mrini, 1985). Les leucogranites sont peu affectés par une déformation plastique, ils sont relativement schistosés et foliés sur leur bordure Sud-Est de Ras el Abiad; Mais ils ne montrent jamais de structures internes nettes. Les leucogranites sont probablement tardi cinématiques, vu qu'ils ne sont pas totalement déformés à l'état visqueux avec les séries encaissantes. Le pointement de koudiat Rmel par contre ne semble porter aucune trace de déformation.

Leur mise en place est donc syn-tectonique à tardi-tectonique: probablement après la fin de la première phase majeure et avant la fin de la deuxième phase. Globalement ces leucogranites sont situés sur le tracé caractérisant la Z.C.M.O et leur déformation est incontestablement synchrone au fonctionnement de ces zones de cisaillement, correspondant à la réactivation des zones de fractures profondes du socle

En conséquence, leur mise en place est liée à des décrochements crustaux (accidents ductiles du socle profond). Ils sont toujours sous forme de lames d'épaisseur variables et des trainées de magma liquide plus ou moins parallèles à la foliation syn-métamorphe S_{1-2} .

Il faut remarquer que dans les Rehamna il ya probablement deux magmatismes distincts:

- Des massifs leucogranitiques stérils, de taille kilométrique, telque celui de sebt Brikiine et Ras el Abiad.

- Des apex leucogranitiques relativement différencés, responsables d'une phase fluide hydrothermale (telque le pointement de Koudiat Rmel) et d'autres appareils magmatiques sous jacents impliquants vraisemblablement les minéralisations du secteur en tungstène et en plomb.

RELATIONS CRISTALOGRAFICO-DEFORMACION OU ANALISE DE TENSORES CRISTALOGRAFICOS

M. J. B. S. G. S.

Este trabalho tem como objectivo a determinação da deformação e da rotação de um cristal a partir da análise dos seus eixos cristalográficos. Para isso, foram utilizados os métodos de análise de tensores cristalográficos, desenvolvidos por Bunge (1962) e por S. G. S. (1967).

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo II.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo III.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo IV.

CHAPITRE VI

RELATIONS

METAMORPHISME-DEFORMATION

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo V.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo VI.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo VII.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo VIII.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo IX.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo X.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos no capítulo XI.

I. RELATIONS CRISTALLOGENESE - DEFORMATION OU ANALYSES STRUCTURO-MINERALOGIQUES

I.1. Introduction

dans les rehamna centraux et Orientaux, la cartographie des isogrades (Michard et al., 1982) montre qu'il existe un gradient métamorphique croissant vers le Sud et vers l'Est. Le pic du métamorphisme mesozonal est à staurotide et disthène, Fig. 47.

L'étude de la relation métamorphisme-déformation a pour but:

- 1) de préciser la zonéographie métamorphique à proximité des intrusions magmatiques.
- 2) d'étudier les relations cristallogénèse-déformation pour élucider l'interaction entre le métamorphisme et la déformation
- 3) d'estimer et discuter les conditions P-T du métamorphisme.

Si on examine de près l'évolution de la déformation régionale et celle de l'évènement métamorphique (qu'il soit régional ou de contact) on voit qu'ils sont indissociables et dans le temps et dans l'espace; autrement dit, l'évolution du processus tectono-métamorphique est unique.

Ce sont ces relations, à l'échelle microscopique, qui vont être l'objet des paragraphes qui suivent.

I.2. UNE SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

Depuis les travaux de Zwart (1960,1962,1963) et ceux de Spry (1963a et b, 1969) établissant les relations entre le métamorphisme et la déformation; d'autres travaux se sont succédés utilisant la même méthode (Ferguson et Harte, 1975; Vernon et Powell, 1976; Vernon, 1977, 1978; Vernon et Flood, 1979; Bard, 1982)

L'interprétation des microstructures (matrice-porphyroblastes) pour établir l'âge relatif entre le métamorphisme et la déformation doit tenir compte des événements métamorphiques, et plus particulièrement, des paragenèses de minéraux plutôt que des minéraux individuels (Vernon, 1978).

Classiquement, des minéraux ou porphyroblastes sont considérés comme

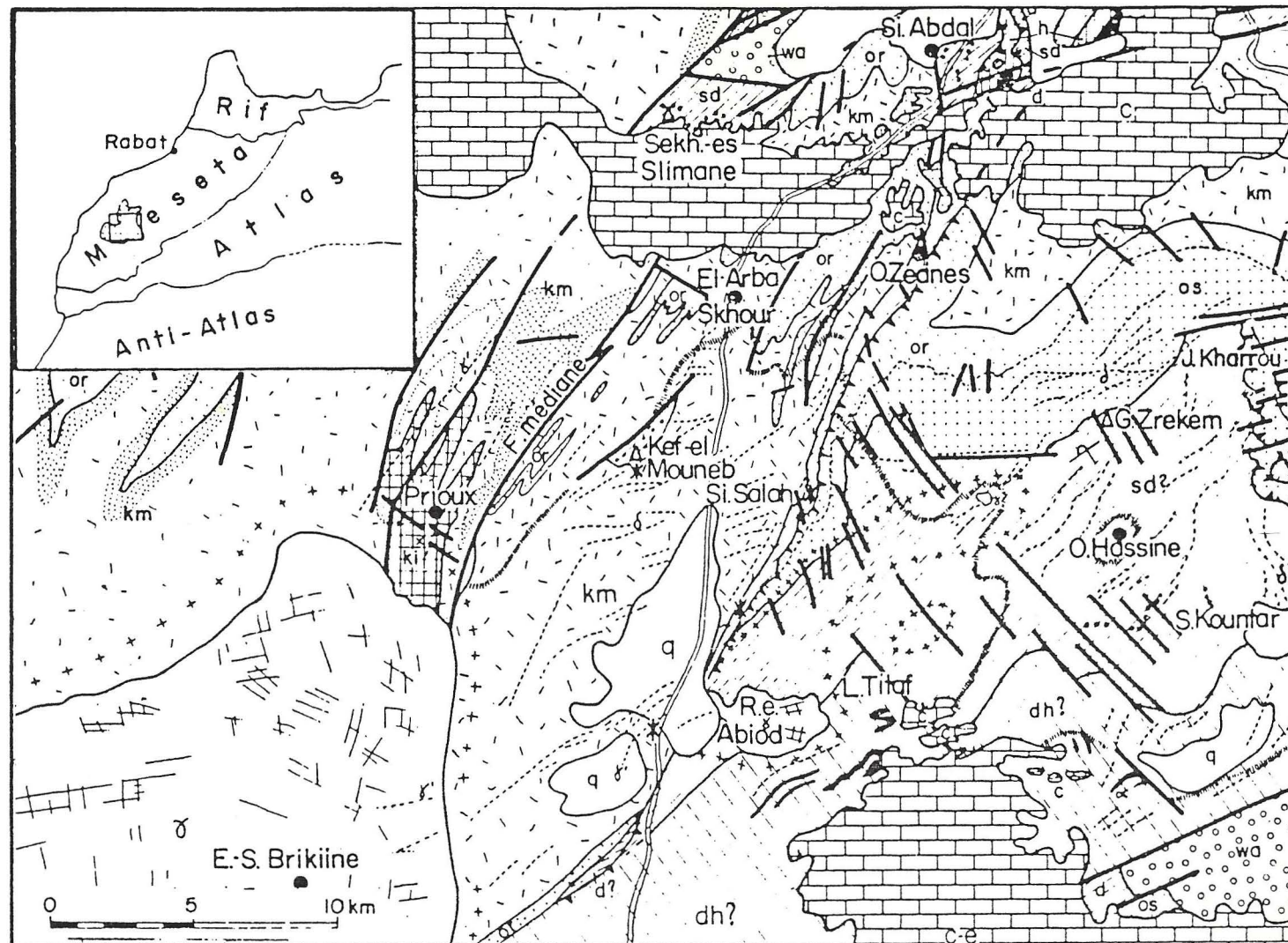


Fig.47 - Schéma structural des Rehamna centraux (Michard et al., 1975).

q : Quaternaire ; c-e : Crétacé-Éocène ; ci : Crétacé inférieur épais ; t : Trias ; wa : Westphalo-Autunien ; h : Viséen supérieur (et Namurien) ; dh : Dévono-Dinantien ? (Néoviséen-Namurien ?) ; sd : Siluro-Dévonien ; os : Ordovicien supérieur-Silurien inférieur ; or : Ordovicien inférieur-moyen ; km : Cambrien moyen ; ki : Cambrien inférieur ; γ : Granite post-tectonique ; γ' : microgranite ; δ : dacitoïdes ; en noir : diabases (Nord), amphibolites (Sud) ; lignes de croix : métamorphisme de contact (limite de l'andalousite) ; lignes de hachures : métamorphisme syn- à tarditectonique (limite des biotites et grenats) ; astérisque : occurrence de diasthène.

anté-cinématiques s'ils sont déformés ou moulés par la schistosité; syn-cinématiques s'ils matérialisent cette schistosité ou contiennent des inclusions sigmoïdes (cas des porphyroblastes). Et enfin post-cinématiques s'ils sont sécants sur la schistosité ou contiennent des figures hélicitiques (Zwart, 1962; Spry, 1969). Dans le cas des porphyroblastes contenant des inclusions sigmoïdes, il serait important de faire la distinction entre la schistosité interne (Si) dans le minéral et la schistosité externe (Se) dans la matrice; et il faut voir si les deux schistosités (Si et Se) sont produites par la même phase de déformation, ou par deux phases de déformation différentes (Olesen, 1978).

D'autre part la vitesse de croissance des minéraux ou des porphyroblastes par rapport à celle de la déformation des roches, dans lesquelles ils se trouvent, est un facteur important, mais peu connu.

D'une manière générale la croissance des porphyroblastes est relativement rapide comparée à la vitesse de déformation (Olesen, 1978).

a) Minéraux anté-cinématiques (ou anté-schisteux) Fig. 48A

En général, ces minéraux sont moulés par la schistosité, ou inclus dans des minéraux moulés par la schistosité, parfois ils sont tronçonnés, ou kinkés (cas des phyllites) et présentent souvent des zones abritées ("ombres de pression") symétriques ou dissymétriques selon le régime de déformation. Il faut remarquer que pour certains auteurs, ceci n'est pas un critère absolu puisque des minéraux post tectoniques peuvent, pendant leur croissance, pousser la schistosité de la matrice qui les englobe; ils l'appellent "Force de cristallisation" ("crystallization force"). Cette notion a soulevé de nombreuses discussions et controverses (voir Misch, 1971, 1972a et b; Shelley, 1972; Spry, 1972; Ferguson et Harvey, 1972; Saggerson, 1974; Yardley, 1974; Zwart et Calon, 1977; Ferguson, 1980).

Récemment, des études expérimentales (Fischer et Eklers, 1982) ont montré que la "crystallization Force" ne peut pas exister.

b) Minéraux syn-cinématiques (ou syn-schisteux) Fig. 48B

Dans le cas des phyllites, ils acquièrent des orientations préférentielles matérialisant ainsi la schistosité. Les porphyroblastes syn-cinématiques contiennent fréquemment, des inclusions sigmoïdes.

Ces inclusions sigmoïdes ont été décrites pour la première fois par Zwart

(1962) puis par Spry (1963 a et b); ces inclusions sous forme de trainées ("inclusions trails") attestent de la croissance syn-cinématique (rotation) du minéral au cours de la déformation synschisteuse (Ramsay, 1962; Powell et Treagus, 1967; Cox, 1969; Rosenfeld, 1968, 1970; Wilson, 1971; de Wit, 1976; Dixon, 1976; Powell et Mac Queen, 1977; Schoneveld, 1977; Vernon 1978; Powell et Vernon, 1979.

c) Minéraux post-cinématiques (ou post-schisteux) Fig. 48C

En général les critères post-cinématiques des minéraux sont les suivants:

- le minéral se développe d'une manière équante par rapport à la matrice, et présente une troncature de la schistosité (Se) de la matrice

- les arcs polygonaux: fréquemment illustrés par des phyllosilicates (muscovité, biotite, chlorite) et mimétiques d'une charnière plissant ou replissant une foliation préexistante.

- des blastes "statiques" sur une schistosité préexistante, et la schistosité interne (Si) est en continuité avec la schistosité externe (Se) fig(a) et (d).

I.3. RELATIONS CRISTALLOGENESE DES MINERAUX INDEX-DEFORMATION DANS LE SECTEUR

A la lumière des critères déjà cités l'étude des relations cristallisation-déformation sera abordée en tenant compte d'une analyse microscopique détaillée de toutes les formes de cristallisation, recristallisation et porphyroblastèse et de leur rapport avec la foliation métamorphique.

	Pre	Syn Kinematic	Post
SHEARING	1	2	3
LATTENING	4	5	6
CRENULATION	7	8	9

Fig. 48 - Neuf cas des relations matrice-porphYROBLASTE, selon Zwart (1962).

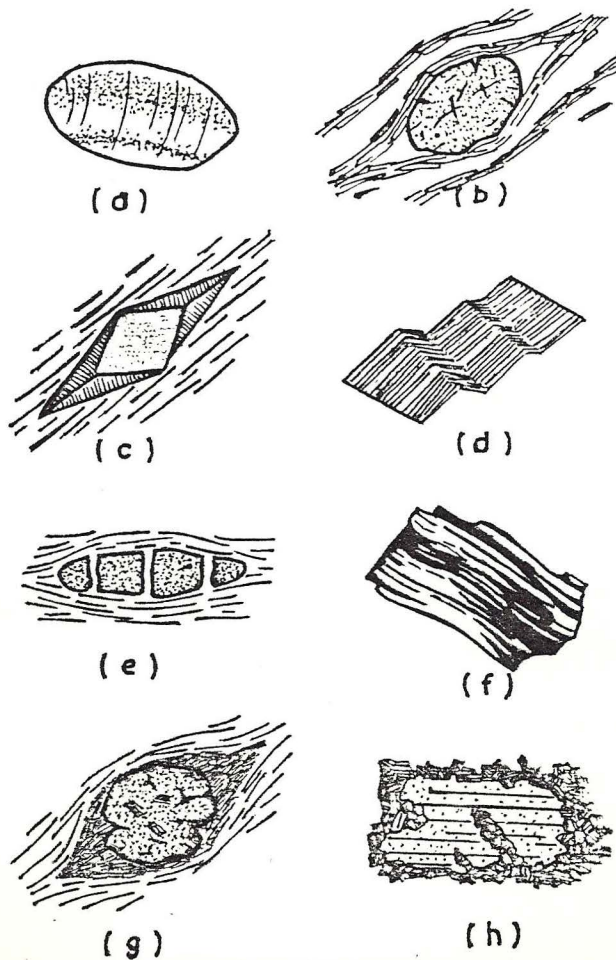


Fig. 48 A - Caractéristiques des minéraux anté-cinématiques. (d'après SPRY, 1969).

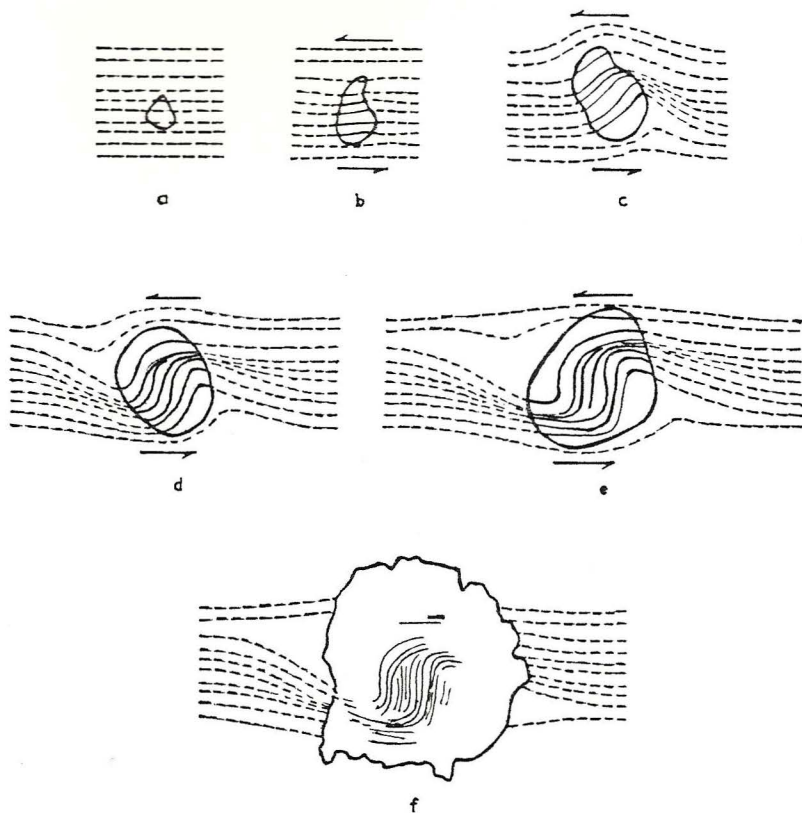


Fig.48 B - Exemple de croissance et rotation syn-cinématiques d'un grenat à "boule de neige" (a à f).
 Le cas f est suivi de croissance post-cinématique.
 (d'après SPRY, 1969).

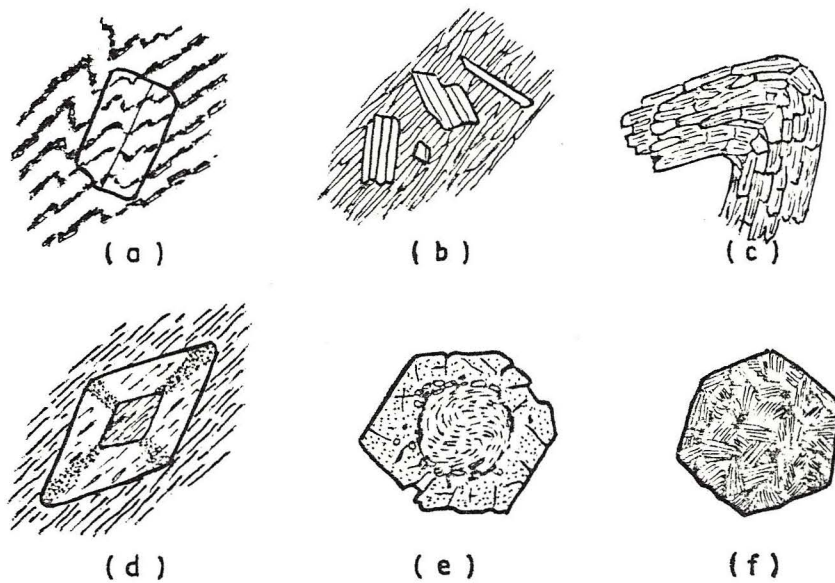


Fig. 48 C - Caractéristiques des minéraux post-cinématiques.
 (d'après SPRY, 1969).

I.3.1 LA BIOTITE

L'examen en lame mince des relations microtexturales des biotites avec la foliation métamorphique principale permet de distinguer trois types:

1_ Une première génération précoce de petite taille et de couleur vert brun, elle est souvent contournée par la schistosité. Les cristaux de cette biotite sont allongés parallèlement à leur plan de clivage (001) et qui définissent la schistosité principale S0-1. En général il est admis que les phyllites s'orientent parallèlement au plan d'aplatissement fini, ou perpendiculairement à la contrainte compressive maximum (Mean & Paterson, 1966; Paterson, 1973; Etheridge et al. 1974). Elles participent ainsi à l'orientation de la roche: autrement dit elles matérialisent la fabrique minérale de cette foliation en compagnie de la muscovite et du quartz. Les sections de ces biotites présentent souvent une extinction non uniforme en lumière polarisée et analysée, ce explique leur déformation intracristalline. Les biotites en reliques (probablement de première génération) au coeur du grenat constituerait des traces des premiers stades d'un métamorphisme prograde.

2_ Une deuxième génération de biotite cristallisant sous forme de porphyroblastes subautomorphes, de couleur brun à rouge brun. Le clivage des cristaux est légèrement ou fortement oblique sur la trace de la schistosité principale. Les cristaux dont le clivage est oblique à perpendiculaire par rapport à la schistosité sont considérés comme pré ou post tectoniques (Mancktelow, 1979; Glen, 1980; William & Gregg, 1977)

Ces biotites sont généralement moulées par la schistosité et montrent plusieurs structures de déformation, Fig. 49.

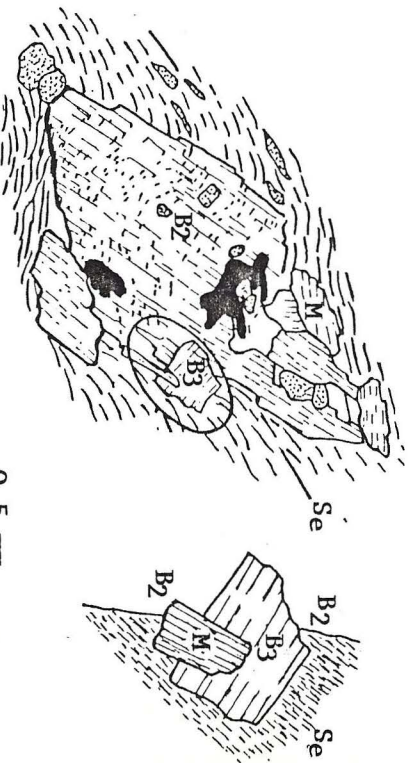
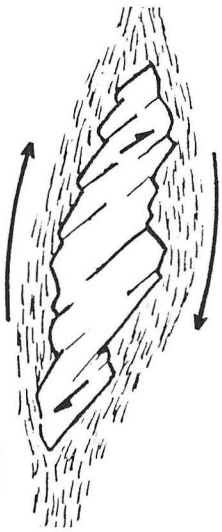
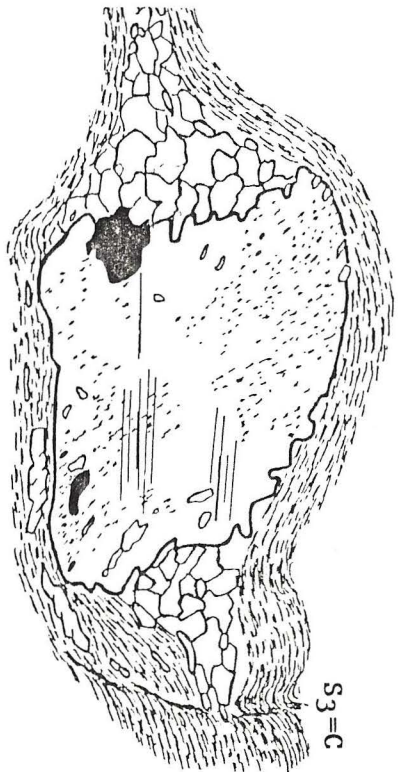
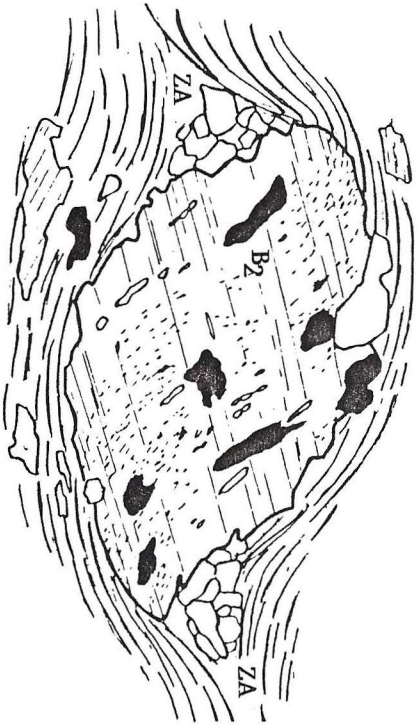
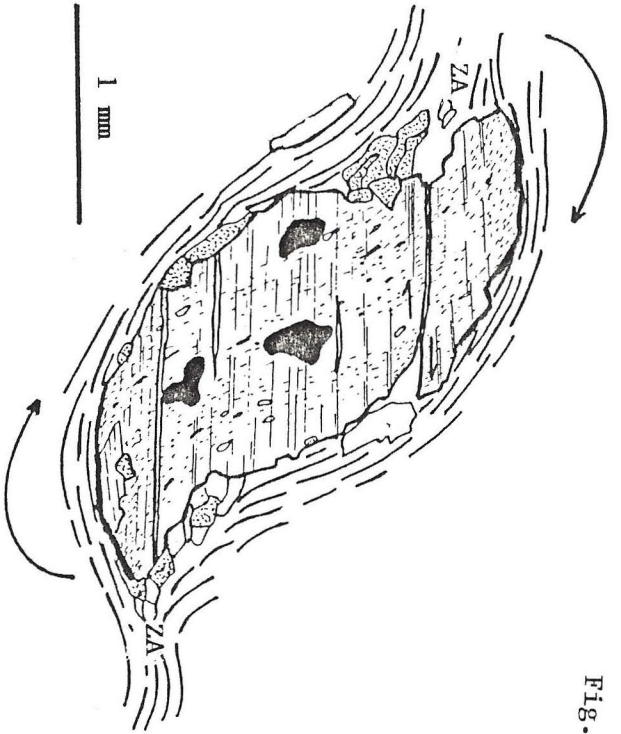
- Glissements et cisaillements intracristallins le long des plans de discontinuité: ces mouvements s'effectuent le long des plans de clivage (001).

- Formation des zones abritées aux extrémités des blastes

- Les microstructures internes sigmoïdes sous forme d'inclusion de quartz et des trainées de matière graphiteuse déterminent une schistosité interne (Si) qui se prolonge sans déviation de l'intérieur vers l'extérieur du minéral

Tous ces caractères indiquent que les blastes de biotite sont manifestement syncinématique de la foliation S1-2. Cette biotite peut être partiellement

Fig. 49 -



chloritisée.

3_ Enfin des biotites tardives, statiques et sécantes sur la schistosité. Parfois leur clivage est oblique par rapport à la trace de la schistosité S1-2. Souvent elles prolongent les autres minéraux, avec des formes de croissance mimétiques sur l'orientation de la matrice schisteuse.

Cette biotite tardive se développe également dans les zones abritées.

Il faut noter que parfois, l'association de cette biotite tardive à l'andalousite permet de lier leur croissance (Bi + And) au métamorphisme de contact. On signale aussi la présence de cette biotite secondaire, qui se forme par transformation, au sein d'anciennes Cordiérites

Quelques modes de déformation des blastes de biotite précoce:
Blastes B₂.

Les porphyroblastes de biotite B₂ montrent un caractère anté à syn-cinématique, confirmé par:

- Des zones abritées dissymétriques, formées par des recristallisations de quartz, de micas blancs et de biotites tardives.
- La schistosité externe (S_e) de la matrice, est soulignée par des sections de quartz allongées, des phyllites et de la calcite, moule les blastes B₂.
- La schistosité interne (S_i) définie par des microstructures internes sigmoïdes (parfois elles peuvent être rectilignes) soulignées par des impuretés charbonneuses et des grains de quartz.
- Les extrémités des blastes présentent des queues de poissons.
- Des fentes claires qui se superposent aux plans de discontinuités (clivages 001).

Elles résultent de la torsion et la déformation par cisaillement et glissement intracristalline le long des plans de clivage.

- Les blastes de biotite sont crénelés.
- L'assymétrie des microplis de la matrice de part et d'autre des blastes.

D'après ce qui précède, il est clair que les blastes de biotite B₂, pré à syn-

cinématiques ont subi une rotation dans le sens horaire avec une composante cisailante dextre, qui peut donner naissance à une schistosité S_3 (correspondant en fait à des plans de cisaillement "C") discrète et ponctuelle, soulignée par des produits graphiteux.

Blastes de biotite tardive B_3 .

La biotite tardive, de taille relativement plus petite que B_2 ; elle est soit mimétique, soit sécante sur la schistosité de la matrice et aussi sur B_2 . Elle peut se développer également dans les zones abritées, ou représenter une continuité de croissance statique sur la foliation. Fig. 50.

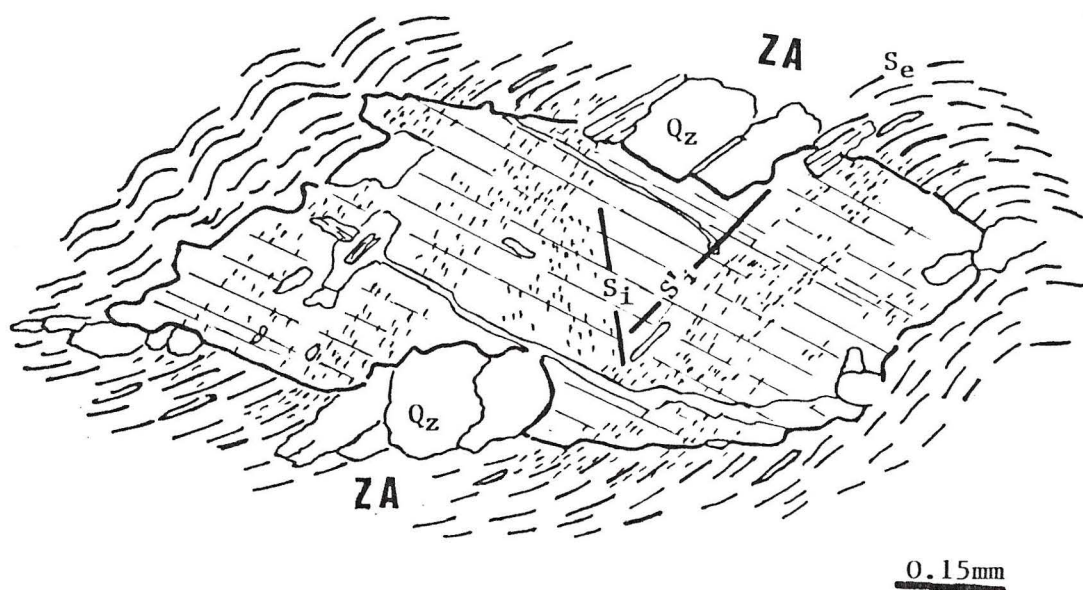


Fig. 50 - Blaste de biotite avec deux schistosités internes S_i et S'_i :
 $S_i = S_{0-1}$ dans la partie centrale de la biotite.
 $S'_i = S_{1-2}$ dans la bordure de la biotite, elle correspond à celle de la matrice $S_e = S_{1-2}$.

CONCLUSION

Ce type de relation entre porphyroblaste et microstructures de déformation a été décrit par Bell et Rubenach (1983) et Bell et al. (1986). Il confirme que la croissance des porphyroblastes de biotite a été largement étalée dans le temps et qu'elle s'est effectuée durant tous les stades tectonométamorphiques. Au niveau des micaschistes, les biotites B2 peuvent matérialiser une linéation d'étirement de direction globale Nord Est- Sud Ouest. Concernant la composition de la biotite, elle est relativement homogène, à l'exception des biotites au contact immédiat des grenats qui sont relativement riches en fer par comparaison avec celles de la matrice.

I.3.2. LE GRENAT Fig.51

Il s'exprime généralement sous forme de cristaux automorphes (de 1 mm à 1,5 cm) ou sous forme de plages poecilitiques contenant des inclusions de quartz et des minéraux opaques dont l'allongement et l'alignement définissent une schistosité interne Si.

Le grenat se présente sous trois formes différentes:

- Un grenat, moulé par la schistosité S0-1, ne montrant pas de microstructures internes. Parfois il est sous forme de résidus épars localisés parfois dans les chlorites vertes de rétro-morphose (grenat I), Fig. 51a

- Un grenat de grande taille: relativement volumineux (1 mm à 1,5 cm) qui peut parfois présenter un aspect hétérogène: un cœur montrant des microstructures internes, parfois déchiqueté et une périphérie homogène (Grenat II), Fig. 51b

- Un grenat toujours de petite taille (inférieure à 1/2 mm) manifestement tardif, se développant, soit au niveau des zones abritées, soit à travers la trame schisteuse (grenat III). Il est dépourvu d'inclusions sigmoïdes et non déstabilisé, Fig. 51c

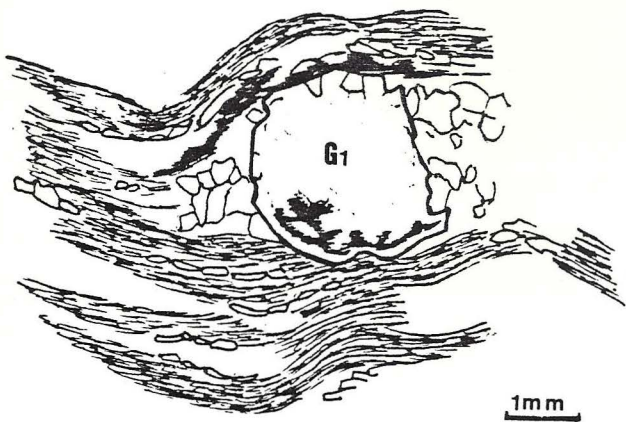
ETUDE DETAILLEE DU Gr. II

Les observations ont été réalisées sur le plus grand nombre possible de lames présentant des sections complètes de grenat II. Le grenat peut être limpide, ou contenir des inclusions, ou présente un cœur à inclusions (c) et une périphérie limpide (P) Fig..

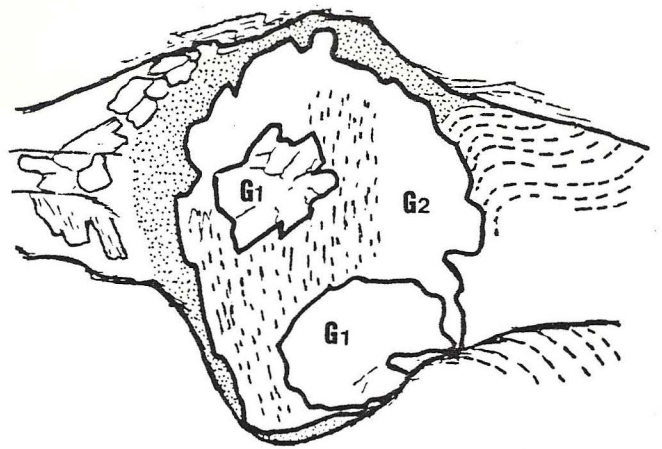
On peut avoir ces différents aspects et ceci est dû au fait que la lame mince ne coupe pas toujours le grenat selon une section principale contenant à la fois le cœur et la périphérie.

- Dans les plans XZ, les grenats (Gr2) ont un caractère commun: la périphérie limpide provoque une interruption de la continuité Si/Se qui apparaît clairement dans les zones où le cœur est en contact direct avec la matrice.

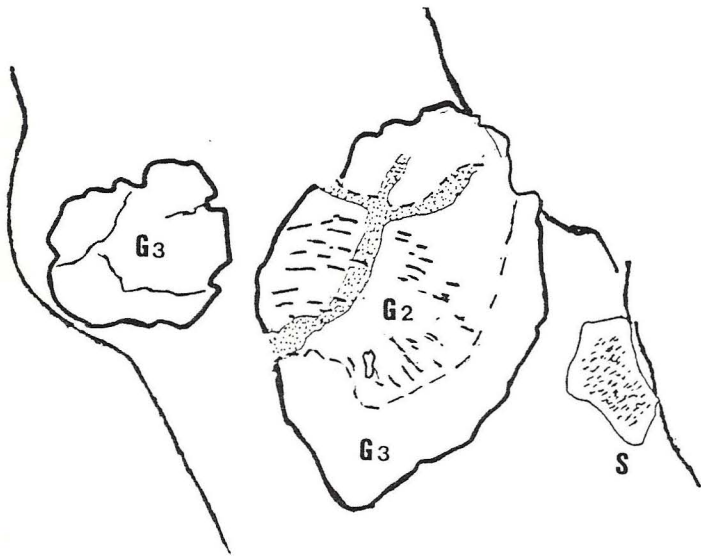
Les inclusions (Si) sont droites, courbes ou sigmoïdes, et ces dernières sont caractéristiques d'un minéral syntectonique qui a enregistré les différentes



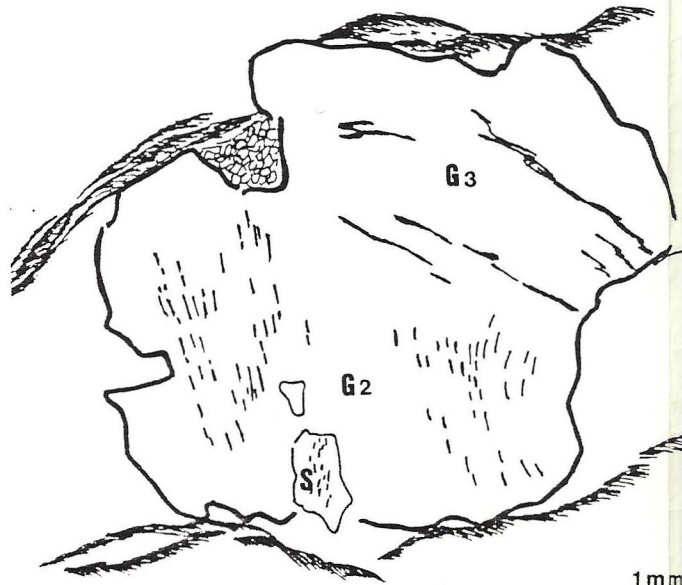
a



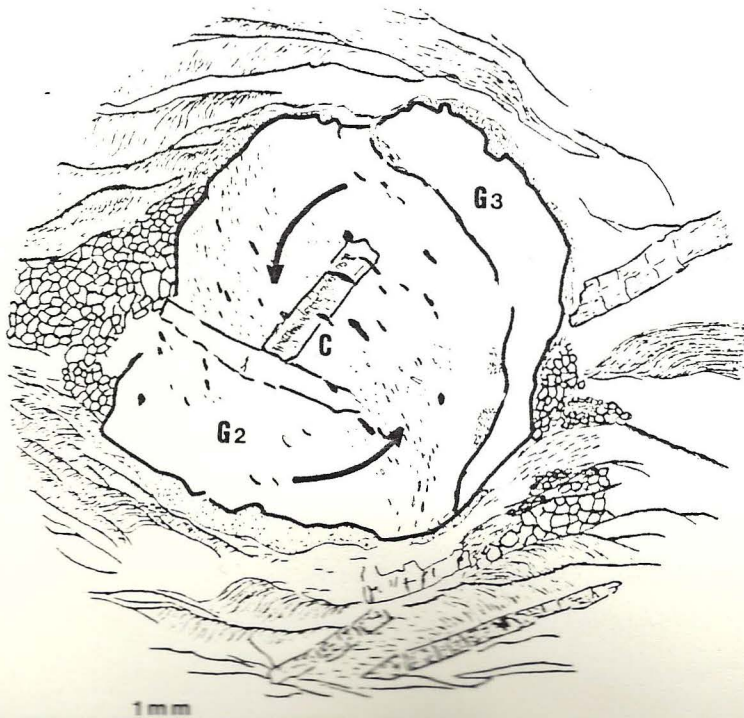
b



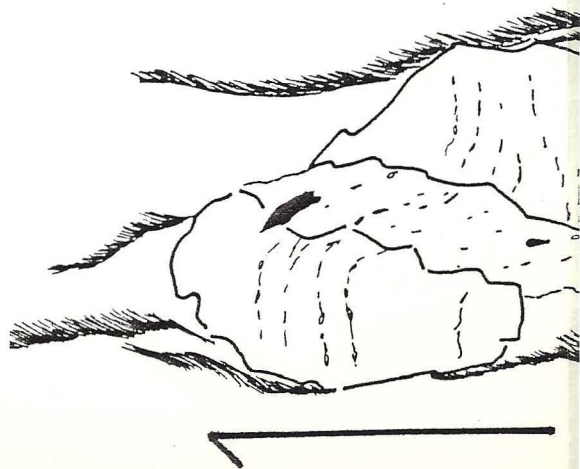
c



d



1mm



g

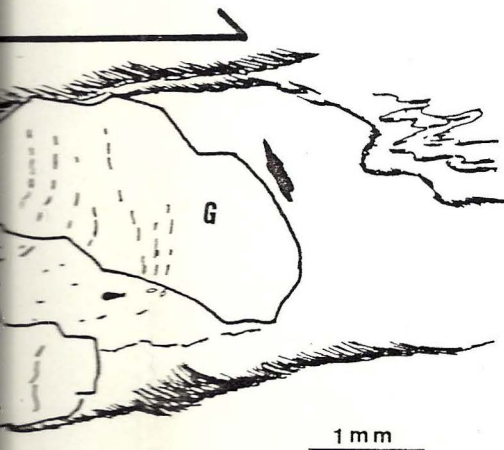
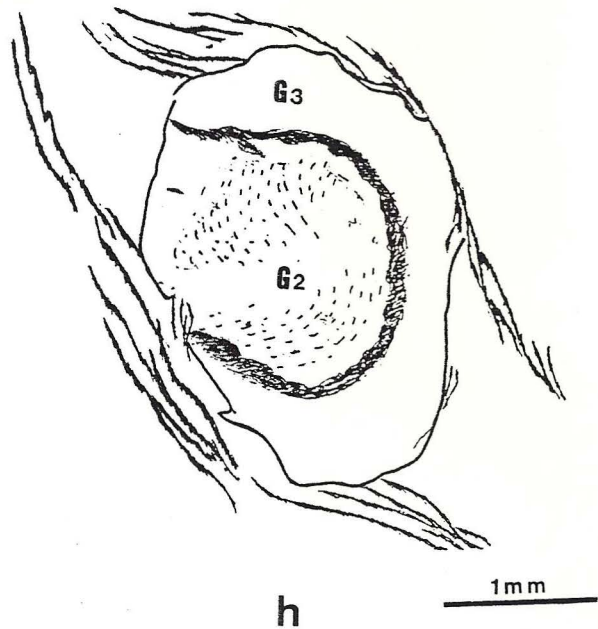
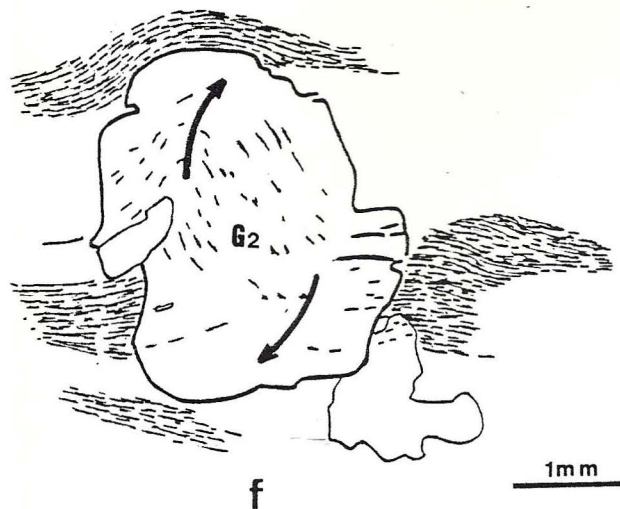


Fig.51 - a. Gr₁ : Grenat sans microstructures internes, moulé par la foliation So-1.

b. Gr₁ : Grenat sans microstructures internes.
Gr₂ : Grenat avec microstructures internes \pm rectilignes.

c.d. Gr₂ et Gr₃.

e. Gr₂ : Grenat syn-cinématique avec microstructures internes sigmoïdes indiquant une rotation senestre. Il blinde des blastes de chloritoïde.

f. Gr₂ : Grenat syn-cinématique avec microstructures internes indiquant une rotation dextre.

g. Gr₂ : Grenat cisailé.

h. Grenat zoné.

étapes de la formation de Se au cours de sa rotation.

_ Dans les plans relativement voisins de YZ, quelques grenats peuvent montrer une section parallèle à leur axe de rotation R. Ils sont dépourvus de périphérie limpide, et la continuité S_i/S_e est difficile à établir.

La périphérie isotrope (limpide) du Grenat croit de façon statique: elle peut couper nettement la schistosité externe (Se), ne fossilisant aucune surface. Par contre l'ensemble cœur + périphérie est contourné par la schistosité externe (Se = S2) et qui peut former des zones abritées à son extrémité.

Le tracé sigmoïde des inclusions du Gr II et la continuité de la schistosité interne (Si) - Schistosité externe (Se) dans certains cristaux implique une contemporanéité de la croissance du grenat (Gr II) et l'acquisition de S2 (les cristaux automorphes jouant le rôle d'objets plus compétents que la matrice pendant la formation de S2). Autrement dit les inclusions sigmoïdes caractérisent un minéral syntectonique qui a enregistré les différentes étapes de la formation de Se (S2) au cours de sa rotation.

On peut proposer l'interprétation suivante:

La cristallisation de manière statique de la périphérie, qui est équivalente à la croissance du Gr III, correspond à un arrêt de l'enregistrement de la déformation au niveau du grenat, alors que celle-ci se poursuit au niveau des limites (plans Se = S2 seuls) des microlithons.

En définitif, le grenat (Gr II + Gr III) peut être considéré comme syntectonique dans l'intervalle tardi S0+1 à pré S2 et atectonique au stade tardi S2. Il faut signaler que des inclusions de grenats syn à post-cinématiques dans des staurotides post cinématiques prouve la cristallisation très précoce des grenats par rapport aux staurotides.

I.3.3. LE CHLORITOÏDE

Le chloritoïde apparaît localement dans les métapelites du secteur, et se présente sous forme de tablettes millimétriques voir centimétriques (Rouinet); et parfois il présente une morphologie en rosettes.

Conditions d'apparition du chloritoïde

D'après Halferdhal (1961) le chloritoïde apparaît dans des matériaux riches en Al_2O_3 , avec un rapport Fe^{2+}/Mg très grand, et de faible teneur en K, Na, et Ca.

Sagon (1965) établit une relation directe entre l'apparition du chloritoïde et la composition chimique de la roche qui le contient: le chloritoïde est présent lorsque la somme des oxydes d'alumine et de fer ($FeO + Fe_2O_3$) est supérieur à 35% et lorsque le rapport $Al_2O_3/FeO+Fe_2O_3$ est supérieur ou égal à 3.

Une étude détaillée des lames permet de penser que le chloritoïde présente une cristallogénèse qui semble être assez répartie dans le temps.

Ainsi on distingue trois générations:

Chloritoïde 1

Ce chloritoïde apparaît d'une manière relativement précoce par rapport au paroxysme synschisteux: il est moulé par la schistosité de la matrice et montre quelques traces de déformation (torsion). Des zones abritées se développant à ses extrémités.

Chloritoïde 2

Il se présente généralement sous forme de porphyroblastes tabulaires supérieurs à 1 mm, souvent à mâcle polysynthétique. Les cristaux sont toujours isolés les uns des autres.

Ce chloritoïde présente une certaine contemporanéité avec le paroxysme synschisteux renfermant des microstructures internes sigmoïdes (la plupart du temps des inclusions graphiteuses) témoignant ainsi de leur rotation syn-cinématique au cours de la déformation progressive, Fig. 52.

En plus des inclusions sigmoïdes en S syn-cinématiques ces chloritoïdes présentent parfois des zones abritées dissymétriques.

Ces chloritoïdes par leur forme en "lattes", se comportent comme des objets plus ou moins rigides vis à vis de la matrice phylliteuse.

Remarques:

- Il faut souligner qu'il existe des chloritoïdes qui ne présentent pas des inclusions sigmoïdes mais rectilignes ou arquées.
- Certains chloritoïdes sont zonés, présentant un cortex limpide.

Chloritoïde 3

Cette génération de chloritoïde est sous forme de petits cristaux, qui ne sont pas contournés par la schistosité. La disposition en rosette et l'obliquité à travers la schistosité de crénulation établissent bien le caractère tardif et post-cinématique. Il peut se développer essentiellement au détriment de l'andalousite dans l'auréole de contact.

Paragenèse minérale associée au chloritoïde

La coexistence du chloritoïde et du grenat est la plus souvent réalisée; l'analyse à la microsonde du grenat montre qu'il est riche en almandin. Ainsi l'association la plus fréquente est la suivante:

Alm + chl + ctd + Mus + Qz ou Ctd + chl + Mus + Qz

Le chloritoïde est rarement associé à la staurotide, et dans ce cas il est sous forme de petits cristaux et moins abondant.

D'après DEER, HOWIE et ZUSSMAN (1982) dans des conditions de température proche de la limite inférieure de stabilité de la staurotide, cette dernière est souvent associée au chloritoïde et la quantité en staurotide croît alors que celle du chloritoïde décroît au cours d'un métamorphisme à haut grade.

La courbe ctd+ std-/ctd-std+, Fig. 53., permet une estimation de la température (550°) pour un champ de pression très large compris entre 3 et 4.5 kb, lorsqu'il est associé à l'andalousite, et supérieur à 4.5 kb lorsqu'il est associé au disthène; mais cette association (disthène, chloritoïde) n'a jamais été mise en évidence, pourtant on peut trouver, séparément, les deux minéraux dans le secteur. Dans l'auréole de contact le chloritoïde peut être associé à l'andalousite: il se développe au détriment de cette dernière, sous forme de petits cristaux, groupés en gerbes. Ce chloritoïde est postérieur aux blastes d'andalousite et à la crénulation qui les aplatis, Fig 54.

La réaction de formation est probablement la suivante (Hoschek, 1969):



Cette réaction rétro-morphique se produit sous l'effet d'une baisse de température.

CONCLUSION

Dans l'ensemble des Rehamna, la répartition géographique du chloritoïde est:

- _ Soit indépendante des intrusions magmatiques, et dans ce cas il appartient bien à une paragenèse régionale (cas du chloritoïde 1 et chloritoïde 2)
- _ Soit plus ou moins lié à des corps magmatiques, se développant au dépend de l'andalousite; et tardivement par rapport à la crénulation.

Le chloritoïde présente un comportement différent, si un certain nombre d'individus cristallisent dans le plan de schistosité S_{0-1} , d'autres lui sont obliques, et des reliquats de cette schistosité sont encore discernable dans des cristaux de chloritoïde néoformés. La cristallisation de ce minéral s'est donc échelonnée dans le temps. Elle débute pendant la première phase tectonique et se poursuit ultérieurement; une partie des individus cristallisant dans une période statique après la phase majeure de plissement.

Des néoformations de chloritoïde en l'absence de contraintes tectoniques sont caractérisées par une disposition isotrope par rapport à la foliation.

Par conséquent la cristallogénèse du chloritoïde semble être assez étalée dans le temps: elle est précoce par rapport à la schistogénèse (ctd1), mais elle s'est poursuivie durant celle-ci (ctd2). Une cristallisation tardive et statique, est manifestement liée à la mise en place des granitoïdes (ctd3).

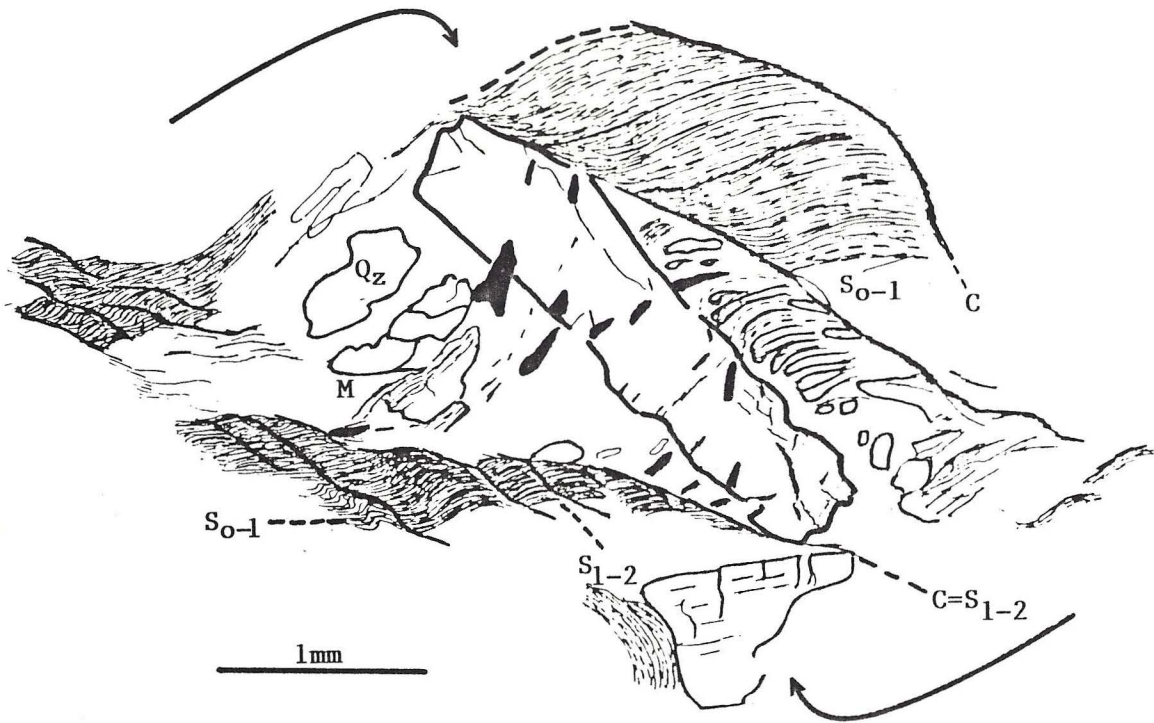


Fig. 52 - Blaste de chloritoïde moulé par des plans de cisaillement "C".

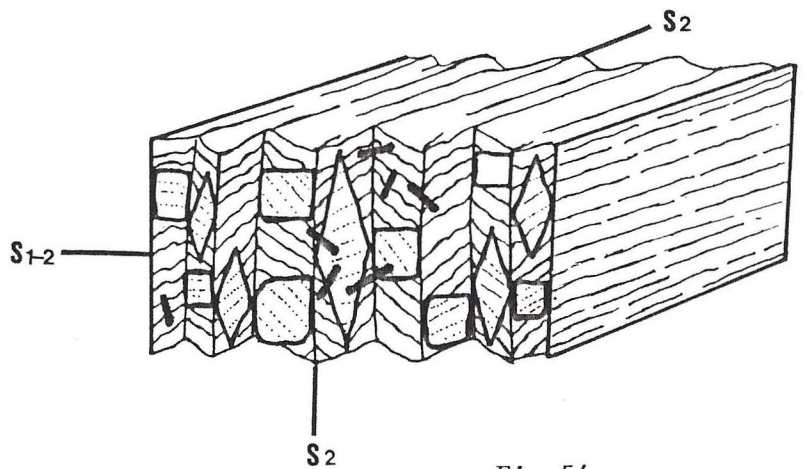


Fig. 54 -

Blastes d'andalousite aplatis par la schistosité de crénulation S_2

— blastes de chloritoïde tardif.

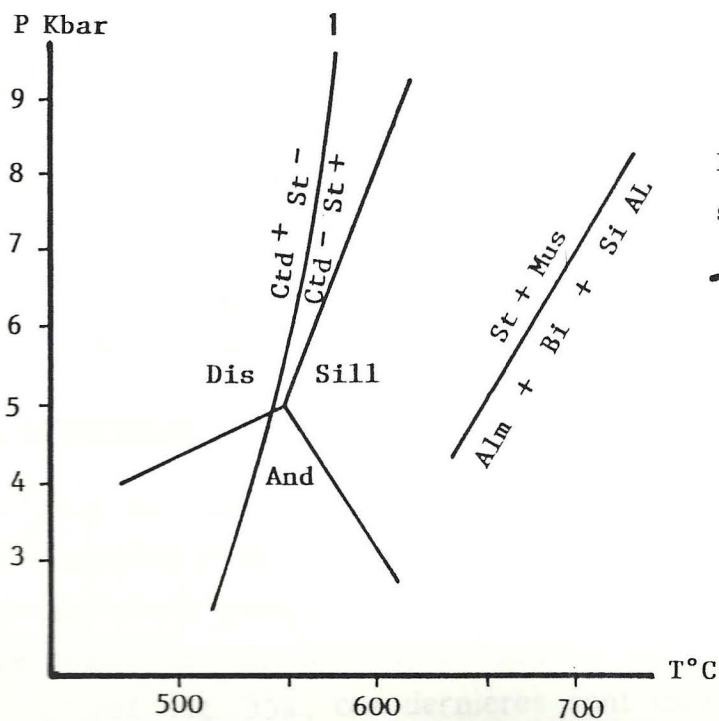


Fig. 53 - Estimation des conditions P-T de l'équilibre métamorphique 1.

1.3.4. LA STAUROTIDE

Dans le secteur, le métamorphisme s'exprime fréquemment par les recristallisations de la phase staurotide, et la plupart du temps sous forme de phénoblastes. L'examen de la morphologie des prismes de staurotide, des relations géométriques entre les blastes et les microstructures internes avec la schistosité encaissante suggère leur division en trois groupes (ou trois générations minérales). Ils ne présentent aucune différence optique, mais on observe parfois un phénomène de remplacement d'un type par l'autre. A l'échelle de la lame mince, le plus grand nombre de sections analysées ont été faites dans le plan XZ de déformation.

– Staurotide 1:

Les cristaux sont allongés parallèlement à la foliation métamorphique S_{0-1} matérialisée par l'applatissage des grains de quartz et des phyllites. Les sections étant limpides dans le sens qu'elles ne présentent pas d'inclusions internes. Il s'agit probablement d'une staurotide précoce (à syn ?) dont la croissance est orientée dans le plan d'anisotropie S_{0-1} qui subit une déflexion à leur contact.

Cette staurotide 1 est associée parfois à un grenat présentant les mêmes caractères (voir Gr1); ces deux minéraux probablement précoces liés à la première phase de déformation D1 (épisode de métamorphisme M1) ultérieurement destabilisés. Les relations texturales indiquent que la disparition de la chlorite (prograde et non celle de la rétromorphose) coïncide avec la disparition de la staurotide.



– Staurotide 2: Fig. 55.

La staurotide 2 se présente généralement sous forme de phénoblastes automorphes à contours géométriques bien nets. Toutes les sections fossilisent des inclusions orientées soulignées par des trainées graphiteuses et des grains de quartz. Ces microstructures internes sont soit rectilignes, soit courbes, ou sigmoïdes, Fig. 55a., ces dernières sont caractéristiques d'un minéral syntectonique qui a enregistré les différentes étapes de la formation de Se (=S1-2)

au cours de sa rotation.

La schistosité interne S_i peut montrer une continuité avec la schistosité externe S_e (en l'occurrence S_{1-2}), les deux schistosités (S_e et S_i) sont donc probablement cogénétiques. Il est à souligner que quelques sections montrent une rupture entre S_i et S_e .

La foliation externe $S_e(=S_{1-2})$ présente clairement une déflexion autour des blastes de staurotide avec parfois un développement de zones abritées enrichies en quartz, Fig. 55b.

Parfois la schistosité interne S_i est rectiligne et oblique par rapport à la schistosité externe S_e de la matrice (S_{1-2}): Ceci permet de situer le début de croissance des staurotides 2 avant leur rotation et par conséquent antérieurement à S_{1-2} .

Staurotide 3:

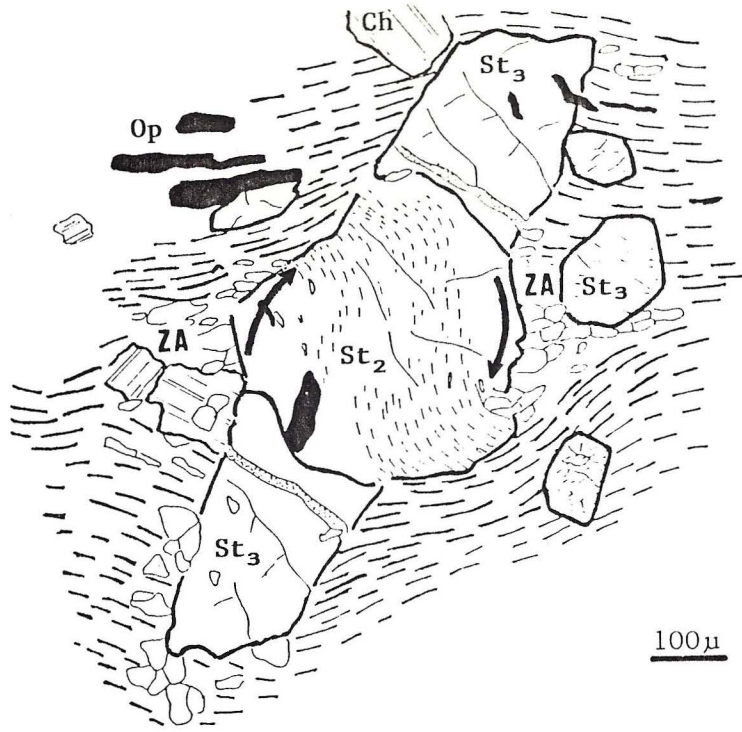
Elle se présente sous forme de prismes automorphes à contours nets et parfois sous forme de poeciloblastes. Sa croissance se fait statiquement et sans orientation préférentielle sur la foliation de la matrice S_{1-2} . Plusieurs critères montrent le caractère tardif et post cinématique (par rapport à S_{1-2}) de cette génération de staurotide (probablement thermique d'après cl. Audren et cl. Triboulet), Fig. 55c:

- l'aspect très peu déformé
- l'aspect sécant des cristaux par rapport à la foliation S_{1-2}
- l'absence de déflexion de la foliation de la matrice aux pourtours des cristaux.
- continuité de la schistosité externe (S_e) de la matrice et de la schistosité interne (S_i) dans les blastes, sous forme de reliques non incorporées au cours de la croissance post-cinématique.
- l'aspect équant de certaines sections recoupant nettement la schistosité externe (S_e) et ne fossilisant aucune surface
- l'absence de zones abritées synchrones de S_{1-2} de part et d'autre de ces minéraux

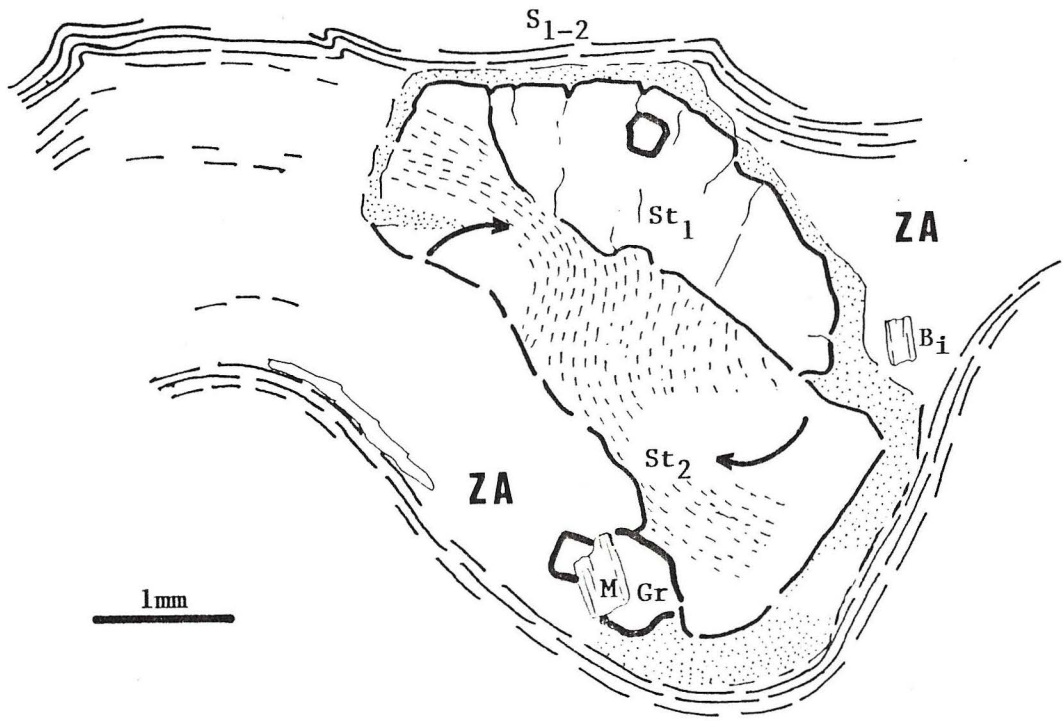
Remarques:

- La staurotide 3 cristallise en même temps que le disthène tardif avec qui elle entre en contact franc de syncristallisation. Cependant la présence parfois

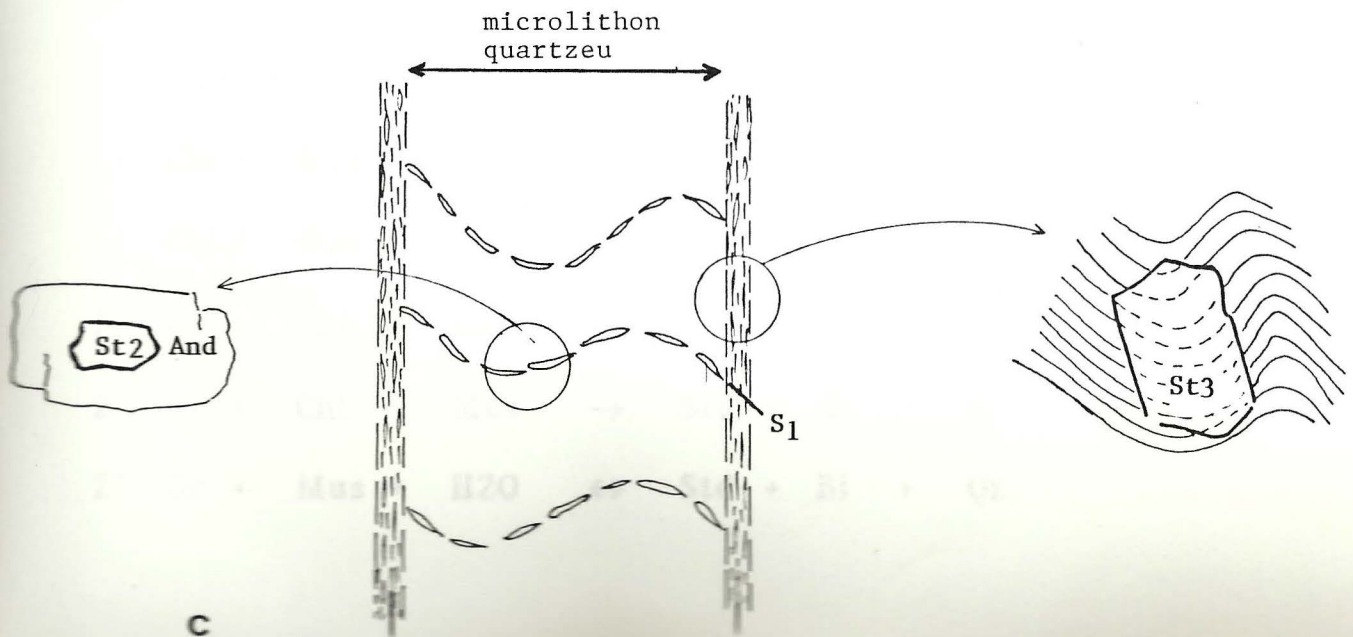
Fig.55 -



a



b



c

de la staurotite à l'intérieur du disthène semble indiquer que la cristallisation de la staurotite précède de peu celle du disthène (lames R44-stB)

_ La staurotite avec des inclusions internes orientées peut être blindée dans l'andalousite dont la cristallisation est tardive S₁₋₂

_ Les occurrences de cette staurotite tardive: mine el Raichat, à proximité du pointement de koudiat Rmel .

_ L'association du chloritoïde à la staurotite n'est que rarement mise en évidence dans le secteur, mais elle est signalée plus au Nord (c. Hoepffner et al., 1982) à Kam-Koum, Halilifa, elle est la règle dans les Rehamna orientaux.

CONCLUSION

_ En définitif la cristallisation de la phase staurotite a débuté dès les stades précoces de S₀₋₁. Elle a continué d'une manière syntectonique dans l'intervalle S₀₋₁, S₁₋₂ et atectonique au stade tardif S₁₋₂.

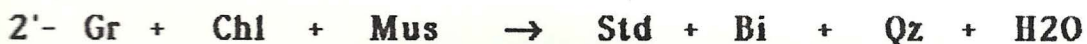
A mon sens cette continuité de croissance tardive par rapport à la structuration de la foliation régionale S₁₋₂ est probablement liée à des intrusions magmatiques affleurantes ou subaffleurantes.

Cette hypothèse est argumentée par les occurrences de cette staurotite tardive à proximité de ces intrusions.

_ L'analyse paragenétique montre une association à Std + Qz + Micas (chl et/ou Mus) + Gr + ctd + Dis + And

Elle n'est pas répartie uniformément dans l'ensemble des micaschistes du secteur.

_ Les réactions de formation de la phase staurotite sont probablement:



- Ces dernières réactions 2,2',2'', traduisent la formation de la staurotide aux dépens du grenat, elles sont confirmées par la présence des reliques de grenat blindées dans la staurotide.

- Les réactions 1,1' associées aux relations texturales indiquent que la disparition de la chlorite (prograde et non celle de la rétro-morphose) coïncide avec l'apparition de la staurotide.

- Les staurotides analysées montrent une faible quantité de Zinc, mais détectable. Le Zinc permet d'augmenter le champ de stabilité de la staurotide vers les hautes et basses températures. La zonation chimique en Zinc, c'est une croissance progressive du coeur vers la périphérie peut être corrélée à une augmentation du degré métamorphique (autrement dit dans des conditions progrades).

- La zonation chimique de leur réseau montre une faible augmentation du XMg vers le coeur.

- La composition constante des différents points analysés à la périphérie de la staurotide blindée dans le grenat indique qu'elle a atteint l'équilibre avec ce dernier.

1.3.5 LE DISTHENE

L'apparition de ce silicate d'alumine présente un caractère limité et ponctuel dans l'ensemble métamorphique des Rehamna.

Théoriquement ce minéral est dû au métamorphisme de roches riches en alumine soumises à de hautes pressions (ou moyennes) et des températures intermédiaires.

Sa croissance peut se faire soit dans des filons ou lentilles décimétriques de silice injectés dans la trame micaschisteuse, soit dans l'encaissant micaschisteux.

A. LE DISTHENE ASSOCIE AU QUARTZ Fig. 56.

Le disthène est un minéral que l'on rencontre assez fréquemment dans les filons ou les veines de quartz. Il se présente sous forme de grands cristaux groupés en gerbes centimétriques (jusqu'à 8 cm) de couleur bleue claire avec un éclat vitreux nacré sur les plans de clivage. Il est presque toujours associé à de grandes paillettes de muscovite.

Ces filons ou veines à disthène sont relativement fréquents dans le secteur, (Barhourh, Sidi Salah, Bagarat Chaabe, Lalla Tittaf), et malgré leur caractère apparemment tardifs ils peuvent être plissés (en dextre) dans une zone de cisaillement, Fig. 56a., comme c'est le cas à l'Est du granite de Bir el Gorda. Il est probable que ces filons siliceux à disthène caractérisent des couloirs de cisaillement, et à priori sa croissance est influencée par la composition chimique plus que par la pression: car il se développe en gerbes où le grand axe des cristaux est toujours perpendiculaire à la direction des stries caractérisant le cisaillement, Fig. 56b.

B. LE DISTHENE ASSOCIE AUX MICASCHISTES

Dans les Rehamna le disthène apparaît localement dans des affleurements de roches silico-alumineuses, relativement tendres et altérées mais toujours à caractère phylliteux très accusé.

Il est absent le long des zones de contact entre les granites et les micaschistes (à cause des températures relativement hautes) mais il peut être présent dans l'auréole thermique (comme c'est le cas à une centaine de mètres environ du granite de Bir el Gorda).

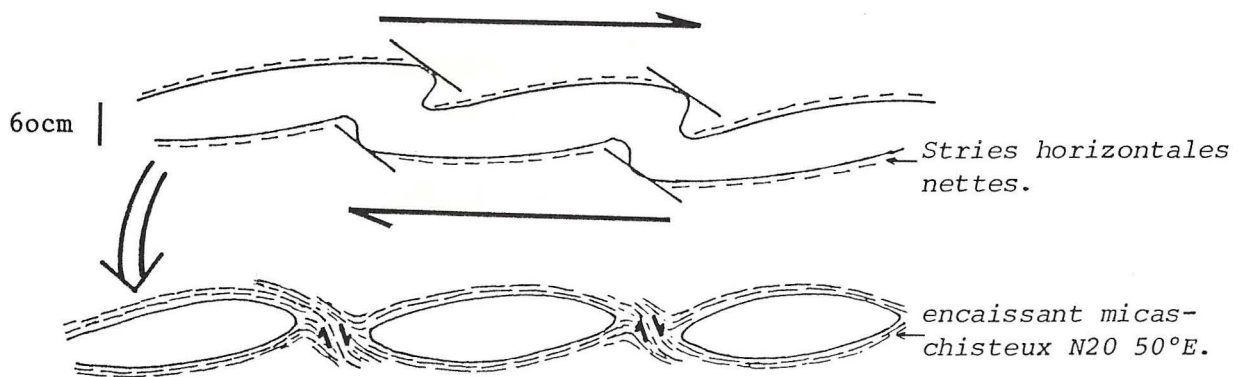


Fig. 56 a - Filon de quartz à disthène en rosettes, boudiné et décroché en dextre. (Sud-Ouest de Azibe El Kaïd).

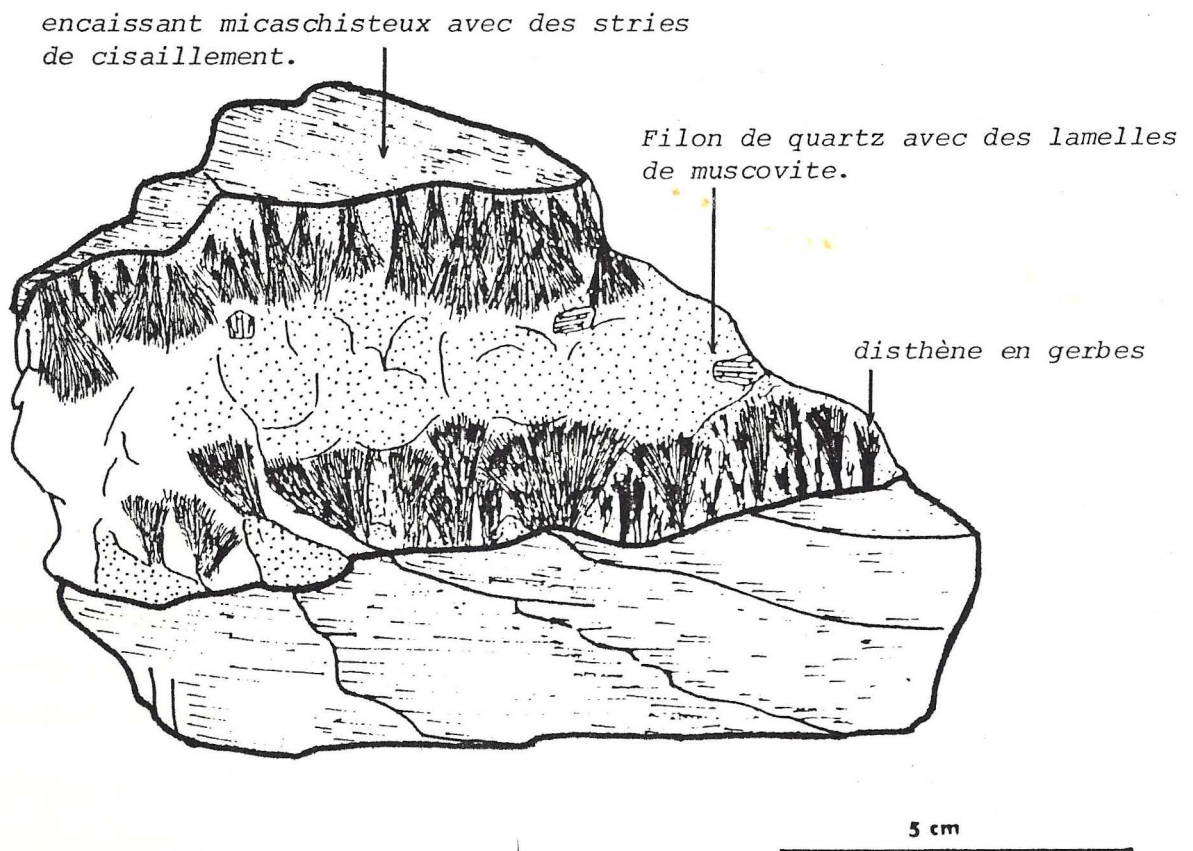


Fig. 56 b - Disthène associé aux filons de quartz dans les zones de cisaillement.

Vraisemblablement, il cristallise en deux générations, avec chacune un comportement différent par rapport à la foliation métamorphique.

B. 1. LE DISTHENE DE PREMIERE GENERATION: DIS 1

Le plus souvent sous forme de cristaux en tablettes allongées dans la foliation principale (S1-1 ou S1-2) et généralement parallèles à la linéation minérale d'allongement. Parfois il peut être déformé en même temps que la foliation S1-2 montrant un clivage tordu et une extinction onduleuse, Fig. 57a. Plus rarement, les cristaux sont crénelés.

B. 2. LE DISTHENE DE DEUXIEME GENERATION: DIS 2

On le trouve toujours sous forme de blastes, à contours bien nets, recoupant statiquement la foliation principale S1-2, qui est souvent fossilisée sous forme de schistosité interne à l'intérieur des porphyroblastes. Les bordures de ces blastes sont quelquefois moulées par la schistosité S1-2. Cette deuxième génération peut présenter aussi un habitus particulier: soit sous forme de gerbes, soit sous forme d'agrégats de petits cristaux automorphes se développant dans les interstices entre les grains de quartz (lame Est BG). Tous ces caractères confirment la cristallisation tardive, post cinématique de la phénoblastèse du Dis 2 par rapport à la foliation S1-2.

Il est remarquer que d'une part il peut coexister avec des blaste de staurotide (à caractère thermique) et tous les deux statiques sur la foliation métamorphique S1-2, et d'autre part il peut être crénelé par la phase tardive, Fig. 57b.

B. 3. LA PARAGENESE MINERALE ASSOCIEE AU DISTHENE

Le disthène généralement sous forme de blastes, constitue souvent des groupements réguliers avec la staurotide, parfois avec de la chlorite et l'épidote et rarement avec la tourmaline et le rutile.

Il est à souligner que dans le secteur la coexistence des deux phases disthène et grenat n'a jamais été observée.

De rares disthènes ne subsistent qu'à l'état relictuel entourés d'une couronne d'andalousite, Fig. 57c, parfois complètement épigenisée. Egalement, il peut être blindé dans des poeciloblastes de staurotide tardive à caractère probablement thermique, Fig. 57d. Parfois des blastes de chlorite et de

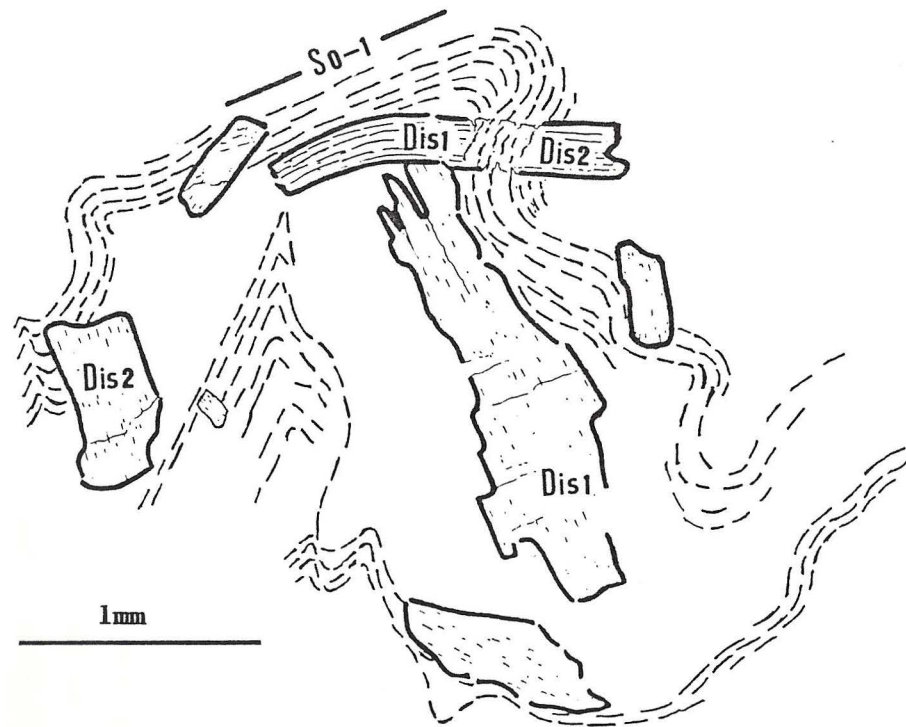


Fig. 57 a - Foliation So-1 microplissée, Dis 1// So-1 est tordu, Dis 2 : continuité de croissance de Dis 1.

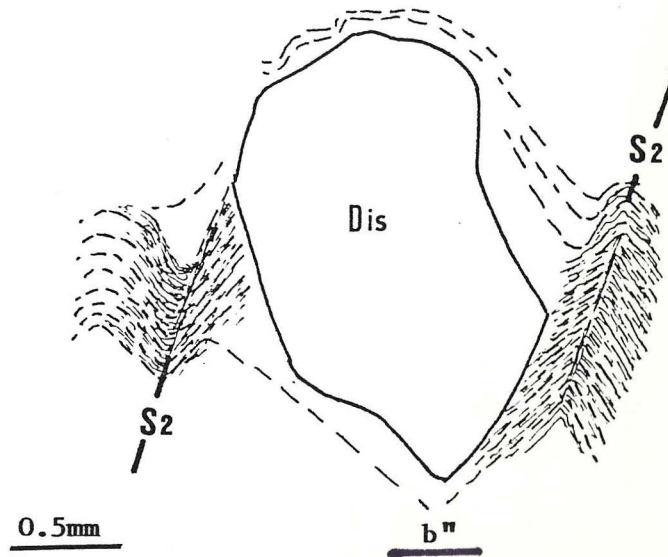
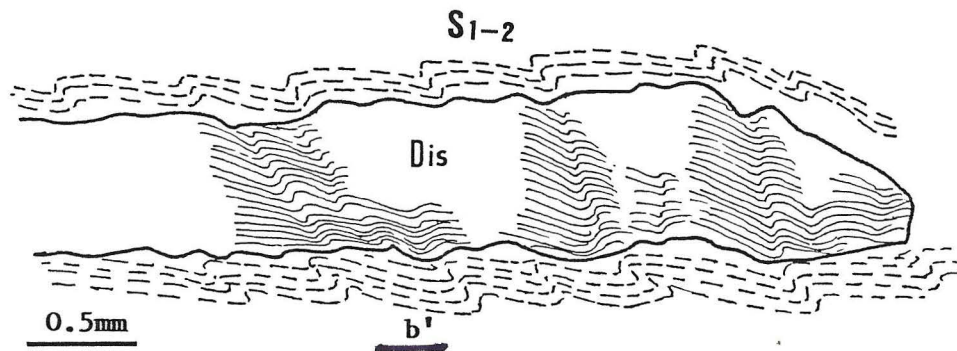
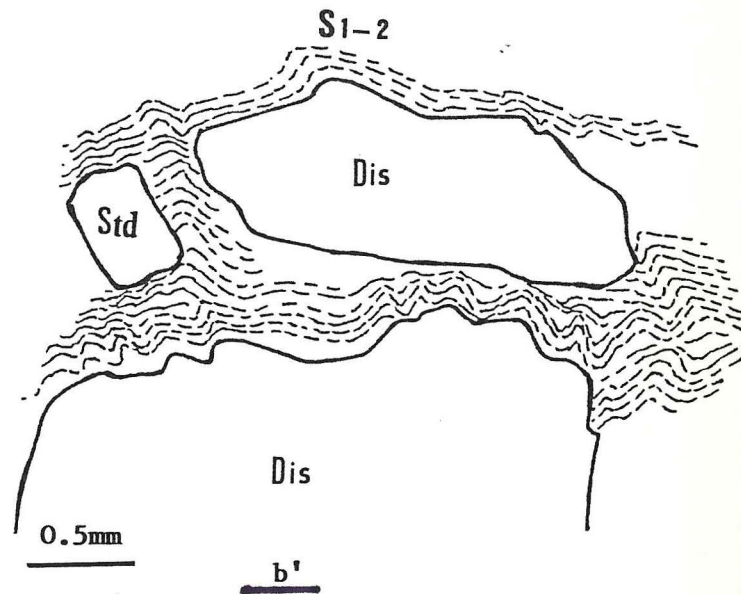


Fig. 57 : b, b', b'' Blastas de disthène, crénelés et moulés par la schistosité de crénelation.

muscovite rétomorphiques remplacent le disthène (Dis 1?).

Vers l'Est du granite de Bir el Gorda, à une centaine de mètres le disthène se trouve en forte concentration sous forme de gerbes, statiquement aplaties suivant les plans de schistosité.

C. DISCUSSION

La disthène de composition chimique $Al_2 SiO_5$ ou $Al_2 O_3 Si O_2$ se développe assez fréquemment dans les veines ou filons de quartz injectés dans des métasédiments à caractère silico-alumineux. La répartition spatiale des filons est limitée ce qui caractérise probablement des zones riches en exsudats siliceux émanant probablement d'une phase magmatique.

Ce silicate d'alumine résulte de la réaction métamorphique entre la phase fluide siliceuse injectée dans des fractures ouvertes (ou couloirs de cisaillement) et l'alumine libérée de l'encaissant micaschisteux.

Il faut souligner que dans le secteur de nombreux filons de quartz sans trace de disthène sont associés à un matériel métasédimentaire dont la composition chimique est propice à sa formation. En conséquence il est probable que le jeu simultané de la pression dirigée (shearing stress) et de la chaleur de friction dégagée dans ces couloirs de cisaillement est responsable de la cristallisation de ce polymorphe de température intermédiaire et de moyenne à haute pression.

La disposition parallèlement à la foliation principale (S0-1, S1-2?) de la première génération (Dis 1) semble être influencée par la composition chimique et la tension dirigée (ou pression dirigée) plus que par la température (surtout que la zone fait partie de la ZCMO)

Quand à la disposition purement statique (post cinématique) de la deuxième génération (Dis 2) par rapport à la foliation principale trois hypothèses sont possibles:

– première hypothèse: elle peut résulter d'un métamorphisme de charge à peu près équivalent au métamorphisme statique (tel que l'entendait R. A. DALY, 1977 pp. 400-406 in J. P. BARD); métamorphisme sous la pression verticale (pression de charge de type hydrostatique, c'est à dire isotrope et de même intensité dans toutes les directions de l'espace, qui croît progressivement avec la profondeur) et la température élevée, causés par la charge due aux grandes épaisseurs de roches superposées. Il est à signaler que lorsqu'une anisotropie est

suffisamment bien marquée dans une roche (une première foliation S0-10 par exemple) les cristallisations et surtout les recristallisations sont fréquemment guidées par cette anisotropie. La disposition des nouveaux minéraux calque en partie la disposition des minéraux et des microstructures antérieures. Ceci pourrait se produire par exemple lors d'une recristallisation statique des cristaux de disthène. Ce mimétisme permet d'expliquer la disposition du disthène parallèlement à la foliation et à travers la foliation, et de ne parler que d'une seule génération de disthène.

— la deuxième hypothèse: la réaction de formation des blastes de disthène statiques par rapport à la foliation est probablement le résultat de l'activation chimique de solution résiduelles de silice d'origine magmatique sur l'alumine de l'encaissant micashisteux. Les occurrences du disthène associé aux micaschistes dans le secteur sont presque toujours à proximité des intrusions magmatiques affleurantes ou subaffleurantes et caractérisés par un deutérisme important en particulier le quartz d'exsudation.

L'association minérale des blastes de disthène et de la staurotide (thermique), statiques par rapport à la foliation principale peut être observée dans les auréoles thermiques et où le disthène est dû à une composante cisailante lors de la mise en place d'un corps magmatique. (Dear, Howie, Zussman (1985)).

Il faut remarquer que d'après A. BETEKHTINE (1968) dont je reprends le texte: "parmi les gisements les plus importants dans le monde où les assises de roches presque entièrement constituées de disthène sont ceux de la Caroline du Nord (U.S.A.) où les gîtes de disthène correspondent à une puissante zone de roches métamorphiques présentant des intrusions de gabbro, de diorite, de granites, de pegmatites, de filons quartzeux. On suppose que le disthène s'est formé par l'action des agents pneumatolytiques du magma sur les roches encaissantes".

- Troisième hypothèse: La cristallisation locale du disthène s'effectue essentiellement pendant la phase cisailante D2, le plus souvent en grandes tablettes contenues dans la foliation S1-2. les quelques cristaux porphyroblastiques qui recoupent la foliation S1-2, montrent que le disthène a continué à cristalliser après D1-2.

I.3.6. L'ANDALOUSITE

A proximité des intrusions granitiques, les porphyroblastes d'andalousite caractérisent le métamorphisme thermique qui leur est associé. Probablement deux variétés à distinguer en fonction de leur morphologie et de leur relation micro-texturale avec la foliation métamorphique.

A. ANDALOUSITE 1

Cette andalousite se présente généralement sous forme de petits cristaux (millimétriques à inframillimétrique) automorphes à sub automorphes, se développant dans les niveaux les plus riches en alumine, ou dans des niveaux riches en graphite.

Au microscope les minéraux sont la plus part du temps séricitisés et leurs bordures transformées en micas blancs sous forme de lamelles automorphes. Les cristaux sont en général isolés (ne sont jamais enchevêtrés les uns aux autres) et leur croissance semble être associée à une déformation car ils montrent quelques structures de déformation évidente, Fig. 58a.

– ils peuvent être moulés par une deuxième schistosité de la matrice : cette schistosité est relativement ponctuelle et discrète, soulignée par des produits graphiteux et de fines lamelles de mica blancs (lame E62, E55,...). elle correspond probablement à la schistosité de crénelation (S2? S3?)

– ils présentent des microstructures internes rectilignes ou sigmoïdes: se sont souvent les section perpendiculaires à l'axe des primes (ou section de base) qui les montrent.

– ces sections de base présentent parfois des zones abritées nettes avec des recristallisation de quartz et des lattes de micas blancs.

– les sections allongées présentent parfois un trançonnement.

Indiscutablement cette andalousite 1 pousse préférentiellement dans les plans de la schistosité S2: elle est allongée dans cette schistosité qui s'aplatit autour d'elle montrant ainsi une déflexion à ses bordures.

Il est à remarquer que des lamelles de micas blancs d'origine probablement tardive au cours de D2, rétomorphiques, se développent tardivement tout autour des blastes d'andalousite. Cette recristallisation tardive peut être mimétique sur la foliation de la matrice.

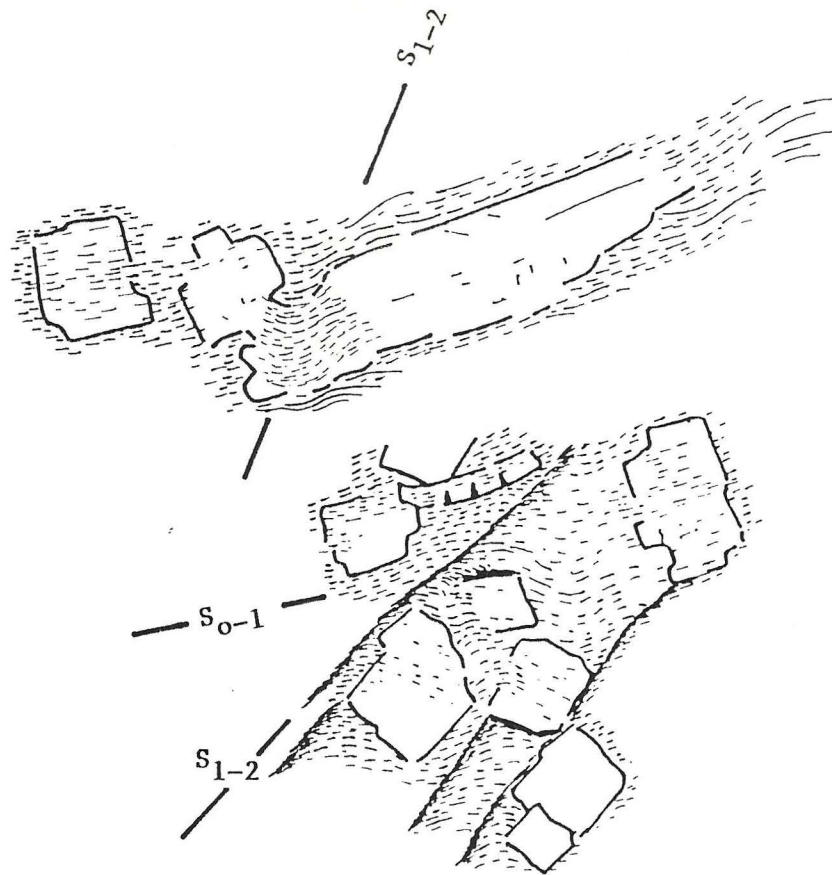


Fig. 58 a - Blastas d'andaloussite postérieure à S_{0-1} et aplatie dans la S_{1-2} . Les sections allongées peuvent être tronçonnées.

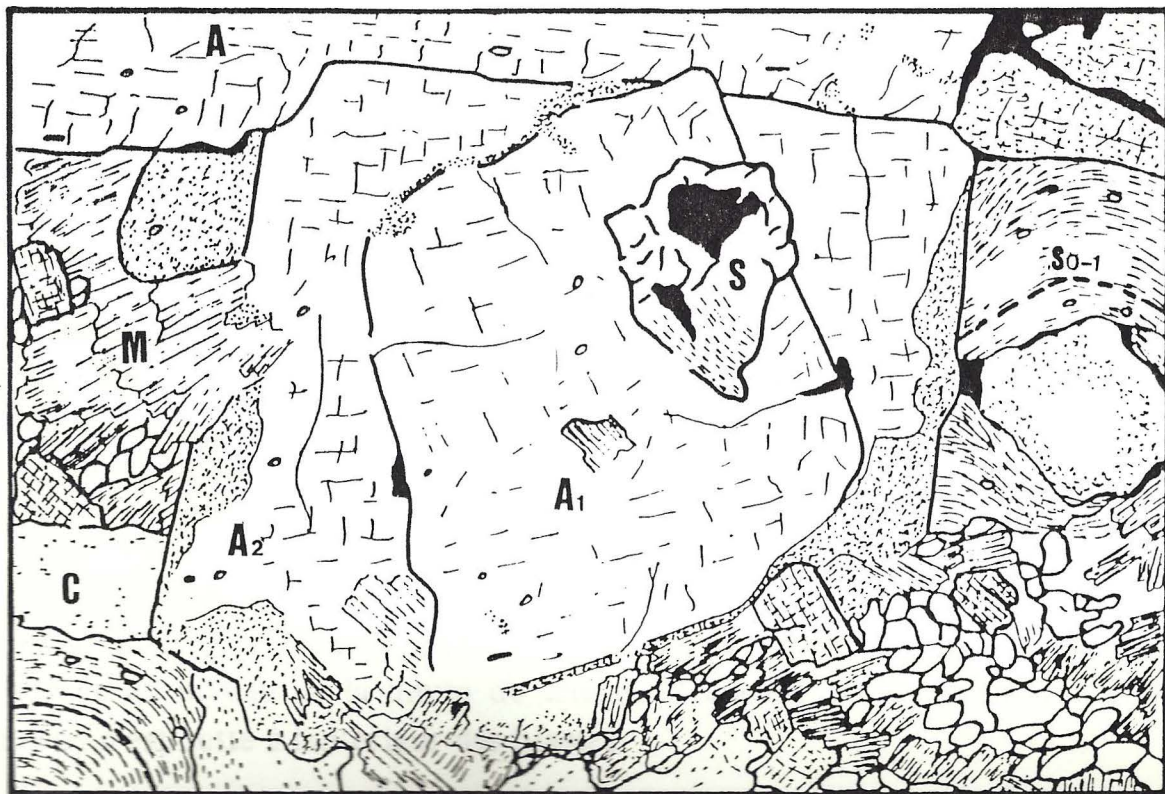


Fig. 58 b - L'andaloussite prismatique avec des reliques de staurotide.
(A = andalousite, S = staurotide, C = cordiérite, M = micas).

Remarque: Des amas de chloritoïde sont associés à cette andalousite. Ils se développent au dépend de cette andalousite sous forme de gerbes et tardivement par rapport à la schistosité S2 ou une S3 plus tardive (lame E55) et l'andalousite 1.

L'ensemble de ces caractères, dégagés à partir de l'interaction matrice-porphYROBLASTES d'andalousite montre que la cristallisation de ces derniers est probablement tardive au cours de l'épisode D2.

B. ANDALOUSITE 2

Cette andalousite se développe d'une manière spectaculaire dans les localités suivantes: Sud-Ouest de Sidi Ben Azzouz, Nord de Azibe el Kaïd, Jorf Lakhel, Sidi Boutboul, El Raïchat, Kouidiat el Bendira.

Dans ces zones l'andalousite 2 est sous forme de prismes centimétriques (jusqu'à 10 cm), Fig. 58b., isolés ou groupés en gerbes, coupant toujours à l'emporte pièce la schistosité de la matrice. Les blastes d'andalousite peuvent présenter des variétés de chiasolite.

Microscopiquement, les blastes toujours automorphes, présentent fréquemment un zonage: un cœur coloré en rose vif, très pléochroïque et une périphérie incolore, ceci est caractéristique d'un enrichissement en fer ferrique se substituant à l'aluminium.

Dans certains endroits, cette andalousite 2 est complètement rétro-morphosée en séricitée, et renferme parfois des reliques de disthène (dont les cristaux sont groupés en gerbes) et de staurotide (station Est BG), Fig. 58c.

Localement la sillimante fibreuse peut être associée à ce disthène qui est blindé dans l'andalousite (station Est BG.)

Concernant la limite des prismes d'andalousite 2 avec la schistosité de la matrice, elle peut se présenter de la manière suivante:

– la limite des sections présente une troncature nette par rapport à la matrice schisteuse, c'est à dire la limite de la schistosité externe (Se) est tranchée au niveau de la limite du cristal, et aucune trace de microstructure interne n'est nette à l'intérieur des blastes.

Cette troncature est parfois soulignée par une accumulation de produits charbonneux.

_ La foliation de la matrice se poursuit sans perturbation dans les blastes sous forme de liserés d'opagues (autrement dit il y a continuité de Se et Si sans deflexion). Ce qui confirme le caractère statique et tardif de la cristallisation, fossilisant ainsi la foliation de la matrice. Les échantillons qui contiennent ce type d'andalousite ne montrent jamais de crénelations.

C. CONCLUSION

_ Il est probable que la première génération est formée lors de la mise en place des corps leucogranitiques:

L'ascension du magma est accompagné de phénomènes compressifs d'une part et d'autre part la mise en place des leucogranites dans un "climat" tectono-métamorphique combinant déformation et cisaillement (cf partie magmatisme) ce qui explique probablement la taille réduite de l'andalousite et son aplatissement dans la schistosité S2.

_ Après la mise en place des intrusions leucogranitiques, le refroidissement progressif du magma (avec un maintien d'un flux thermique nécessaire à la formation d'andalousite) s'accompagne d'un relâchement (extension) engendrant ainsi la cristallisation tranquille des grands prismes d'andalousite 2.

_ La présence fréquente de l'andalousite à la périphérie de la staurotide puis celle des micas blancs à la périphérie de l'andalousite sont interprétées comme des réactions de déstabilisation (donc des réactions discontinues univariantes) montrant le passage d'un faciès (ou sub faciès) de métamorphisme à un autre.

_ L'andalousite pourrait cristalliser par l'intermédiaire de réactions classiques telle que:



Confirmée par la présence de reliques de Std dans les deux types d'andalousite (lames: E55 - E57 - E62 - OZ).

- 2- Std + Chl + Mus \leftrightarrow Bi + And + Qz + H₂O
- 3- Chl + Mus + Qz \leftrightarrow And + Bi + H₂O
- 4- Cord + Mus \leftrightarrow And + Bi + Qz
- 5- Std + Cord \leftrightarrow And + Bi

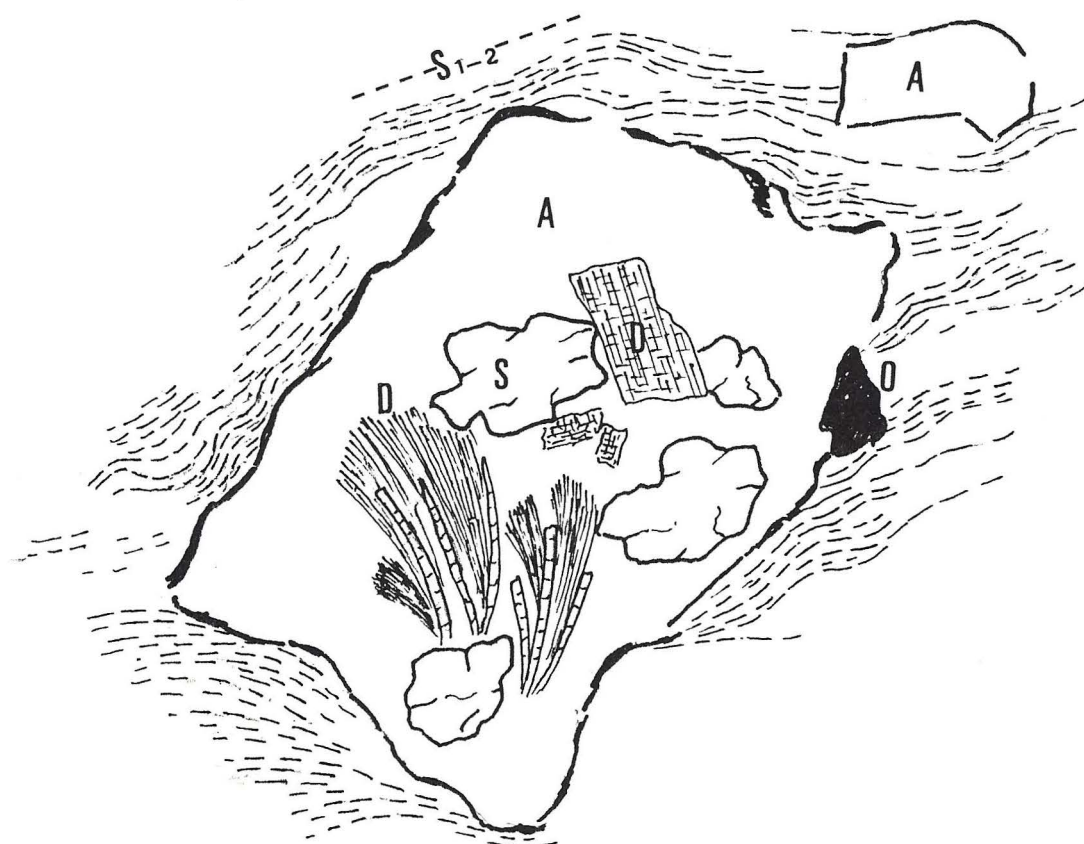


Fig.58 C - Blastés d'andalousite renfermant des reliques de disthène et de staurotide. (A=andalousite; S=staurotide; D=disthène; O=opaques.

I.3.7. LA CORDIERITE

La phase cordiérite caractérise le métamorphisme thermique dans la séquence grésopétitique encaissante. Elle définit ainsi les micaschistes noduleux (à nodules de cordiérite > 3 mm), les micaschistes tachetés (taches blanchâtres de cordiérite altérée) et les cornéennes à cordiérite dans le secteur. Spatialement leur répartition est relativement réduite.

La croissance des porphyroblastes de cordiérite se fait toujours en fossilisant des microstructures internes soulignées par des grains de quartz allongés, des lamelles de micas blancs et des trainées d'opaques.

Ces microstructures internes sont dans la majorité des cas rectilignes et rarement sigmoïdes, correspondent à une schistosité antérieure à la cristallisation de la cordiérite: c'est probablement la S_{0-1} .

Apparemment deux stades de croissance se succèdent dans la phase cordierite correspondant à deux domaines nettement distincts: un centre, bourré de petites inclusions soulignant les microstructure internes et une couronne (périphérie) parfaitement limpide ce qui semble indiquer une mobilité croissante des ions au cours du métamorphisme.

Un centre, bourré de petites inclusions soulignant les microstructure internes et une couronne (périphérie) parfaitement limpide ce qui semble indiquer une mobilité croissante des ions au cours du métamorphisme.

Dans les meilleurs cas on peut distinguer un net zonage dans les blastes de cordiérite.

Les porphyroblastes de cordiérite présentent deux habitus différents:

1° - Sous forme de nodules (\pm ovoïdes), Fig. 59a., avec des microstructures internes, correspondant à la schistosité (S_{0-1}) antérieure à leur cristallisation, et toujours moulées par la schistosité de la matrice qui correspond probablement à la schistosité S_2 avec le grand axe de ces nodules plus ou moins parallèle à cette schistosité. La limite des nodules est toujours soulignée par des opaques. Parfois les mâcles polysynthétiques fines caractéristiques des cordiérites sont visibles.

Les blastes de cordiérite sont la plupart du temps totalement rétro-morphosés en produits micacés: pinites, séricite.

La forme ovale que prend parfois un amas de biotite (B3. cf: phase biotite) muscovite et quartz rend compte de la rétro-morphose de la cordiérite en biotite: c'est la biotisation des cordiérites. Une chloritisation tardive des biotites termine la suite des transformations.

2°_ Sous forme de poeciloblastes statiques sur la schistosité principale, Fig. 59b ces cristallisations manifestement tardives et guidées par la composition chimique de la matrice se font statiquement en fossilisant la schistosité principale (et parfois même des structures de microlithons).

De ce fait cette cordiérite tardive se présente sous forme de plages amiboïdes, toujours plus fraîches que celle décrite auparavant.

Les porphyroblastes de cordiérite peuvent contenir des reliques de staurotide, d'andalousite et parfois des batonnets complètement transformés en minéraux opaques qui pourraient représenter d'anciens chloritoïdes.

La paragenèse minérale associée à la cordiérite est:

Chl + Bi + Qz + Mus ± And ± Std ± Gr ± plagio

Lorsque l'andalousite est blindée sous forme de relique dans la cordiérite, vraisemblablement la réaction de transformation est l'une de ces réactions:



ou



La phase cordiérite est caractéristique d'un métamorphisme de BP (1 kbar - 6 kbar), HT (400 °C - 1200 °C. Cependant des données expérimentales montrent que ce minéral peut être stable jusqu'à des pressions de 10 à 11 kbar (Schreyer et Yoder, 1964; Schreyer, 1968; Newton, 1972) et même il se trouve dans les roches métamorphiques de Haute-Pression quand la composition chimique de la roche est appropriée par exemple en coexistence avec le disthène (Winkler 1968). Pour Clemens et al., (1981) le champ de stabilité de la cordiérite est relativement large.

Schreyer et Yoder (1964, p. 293) ont fixé la transition à la cordiérite Mg



Fig. 59 a - Nodules de cordiérite moulées par la foliation de la matrice.
 (G = grenat, C = cordiérite pinitisée, A = andalousite,
 M = micas, O = opaques, F = foliation.)

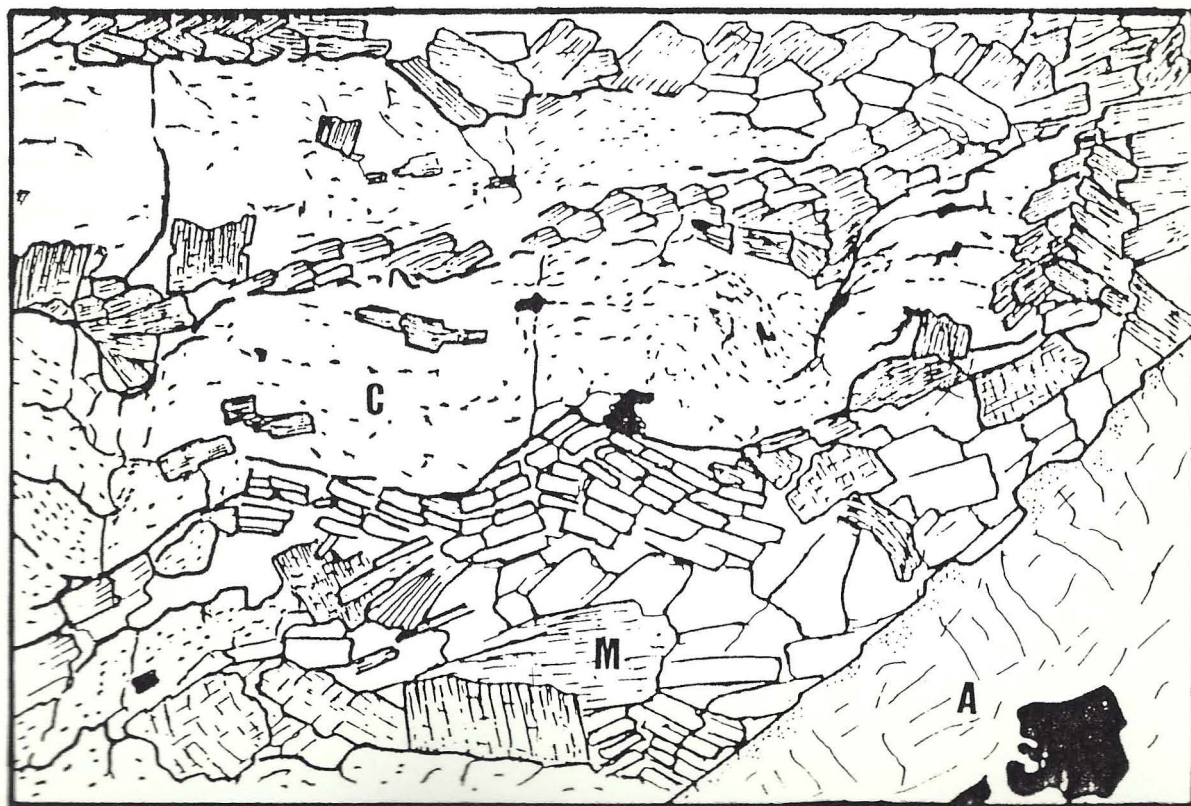


Fig. 59 b - Poeciloblastes de cordiérite amiboïde, statiques sur la foliation de la matrice.
 Même légende que la Figure 59a.

(à partir de la réaction ci-dessus) à une température de 685°C pour une $P_rS = 10$ kbar.

- Lorsque la cordièrite et l'andalousite sont costables, la cordièrite peut se former à des $T > 500$ °C suivant la réaction:



- Lorsque la cordièrite est associée au grenat, ce dernier présente un caractère tardif par rapport à la cordièrite et sa formation dérive probablement de la réaction suivante:



CONCLUSION

L'étude des relations microstructurales entre la matrice et les porphyroblastes de cordièrite montre qu'il y a au moins deux phases de croissance de la cordièrite:

- un premier temps donnant une cordièrite I précoce: la foliation S2 qui moule les porphyroblastes de cordièrite dans lesquels est préservée une première foliation S1 sous forme d'inclusions internes rectilignes ou sigmoïdes.

- un deuxième temps donnant une cordièrite II tardive sous forme de plages amiboïdes statiques, guidées par la composition chimique de la matrice, ou sous forme de frange réduite (limpide et sans microstructures internes) qui couronne la cordièrite I.

1.3.8. LA TOURMALINE

La cristallisation de la phase tourmaline dans l'encaissant au contact immédiat du granite présente un caractère ponctuel et s'intègre dans les phénomènes pneumatolytiques.

On note la formation de véritables tourmalinites à Azib El Kaid (au contact du granite de Ras el Abiad), à Sidi Boutboul (au contact d'un granite sub affleurant). Les cristaux de tourmaline peuvent être associés fréquemment à de petites lamelles de muscovite, de quartz et d'une manière moindre à des blastes de grenat (Lame Azib El Kaid) et d'andalousite (Lame J57-1).

Dans ces tourmalinites la foliation métamorphique est marquée par une alternance de niveaux siliceux et de niveaux de tourmaline à cristaux allongés, l'ensemble est fortement microplissé.

Quand le grenat est associé à ces tourmalinites, il est sous forme de poeciloblastes, statiques sur la foliation soulignée par l'allongement des prismes de tourmaline. Cette foliation est fossilisée sous forme de schistosité interne (Si) à l'intérieur des cristaux de grenat. La cristallisation de la phase grenat, manifestation tardive, semble être guidée par la composition chimique de la matrice (probablement elle a la même origine que le grenat associé aux granites).

Indiscutablement la porphyroblastèse à andalousite est antérieure à la phase tourmaline dont la croissance est superposée à un fond probablement silico-alumineux, souligné par des traînées charbonneuses qui semblent mouler les andalousites. Il faut souligner que la phase tourmaline est relativement abondante, ce qui permet de la considérer comme une signature de la phase fluide qui percole le long des cisaillements.

CONCLUSION

L'orientation du grand axe des sections de tourmaline définit le plan de la foliation. Ces cristaux ne sont pas déformés, leur croissance est située probablement au cours de la formation de cette foliation (au cours de la déformation). Et par conséquent, les phénomènes pneumatolytiques ont débuté avant la fin de la déformation, ce fait est confirmé par le microplissement des tourmalinites.

II. ZONATION DES GRENATS

Les analyses quantitatives, ainsi que les profils de distribution de certains éléments (Mn, Fe, Mg, Ca) du centre vers la bordure des cristaux de grenat (essentiellement le grenat 2) ont été réalisés à la microsonde électronique Camebax, de l'université Pierre et Marie Curie à Paris VI. un certain nombre d'analyses ont été choisies pour leur qualité et elles sont dans le tableau. Dans l'ensemble, les grenats montrent clairement une zonation chimique du centre vers la périphérie d'une part, et d'autre part l'ouvarovite, l'andradite, et le pyrope ne sont présents qu'en faible quantité alors que les teneurs les plus élevés sont en almandin, en grossulaire et en spessartine

II.1. LES DIFFERENTS TYPES DE ZONATION

Il a été établi d'après les travaux de plusieurs auteurs [De Berthune et al. (1965,1968,1975); Atherton et Edmunds (1966); Harte et Henley (1966); Hollister (1966,1969) Brown (1967,1969) Grant et Weiblen (1971) Kurat et Scharbert (1972), Lopez Ruiz et al. (1975), Richard-Gibson et Speer (1986), Petrakakis (1986)] que les grenats des roches métamorphiques peuvent présenter trois types de zonation:

Les types de zonations sont essentiellement basées sur la distribution du Mn car cet élément est probablement le plus sensible aux variations des conditions de Pression et de température.

a. Une zonation normale

Caractérisée par une décroissance progressive de la teneur en Mn du cœur vers la périphérie, et généralement une augmentation en almandin et en pyrope.

b. Une zonation normale avec bordures enrichies en Mn

La décroissance progressive de la teneur en Mn du centre vers la périphérie est suivie par une réaugmentation en Mn vers la bordure.

c. Une zonation inverse

Caractérisée par une augmentation de la teneur en Mn du cœur vers la périphérie.

II.2. LES GRENATS DES MICASCHISTES DU SECTEUR DE SIDI BEN AZZOUZ

Ils montrent clairement une zonation (ou cryptozonation) normale: décroissance de la teneur en Mn (Sp=Spessartine) du centre vers la bordure du cristal, accompagnée d'une augmentation parallèle du Fe (ALm=Almandin) et du Mg (Py=Pyrope), Fig; 60.

On peut noter un léger enrichissement en Mn de la bordure et ceci est caractéristique des grenats présentant une auréole de réaction (le zonage est normal dans le secteur central du minéral alors que les bordures se montrent légèrement enrichies en Mn).

Le Ca (Gr=Grossulaire) présente une zonation inverse par rapport à la zonation normale qui consiste en un appauvrissement en Ca du cœur vers la périphérie.

On peut remarquer que la variation de Mn, Mg, Fe, Ca est graduelle.

Le diagramme triangulaire Almandin + Spessartine + Pyrope + Grossulaire Fig. 61., permet de visualiser la tendance chimique à une augmentation du rapport Almandin / Pyrope et diminution du rapport Spessartine / Pyrope du centre par rapport à la bordure.

II.3. LES GRENATS DES MICASCHISTES DE LALLA TITTAJ

Des traversées ont été effectuées dans des grenats qui renferment des reliques de staurotides dans leur partie centrale, Fig. 62a, globalement, les variations sont comme suit:

Les grenats sont riches en Almandin 70 %, 9 % en Spessartine, 8% en Pyrope et 5% en Grossulaire. Les profils de distribution bordure-centre-bordure montrent clairement une zonation, Fig. 62b

- La zone Z1 montre une nette croissance en Mn, FM, et XFe. Et une décroissance en Fe et Mg.

- La zone Z2, par contre montre une évolution inverse qui consiste en une décroissance de la teneur en Mn, FM, XFe, Ca, et une croissance en Mg.

- La zone Z3 qui correspond à la bordure est caractérisée par une diminution du contenu en Mn, en Mg et une augmentation du contenu en Ca, en

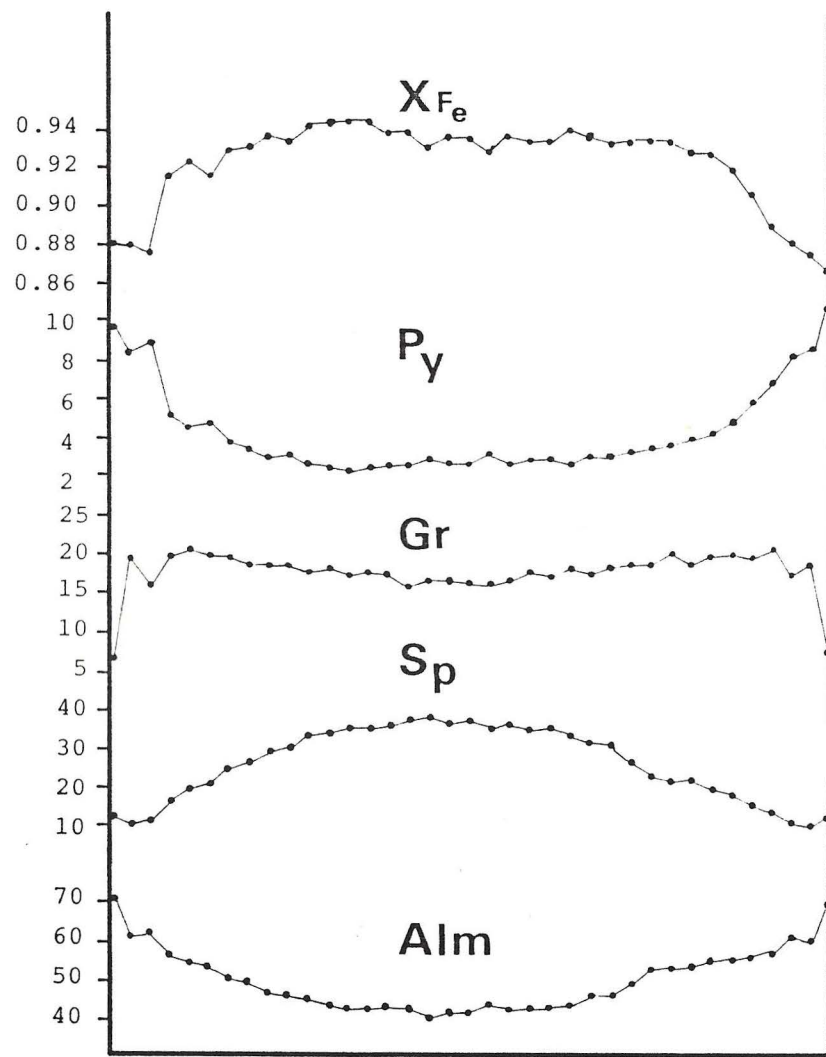


Fig. 60 - Grenats des micaschistes de Sidi Ben Azzouz : Profils de distribution des éléments Alm, Sp, Gr, Py, X_{Fe} .

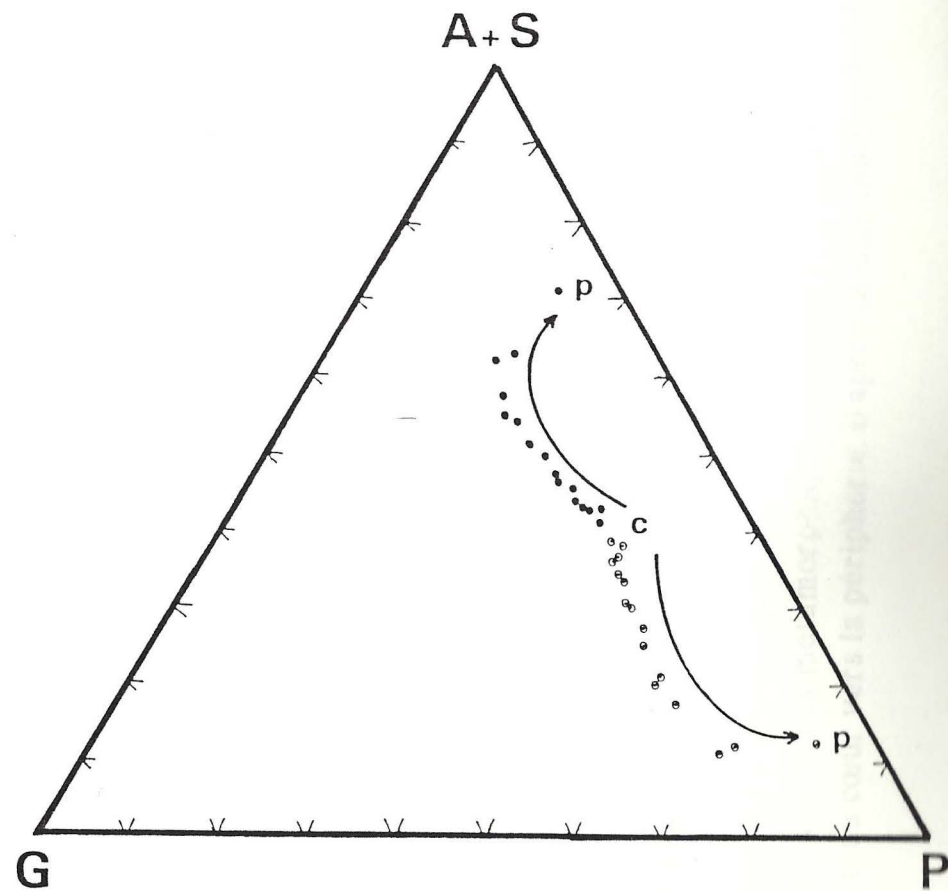


Fig. 61 - Diagramme almandin + spessartine + pyrope + grossulaire pour les grenats des micaschistes de Sidi Ben Azzouz.

- diagramme almandin-grossulaire-pyrope.
- diagramme spessartine-grossulaire-pyrope.

Fe, FM et XFe.

Vu ce qui précède, il paraît que la zonation est globalement normale: diminution progressive de la teneur en Mn et augmentation en Fe du secteur central du minéral vers sa bordure.

La zone Z1 qui borde de part et d'autre la staurotide présente une évolution inverse, et c'est la staurotide qui en est responsable: l'augmentation du contenu en Mn dans le grenat provient de la libération de Mn contenu dans la staurotide (qui devient instable) par diffusion intracrystalline.

II.4. LES GRENATS DES AMPHIBOLITES A L'EST DU GRANITE DE RAS

EL ABIAD

Dans les roches basiques (amphibolites) comme dans les roches grésopélitiques, le grenat est l'un des minéraux index servant à repérer l'intensité du métamorphisme (Felix, 1968).

Globalement les grenats des amphibolites sont plus riches en grossulaire et en spessartine que ceux des micaschistes.

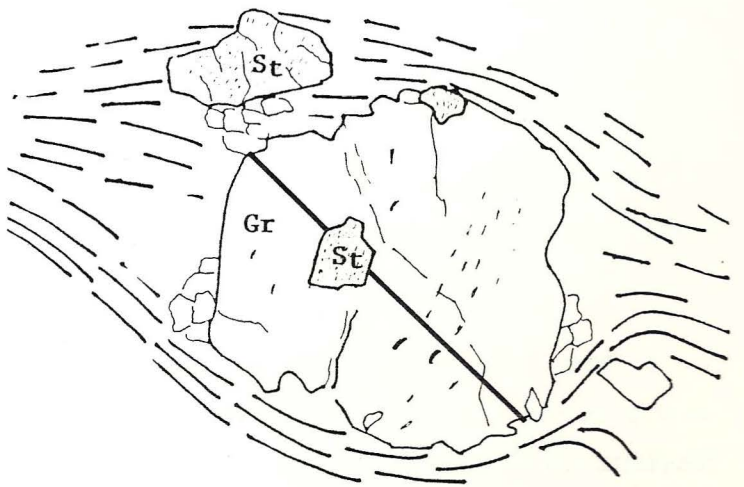
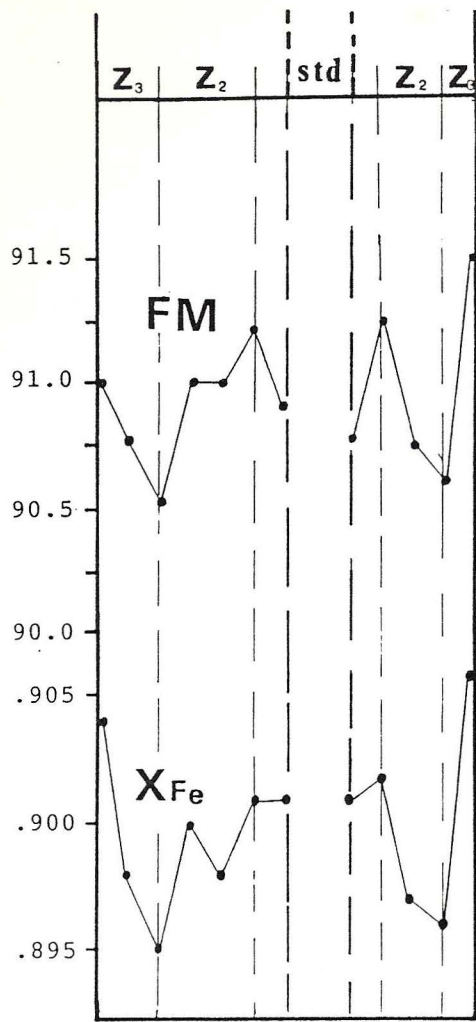
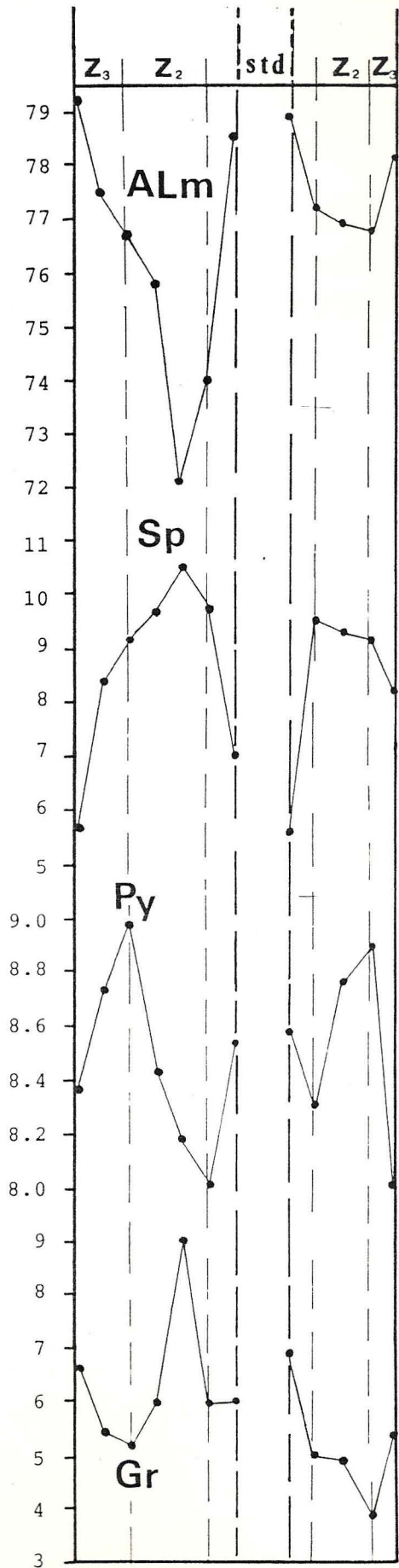
Les profils de distribution bordure-centre-bordure présentent clairement une zonation, Fig. 63:

- Le contenu en Mn décroît progressivement du cœur vers la périphérie (Z1 et Z2) et croît en bordure (Z3).
- Le contenu en Ca présente une évolution analogue à celle du contenu en Mn.
- Le contenu en Fe croît du centre vers la bordure.

Donc il s'agit d'une zonation normale avec bordures enrichies en Mn et en Ca. Il faut remarquer que certains points présentent des irrégularités dans le profil de distribution: ces points sont situés à proximité des inclusions dans le grenat telque: l'apatite, l'ilménite et l'epidote.

II.5. CONCLUSIONS

Les grenats pyralspitiques (cad les grenats alumineux: Almandin, Pyrope, Spessartine) des roches métamorphiques présentent toujours une variation de la composition du cœur vers la périphérie. D'après la distribution de Mn (variation

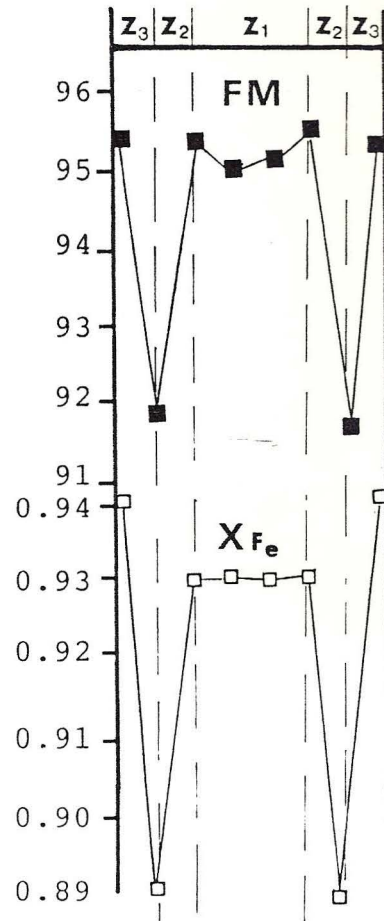
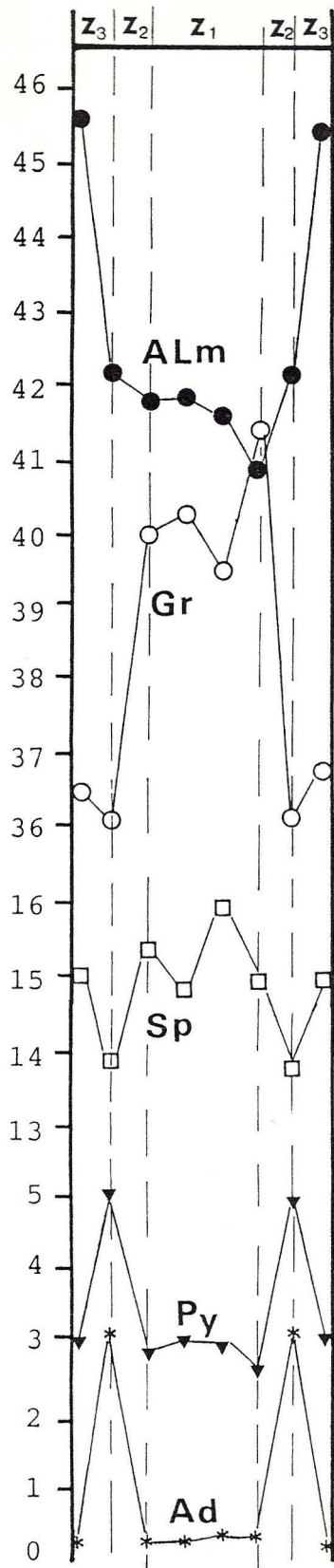


62.a - Traversée dans un grenat contenant une relique de staurotide à foliation interne.

62.b - Grenats des micaschistes de Lalla-Tittaf : Profils de distribution des éléments : Gr, Py, Sp, Alm.



Fig. 62



$$FM = \frac{Fe + Mn}{Fe + Mg + Mn}$$

$$X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$$

Fig.63 - Grenats des amphibolites à l'Est du granite de Ras el Abiad.

en spessartine) trois types de zonation peuvent être distinguées: Zonation normale, Zonation normale avec bordure enrichie en Mn et Zonation inverse.

Systématiquement les grenats à zonation normale se présentent dans les faciès de faible à moyen degré dans les roches ayant enregistré un métamorphisme progressif c'est le cas des grenats des micaschistes de Sidi Ben Azzouz, de Lalla Tittaf, et des grenats d'amphibolites à l'Est de Ras El Abiad. Autrement dit ces grenats sont formés dans un climat de métamorphisme progressif. Par contre dans les faciès métamorphiques de haut degré, normalement les grenats présentent une zonation inverse (Grant et Weiblen, 1971; Kurat et Scharbert, 1972; Lopez Ruiz al., 1975). L'association grenat-disthène, qui correspond au plus haut degré métamorphique dans le secteur n'a pas été mise en évidence. L'analyse de ces grenats montrera globalement une zonation inverse.

Les grenats à bordure enrichie en Mn sont rattachés par plusieurs auteurs (Chinner 1962; De Berthune et al. 1968, 1975; Linthout et Westra 1968; Lopez Ruiz et al. 1975) à un grade moyen de métamorphisme dans lequel les roches ont subi un polymétamorphisme ou juste un rétro-métamorphisme.

Pour ces auteurs la périphérie s'enrichit en Mn:

1- quand le minéral s'accroît sous l'effet d'une augmentation soudaine de la température due à un métamorphisme thermique postérieur. C'est le cas des grenats des micaschistes de Sidi Ben Azzouz, et les grenats des amphibolites, situés dans l'auréole de contact du granite de Ras El Abiad.

Et ceci va dans le sens d'une mise en place tardive du granite par rapport à la phase tectonique majeure (D2) responsable de la croissance du grenat 2 qui a fait l'objet de ces analyses à la microsonde.

2- quand le grenat subit une résorption (rétromorphose) due à un changement des conditions P-T et le Mn est retenu ou réutilisé dans le grenat résiduel. Cette deuxième possibilité est à écarter, puisque les grenats analysés ne montrent aucune trace de rétro-morphose.

Il faut noter que le profil de distribution du Ca peut être semblable à celui de Mn, ou peut présenter des irrégularités.

Remarques:

Il est important à souligner que les analyses à la microsonde des phases qui coexistent (Grenat-staurotide-Biotite-chlorite) indiquent que les variations du

$X_{Mg} = \frac{Mg}{Fe+Mg}$ et du $X_{Mn} = \frac{Mn}{Fe+Mn}$ se font comme suit:

- Pour X_{Mg} : Gr(c) < Gr(p) < Std < Bi < Chl

- Pour X_{Mn} : Gr(c) > Gr(p) > std > chl > Bi

(c) = coeur

(P) = périphérie

III. LES CONDITIONS PRESSION-TEMPERATURE DES DEFORMATIONS: RESULTATS GEOTHERMO- BAROMETRIQUES

Les conditions (P-T) d'une phase métamorphique sont déterminées par application des méthodes géothermo-barométriques qui reposent essentiellement sur la notion d'équilibre et celle de réactions interminérales.

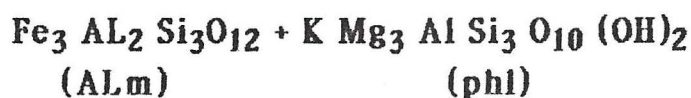
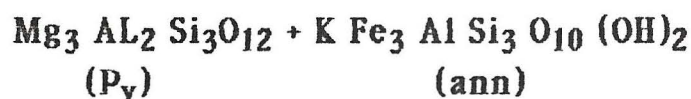
Au cours d'une réaction minérale, il s'effectue un échange de matière ou d'énergie entre les différentes parties du système.

Ainsi les calculs thermométriques ou barométriques exploitent la dépendance thermique ou barométrique de la distribution des éléments entre les phases connues (solides ou liquides). Plusieurs géothermomètres ou géobaromètres minéralogiques sont connus actuellement, et leur utilisation nécessite l'analyse à la microsonde électronique. Il faut rappeler que les analyses à la microsonde ont été effectuées sur les minéraux zonés en équilibre: grenat: staurotide / biotite. L'étude des assemblages métamorphiques du secteur et les compositions chimiques des couples de minéraux co-stables permet de tracer l'évolution P-T-t. Les températures de cristallisation des assemblages dans la série grésopélitique ont été calculés en utilisant le géothermomètre grenat / biotite, établi par Ferry et Spear, 1978, et réutilisé jusqu'à nos jours par plusieurs auteurs. Les Grenats analysés sont concentriquement zonés avec le cœur riche en Mn et les bords riches en Fe, autrement dit ils montrent une variation en aller - retour du cœur à la périphérie dans le système grossulaire / pyrope / spessartine, ainsi que des variations significatives du $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$. Les biotites avec qui les grenats sont en équilibre présentent une certaine homogénéité. Les staurotides analysées montrent, en plus des variations en FeO et Fe₂O₃, un accroissement du rapport X_{Mg} du cœur vers la périphérie, alors que les biotites avec qui ils sont en équilibre présentent une certaine homogénéité.

III.1. GEOTHERMOMETRE GRENAT-BIOTITE Fig. 64.

Il permet l'estimation de la température à partir du KD (Mg-Fe), (KD = coefficient de distribution) obtenu à partir de l'analyse à la microsonde du Grenat et de la Biotite. La répartition systématique (ou l'échange) du Fe, Mg, Mn, Ca, entre les Silicates du métamorphisme qui coexistent en fonction de la température a été démontrée par plusieurs auteurs (A. B. Thompson 1976a, b;

Goldman et Albee 1977; Ferry et Spear 1978; Ferry 1980; Labokta 1980).



$$K_D = \frac{(\text{Mg} / \text{Fe})_{\text{Gr}}}{(\text{Mg} / \text{Fe})_{\text{Bi}}}$$

$$\ln K_D = -\frac{2109}{T(^{\circ}\text{K})} + 0.782 \quad \text{avec } P = 2.07 \text{ Kbar} \quad (1)$$

En tenant compte de la correction en Ca et Mg dans le Grenat:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{1586 X_{\text{Ca}} + 1308 X_{\text{Mn}} + 2089 + 0.0059 P(\text{bar})}{0.78198 - \ln K_D} \quad (2)$$

(1) D'après Ferry et Spear 1978

(2) D'après Gangly 1979

L'application du géothermomètre grenat- biotite nécessite que ces deux minéraux soient en équilibre. Les analyses à la microsonde ont été faite dans deux stations:

- J30-a: (de 48 à 63)

- J7: (de 65 à 97)

Les analyses sélectionnées dans ces deux stations, permettent l'estimation de la température (Tableau 2).

Remarques:

1) L'analyse 72 est faite dans une biotite complètement englobée par le grenat.

2) Les T° aux bords des Grenats sont élevées par rapport à celles du centre

3) La Pr est estimée à partir de la courbe représentant la transition entre la zone à disthène + staurotide et la zone à sillimanite, Fig. 65.

An	Mg/Fe Bi	Mg/Fe Gr (c)	Mg/Fe Gr (p)	XCa Gr (c)	XCa Gr (p)	XMn Gr (c)	XMn Gr (p)
48	0,976	0,057	0,078	0,178	0,196	0,363	0,267
49	0,989	0,059	0,135	0,184	0,068	0,344	0,122
52	0,960	0,069	0,136	0,192	0,185	0,306	0,111
55	1,043	0,074	0,153	0,174	0,075	0,383	0,117
56	0,870	0,057	0,141	0,180	0,188	0,359	0,106
58	0,927	0,066	0,153	0,190	0,070	0,301	0,115
60	0,995	0,064	0,142	0,159	0,184	0,382	0,104
62	1,061	0,065	0,135	0,169	0,068	0,375	0,122
63	1,018	0,067	0,141	0,193	0,159	0,297	0,121
65	0,997	0,068	0,136	0,178	0,185	0,357	0,111
67	1,018	0,057	0,090	0,177	0,199	0,363	0,172
72	0,794	0,067	0,153	0,168	0,073	0,374	0,116
74	0,868	0,058	0,133	0,180	0,177	0,350	0,116
78	0,971	0,075	0,121	0,170	0,208	0,375	0,142
92	1,024	0,072	0,103	0,191	0,202	0,272	0,162
97	0,970	0,060	0,135	0,180	0,070	0,336	0,120

An	KD (c)	KD (p)	ln KD (c)	ln KD (p)	T°C (c) (corrigée)	T°C (p) (corrigée)	T° C (c) moyenne	T° C (p) moyenne	P bars (p)
48	0,058	0,080	-2,847	-2,525	517	565	543	627	6000
49	0,060	0,136	-2,813	-1,995	520	582			
52	0,072	0,142	-2,613	-1,952	551	659			
55	0,071	0,147	-2,645	-1,917	569	609			
56	0,065	0,162	-2,733	-1,821	542	705			
58	0,071	0,165	-2,645	-1,802	545	644			
60	0,064	0,143	-2,749	-1,945	537	657			
62	0,061	0,127	-2,797	-2,063	528	562			
63	0,066	0,138	-2,718	-1,980	528	639			
65	0,068	0,136	-2,688	-1,995	551	644			
67	0,056	0,088	-2,882	-2,430	509	552			
72	0,084	0,193	-2,477	-1,645	606	706			
74	0,067	0,153	-2,703	-1,877	545	683			
78	0,077	0,125	-2,564	-2,079	585	644			
92	0,07	0,100	-2,660	-2,303	531	583			
97	0,062	0,139	-2,780	-1,973	523	590			

Tableau :2
Estimation de la T° à partir du
géothermomètre Grenat-biotite
avec correction en Ca et en Mn
(d'après Ferry et Spear, 1978;
et Gangly, 1979)

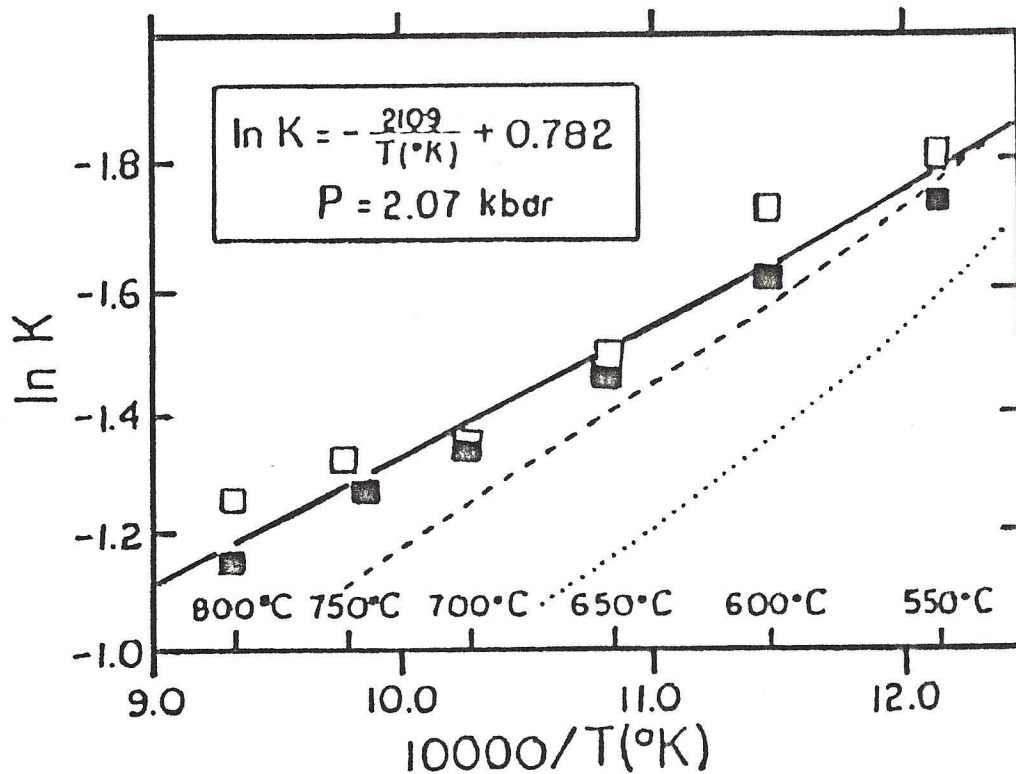


Fig. 64 - Le tracé du $\ln K_D = \ln \frac{(M_g/F_e)_{Gr}}{(M_g/F_e)_{Bi}}$

Tracé en tireté d'après Thompson, 1975.

" " pointillée d'après Goldman et Albee, 1977.

" continu, d'après Ferry et Spear, 1978.

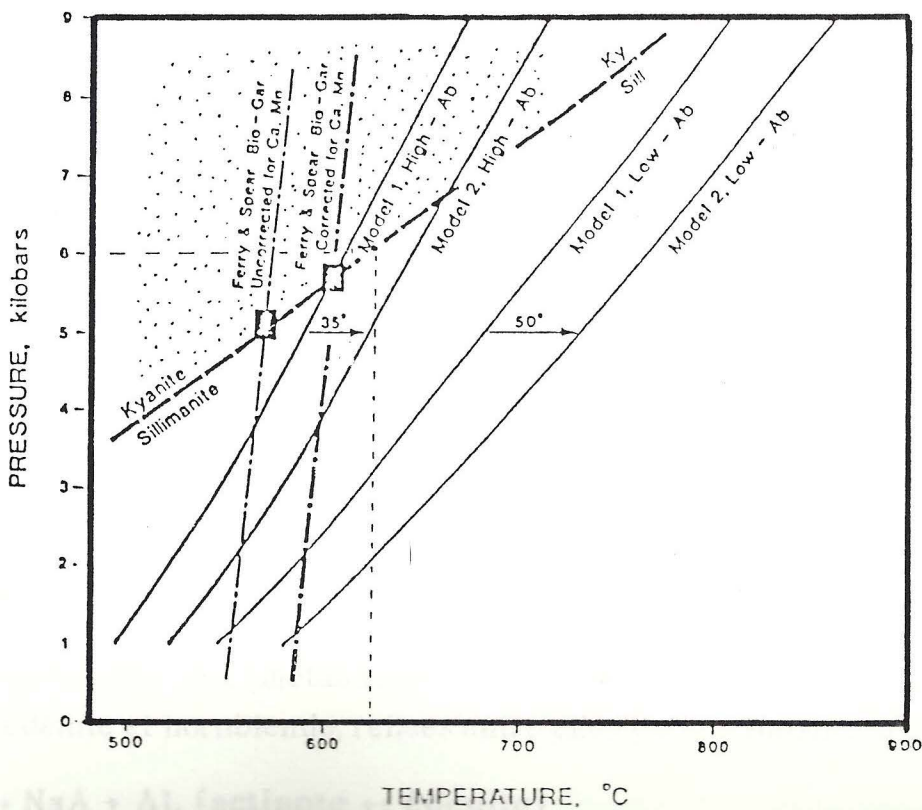
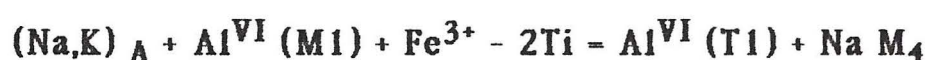


Fig. 65 - Domaine d'équilibre de la staurotite et zone de transition disthène-sillimanite.

III.2. GEOCHIMIE DES AMPHIBOLES

Les analyses du tableau II montrent que ces amphiboles (A1 et A2) sont dans l'ensemble pauvres en MnO, TiO₂ et K₂O. Les différentes amphiboles analysées présentent des variations en FeO, MgO et Na₂O, alors que CaO varie très peu et cela est dû au fait qu'à tout moment le milieu est tamponné en Ca par le Sphène et/ou un plagioclase riche en anorthite (voir composition des plagioclases). Elles sont plus ou moins zonées. Pour le calcul des formules structurales des amphiboles, l'équilibre des charges a été toujours respecté:



D'après la classification de LEAKE (1978), Fig. 66a: il s'agit d'amphiboles calciques: $(Ca + Na)_B > 1.34$, $Na_B < 0.67$; Fig. 66b, et plus précisément des actinotes hornblendes, magnésio-hornblende, des ferro-hornblendes, et des hornblendes tchermakitiques.

III.3. EVOLUTION THERMO-BAROMETRIQUE DES AMPHIBOLES AU COURS DU METAMORPHISME.

Il est classique de considérer que la répartition des ions Si⁴⁺, Al³⁺ et Na⁺ dans le réseau des amphiboles est sensible aux variations des conditions physiques (P,T):

- Si⁴⁺ augmente et (NaA + NaM₄) diminue quand le degré du métamorphisme diminue (Boyd, 1954, 1956; Bard, 1970),

- NaA augmente quand T augmente (Vittel et Fabriès, 1982),

- Al^{VI} (dans le site M1) augmente quand P augmente, à température constante (Leake, 1965; Binns, 1965a, b; Fabriès, 1963; Raase, 1974; Laird et Albee, 1981).

- Ti / Al augmente quand la pression diminue (Hynes, 1982)

- TiO₂ est aussi un marqueur utile fiable à la variable T (Zakrulin, 1968; Raase, 1974): TiO₂ augmente dans l'amphibole quand la température augmente.

Les amphiboles des metabasites sont définies par le jeu des pôles actinotes, édenite et hornblende, reliées entre elles par les substitutions:

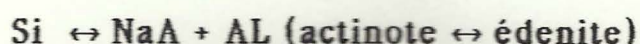
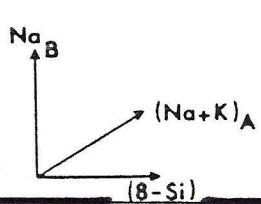
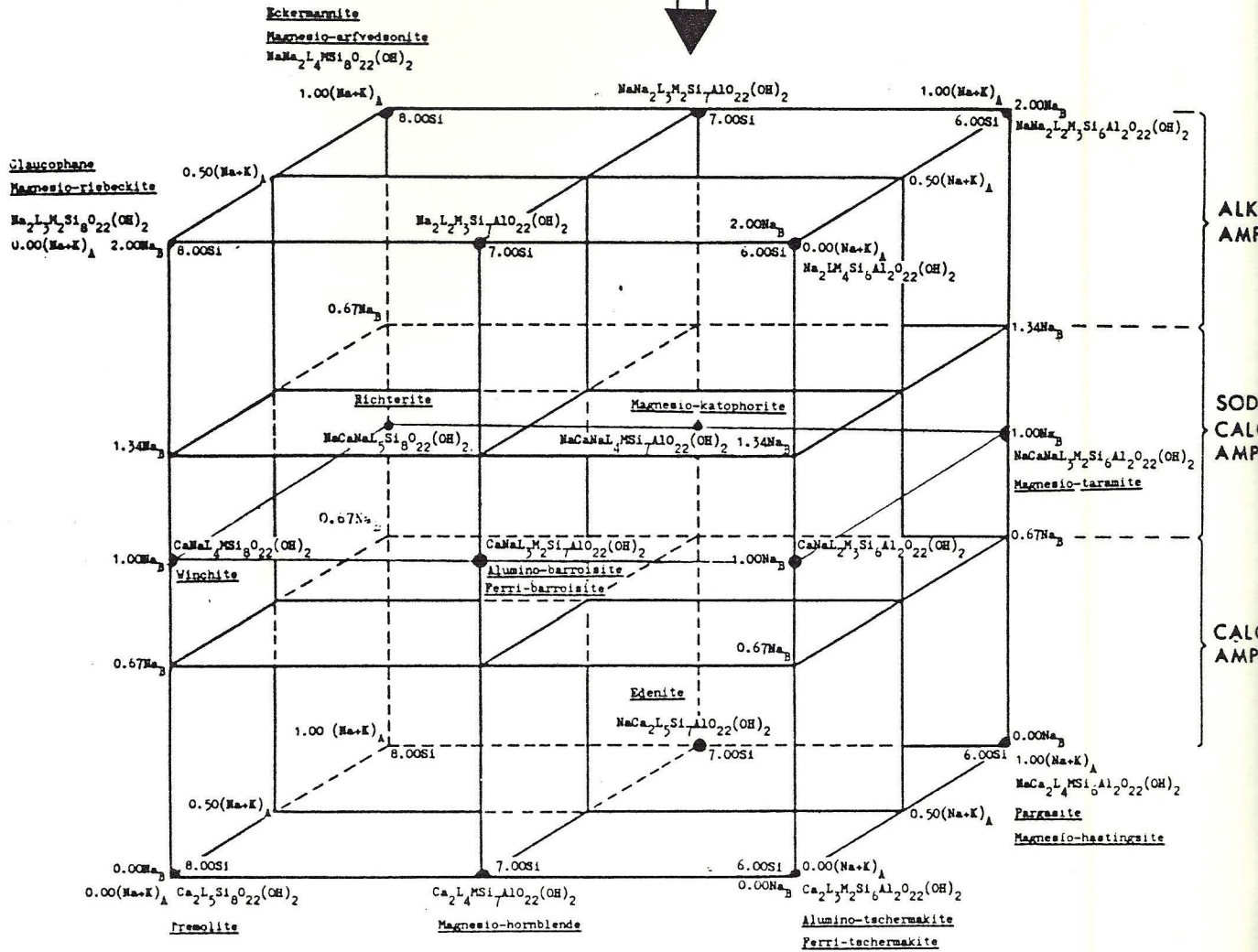


Fig.66 -



L=Mg, Fe²⁺ and Mn.
 M=Fe³⁺, Al^{VI}
 OH=O, OH, F, Cl

Names are only given for Mg end members.

a - Classification des amphiboles pour $(Ca + Na)_B \geq 1.34$, (E. LEAKE, 1978).

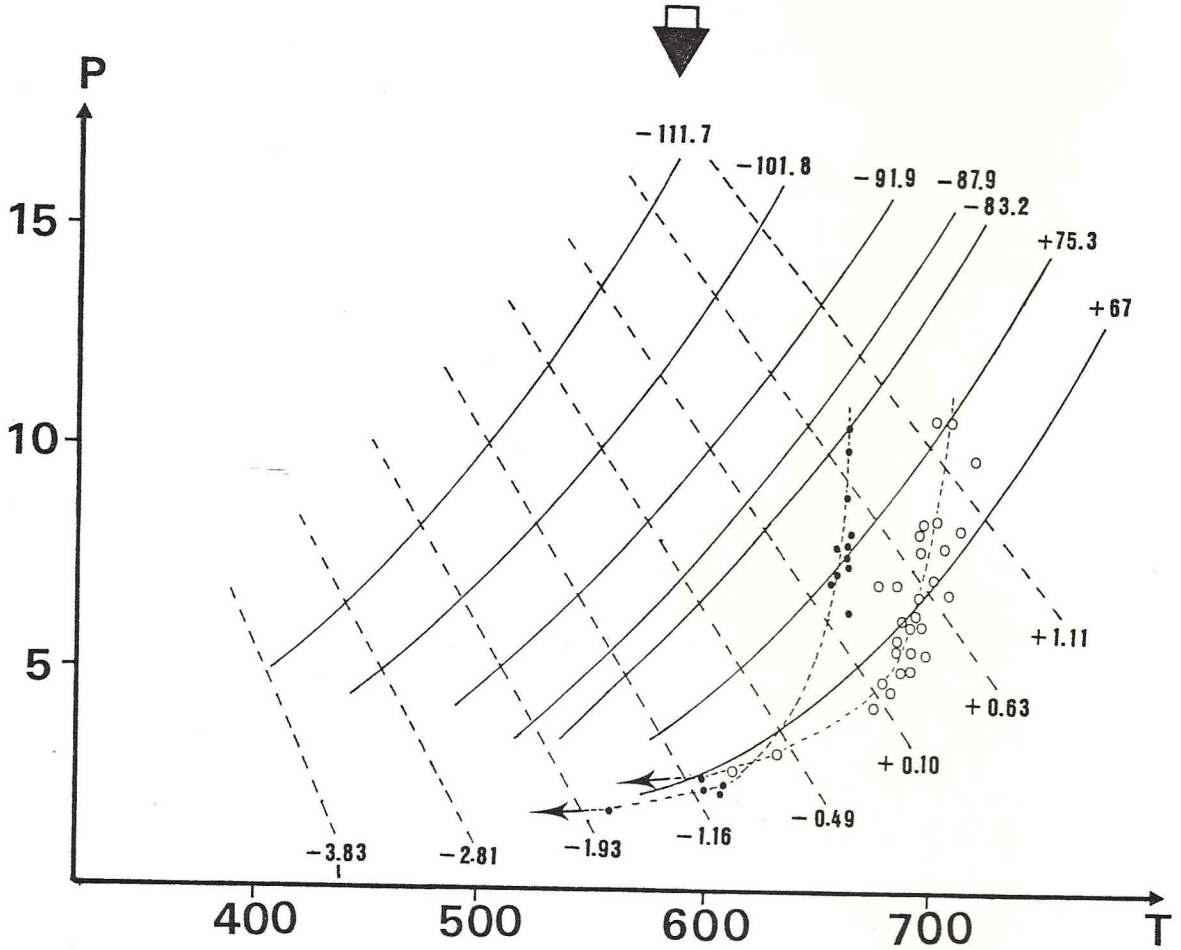
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$

	8.00	7.75	7.50	7.25	7.00	6.75	6.50	6.25	6.00	5.75
1.00	Trémolite	Hornb. Tremol.								
0.90	Actinote	Hornb. actinolitique								
0.50	Ferro-actinote	Hornb. Ferro-actinote								
0.00										

b - Classification des amphiboles, d'après E.L. $(Na+K)_A < 0.50$; $Ti < 0.50$.

Δ amphiboles analysées des métabasites

Fig.67 -



a- Isothermes d'équilibre :

trémolite \rightleftharpoons édénite (---) (+1.11 < Ln K_D < - 3.83)

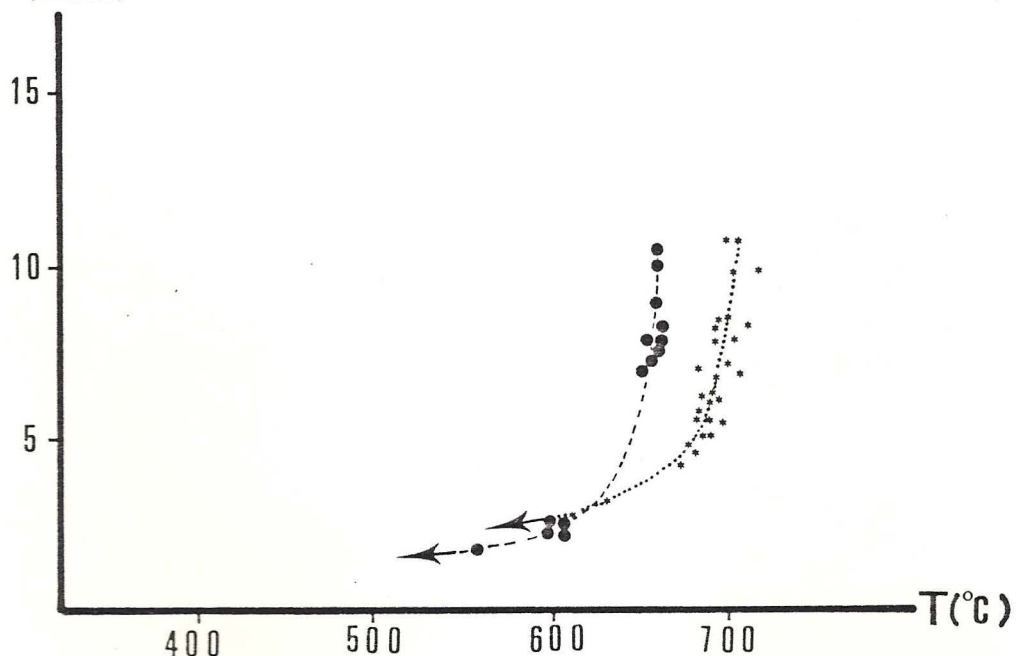
et édénite \rightleftharpoons Mg hornblende (—) (67 < Ln K_D < - 111.7)

avec les conditions P,T de cristallisation des amphiboles de la ZCMO des Rehamna.

○ Station 1

● Station 2

P (Kbar)



b- Chemin P (kbar) - T (°C) des amphibolites dans la ZCMO.

pour (1978).

Si 5.75

skite

près E.LEAKE (1978) pour

ites intercallées

et $(\text{Si}+\text{Mg}) \leftrightarrow (\text{AL}^{\text{IV}}+\text{AL}^{\text{VI}})$

(actinote/Mg hornblende \leftrightarrow tschermakite)

Des études thermodynamiques (Triboulet et Audren, 1985,1988) montrent que les substitutions de type trémolite / actinote \leftrightarrow édénite et de type édénite \leftrightarrow Mg hornblende sont fonction de P et T, Fig. 67a.

Le thermo-baromètre [In KD Ed - Mg H, Ln KD Ed-Tr] d'après Triboulet et Audren (1985), Tableau 3 appliqué à l'association Amphibole-Epidote-Chlorite, (avec Ed=édénite, Mg H = hornblende magnésienne, Tr=trémolite) permet de tracer le chemin P-T des amphiboles, Fig. 67b.

III.4. DISCUSSION

Notre étude a porté sur les metabasites (amphibolites) tectonisées, afin d'établir leur évolution au cours du métamorphisme et de les comparer à celle enregistrée par les métapélites; pour cela, on a essayé de voir l'évolution des amphiboles A2 (liées à D2), pour les métapélites on a choisi le grenat 2 (syn D2). Les amphiboles des metabasites analysées à la microsonde électronique CAMEBAX (Université Pierre et Marie Curie) appartiennent à deux stations (Ns-2, St.B-4), situées dans l'aurole de contact au Sud Est du leuco granite de Ras El Abiad, et fait probablement partie de la bande de cisaillement des Ouled Zedness. Les analyses montrent que les amphiboles sont zonées (qu'on peut déjà reconnaître au niveau de la lame: teinte de biréfringence et couleur non uniforme), c'est à dire elles présentent une variation géochimique du centre à la périphérie. La géothermo- barométrie appliquée à ces amphiboles zonées, associées à l'épidote, la chlorite, (plus ou moins plagioclase, plus ou moins quartz), montre une évolution progressive du métamorphisme dans les metabasites, mais rétrograde. L'analyse des petits cristaux d'amphibole montrent que leur cristallisation est liée probablement à la rétro-morphose.

Les grandes pressions et températures enregistrées par les amphiboles zonées semblent liées au fait que les amphibolites sont tectonisées dans la Z.C.M.O, et situées dans l'aurole thermique du leucogranite de Ras El Abiad. Mais tenant compte des nombreuses données bibliographiques relatives à la place des différentes faciès dans le champ P-T, (faciès amphibolite à hornblende-andésine: 650°C), on peut avancer d'une manière raisonnable un domaine de températures compris entre 450°C et 650°C, à une pression voisine de 8 Kbar.

Analyse : Station NS-2			
Amph - Ep- Chl		In K _D	Ed/Mg Hbl
		In K _D	Tr/Ed
1		-56,875	- 0,381
4		-62,384	0,099
5		-60,672	0,379
6		-59,679	0,150
7		-63,946	0,227
8		-63,990	0,367
9		-61,884	0,375
10		-78,043	1,220
11		-59,677	0,092
12		-62,720	0,269
13		-66,090	0,467
14		-66,495	0,355
15		-69,041	0,842
16		-71,458	0,887
17		-71,934	0,810
18		-68,611	0,553
19		-71,259	0,535
20		-67,300	0,524
21		-72,250	0,759
22		-67,992	0,702
23		-64,449	0,522
24		-65,122	0,435
25		-71,584	1,215
26		-75,716	1,272
27		-65,413	0,458
28		-71,348	0,714
29		-67,863	0,378
30		-57,748	- 0,084
31		-68,211	0,709
32		-69,762	0,965
33		-52,172	- 0,238
34		-62,264	0,792
35		-53,757	- 0,588
36		-51,807	- 0,820
37		-61,327	0,449
38		-56,307	- 0,014
39		-52,416	- 0,267
40		-61,886	0,263
41		-60,973	0,408
42		-58,793	0,193
43		-58,937	- 0,016
44		-61,003	0,611
45		-61,490	0,174
46		-64,895	0,733
47		-58,514	0,320
50		-60,569	0,144
51		-61,739	0,138
52		-61,693	0,191
53		-65,833	0,370
54		-62,709	0,593
61		-55,694	- 0,964

62	-51,599	- 0,230
63	-55,298	- 0,108
64	-59,681	0,340
65	-60,714	0,179
66	-59,745	0,085
67	-65,256	0,385
68	-62,069	0,371
69	-62,295	0,357
70	-60,637	0,002
71	-58,709	0,026
72	-62,327	0,576
73	-58,845	0,072
74	-61,246	0,495
75	-57,889	0,345
76	-57,401	0,028
77	-66,207	0,715
79	-46,051	-2,670
80	-61,507	0,406
81	-60,484	0,388
82	-69,405	0,799
83	-59,875	- 0,152
84	-53,613	- 0,296
85	-61,088	0,087

a.

Analyse: Station B-4 Amp - Ep - Chl	In K_D Ed/Mg Hbl	In K_D Tr/Ed
4	- 71,571	0,002
6	- 60,389	- 0,623
13	- 60,364	- 1,006
19	- 73,784	0,262
20	- 73,958	0,290
22	- 75,194	0,342
28	- 62,612	- 0,945
29	- 76,169	0,368
30	- 64,934	- 1,108
31	- 81,080	0,671
32	- 63,519	- 1,111
33	- 74,797	0,215
35	- 62,162	- 1,696
37	- 78,433	0,593
38	- 75,863	0,459
39	- 82,855	0,752

b.

Géothermo-baromètre [In K_D Ed - Mg Hbl, In K_D Ed-Tr] appliqué aux amphiboles des Rehamna. Ed = édenite, Mg Hbl = hornblende magnésienne, Tr = Trémolite

Association : Amp (amphibole) - Ep (epidote) - chl (chlorite)

Fig. 10 - "L'effet de la température" d'après Fontaine

(1964)

IV. L'EFFET DE SOCLE (D'APRES FONTEILLES ET GUITARD, 1964).

On estime que pendant le métamorphisme la température est la variable la plus importante et son intensité en un point donné comme sa durée d'application dépend de l'interaction de plusieurs paramètres, dont en particulier la nature des couches traversées par le flux de chaleur.

En effet, la conductivité thermique des roches est variable et l'illustration concrète est donnée par le cas d'un ensemble orogénique qui incorpore des roches dont la composition chimique est presque identique, mais fortement différentes sur le plan minéralogique et sur celui de la conductivité thermique:

- les granites ou un matériel équivalent comme les ignimbrites, rhyolites ou les arkoses.

- et les schistes ou micaschistes pelitiques.

La morphologie des isogéothermes (surfaces d'égale température) varie lorsqu'on suit la progression d'un flux thermique: le socle granitique (ou son équivalent) transmet rapidement un puissant flux thermique sur ses bordures, ce qui se traduit par un resserrement brutal des surfaces isothermes (donc une forte élévation du gradient géothermique) à proximité des deux ensembles lithologiques. Fig. 68.

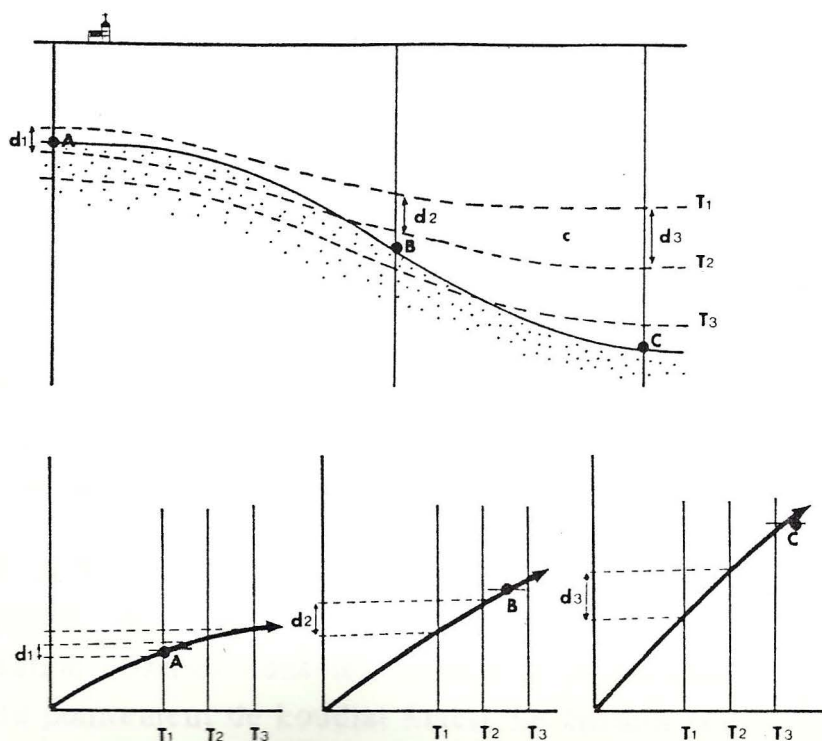


Fig. 68 - "L'effet de socle" d'après Fonteilles et Guitard (1964).

Dans la nature les surfaces isothermes ne restent pas parallèles entre elles d'un domaine à l'autre et par conséquent une extension du flux thermique différente. Au clair de ces caractéristiques, on peut suggérer que l'effet de socle, combiné à l'action de cisaillements ductiles induisent un gradient métamorphique plus élevé dans le secteur par rapport aux domaines occidentaux (qui contient le socle représenté par le dôme de Sidi Ali) et orientaux.

V. LA RETROMORPHOSE

Les phénomènes de rétro-morphose sont caractérisés par la transformation (destabilisation) rétrograde d'assemblages métamorphiques antérieurs relativement de haut grade. La phase rétrograde essentiellement BT° à chlorite affecte à des degrés divers les paragenèses de M1, M2:

- des chlorites de petite taille en association symplectique fréquemment avec la biotite
- destabilisation des grenats en produits chloriteux
- destabilisation en micas blancs des cordiérites et des andalousites
- dans quelques échantillons l'amphibole ne subsiste plus qu'à l'état de fantômes entièrement chloritisés.
- des blastes de chlorites de grande taille (> 1 mm) isolés les uns des autres et dispersés dans la matrice, sont post S₁₋₂ et fossilisent plus ou moins clairement la crénulation.
- le chloritoïde se transforme en chlorite et en graphite.
- à proximité des zones de cisaillement, les assemblages mesozonaux sont également affectés par une rétro-morphose à quartz-chlorite-muscovite. Et généralement la chlorite est alignée sur des plans de cisaillement. L'abaissement final de la pression et de la température est responsable d'une rétro-morphose exprimée par une importante cristallisation de chlorite.

Il est probable que le début de la rétro-morphose coïncide avec le commencement de l'hydrothermalisme, se caractérisant par une intense muscovitisation observé dans les schistes à andalousite (en particulier dans l'auréole du pointement de koudiat Rmel). Le chemin rétrograde démarre avec une chute de pression et une décroissance continue de la température. Cette

baisse généralisée de la pression qui se traduit par une évolution rétrograde peut être attribuée à la remontée isostatique et la progression du front d'érosion.

VI. CONCLUSIONS CRISTALLOGÈNESE-DEFORMATION

1°/ Analyse structuro-minéralogique

- L'analyse des relations entre la déformation et la recristallisation cristalline permet de suggérer l'existence de deux épisodes syn-métamorphes majeurs D_1 - D_2 ; avec D_2 qui représente probablement une continuité de D_1 .

Cette phase majeure D_1 - D_2 est suivie par une phase tardive, probablement ductile et rétro-morphique D_3 .

- Les minéraux métamorphiques: chlorite, micas, grenat, staurotide, chloritoïde, ont cristallisé au début et durant les phases tectoniques D_1 - D_2 .

- Certains minéraux se sont développés d'une manière relativement tardive par rapport à la foliation S_{1-2} : il s'agit essentiellement de l'andalousite 1 et la cordierite 1 (formant les tâches de métamorphisme) et peut être quelques biotites.

Cette association est fréquente dans les auréoles de contact, et correspond probablement ici à un métamorphisme à haut gradient géothermique qui précéderait de peu la mise en place des fluides leucogranitique (Bard et al., 1974).

- La porphyroblastèse post cinématique (par rapport à la phase D_1 - D_2) dans les auréoles de contact (Cordierite 2, Andalousite 2, staurotide 3, biotite 3 et grenat 3) traduit plutôt le maintien d'une température élevée au contact immédiat des leucogranites. Ce qui confirme que les phénomènes thermiques durent plus longtemps que les phénomènes tectoniques.

- Le disthène et la staurotide (tardifs) qui cristallisent statiquement par rapport à la foliation S_{1-2} , probablement durant une phase inter-cinématique (comme dans le modèle Himalayen, ici par rapport à la phase D_3 , qui est probablement rétro-morphique). Ils fossilisent la schistosité S_{1-2} , avec continuité parfaite entre la schistosité interne des minéraux (S_{1-2})_i et la schistosité externe de la matrice (S_{1-2})_e. Ces minéraux sont dépourvus de zones abritées synchrones de S_{1-2} , mais indiscutablement affectés par la phase tardive D_3 .

- Les phénomènes pneumatolytiques ont débuté avant la fin de la déformation, ce fait est confirmé par le plissement des tourmalinites à grenat

(station Azib El Kaïd). Pour conclure, le Tableau 4, à titre récapitulatif est proposé.

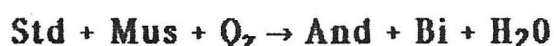
Métamorphisme	M1 — — — → M2 — — — → R= (rétromorphose)						
	D1 (S0-1)			D2 (S1-2)			D3
Déformations	Précoce	Syn	post	précoce	syn	tardif	
- Chlorite	— — — ...						— — —
- Biotite	..	— — —					
- Quartz	— — —						— — —
- Grenat	..	— — —					
- Staurotide		— — —					
- Chloritoïde		— — —				— — —	
- Disthène				— — —	
- Sillimanite					
- Andalousite					— — —	
- Cordiérite					
- Ilménite		
- Graphite		
-Muscovite/séricite		— — —					— — —
- Tourmaline					— — —		— — —

Tableau 4: Relations cristallogénèse-déformation

2°/ L'évolution P-T

L'étude des assemblages de minéraux et un certain nombre de réactions d'équilibre permettant d'évaluer le chemin P-T-t sont mises en évidence dans le secteur:

- La réaction de destabilisation de la staurotide en andalousite et en biotite se produit pour une température de 550° à 650°C et pour une pression de 2 à 4 kbar (Hoschek, 1969; Carmichael 1978; St Onge, 1984)



- La cordiérite est costable avec l'andalousite (station 1) des reliques d'andalousite subsistent dans la cordiérite, et cette dernière peut se former à des températures supérieures à 500°C suivant la réaction:



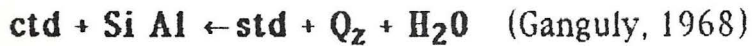
Schreyer et Yoder (1964,p.293) ont fixé la transition entre l'association chlorite + muscovite + quartz, à la cordiérite Mg à une température de 685°C pour une pression voisine de 10 kbar.

- La courbe d'équilibre ($\text{ctd}^+ \text{std}^- / \text{ctd}^- \text{std}^+$) permet une estimation de la température voisine de 550°C pour un champ de pression très large compris entre 3 et 4.5 kbar lorsqu'il est associé à l'andalousite et supérieur à 4.5 kbar lorsqu'il est associé au disthène.

- Le disthène à peu près contemporain de la staurotide post-cinématique (postérieur à la phase majeure D₁-D₂) ou inter-cinématique (entre la phase majeure D₁-D₂ et la phase tardive D₃) apparaît dans un champ de pression relativement large, qui a pour minimum 4.5 kbar.

- La présence très rare de sillimanite associée au disthène résulte probablement d'une relative augmentation de la température accompagnée d'une diminution de pression (station Est Bir el Gorda).

- La présence des reliques de staurotide dans l'andalousite avec un chloritoïde tardif par rapport à cette dernière d'une part, et d'autre part des reliques de disthène dans l'andalousite, témoignent d'une évolution rétrograde avec une baisse de température et de pression (station Est Bir el Gorda), suivant la réaction, Fig.69.



Discussion:

A la lumière de toutes ces données, nous proposons un schéma global d'évolution du schéma P-T-t suivi par les roches grésopélitiques et les amphibolites du secteur, Fig. 70.

- au cours de la phase M1, probablement prograde: augmentation progressive de P et T, avec un pic métamorphique pour les métapélites: inférieur à 6 Kbar et inférieur à 550°C alors que celui des metabasites: inférieur à 8.5 Kbar et inférieur à 600°C.

-La phase M2 débute à des pressions et/ou des températures supérieures à celles de la fin de M1, mais elle est rétrograde. Le pic métamorphique de M2 pour les métapélites: = 6 Kbar et inférieur à 600°C, alors que celui des metabasites: proche de 9 Kbar et proche de 650°C.

- La fin de M2 est de basse pression mais aussi de basse température.

Le chemin estimé pour les roches basiques, doit en principe compléter le chemin estimé pour les métapélites et permet de reconstituer le chemin total suivi par les séries métamorphiques du secteur. Il est clair qu'il ya un décalage entre les deux chemins enregistrés, et ceci est probablement dû au fait que les points d'analyses pour les métapélites et les metabasites ne font pas partie de la même station (sachant que le degré tecton-métamorphique n'est pas homogène sur tout le secteur)

Pour construire un chemin (P-T-t) précis de l'évolution métamorphique du secteur il faut une étude analytique détaillée: plusieurs stations, couvrant la totalité du secteur; l'analyse systématique des paragenèses de M1 et de M2 permettant la géothermo-barométrie.

3°/ Situation géodynamique et le chemin P-T.

Des travaux récents ont mis en évidence que le chemin Pression-Température d'une roche donnée était le résultat de l'interaction plus ou moins complexe de la tectonique et du flux de chaleur (Oxburgh et Turcotte, 1974; England et Richardson, 1977; Spear et al., 1984; England et Thompson, 1984).

Les quelques cas géologiques précis qui illustrent cette interaction (Tract et

al.,1976; Grwford et Mark, 1982; Hollister, 1982; Hodges et al.,1982, Dempster, 1985 a et b; Moles,1985) ont servi de modèles pour établir des chemins pression/température plus généraux permettant d'identifier certaines situations structurales caractéristiques (Spear, Selverstone, Hickmott, Growley et Hodges, 1984). Fig.71.

En remplaçant le chemin Pression-Température suivi par les roches métamorphiques du secteur dans leur contexte structural, on voit qu'un tel chemin est compatible avec le modèle d'England et Richardson (1977) où le chemin Pression-Température des roches métamorphiques est principalement contrôlé par la remontée et l'érosion de la croûte continentale épaissie par des chevauchements. Fig.71a.

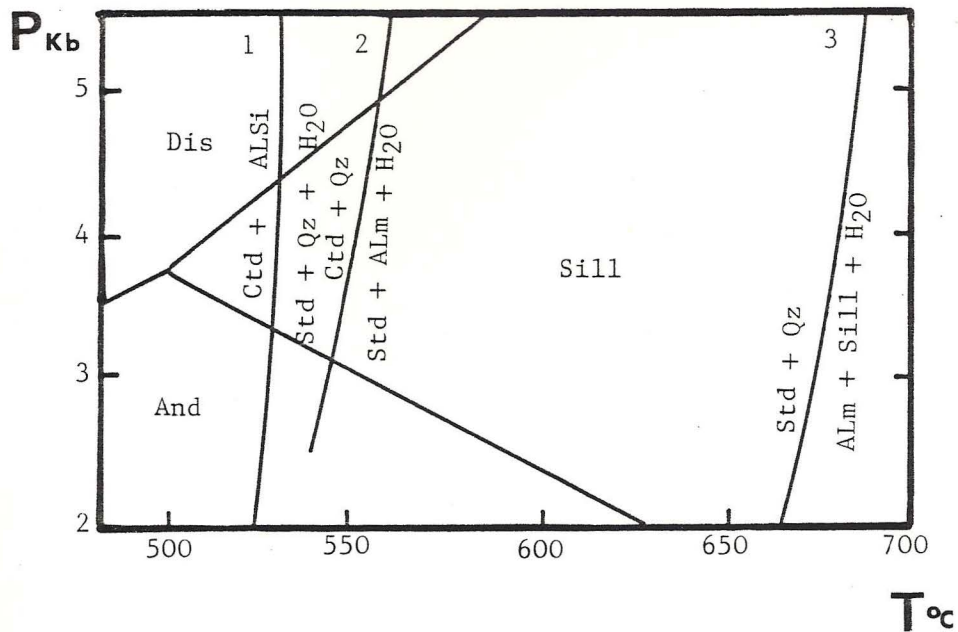


Fig.69 - Le diagramme expérimental (P-T) des silicates d'alumine, dans lequel est placé les 3 réactions 1-2-3.

Les données d'après GANGLY (1969), RICHARDSON (1968) et HOLDAWAY (1971).

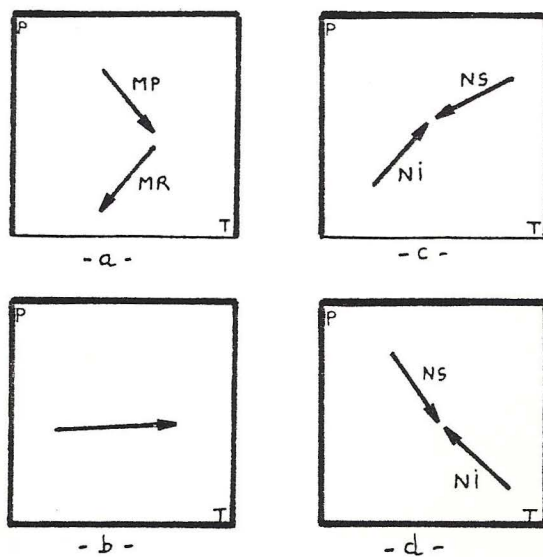


Fig.71 - chemins pression/température et situations géodynamiques (d'après Spear et al., 1984)

a - chemin P-T contrôlé par la remontée et l'érosion après épaissement crustal (England et Richardson, 1977)

MP = métamorphisme prograde, MR = métamorphisme rétrograde

b - chemin P-T contrôlé par une intrusion synmétamorphique

c - chemins P-T contrôlés par la mise en place d'une nappe supérieure "chaude" (NS) sur une nappe inférieure "froide" (NI)

d - chemins P-T contrôlés par la mise en place d'une nappe supérieure

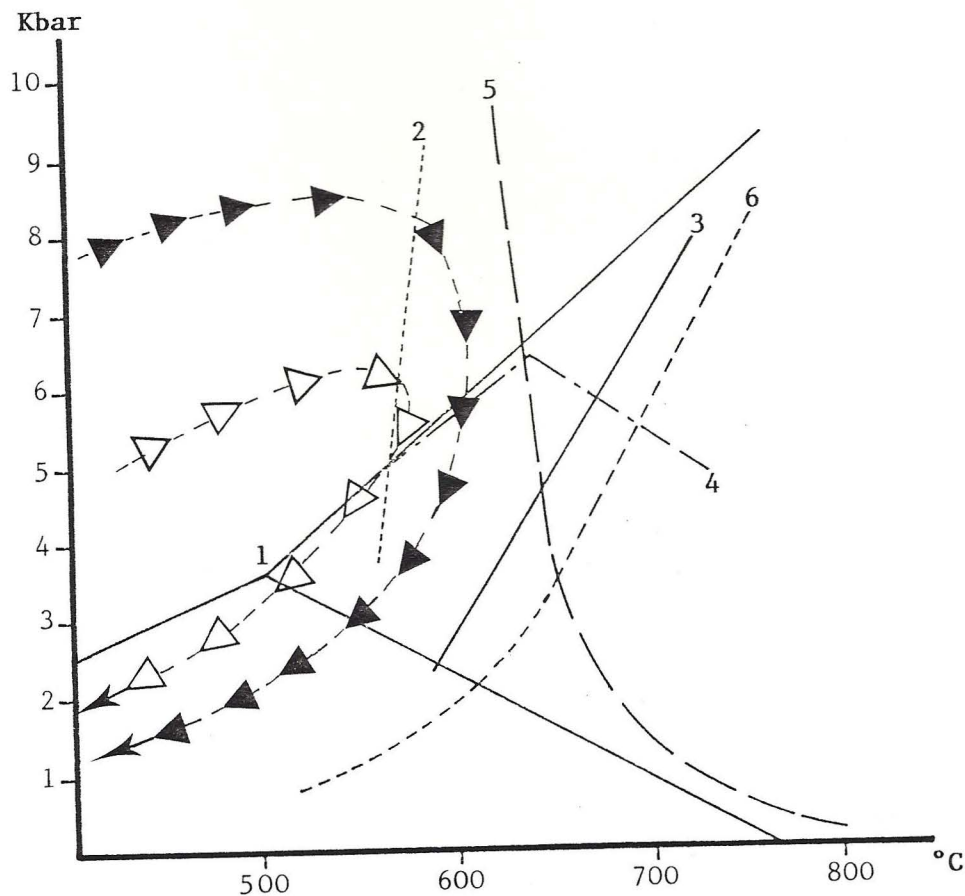




Fig.70 - Chemin P-T estimé de l'évolution des roches métamorphiques du secteur.

 Série grésopélitique
 Série des métabasites

- 1 : Point triple des polymorphes $Al_2 SiO_5$ (Holdaway, 1971).
 2 : $Ctd + Mus + Qz = Std + Bi$ (Hoschek, 1969).
 3 : $Std + Mus + Qz = Al_2 SiO_5 + Bi + H_2O$ (Hoschek, 1969).
 4 : $Phl + Al_2 SiO_5 + Qz = Cord + Mus$ (Schreyer, et Seifert, 1969).
 5 : Début de fusion du granite.
 6 : $Mus + Qz = Fk + Al_2 SiO_5$.

CHAPITRE VII.

LE METAMORPHISME THERMIQUE

I- INTRODUCTION

Dans ce chapitre, il n'est pas question de faire une distinction entre un métamorphisme de contact et un métamorphisme régional. Mais il s'agit d'un métamorphisme " dynamo-thermique " avec interaction des variations pression-température et où une partie de la température est liée aux intrusions magmatiques. Les roches métamorphiques ont ici la caractéristique de présenter des recristallisations (ou blastèses) liées aux flux thermique de ces intrusions. ces recristallisations sont donc dépendantes des intrusions affleurantes ou sub affleurantes, et à mon sens, ils doivent être traitées à part. L'examen macroscopique et microscopique des caractéristiques et la répartition des minéraux considérés comme ayant une origine " thermique " (liée aux intrusions leucogranitiques): recristallisation de la biotite, de la cordiérite, de l'andalousite, et éventuellement du chloritoïde et de la staurotide, permet de définir l'extension de cet effet thermique (ou auréole de contact) et de dire que le métamorphisme de contact est en partie syn-tectonique à tardi-tectonique.

Si on admet que le flux thermique précède la mise en place des leucogranites, et que la mise en place de ces derniers est en partie syn-tectonique, il est clair que l'évolution tectono-métamorphique observée au niveau du secteur est dépendante de ces intrusions.

Mais sur le terrain le manque de continuité d'affleurements et l'influence de la lithologie initiale sur la nature des roches métamorphiques empêchent la définition précise d'isogrades à l'intérieur de "l'auréole de contact". Autrement dit à l'intérieur de cette auréole aucune zonation n'est observable, chaque roche s'est transformée en fonction de sa lithologie initiale.

Les roches d'origine grésopélitiques, donnent des cornéennes à biotite-cordiérite, et des micaschistes à andalousite qui n'offrent pas une grande variété minéralogique et texturale.

Le contact granite - encaissant est souvent bordé d'une zone quartzofeldspathique de quelques centimètres de longueur qui pourrait correspondre à la recristallisation de fluides résiduels.

Il est à remarquer que dans ce secteur les cornéennes qui généralement sont les termes de passage entre le granite et l'encaissant micaschisteux sont très rares.

Les minéraux caractéristiques du métamorphisme thermique apparaissent à des distances variables des granites affleurants, ils sont associés parfois à quelques filons ou petits corps granitiques ou aplitiques injectés dans les micaschistes.

Cette étude du métamorphisme thermique permet de penser que les leucogranites qui affleurent ne représentent qu'une fraction du stock granitique subaffleurant, masqué par les micaschistes). Ce dernier, de taille parfois plurikilométrique, se trouve dans des zones structurales bien définies correspondant à de grands accidents.

Le métamorphisme thermique associé aux intrusions subaffleurantes est déjà décrit. Les leucogranites affleurants qui présentent une aureole franchement thermique, et à caractère post-tectonique (carte) sont ceux de Koudiat Rmel (mais son auréole à andalousite est réduite) et de Ras El Abiad (avec une auréole à andalousite et à cordièrite, relativement large). C'est la grande superficie de ce dernier leucogranite et la largeur de son auréole qui m'ont conduit à étudier en détail le métamorphisme thermique qui lui est associé.

II- DISSYMETRIE DE L'AUREOLE DU METAMORPHISME THERMIQUE DU LEUCOGRANITE DE RAS EL ABIAD

L'auréole de contact ne se développe pas de façon régulière autour des intrusions granitiques, particulièrement autour du granite de Ras el Abiad, cette auréole est dissymétrique du Sud vers le Nord, Fig. 72a.

II.1. DANS LE SECTEUR NORD ET NORD-EST

L'effet thermique apparaît plus étendu au Nord et au Nord-Est, il dépend probablement de la structure de l'encaissant. En effet, dans ce secteur les structures régionales (schistosité régionale et foliation régionale) sont globalement Nord-Sud, à pendage relativement fort vers l'Est et le Sud-Est, et le flux thermique émanant du granite pourrait être guidé et canalisé par la foliation régionale, relativement loin du stock magmatique, ce qui se traduit par une extension plus grande des minéraux thermiques dans ce secteur. Ce phénomène pourrait être assimilé à "l'effet radiateur".

Il faut remarquer que le seul fait que le granite tend à s'injecter selon la foliation ne suffit pas pour expliquer l'extension de l'auréole dans cette direction.

a moins d'amettre sa continuité en profondeur.

II.2. DANS LE SECTEUR SUD ET SUD-EST

Les structures régionales sont relativement verticalisées et parallèles à la bordure Est et Sud de l'intrusion granitique où elles deviennent presque Ouest-Est. Cette structuration tend à former un "écran", empêchant ainsi la propagation plus loin du flux thermique, ce qui revient à réduire l'expression thermique. Il est à remarquer que dans ce secteur, l'andalousite est rarement observée, contrairement à la partie NE.

II.3. CONCLUSION

Cette anomalie de l'auréole thermique pourrait être est liée à la fois à un contrôle structural sur l'expression thermique (du fait qu'il y a une différence d'environnement structural dans les deux secteurs) et à l'existence d'apex leuco granitiques sous-jacents, injectés selon la foliation.

Ainsi est mis en évidence un autre paramètre " le contrôle structural" qui affecte la présence et la répartition du métamorphisme thermique. Il interfère éventuellement avec le paramètre classique " distance du granite".

Au Sud-Est de Oued El Aouja, entre Bir El Gorda et Bagarat Chaabe, affleure des barres quartzitiques (diamètre = 3 à 4 m) entre le point coté 522 et 518 (voir carte): du côté Est de ces barres on trouve des porphyroblastes d'andalousite alors que du coté Ouest, aucune trace de ce minéral, Fig.72b. Les bancs quartzitiques bloquent la propagation du flux thermique vers l'Ouest, ainsi un autre paramètre qui gouverne la répartition thermique est mis en évidence: c'est l'effet de barrière thermique des séries sédimentaires, qui gouverne le modèle thermique et la localisation des leucogranites. Ce modèle est proposé par Jaupart et Provost (1985) pour l'himalaya (mais ils ne mentionnent pas "l'effet radiateur")

III. NIVEAUX DE PYROXENITE ASSOCIES AUX CORNEENNES

On retrouve cette roche et la corneenne à cordèrite sur le même affleurement et à la même distance du leucogranite (au niveau du contact leucogranite - encaissant, qui est matérialisé par une alternance de lames granitiques et de lames de cornéennes à cordièrite). Dans roche très dure et homogène, on ne distingue à l'oeil nu que des parties colorées en rouge miel très pâle correspondant à des cristaux de grenat ou on distingue un litage très fin qui

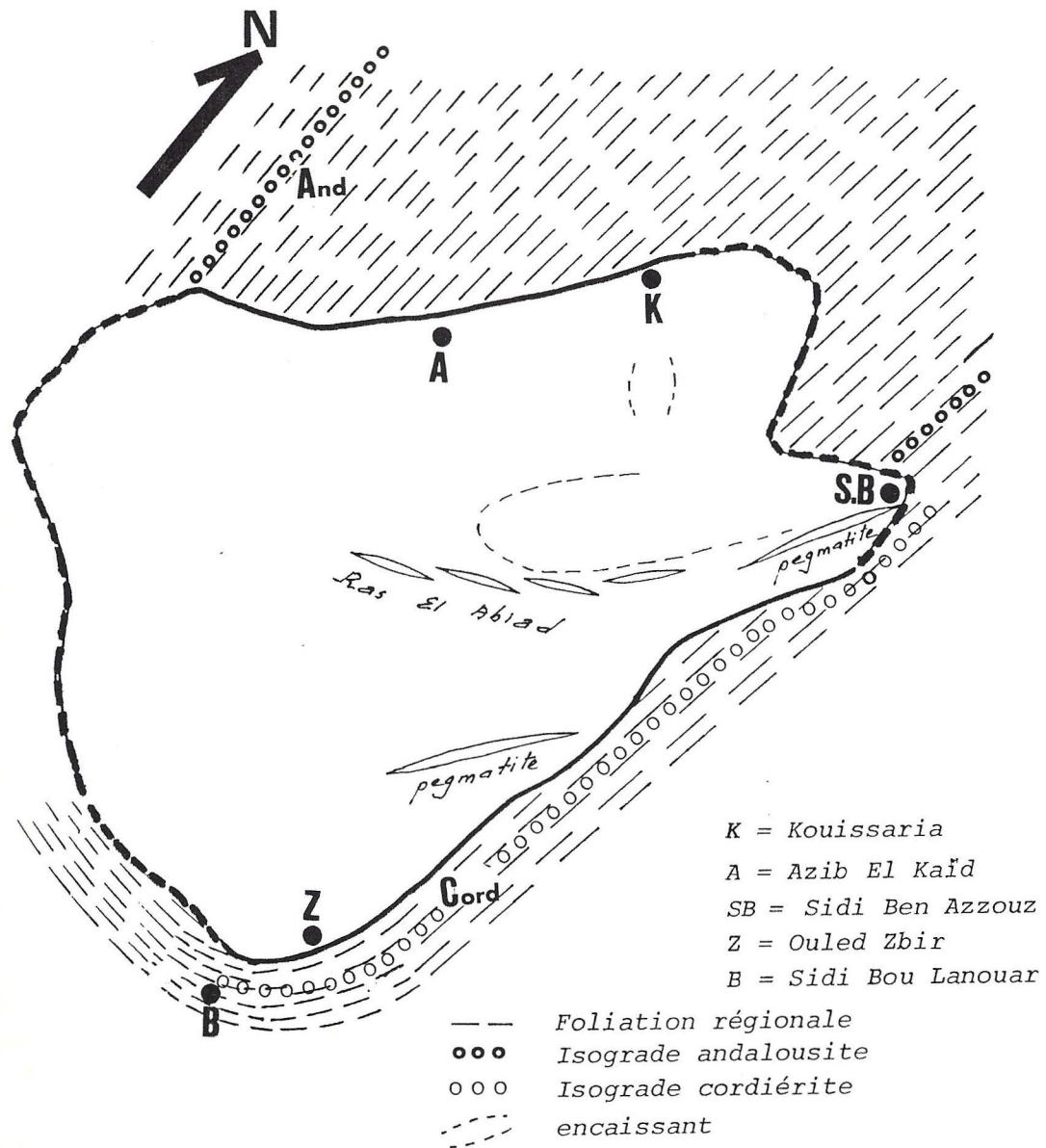


Fig.72 a- Contrôle structural sur l'expression thermique "effet radiateur".

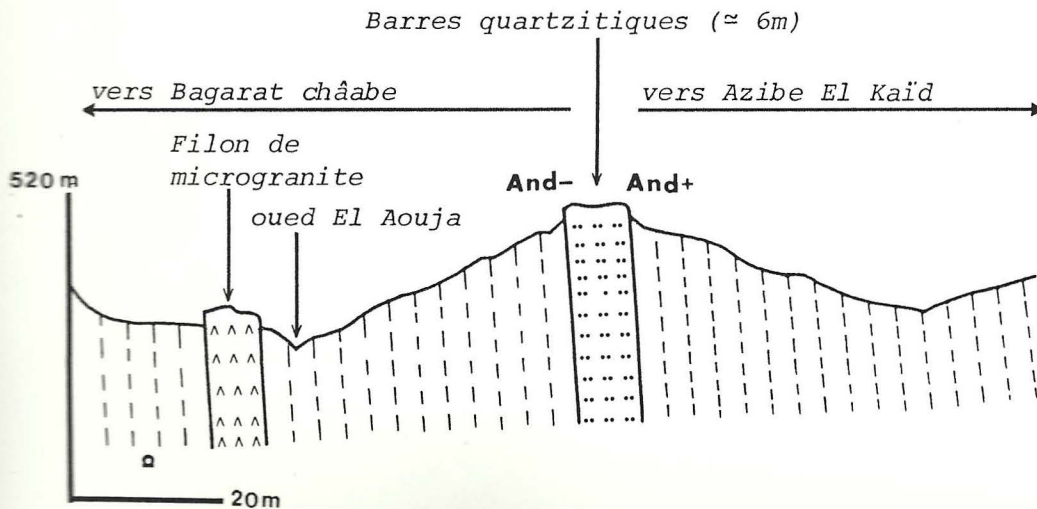


Fig.72 b- L'effet de barrière thermique des séries sédimentaires (coupe entre Bagarat châabe et Azibe El Kaïd).

souligne la schistosité. En lame mince les niveaux verdâtres formés par l'association pyroxène (probablement la variété diopside) et amphibole (actinote - hornblende), le pyroxène est abondant. Les niveaux les plus clairs sont constitués de quartz et de plagioclase, et de calcite. En conséquence la roche pourrait être une corneenne à silicates calciques, comme elle pourrait correspondre à une pyroxénite.

IV. CONCLUSION:

1- Les leucogranites développent une auréole de contact limitée à andalousite, cordièrite, grenat, et biotite dans les micaschistes de leur pourtour immédiat. La néogénèse de tourmaline liée au leucogranites est très abondante dans ces auréoles de contact. Ces leucogranites développent dans les micaschistes une minéralogie caractéristique des zones de contact péri-granitique. Cette génération minérale est tardi S1-2 à post S1-2 (cristaux automorphes et poeciloblastiques post S1-2).

2- Le métamorphisme est au moins en partie syn tectonique puisque les taches de métamorphisme de contact (principalement la cordièrite) sont aplaties et étirées dans la foliation S1-2. De même les blastes d'andalousite sont aplaties dans cette foliation. Au vu de ces caractéristiques la mise en place des leucogranites est probablement tardi tectonique.

3- C'est un " métamorphisme d'injection", notion de Turner (1948) pour décrire un métamorphisme associé à des injections intimes de lames et de traînées de magma (généralement granitique) dans les zones proches des contacts intrusifs profonds.

LES INTERACTIONS GÉNÉRALES ENTRE LES LIGNES DE LA RÉGION

Le résultat principal de cette étude est la preuve que la région est un système complexe et interactif. Le développement est interdépendant et les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement. Les données de la région sont analysées à l'aide de modèles théoriques et de méthodes statistiques avancées. Les résultats indiquent que les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement.

Les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement. Les données de la région sont analysées à l'aide de modèles théoriques et de méthodes statistiques avancées. Les résultats indiquent que les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les résultats de cette étude indiquent que la région est un système complexe et interactif. Le développement est interdépendant et les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement. Les données de la région sont analysées à l'aide de modèles théoriques et de méthodes statistiques avancées. Les résultats indiquent que les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement.

Les résultats de cette étude indiquent que la région est un système complexe et interactif. Le développement est interdépendant et les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement. Les données de la région sont analysées à l'aide de modèles théoriques et de méthodes statistiques avancées. Les résultats indiquent que les interactions entre les différents secteurs sont essentielles pour comprendre le processus de développement.

I. LES LEUCOGRANITES: CONTEXTE TECTONIQUE DE LEUR MISE EN PLACE.

Le premier événement magmatique important dans le secteur est la mise en place des leucogranites. Ce magmatisme est incontestablement lié au fonctionnement de grands couloirs de cisaillement (shear zone) résultant de la réactivation en décrochement, décrochevauchement, ou en failles inverses d'anciennes fractures du socle anté-paléozoïque, de direction globale NNE-SSW. Les leucogranites sont en effet localisés le long ou à côté de ces cisaillements intralithosphériques.

Les intrusions leucogranitiques sont la plupart du temps sous forme de lames plus ou moins grandes et parallèles à la foliation syn-métamorphe S₁₋₂. Leur mise en place est probablement syn à tardi-cinématique en compression: elle a dû débiter après la fin de la première phase majeure D₁ et avant la fin de la deuxième phase D₂. Il est probable que le leucogranite de Koudiat Rmel est tardif par rapport à D₂, car les recristallisations des blastes d'andalousite recoupent franchement la foliation liée à D₂. Cette activité magmatique est liée à la période d'hyperchevauchement des Rehamna orientaux vers l'Ouest, effectuée dans un régime thermique crustal particulier et dont le siège est la Z.C.M.O: caractérisant ainsi une mise en place tangentielle des leucogranites.

Les résultats géochimiques obtenus sur les leucogranites s'accordent sur une origine par fusion partielle de la croûte, semblable au modèle himalayen (Bordet et al.; Dietrich et Gansser 1981; Le Fort 1981). La fusion se produit dans les zones où il y a redoublement de la croûte réalisé par les chevauchements; Cette fusion serait gouvernée par les fluides issus de la déshydratation de la croûte chevauchée (Bordet al., 1981; Fourcade, 1981; Le Fort, 1981) et pourraient se produire au niveau de la Z.C.M.O qui draine ces fluides à la base de la croûte chevauchante. Aussitôt, après la fusion, les fluides leucogranitiques migrent dans les zones de faiblesse, autrement dit l'origine des leucogranites alumineux, liée aux chevauchements et décrochevauchement ductiles. Ultérieurement des déformations cisailantes de basse température se poursuivent et développent d'importantes zones bréchifiées dans les leucogranites.

II. DEFORMATION - METAMORPHISME

L'étude structurale complétée par une analyse détaillée des microstructures et des relations cristallogénèse - déformation ont permis de reconnaître trois épisodes successifs de déformation et deux épisodes de métamorphisme distincts (voir tableau récapitulatif):

- la première phase de déformation D_1 : essentiellement plicative et synschisteuse, responsable structures régionales sub-méridiennes. Elle est caractérisée par des minéraux (staurotide + grenat) moulés par la foliation S_0 -¹

- la deuxième phase de déformation D_2 : elle relaye D_1 , elle est caractérisée par la création d'ombres de pression et des microstructures internes sigmoïdes dans les blastes de staurotide, de grenat, de chloritoïde. Ils sont moulés par la foliation S_1 -2. Il est probable que le disthène cristallise tardivement par rapport à D_2 : souvent en tablettes contenues dans la foliation S_1 -2, des cristaux porphyroblastiques recoupent également cette foliation. Cette phase est marquée par des cisaillements syn-métamorphes réutilisant les surfaces anisotropes de D_1 .

- Le troisième épisode tardif à post hercynien succède à la déformation hercynienne majeure syn- métamorphe (D_1 - D_2). Il est rétromorphique, et marqué localement par des écaillages, qui peuvent affecter les leucogranites.

Ce découpage en épisodes distincts est en fait un peu artificiel car il est, pour l'instant impossible de préciser la longueur des intervalles de temps séparant les différents épisodes de cristallisation. Il est plus rigoureux de parler d'un continuum métamorphique dont les pulsations, d'abord progrades, puis rétrogrades, ponctuent un continuum de déformation (Brunel et Kienast, 1986)

Globalement le plan de clivage principal de la roche dans le secteur est un plan composite: $S_0 // S_1 // S_2$ et sur lequel peut s'individualiser une linéation d'allongement. L'évolution tectono-métamorphique du secteur est étroitement liée aux zones de mouvements syn-métamorphes représentées par la bande de cisaillements des Ouled Zedness ou (Z.C.M.O). C'est dans ces zones de cisaillement ou souvent à leur périphérie que culmine la déformation et le métamorphisme et que se mettent en place les leucogranites. Le mouvement le long des failles profondes et l'échauffement crustal par cisaillement qui en résulte peut selon Nicolas et al. (1977) fournir la chaleur du métamorphisme régional et donc contribuer à accroître la déformation de ces zones cisillées. Si le mouvement

se poursuit assez longtemps, Nicolas et al. (1960), Brooks (1967) et Mac Donnel (1969) démontrent qu'il peut intervenir une fusion crustale (Schear melting) et c'est ce phénomène finalement qui rendrait compte de la localisation du métamorphisme et des granites dans les zones de cisaillement. Le paroxysme thermique régional dans le secteur est dépendant des cisaillements et des intrusions leucogranitiques qui fournissent l'apport de chaleur nécessaire à la cristallisation de phénoblastes de biotite, grenat, chloritoïde, staurotide, disthène, hornblende, syn à post cinématiques. Ce paroxysme du métamorphisme est de pression intermédiaire, température intermédiaire, il est mésozonal profond, probablement associée à la phase majeure de chevauchement. L'intrusion tardi-tectonique est associée à cet épisode.

Les cristallisations thermiques de contact (S.S) à andalousite, biotite, cordiérite se superposent aux précédentes avant la fin de D2. Le rechauffement possible dû à la mise en place des fluides leucogranitiques peut se traduire par l'apparition d'associations minérales à Dis-Std.

Le maintien des conditions de HT après le principal épisode de cisaillement dans le secteur est établi par la cristallisation post cinématique (par rapport à la phase D2) du grenat, de la staurotide, de la biotite.

La limite entre les Rehamna Orientaux et les Rehamna Centraux, où est atteint le maximum de métamorphisme est l'accident des Ouled Zedness. En accord avec Diot (1989), l'unité des Rehamna Orientaux peut être considérée comme une "nappe chaude" chevauchant les Rehamna Centraux, impliquant un métamorphisme inverse "apparent", dont Kaf El Mouneb constituerait un témoin (sa partie supérieure est au plus fort degré (grenat + disthène) que son soubassement conglomératique (biotite + grenat), d'après Diot, 1989.)

Ce modèle est connu au niveau de l'himalaya et invoqué par plusieurs auteurs (Mukherjee, 1979; Andrieux et al., 1981; Sinha, 1982; Brunel, 1983; Bhattacharya et al., 1983): les chevauchements "tardi-métamorphiques" expliquent ce mode d'évolution structurale et l'apparente inversion de la zonation métamorphique.

Le disthène apparaît donc à la base de l'unité chevauchante (Rehamna Orientaux) ce qui peut d'ailleurs constituer un critère de localisation de la Z.C.M.O qui est la zone de cisaillement maximum et sur laquelle se trouve une grande partie du secteur. Mais il est évident que le disthène peut être présents dans les micaschistes sous-jacents et sus-jacents de cette zone.

Le disthène isotrope, cogénitique de la staurotide, qui recoupe la foliation

S1-2 sont considérés jusqu'ici comme post-cinématique. A mon sens ils sont plutôt "tardi-cinématiques" ou "inter-cinématiques", avec comme appui les arguments suivants:

- des blastes de disthène contenus dans la foliation S1-2, d'autres blastes recoupent cette foliation, ce qui implique une cristallisation tardive par rapport à D2.

- les blastes de staurotide et de disthène qui recoupent la foliation peuvent être crénelés et cisailés probablement par la phase tardive D3.

- les filon de quartz à disthène considérés comme tardifs peuvent être décrochés en dextre.

Donc ils sont tardi D1-2 et anté D3.

La présence des reliques de disthène et de staurotide dans l'andalousite à proximité du leucogranite de Bir El Gorda constitue un argument qui précise l'antériorité de ces deux minéraux par rapport à l'andalousite et implique, une activité magmatique est tardive par rapport à la tectogenèse tangentielle majeure. Autrement dit les reliques de disthène blindées dans l'andalousite thermique indiquent que le secteur a été sous l'isograde disthène avant les intrusions leucogranitiques.

En conclusion, il est probable que le chevauchement vers l'Ouest des Rehamna Orientaux est syn-métamorphique à tardi-métamorphique (par rapport à la phase D2) mais antérieur à la mise en place des leucogranites (considérés comme syn à tardi-tectonique par rapport à D2).

III. Zones de cisaillements ductiles syn-métamorphes

La zone de cisaillement ductile syn-métamorphe maximum dans les Rehamna peut être assimilée à la Z.C.M.O; elle est caractérisée par l'abondance d'exsudats quartzeux et la présence des plans de glissement striés à quartz et pyrite sur les bancs de quartzites, et à quartz et tourmaline dans les leucogranites. Des Rehamna orientaux vers cette zone de cisaillement maximum un gradient métamorphique croissant est mis en évidence: l'évolution des assemblages à chloritoïde préservé dans les blastes de grenat (secteur de Rouinet - Lalla Tittaf) jusqu'aux assemblages à staurotide - disthène traduit une transition vers des conditions de température et / ou pression plus élevées (Delor et al., 1987).

L'évolution tectono-métamorphique pendant le serrage hercynien est probablement contrôlée par le raccourcissement intracontinental NW-SE, utilisant cet accident majeur (Z.C.M.O) d'après Lagarde & Michard (1986). Pour ces auteurs, au niveau le plus profond, les zones de cisaillements ductiles tangentiels impliquées dans ce raccourcissement de la Meseta Marocaine rejoignent en profondeur les discontinuités lithosphériques subhorizontales reconnues entre -15 et -20 km (WIGGER & HARDER, 1986). Ces discontinuités traduiraient un niveau de décollement intralithosphérique (SCHWARZ & al. 1986) dont la tectonique tangentielle localisée pourrait être une manifestation superficielle. Ce raccourcissement crustal est responsable de la structuration des plis P1 de direction globale NE-SW à N-S. (Lagarde et Michard 1986).

Le deversement des structures et les déplacements tangentiels sont guidées par un rejeu coulissant syn-schisteux des accidents majeurs. Ce linéament tectonique (Z.C.M.O) régit probablement l'injection des fluides leucogranitiques, ainsi que d'une manière tardive le cortège filonien, parallèlement à la foliation syn-métamorphe S₁₋₂.

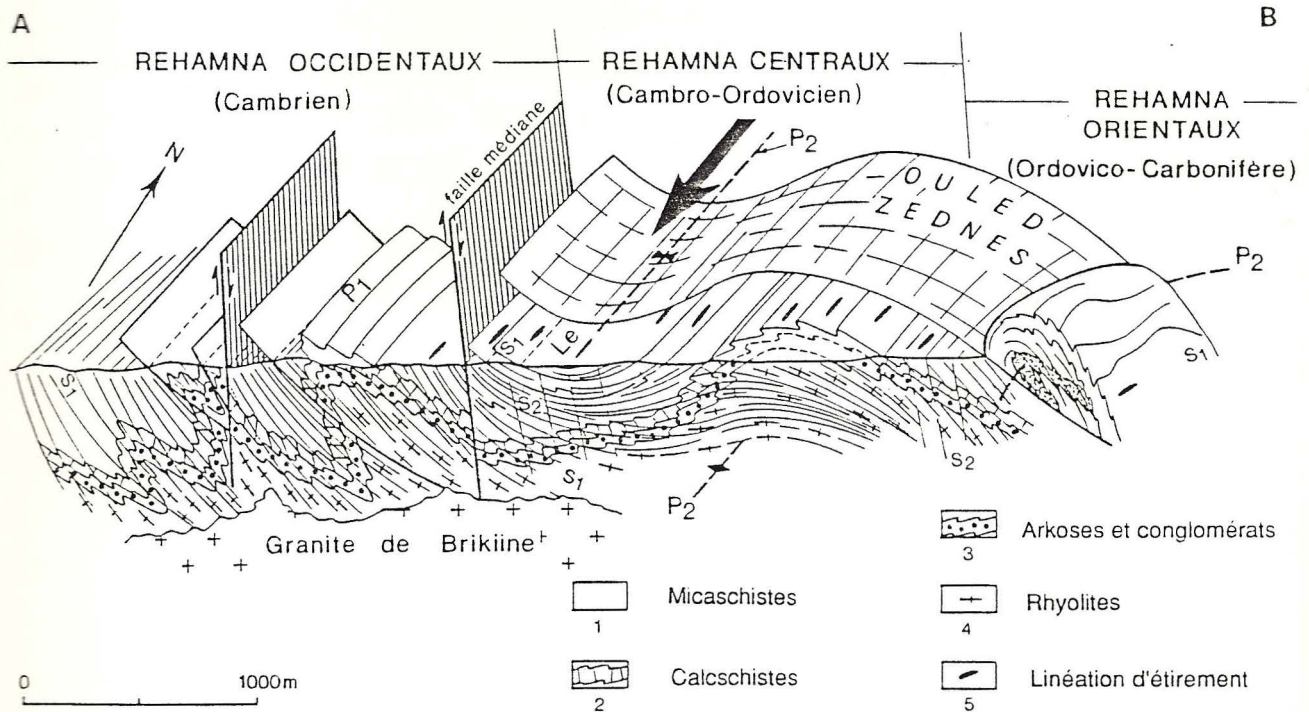
Pour conclure, au vu de ce qui précède on peut envisager que l'évolution tectono-métamorphique dans les Rehamna est dépendante des zones de cisaillements à mouvements syn-métamorphes d'une part, et d'autre part de l'injection des leucogranites, qui fournissent l'apport de chaleur nécessaire à l'apparition des paragenèses métamorphiques, Fig. 73.

Quand aux problèmes qui restent à mettre au clair:

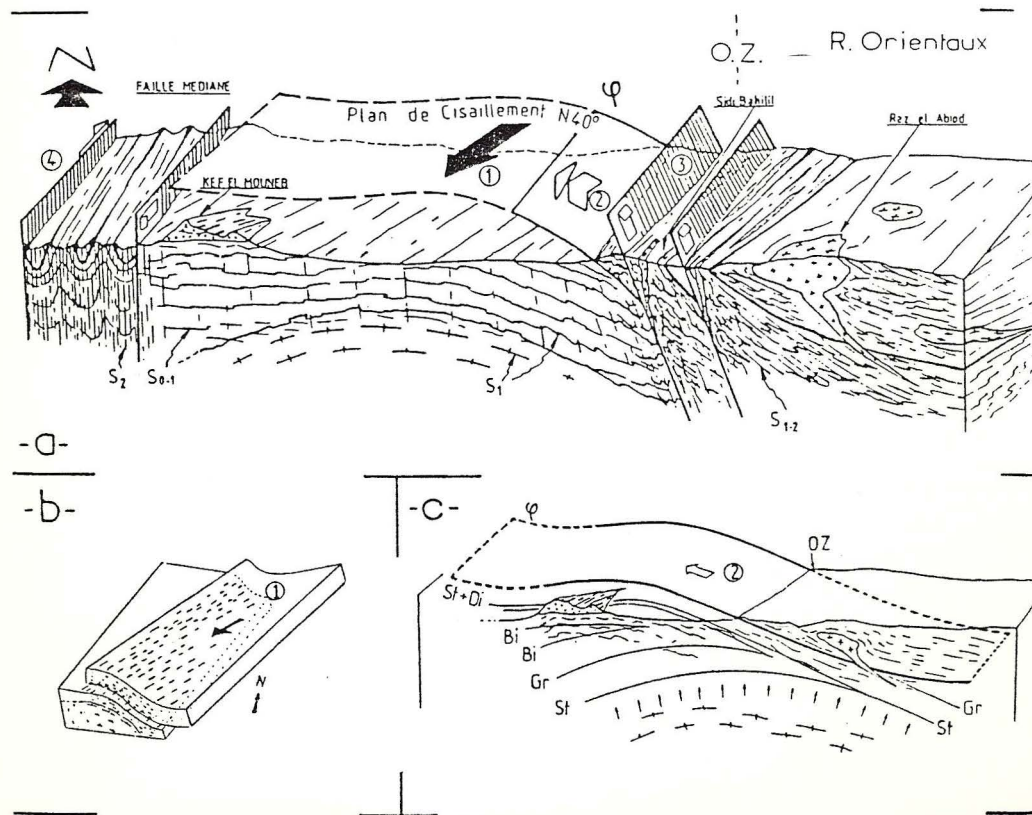
1°- Est ce que la zone de cisaillement est un chevauchement unique syn-métamorphe ou bien une zone de chevauchement multiples contemporains d'une évolution poly-métamorphique ? dans ce cas une étude thermo-barométrique détaillée des paragenèses minérales au niveau du secteur, dans les Rehamna Orientaux, serait nécessaire pour mieux définir les superpositions métamorphiques anormales. cette étude permet de préciser aussi si l'unité des des Rehamna orientaux correspond à une nappe chaude.

2°- Une étude géochimique détaillée des grenats (zonation des grenats) de part et d'autre de la Z.C.M.O. doit relever une histoire métamorphique différente de part et d'autre.

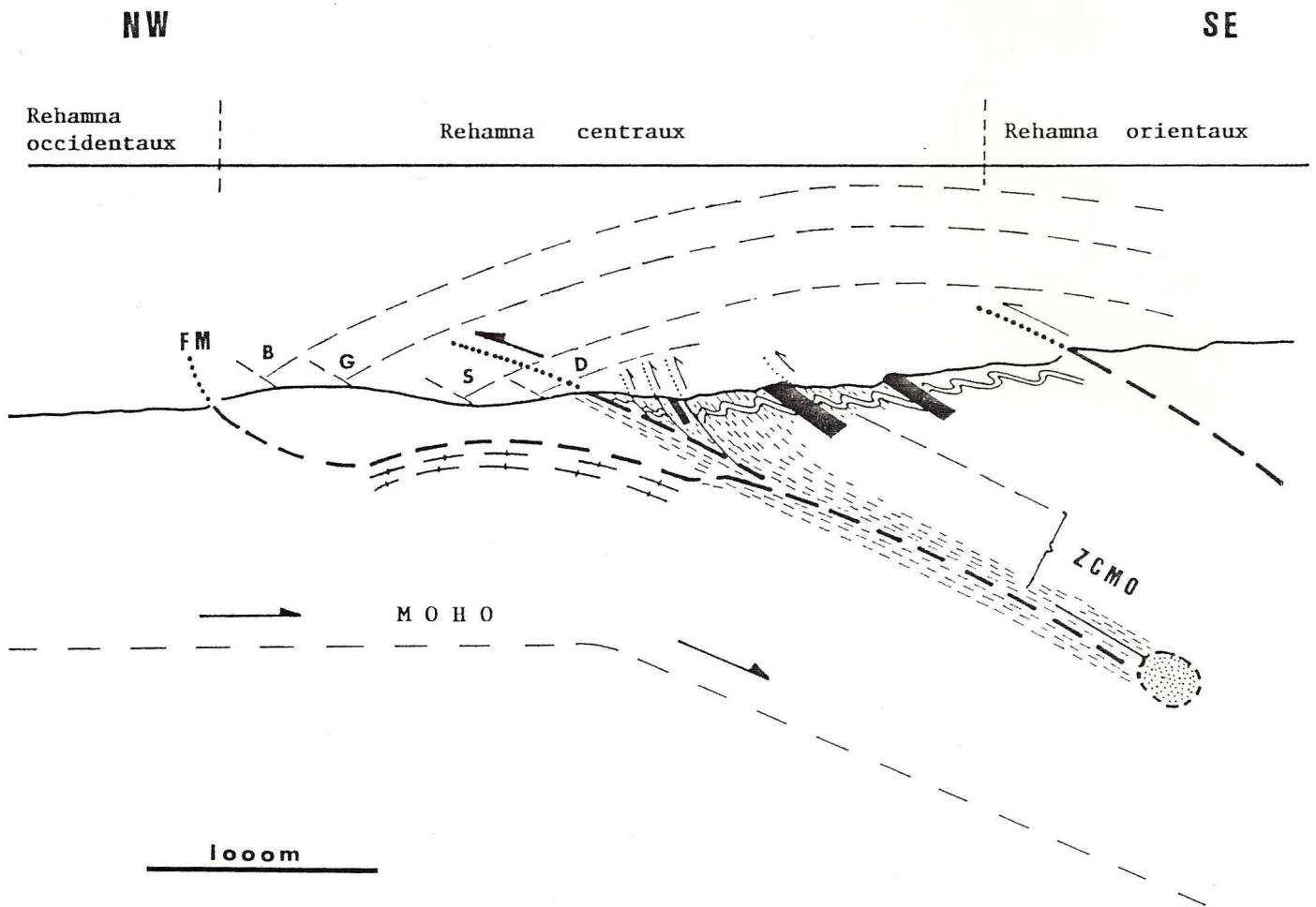
3°- Le chemin P-T-t estimé pour le secteur doit être complété par des données thermo-barométriques précises (surtout qu'actuellement de nouveaux



Tectonogramme semi-interprétatif des Rehamna centraux (in *Cozzini, 1988*)



-Schémas structuraux des Rehamna centraux et orientaux. a-Etat actuel; 1-cisaillement N40°; 2-Chevauchement vers l'Ouest; 3-Accidents in vers tardifs de l'accident des Ouled Zednès; 4-Zone cisillante dextre de la Faille Médiane; b-Schéma cinématique de la phase cisillante 1 en marge orientale du Môle côtier; c-Interprétation par redoublement en phase 2 de la place des isogrades de métamorphisme mésozoïque (Bi: biotite; Gr: grenat; St: staurolite; Di: distène) dans les Rehamna, avant la tectonique de bombement des Rehamna centraux et de cisaillement inverse des Ouled Zednès. (in *Diat, 1989*)

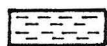


- Modèle d'évolution tectono-métamorphique du secteur.
(B. EL MAHI, 1991)

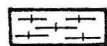
Isogrades B : biotite, G : grenat, S : staurotide, D : disthène.



Leucogranites des Rehamna



Zone à foliation intense S_{1-2} liée au chevauchement des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux.



Socle ou substratum précambrien? ou Cambrien inférieur?



Zone de fusion des leucogranites

ZCMO

Zone de cisaillement de la Meseta occidentale

(bande \pm étroite de terrain dans laquelle se concentre la déformation et le métamorphisme).

FM

Faille médiane.

thermo-baromètres sont mis en évidence) dans le secteur, dans les Rehamna Orientaux et Occidentaux. Un chemin d'évolution P-T-t doit être traité en totalité de façon à intégrer l'évolution tecton-métamorphique de l'ensemble des Rehamna dans un processus tectonique plus large à signification géodynamique générale.

En conséquence, une étude globalement analytique doit être envisagée pour l'ensemble des Rehamna.

A N N E X E
(TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES)

Tableaux I

Analyses chimiques et normes C.I.P.W. des unités magmatiques du secteur :

- _ Leucogranite de Bir El Gorda : BG
- _ Leucogranite de Ras El Abiad : OZ
- _ Leucogranite de Sidi Bahilil : SB
- _ Leucogranite de Koudiat Rmel : EL7, EL9, E6
- _ Filons : E48, EL5, EL11, N20-2, N20-3, Q33, BACHA, B, C, E, GE, GD
- _ Porphyroïdes : ort, EL10, Rouinat, EL6

I.1

	BG'2	BG+	BG"	BG'	BG1	BG2	BG	EL9	EL7	EL8
SI02	73.56	72.18	73.76	72.04	71.88	74.98	73.15	76.29	71.68	74.21
TI02	0.07	0.23	0.06	0.26	0.24	0.05	0.06	0.08	0.26	0.05
AL203	15.65	15.73	15.66	15.43	15.37	15.00	15.84	13.47	14.65	14.72
FE203	0.41	0.45	0.30	0.71	0.52	0.29	0.36	2.19	2.67	0.54
FEO	0.23	1.29	0.31	1.27	1.35	0.42	0.29	nd	nd	nd
MNO	0.01	0.06	0.01	0.04	0.06	0.01	0.01	0.03	0.03	nd
MGO	0.11	0.47	0.09	0.49	0.48	0.10	0.08	0.32	0.39	0.04
CAO	0.98	1.18	0.66	1.31	1.22	0.53	0.74	0.02	1.15	0.68
NA2O	4.91	4.21	4.89	3.83	4.11	4.36	5.32	0.29	2.98	3.37
K2O	3.88	3.85	3.89	3.83	3.76	4.07	3.93	4.36	4.39	4.98
H2O+	0.79	0.88	0.83	0.96	0.94	0.88	0.75	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P2O5	0.08	0.15	0.07	0.16	0.15	0.10	0.07	2.62	1.27	0.90
TOTAL	100.68	100.68	100.53	100.33	100.08	100.79	100.60	99.67	99.47	99.49

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	BG'2	BG+	BG"	BG'	BG1	BG2	BG	EL9	EL7	EL8
SI02	67.91	67.13	68.23	67.56	67.39	69.61	67.30	74.26	67.98	69.72
TI02	0.05	0.16	0.04	0.18	0.17	0.03	0.04	0.06	0.19	0.04
AL203	17.03	17.24	17.07	17.05	16.98	16.41	17.18	15.45	16.37	16.30
FE203	0.28	0.31	0.21	0.50	0.37	0.20	0.25	1.60	1.91	0.38
FEO	0.18	1.00	0.24	1.00	1.06	0.33	0.22			
MNO	0.01	0.05	0.01	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02	
MGO	0.15	0.65	0.12	0.69	0.67	0.14	0.11	0.46	0.55	0.06
CAO	0.97	1.18	0.65	1.32	1.23	0.53	0.73	0.02	1.17	0.68
NA2O	8.79	7.59	8.77	6.96	7.47	7.85	9.49	0.55	5.48	6.14
K2O	4.57	4.57	4.59	4.58	4.50	4.82	4.61	5.41	5.31	5.97
H2O+										
H2O-										
P2O5	0.06	0.12	0.05	0.13	0.12	0.08	0.05	2.16	1.02	0.72
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	BG'2	BG+	BG"	BG'	BG1	BG2	BG	EL9	EL7	EL8
Ap	0.19	0.35	0.16	0.37	0.35	0.23	0.16	6.10	2.96	2.10
Il	0.13	0.44	0.11	0.49	0.46	0.10	0.11	0.06	0.06	
Mt	0.57	0.65	0.44	1.03	0.76	0.42	0.52			
Or	22.92	22.74	22.97	22.62	22.20	24.04	23.21	25.73	25.92	29.40
Ab	41.54	35.61	41.37	32.40	34.77	36.88	45.00	2.45	25.20	28.50
An	4.34	4.87	2.82	5.45	5.07	1.98	3.21	-17.00	-2.59	-2.51
Hy	0.27	2.90	0.46	2.61	2.96	0.72	0.35	0.79	0.97	0.10
C	1.78	2.85	2.37	2.99	2.68	2.70	1.66	14.51	5.95	4.71
Q	28.14	29.39	28.99	31.41	29.90	32.85	25.61	64.78	38.10	36.59
Hm	0.02							2.19	2.68	0.54
Ru								0.05	0.23	0.05
Total	99.89	99.80	99.70	99.37	99.14	99.91	99.85	99.67	99.47	99.49
A	91.70	78.10	92.29	75.03	76.57	90.92	92.31	62.81	68.70	92.88
M	1.15	4.55	0.95	4.80	4.67	1.08	0.80	4.32	3.64	0.44

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	BG'2	BG+	BG"	BG'	BG1	BG2	BG	EL9	EL7	EL8
F	7.15	17.35	6.76	20.17	18.76	8.01	6.89	32.87	27.66	6.67
Q	56.20	56.75	56.40	57.18	56.88	57.19	55.70	68.41	58.74	57.86
M	0.76	2.30	0.69	2.57	2.44	0.76	0.73	3.06	2.95	0.51
L	43.04	40.95	42.91	40.25	40.67	42.05	43.57	28.53	38.31	41.64

I.2

	E48A	EL5	EL11	E48B	EL1	EL2	EL3	N20-2	EL4	Q33
SI02	61.39	62.48	64.03	61.78	59.09	58.87	58.12	64.56	65.30	62.57
TI02	1.01	1.00	0.82	1.06	1.05	1.07	1.06	0.67	0.70	0.82
AL203	15.94	16.13	16.00	16.43	16.23	16.20	16.03	15.47	16.06	15.05
FE203	2.66	0.06	5.31	6.34	6.83	7.06	6.52	1.78	4.73	4.93
FEO	3.42	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2.82	nd	nd
MNO	0.07	0.08	0.09	0.07	0.10	1.10	0.09	0.12	0.06	0.11
MGO	2.26	2.03	1.84	2.01	2.55	2.59	2.45	1.79	1.31	2.03
CAO	4.20	3.94	3.64	4.16	3.97	3.96	5.34	3.28	3.45	3.69
NA2O	4.40	4.37	4.17	4.68	4.45	4.64	4.40	3.67	3.88	3.87
K2O	2.52	2.79	2.77	2.59	2.49	2.10	2.07	3.07	2.72	3.08
H2O+	0.82	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1.94	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P2O5	0.54	0.85	1.16	0.49	2.84	2.86	3.93	0.28	1.64	3.23
TOTAL	99.23	93.73	99.83	99.61	99.60	100.45	100.01	99.45	99.85	99.38

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	E48A	EL5	EL11	E48B	EL1	EL2	EL3	N20-2	EL4	Q33
SI02	57.95	61.04	59.94	57.73	55.49	54.91	54.49	61.75	61.38	59.10
TI02	0.72	0.73	0.58	0.74	0.74	0.75	0.75	0.48	0.49	0.58
AL203	17.73	18.57	17.65	18.09	17.96	17.81	17.71	17.44	17.79	16.75
FE203	1.89	0.04	3.74	4.46	4.83	4.96	4.60	1.28	3.35	3.50
FEO	2.70							2.26		
MNO	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.87	0.07	0.10	0.05	0.09
MGO	3.18	2.96	2.57	2.80	3.57	3.60	3.42	2.55	1.84	2.86
CAO	4.25	4.12	3.65	4.16	3.99	3.96	5.36	3.36	3.47	3.73
NA2O	8.05	8.28	7.57	8.48	8.10	8.39	8.00	6.81	7.07	7.09
K2O	3.03	3.48	3.31	3.09	2.98	2.50	2.48	3.75	3.26	3.71
H2O+										
H2O-										
P2O5	0.43	0.70	0.92	0.39	2.26	2.26	3.12	0.23	1.30	2.58
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	E48A	EL5	EL11	E48B	EL1	EL2	EL3	N20-2	EL4	Q33
Ap	1.26	1.98	2.70	1.14	6.62	6.66	9.16	0.65	3.82	7.53
Il	1.92	0.17	0.19	0.15	0.21	2.04	0.19	1.28	0.13	0.24
Mt	3.87					0.49		2.59		
Or	14.88	16.48	16.36	15.30	14.70	12.40	12.22	18.13	16.06	18.18
Ab	37.22	36.97	35.27	39.59	37.63	39.23	37.20	31.05	32.81	32.72
An	16.30	13.99	10.47	16.17	1.14	0.96	0.81	14.44	6.40	-2.80
Di	0.81									
Hy	7.77	5.04	4.57	4.99	6.33	6.43	6.08	7.27	3.25	5.04
C		0.79	2.30		5.80	5.95	6.26	0.82	4.39	6.38
Q	14.38	17.33	21.92	14.40	19.39	19.57	20.61	21.29	27.62	26.46
Hm		0.06	5.32	6.36	6.84	6.74	6.53		4.74	4.94
Tn				0.89						
Ru		0.91	0.72	0.62	0.94		0.96		0.63	0.70
Total	98.41	93.73	99.83	99.61	99.60	100.45	100.01	97.51	99.85	99.38

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	E48A	EL5	EL11	E48B	EL1	EL2	EL3	N20-2	EL4	Q33
A	44.48	77.35	47.27	44.53	40.63	39.24	40.02	50.57	50.13	48.07
M	14.53	21.93	12.53	12.31	14.93	15.08	15.16	13.43	9.95	14.04
F	40.99	0.72	40.19	43.16	44.44	45.68	44.82	36.00	39.92	37.89
Q	52.58	54.42	54.74	52.35	54.34	53.80	54.96	54.88	56.43	56.69
M	10.02	2.61	7.68	8.93	10.66	13.12	10.30	7.31	6.35	7.89
L	37.40	42.97	37.58	38.71	35.00	33.08	34.75	37.82	37.22	35.41

I.3

	OZ4	OZ1	OZ2	OZ	SB	E6	ORT	EL10	Rnat	EL6
SI02	74.24	71.59	75.44	73.46	73.12	82.25	73.08	70.92	64.84	46.53
TI02	0.03	0.19	0.02	0.11	0.01	0.11	0.32	0.43	0.66	0.44
AL203	14.57	14.61	14.24	14.61	16.64	9.98	13.43	13.64	15.44	22.84
FE203	0.22	0.82	0.33	0.40	nd	0.86	3.16	4.00	0.73	5.24
FEO	1.16	1.08	0.49	0.71	0.45	0.71	0.45	nd	3.60	nd
MNO	0.96	0.04	0.13	0.02	0.06	0.02	0.02	0.04	0.09	0.06
MGO	0.13	0.35	0.12	0.30	0.01	0.28	0.25	0.35	1.78	6.91
CAO	0.61	1.06	0.50	0.55	0.32	0.19	0.25	0.42	3.55	13.12
NA20	4.13	4.03	4.45	3.59	7.71	0.24	2.43	3.44	3.78	2.19
K20	3.60	4.35	4.15	4.67	0.93	3.08	6.49	5.92	2.64	0.23
H20+	0.86	0.87	0.41	1.09	0.70	1.55	0.71	nd	2.45	nd
H20-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P205	0.08	0.14	0.06	0.10	0.10	0.14	0.06	0.53	0.26	2.37
TOTAL	100.59	99.13	100.34	99.61	100.05	99.41	100.65	99.69	99.82	99.93

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	OZ4	OZ1	OZ2	OZ	SB	E6	ORT	EL10	Rnat	EL6
SI02	69.45	67.76	70.05	69.49	66.67	81.85	69.20	66.90	62.02	42.81
TI02	0.02	0.14	0.01	0.08	0.01	0.08	0.23	0.31	0.47	0.30
AL203	16.06	16.30	15.58	16.29	17.88	11.71	14.99	15.17	17.41	24.77
FE203	0.15	0.58	0.23	0.28	0.28	0.64	2.25	2.84	0.53	3.63
FEO	0.91	0.85	0.38	0.56		0.59	0.36		2.88	
MNO	0.76	0.03	0.10	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.07	0.05
MGO	0.18	0.49	0.17	0.42	0.01	0.42	0.35	0.49	2.54	9.48
CAO	0.61	1.08	0.50	0.56	0.31	0.20	0.25	0.42	3.64	12.93
NA20	7.49	7.40	8.01	6.58	13.63	0.46	4.46	6.29	7.01	3.91
K20	4.30	5.25	4.92	5.64	1.08	3.91	7.84	7.12	3.22	0.27
H20+										
H20-										
P205	0.06	0.11	0.05	0.08	0.08	0.12	0.05	0.42	0.21	1.85
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	OZ4	OZ1	OZ2	OZ	SB	E6	ORT	EL10	Rnat	EL6
Ap	0.19	0.33	0.14	0.23	0.23	0.33	0.14	1.24	0.61	5.53
Il	0.06	0.36	0.04	0.21	0.02	0.21	0.61	0.09	1.26	0.13
Mt	0.32	1.19	0.48	0.58	0.17	1.25	0.59		1.06	
Or	21.26	25.69	24.51	27.58	5.49	18.18	38.33	34.96	15.59	1.36
Ab	34.93	34.09	37.64	30.37	65.25	2.03	20.55	29.10	31.98	18.53
An	2.50	4.34	2.09	2.07	0.93	0.03	0.85	-1.38	15.91	49.60
Hy	4.01	1.94	1.13	1.57	0.02	1.14	0.62	0.87	9.51	17.16
C	2.96	1.68	1.66	2.89	2.61	6.24	2.10	2.08	0.53	0.81
Q	33.51	28.64	32.24	33.01	24.33	68.45	33.39	28.35	20.92	1.19
Hm					0.29		2.76	4.01		5.25
Ru								0.39		0.37
Total	99.73	98.26	99.93	98.52	99.35	97.86	99.94	99.69	97.37	99.93
A	83.44	78.16	89.80	85.03	94.95	63.05	67.93	66.12	50.91	15.97
M	1.40	3.26	1.25	3.09	0.11	5.32	1.90	2.47	14.11	45.60

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	OZ4	OZ1	OZ2	OZ	SB	E6	ORT	EL10	Rnat	EL6
F	15.16	18.57	8.95	11.88	4.94	31.63	30.17	31.40	34.98	38.43
Q	57.75	56.49	57.11	57.38	55.42	65.51	57.32	56.22	55.13	49.06
M	2.12	2.29	0.95	1.40	0.44	1.82	3.94	4.25	6.85	14.41
L	40.12	41.21	41.94	41.23	44.14	32.67	38.74	39.53	38.01	36.53

I.4

	BACHA	N20-3	B	C	E	GE	GD
SI02	61.74	64.49	58.65	59.59	65.84	62.05	65.98
TI02	0.88	0.67	1.10	0.98	0.57	0.88	0.66
AL203	15.65	15.51	15.59	15.37	14.48	15.20	14.99
FE203	2.06	1.99	6.32	6.21	3.45	5.62	4.11
FEO	3.21	2.50	nd	nd	nd	nd	nd
MNO	0.18	0.11	0.13	0.13	0.07	0.16	0.07
MGO	2.45	2.22	2.73	2.51	1.02	2.23	1.34
CAO	2.03	2.01	3.12	2.84	2.06	2.09	0.77
NA2O	4.76	3.90	5.16	4.85	4.10	4.88	nd
K2O	3.29	3.06	2.65	3.20	4.39	3.26	nd
H2O+	2.76	3.28	nd	nd	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P2O5	0.37	0.27	3.87	3.56	2.87	2.70	2.09
TOTAL	99.38	100.01	99.32	99.24	98.85	99.07	90.01

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	BACHA	N20-3	B	C	E	GE	GD
SI02	58.91	61.94	54.92	55.95	62.29	58.28	71.81
TI02	0.63	0.48	0.77	0.69	0.41	0.62	0.54
AL203	17.60	17.56	17.21	17.01	16.15	16.83	19.23
FE203	1.48	1.44	4.45	4.39	2.46	3.97	3.37
FEO	2.56	2.01					
MNO	0.15	0.09	0.10	0.10	0.06	0.13	0.06
MGO	3.49	3.18	3.81	3.51	1.44	3.12	2.17
CAO	2.08	2.07	3.13	2.86	2.09	2.10	0.90
NA2O	8.81	7.26	9.37	8.83	7.52	8.89	
K2O	4.00	3.75	3.17	3.83	5.30	3.91	
H2O+							
H2O-							
P2O5	0.30	0.22	3.07	2.83	2.30	2.15	1.93
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	BACHA	N20-3	B	C	E	GE	GD
Ap	0.86	0.63	9.02	8.29	6.69	6.29	4.87
Il	1.68	1.28	0.28	0.28	0.15	0.34	0.15
Mt	2.99	2.89					
Or	19.43	18.07	15.64	18.89	25.92	19.25	
Ab	40.27	32.99	43.63	41.01	34.67	41.27	
An	7.65	8.21	-9.80	-9.17	-8.53	-7.27	-9.82
Hy	9.16	7.56	6.77	6.23	2.53	5.53	3.32
C	1.45	2.78	7.83	7.29	6.11	6.31	18.59
Q	13.12	22.33	18.67	19.36	27.37	21.02	68.21
Hm			6.33	6.22	3.46	5.63	4.12
Ru			0.95	0.83	0.49	0.70	0.58
Total	96.62	96.73	99.32	99.24	98.85	99.07	90.01
A	50.31	50.10	44.47	46.10	63.62	48.99	
M	15.31	15.98	15.54	14.37	7.64	13.42	22.68

MAJOR ELEMENTS ARE IN MOLE PERCENT; CIPW NORM

	BACHA	N20-3	B	C	E	GE	GD
F	34.37	33.92	39.99	39.52	28.73	37.59	77.32
Q	52.65	55.27	54.61	54.70	56.68	55.00	-50.80
M	9.26	7.85	10.68	10.16	4.75	9.01	0.78
L	38.09	36.88	34.71	35.14	38.57	35.99	150

ELEMANT.	CI							A32	RE							RE						
	1	2	3	4	5	6	7		48	50	67	74	84	88	90	96	40	48	61	72	74	120
ELEMENTS MAJEURS (Z)																						
SiO ₂	73.35	70.84	73.85	71.35	63.20	51.30	51.00	64.60	73.77	75.37	74.15	71.81	76.82	77.15	75.36	75.67	73.70	73.47	73.69	75.05	71.36	45.71
Al ₂ O ₃	12.50	16.50	11.95	14.25	15.35	14.82	17.30	18.40	14.63	12.67	15.50	15.52	12.26	12.47	12.88	12.73	15.18	14.60	14.53	13.05	15.00	32.94
Fe ₂ O ₃ tot.	0.30	0.87	1.49	0.48	1.92	0.98	0.93	1.47	1.36	0.61	0.79	0.84	2.60	2.02	3.27
Fe ₂ O ₃	0.90	0.67	1.98	1.10	0.50	4.54	1.70
FeO	0.30	0.82	0.80	2.15	3.12	3.72	7.75
MnO	0.02	0.17	0.10	0.14	0.10	0.25	0.19	0.01	0.04	0.06	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.16	0.03	0.03	0.07
HgO	0.23	0.43	0.22	0.45	1.65	4.80	7.20	0.10	0.25	0.20	tr.	0.50	tr.	tr.	0.16	0.12	tr.	tr.	0.10	0.28	0.58	1.44
CaO	1.40	0.85	0.30	1.55	2.30	5.77	9.25	0.20	0.40	0.40	0.36	1.21	0.23	0.15	0.38	0.54	0.38	0.36	0.32	tr.	1.13	0.03
Na ₂ O	4.10	5.30	2.00	3.35	4.55	4.12	1.90	3.54	3.64	3.68	4.24	3.92	3.46	3.61	3.43	3.47	4.51	3.64	4.20	0.21	3.76	0.37
K ₂ O	4.20	3.85	7.70	5.15	5.20	4.40	0.16	10.18	4.70	4.95	4.61	3.88	4.98	4.94	5.33	4.81	3.22	4.66	3.90	4.53	3.96	10.33
TiO ₂	0.55	0.15	0.25	0.23	1.80	1.60	1.50	0.05	0.10	0.10	0.02	0.27	0.10	0.20	0.15	0.18	0.01	0.07	0.04	0.10	0.23	0.33
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.25	0.19	0.45	0.94	0.28	.	0.03	tr.	0.05	0.18	tr.	tr.	tr.	tr.	0.31	0.15	0.15	0.22	0.11	0.10
CO ₂	0.65	1.36
H ₂ O+	0.12	.	0.40	0.05	0.93	1.84	1.85
H ₂ O-	0.25	0.27	0.50	0.30	0.48	0.46	0.21
P.F.	1.06	0.42	0.75	1.00	0.34	0.52	0.56	0.44	1.10	0.99	0.98	3.05	1.24	4.14
TOTAL	100.27	100.15	100.30	100.26	100.26	100.14	100.29	99.38	99.49	99.34	100.19	100.26	99.21	100.00	99.75	99.36	99.04	98.77	98.97	99.12	99.44	98.85
MORNE C.I.P.W. (Z)																						
OR	24.82	22.75	45.50	30.43	30.72	26.00	0.94	60.15	27.77	29.25	27.24	22.92	29.42	29.19	31.49	28.42	19.03	27.54	23.05	26.77	23.40	61.40
AB	34.69	44.84	16.92	28.34	38.50	34.86	16.07	29.95	30.80	31.13	35.87	33.17	29.27	30.54	29.02	29.36	38.16	30.80	35.54	1.78	31.82	3.13
AM	3.30	2.27	.	6.46	6.05	8.95	38.21	0.99	1.79	1.98	1.46	4.83	1.14	0.74	1.88	2.67	.	0.82	0.62	.	4.89	.
QZ	33.35	23.18	32.47	27.39	10.03	.	5.95	6.35	33.10	33.20	30.96	30.59	36.71	36.60	33.36	35.21	34.86	33.76	33.42	54.93	30.55	0.38
OM	3.96
OF	0.33
HE
HM	0.07	1.07	0.54	1.12	3.46	4.63	16.47	0.24	0.62	0.49	0.02	1.24	0.02	0.02	0.39	0.29	.	.	0.25	0.70	1.44	3.59
HF	.	1.02	.	2.84	2.13	0.34	9.83	0.23	0.79	1.45	0.51	1.59	0.89	0.66	1.29	1.14	0.62	0.76	1.08	2.51	1.76	2.79
DC	0.57	.	.	.	1.10	2.03	2.44
DM	0.49	.	.	.	0.64	1.15	1.45
DP	0.39	0.12	0.86
CO	.	2.78	0.37	0.79	.	.	.	1.19	2.90	0.53	3.00	3.10	0.76	0.91	0.77	0.83	4.28	3.27	3.24	7.80	2.74	21.09
AC
CC	3.13
AP	0.82	0.71	0.59	0.44	0.99	2.22	0.66	.	0.07	.	0.11	0.42	0.69	0.36	0.36	.	0.26	0.05
IL	1.04	0.28	0.47	0.43	3.41	3.03	2.84	0.09	0.18	0.18	0.03	0.51	0.18	0.37	0.28	0.34	0.02	0.13	0.08	0.19	0.44	0.74
MT	.	0.97	2.18	1.59	0.72	6.58	2.46	0.11	0.31	0.55	0.17	0.71	0.36	0.34	0.55	0.50	0.26	0.30	0.32	0.97	0.75	1.23
HE	1.28	.	0.47
ELEMENTS TRACES (PPM)																						
Ba	784.	63.	73.	571.	111.	25.	166.	223.	84.	786.	40.	236.	564.	636.
Co	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	26.	12.	18.	54.	38.	<10.
Cr	14.	17.	12.	<10.	<10.	18.	<10.	11.	10.	12.	15.	10.	12.	12.
Cu	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.
NI	<10.	11.	<10.	14.	<10.	11.	<10.	<10.	212.	224.	<10.	21.	11.	<10.
Sr	110.	18.	35.	209.	30.	25.	65.	62.	34.	109.	33.	15.	185.	17.
V	18.	<10.	<10.	26.	<10.	31.	<10.	18.	<10.	<10.	39.	<10.	17.	42.
Rb	260.	361.	193.	143.	254.	269.	265.	203.	111.	222.	240.	247.	168.	600.

Massif des Rehamna (in Rosé, 1987).

Tableaux II :

Analyses chimiques à la microsonde électronique CAMEBAX des amphiboles zonées et de la paragenèse associée : épidote-feldspath-chlorite

_ Station NS-2 : 1 à 82

_ Station SB-4 : 4 à 39

II.1

Analyses	1	2	4	5	22	24	26	36	44	56	64	78	79	80	82
SiO ₂	46.92	49.57	46.10	43.83	43.49	45.97	42.52	47.32	42.90	48.18	44.44	51.46	50.76	43.75	43.41
TiO ₂	0.29	0.20	0.22	0.32	0.31	0.29	0.21	0.26	0.21	0.26	0.29	0.03	0.15	0.33	0.38
Al ₂ O ₃	10.70	8.32	11.51	13.57	13.19	13.27	13.51	10.10	15.07	8.95	12.98	5.90	6.18	13.40	13.68
FeO total	14.47	14.20	15.13	15.76	15.75	14.53	15.52	13.57	16.61	13.94	14.59	12.60	12.46	15.58	16.00
MnO	0.22	0.17	0.28	0.20	0.38	0.15	0.31	0.15	0.24	0.24	0.25	0.10	0.25	0.17	0.15
MgO	11.60	12.58	10.97	9.89	9.94	9.30	9.64	11.98	9.14	12.40	10.51	14.25	14.18	9.63	9.11
CaO	11.68	11.54	11.83	11.23	11.48	10.95	11.80	11.63	11.41	11.72	11.46	12.16	12.03	11.33	11.50
Na ₂ O	1.15	0.90	1.22	1.46	1.45	1.85	1.53	0.99	1.43	0.98	1.37	0.50	0.61	1.38	1.45
K ₂ O	0.10	0.07	0.15	0.17	0.17	0.20	0.15	0.22	0.16	0.19	0.10	0.11	0.08	0.16	0.31
Total	97.13	97.55	97.41	96.43	96.06	96.51	95.19	96.22	97.17	96.86	95.99	97.11	96.70	95.73	95.99
Si	6.828	7.136	6.728	6.463	6.464	6.793	6.411	6.931	6.298	7.016	6.562	7.408	7.338	6.513	6.493
Al IV	1.172	0.864	1.272	1.537	1.536	1.207	1.589	1.069	1.702	1.984	0.438	0.592	0.662	1.487	1.507
Σ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.664	0.548	0.708	0.822	0.757	1.105	0.813	0.675	0.907	0.553	0.821	0.410	0.391	0.865	0.905
Ti	0.032	0.022	0.024	0.035	0.035	0.032	0.024	0.029	0.023	0.028	0.032	0.003	0.016	0.037	0.043
Fe ³⁺	0.459	0.448	0.443	0.646	0.603	0.002	0.439	0.364	0.721	0.405	0.515	0.264	0.326	0.505	0.350
Fe ²⁺	1.302	1.262	1.404	1.298	1.355	1.794	1.518	1.298	1.319	1.293	1.287	1.253	1.181	1.435	1.652
Mn	0.027	0.021	0.035	0.025	0.048	0.019	0.040	0.019	0.030	0.030	0.031	0.012	0.031	0.021	0.019
Mg	2.516	2.699	2.386	2.174	2.202	2.048	2.166	2.615	2.000	2.691	2.313	3.058	3.055	2.137	2.031
Σ	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.821	1.780	1.850	1.775	1.828	1.734	1.907	1.825	1.795	1.829	1.813	1.876	1.864	1.808	1.843
Na M ₄	0.179	0.220	0.150	0.225	0.172	0.266	0.093	0.175	0.205	0.171	0.187	0.124	0.136	0.192	0.157
Σ	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na A	0.146	0.032	0.195	0.192	0.246	0.264	0.354	0.107	0.202	0.106	0.206	0.016	0.035	0.206	0.264
K	0.019	0.013	0.028	0.032	0.032	0.038	0.029	0.041	0.030	0.035	0.019	0.020	0.015	0.030	0.059
Σ	0.165	0.044	0.223	0.224	0.279	0.302	0.383	0.148	0.232	0.141	0.225	0.036	0.049	0.236	0.323
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	0.66	0.68	0.63	0.63	0.62	0.53	0.59	0.67	0.60	0.67	0.64	0.71	0.72	0.60	0.55

II.3

Analyses	Epidote St B - 4			Feldspaths St B - 4					Chlorites NS-2		
	25	26	27	1	2	57	59	Ns - 2 60	48	49	56
SiO ₂	37.98	38.93	38.27	45.14	45.45	60.40	62.35	62.40	26.48	25.64	25.05
TiO ₂	00.22	0.19	0.15	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.10	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	26.83	27.75	27.73	34.97	34.39	23.38	23.37	23.44	21.42	21.18	21.41
FeO	6.95	5.71	6.27	0.17	0.27	0.27	0.31	0.39	21.39	21.65	21.87
MnO	0.25	0.19	0.15	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.18	0.15	0.13
MgO	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.07	16.95	17.25	17.21
CaO	23.12	22.04	23.98	18.48	17.62	4.79	4.86	4.57	0.03	0.00	0.01
Na ₂ O	0.00	0.14	0.00	0.83	1.09	9.31	8.95	7.70	0.29	0.00	0.02
K ₂ O	0.02	0.05	0.00	0.03	0.14	0.12	0.06	1.57	0.00	0.00	0.02
H ₂ O	3.57	3.60	3.62	-	-	-	-	-	11.53	11.37	11.33
Total	99.13	98.70	100.24	99.65	99.00	98.41	99.92	100.21	98.37	97.33	97.18
Si	3.190	3.243	3.169	2.088	2.114	2.734	2.767	2.771	5.508	5.407	5.305
Al	2.655	2.724	2.707	1.907	1.884	1.247	1.222	1.227	5.251	5.264	5.344
Fe ³⁺	0.488	0.398	0.434	0.006	0.010	0.100	0.011	0.014	3.721	3.819	3.873
Mn	0.018	0.013	0.010	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.032	0.027	0.022
Mg	0.006	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	5.255	5.422	5.433
Ti	0.013	0.011	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.003	0.009
Ca	2.080	1.967	2.128	0.916	0.878	0.232	0.231	0.217	0.006	0.000	0.001
Na	0.000	0.022	0.000	0.074	0.098	0.816	0.770	0.663	0.116	0.001	0.008
K	0.001	0.005	0.000	0.001	0.008	0.006	0.003	0.089	0.000	0.000	0.004
Σ											
FM				93.35	93.73	100.00	95.56	74.86	41.67	41.50	41.76
Ab				7.52	9.96	77.38	76.64	68.39			
Or				0.17	0.86	0.64	0.35	9.19			
An				92.31	89.18	21.98	23.01	22.42			

Tableaux III :

Analyses chimiques des biotites à la microsonde électronique CAMEBAX

a_ Compositions chimiques

b_ Formules structurales

_ Station J30-a : III 1, III 2

_ Station III E 8 : III 3

III. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	15	54	55	57
<u>a</u> SiO ₂	31,62	35,25	35,75	35,11	34,71	35,53	33,95	30,6	37,19	35,97	31,65	35,95
TiO ₂	01,19	01,79	01,94	01,60	01,66	01,89	01,68	01,08	01,70	01,18	01,05	01,72
Al ₂ O ₃	19,36	18,36	18,35	18,56	18,42	18,38	18,55	19,47	18,07	18,46	17,69	17,85
FeO T	19,55	17,72	17,69	17,82	17,91	17,64	18,89	20,17	16,49	17,28	19,11	17,67
Mn O	00,33	00,24	00,24	00,25	00,28	00,21	00,21	00,33	00,19	00,22	00,28	00,27
Mg O	12,62	10,40	10,29	10,87	11,13	10,40	10,97	12,88	09,88	10,55	11,37	10,03
Ca O	00,11	00,23	00,24	00,24	00,26	00,21	00,21	00,14	00,27	00,36	00,35	00,39
Na ₂ O	00,08	00,12	00,13	00,12	00,13	00,15	00,10	00,06	00,10	00,13	00,10	00,14
K ₂ O	04,04	06,52	06,66	06,37	05,85	06,61	05,68	03,48	07,91	06,67	04,38	06,60
F												
Zn												
H ₂ O	3,75	3,84	3,87	3,85	3,83	3,86	3,80	3,71	3,90	3,86	3,62	3,84
Total	92,71	94,51	95,24	94,90	94,25	94,94	94,09	91,94	95,76	94,83	89,70	94,46
<u>b</u> Si	5,057	5,509	5,542	5,466	5,434	5,524	5,351	4,948	5,719	5,589	5,248	5,618
Al	3,650	3,383	3,353	3,406	3,400	3,368	3,447	3,710	3,274	3,380	3,457	3,288
Fe	2,615	2,316	2,293	2,320	2,395	2,294	2,490	2,728	2,120	2,245	2,649	2,309
Mn	0,045	0,031	0,031	0,033	0,036	0,027	0,027	0,044	0,024	0,029	0,039	0,035
Mg	0,010	2,423	2,376	2,523	2,598	2,411	2,577	3,105	2,264	2,442	2,811	2,336
Ti	0,143	0,211	0,226	0,187	0,196	0,221	0,199	0,130	0,196	0,137	0,130	0,201
Ca	0,019	0,038	0,040	0,039	0,043	0,035	0,035	0,024	0,044	0,059	0,061	0,064
Na	0,026	0,035	0,038	0,037	0,040	0,044	0,029	0,019	0,028	0,039	0,033	0,041
K	0,823	1,299	1,317	1,264	1,169	1,311	1,143	0,717	1,551	1,340	0,926	1,316
XMg	0,535	0,511	0,509	0,520	0,525	0,512	0,508	0,532	0,516	0,521	0,515	0,503
XFe	0,465	0,489	0,491	0,479	0,474	0,487	0,491	0,467	0,483	0,479	0,485	0,497
OH	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
FM	0,469	0,492	0,494	0,482	0,478	0,490	0,494	0,471	0,486	0,482	0,488	0,51

III. 2

	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
a												
SiO ₂	36,91	37,14	36,26	36,38	36,33	36,22	36,38	36,21	36,81	36,0	36,53	36,06
TiO ₂	01,42	01,48	01,37	01,73	01,90	01,86	02,01	01,92	01,78	01,79	01,80	01,77
Al ₂ O ₃	18,35	18,17	18,38	18,01	17,82	17,90	18,06	17,69	18,09	18,07	18,01	18,16
FeO T	16,51	16,46	15,90	17,34	17,63	17,49	17,93	17,62	16,09	16,75	16,52	16,92
Mn O	00,24	00,24	00,20	00,23	00,32	00,26	00,29	00,23	00,28	00,25	00,23	00,34
Mg O	10,43	10,49	10,08	10,06	09,90	10,00	09,96	10,07	10,23	10,09	10,06	10,18
Ca O	00,31	00,25	00,22	00,42	00,36	00,28	00,37	00,26	00,34	00,32	00,23	00,34
Na ₂ O	00,16	00,09	00,08	00,14	00,11	00,13	00,16	00,13	00,10	00,13	00,10	00,13
K ₂ O	09,76	07,04	06,89	06,88	07,22	07,26	07,77	06,83	07,32	06,81	07,25	06,99
F												
Zn												
H ₂ O	3,89	3,90	3,82	3,87	3,87	3,86	3,91	3,85	3,88	3,84	3,86	3,86
Total	95,09	95,29	93,24	95,12	95,49	95,28	96,88	94,86	94,96	94,12	94,68	94,83
b												
Si	5,684	5,709	5,685	5,639	5,631	5,622	5,582	5,636	5,686	5,625	5,673	5,604
Al	3,330	3,292	3,396	3,290	3,256	3,274	3,266	3,246	3,293	3,328	3,297	3,326
Fe	2,125	2,116	2,084	2,248	2,285	2,270	2,301	2,294	2,078	2,189	2,145	2,199
Mn	0,031	0,030	0,026	0,030	0,041	0,033	0,037	0,030	0,036	0,032	0,030	0,045
Mg	2,393	2,404	2,355	2,324	2,286	2,313	2,278	2,336	2,356	2,349	2,328	2,358
Ti	0,164	0,170	0,161	0,202	0,222	0,217	0,231	0,224	0,207	0,210	0,210	0,207
Ca	0,051	0,040	0,037	0,069	0,059	0,046	0,061	0,043	0,056	0,054	0,038	0,056
Na	0,046	0,026	0,025	0,042	0,032	0,039	0,046	0,040	0,029	0,038	0,030	0,039
K	1,328	1,381	1,378	1,361	1,427	1,436	1,522	1,356	1,443	1,357	1,436	1,386
XMg	0,529	0,532	0,530	0,508	0,5	0,504	0,497	0,504	0,531	0,517	0,520	0,517
XFe	0,470	0,468	0,469	0,491	0,5	0,495	0,502	0,495	0,468	0,482	0,479	0,482
OH	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
FMi	0,474	0,471	0,472	0,495	0,504	0,499	0,506	0,498	0,473	0,486	0,483	0,487

III. 3

	7	46	47	48	49	50	51	52	53	54	71	72
a												
SiO ₂	30,12	27,32	30,30	25,92	24,90	29,34	28,89	25,95	25,10	27,11	26,21	27,16
TiO ₂	00,85	00,16	01,01	00,79	00,15	00,57	00,25	00,43	00,18	00,13	00,22	00,32
Al ₂ O ₃	19,80	19,24	20,71	20,31	20,07	19,72	19,79	21,48	21,57	19,67	18,89	18,97
FeO T	24,46	30,53	24,51	29,31	29,78	24,27	26,14	23,95	25,57	26,74	32,34	27,20
Mn O	00,24	00,19	00,18	00,22	00,24	-	00,22	00,07	00,21	00,24	00,19	00,25
Mg O	07,69	08,28	07,44	09,82	09,69	09,53	09,86	13,13	13,0	10,46	05,81	11,26
Ca O	00,32	00,28	00,22	00,18	00,14	00,31	00,25	00,07	00,12	00,38	00,32	00,18
Na ₂ O	00,09	00,25	00,1	00,18	00,15	00,10	00,09	00,01	00,02	00,11	00,16	00,06
K ₂ O	02,85	01,19	02,65	00,44	00,15	01,69	01,08	01,14	00,59	00,39	01,48	01,33
F	00,15	00,14	00,31	00,003	00,005	-	00,11	00,06	00,07	00,09	00,12	00,07
Zn	00,05	00,13	00,02	00,06	00,02	00,03	00,07	00,01	-	00,09	00,12	00,06
H ₂ O	03,50	03,43	03,46	03,48	03,38	03,55	03,52	03,55	03,51	03,45	03,31	03,49
Total	90,07	91,08	90,79	90,11	88,72	89,12	90,23	90,02	89,92	88,82	89,12	90,33
b												
Si	5,060	4,684	5,030	4,453	4,366	4,948	4,851	4,348	4,244	4,652	4,667	4,623
AL	3,921	3,887	4,052	4,112	4,148	3,920	3,918	4,241	4,300	3,979	3,965	3,806
Fe	3,437	4,376	3,402	4,211	4,367	3,424	3,671	3,356	3,616	3,838	4,815	3,873
Mn	0,034	0,027	0,025	0,031	0,035	-	0,030	0,010	0,030	0,035	0,026	0,035
Mg	1,926	2,116	1,841	2,514	2,532	2,395	2,468	3,328	3,278	2,675	1,541	2,858
Ti	0,106	0,020	0,126	0,024	0,019	0,072	0,031	0,054	0,022	0,016	0,029	0,040
Ca	0,058	0,050	0,039	0,032	0,025	0,055	0,045	0,013	0,021	0,069	0,060	0,032
Na	0,030	0,083	0,033	0,059	0,050	0,033	0,029	0,001	0,008	0,037	0,054	0,020
K	0,611	0,261	0,562	0,097	0,033	0,364	0,232	0,242	0,127	0,085	0,335	0,288
XMg	0,359	0,326	0,351	0,374	0,367	0,411	0,402	0,498	0,475	0,410	0,242	0,424
XFe	0,640	0,674	0,649	0,626	0,633	0,588	0,598	0,502	0,524	0,589	0,757	0,575
OH	3,918	3,922	3,835	3,986	3,951	4,000	3,940	3,968	3,961	3,953	3,934	3,962
FM	0,641	0,675	0,650	0,627	0,634	0,588	0,600	0,502	0,526	0,591	0,758	0,577

Tableaux IV :

Analyses chimiques des grenats à la microsonde électronique CAMEBAX

a_ Compositions chimiques

b_ Formules structurales

c_ Calcul des composants élémentaires des grenats

_ Station Lalla-Tittaf : IV 1

_ Station J 30-a : IV 2 , IV 3

_ Grenats des amphibolites : IV 4

_ Station III E 8 : IV 5

_ Station SB-A : IV 6, IV 7, IV 8, IV 9

IV. 1

	P						C						P
	106	107	108	109	110	111	112	126	127	128	129	130	
a													
SiO ₂	38,60	38,62	38,37	37,27	36,75	34,54	37,99	38,09	38,53	37,34	36,27	37,03	
TiO ₂	00,03	-	-	00,02	00,09	-	-	00,05	-	00,03	00,06	00,03	
Al ₂ O ₃	22,03	21,88	21,28	20,43	20,90	19,97	21,94	22,13	21,83	21,43	20,13	20,77	
FeO _T	35,68	34,90	33,61	31,33	30,86	29,99	34,88	35,67	34,71	33,66	32,85	34,01	
MnO	02,55	03,74	03,96	03,96	04,45	03,97	03,05	02,49	04,24	04,01	03,89	03,55	
MgO	02,11	02,21	02,21	01,95	01,96	01,86	02,13	02,18	02,10	02,15	02,13	01,96	
CaO	02,37	01,91	01,79	01,96	03,10	02,63	02,10	02,48	01,75	01,73	01,73	01,91	
Na ₂ O	00,03	00,04	00,01	-	00,01	-	00,01	00,04	-	00,01	00,01	-	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	103,65	103,46	101,23	97,05	98,13	93,61	102,11	103,13	103,35	100,44	97,09	99,30	
b													
Si	6,012	6,028	6,095	6,153	6,023	5,957	5,999	5,964	6,027	6,001	6,039	6,033	
Al ³⁺	4,044	4,025	3,985	3,975	4,036	4,059	4,083	4,083	4,024	4,059	3,950	3,989	
Fe	4,646	4,557	4,465	4,326	4,229	4,403	4,606	4,671	4,540	4,524	4,569	4,634	
Mn	0,336	0,494	0,533	0,553	0,617	0,579	0,407	0,330	0,561	0,546	0,549	0,489	
Mg	0,490	0,514	0,522	0,480	0,479	0,479	0,501	0,508	0,489	0,516	0,529	0,477	
Ti	0,004	-	-	0,002	0,011	-	-	0,006	-	0,004	0,007	0,003	
Ca	0,396	0,319	0,305	0,347	0,545	0,485	0,354	0,417	0,293	0,298	0,309	0,333	
Na	0,010	0,012	0,004	-	0,003	-	0,003	0,011	-	0,003	0,003	-	
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
X _{Fe}	0,904	0,898	0,895	0,900	0,898	0,901	0,901	0,901	0,902	0,897	0,896	0,906	
FM	0,910	0,908	0,905	0,910	0,910	0,912	0,909	0,908	0,912	0,908	0,906	0,915	
c													
AL	79,21	77,44	76,64	75,82	72,12	74,04	78,47	78,87	77,16	76,91	76,77	78,12	
Py	08,36	08,73	08,97	08,42	08,18	08,05	08,54	08,58	08,31	08,77	08,89	08,04	
Sp	05,72	08,40	09,16	09,69	10,53	09,74	06,95	05,57	09,54	09,29	09,23	08,26	
Gr	06,60	05,43	05,22	06,03	09,01	06,08	06,02	06,88	04,99	04,87	03,90	05,42	
AD	00,06	-	-	00,03	00,17	01,97	-	00,09	-	00,06	01,23	00,05	
Uy	00,06	-	00,01	-	-	00,12	00,02	00,01	-	00,10	-	00,10	

IV. 2

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
a												
SiO ₂	37,43	37,31	36,70	36,76	36,93	37,33	37,59	37,09	37,42	36,10	36,28	37,42
TiO ₂	00,08	00,10	00,10	00,15	00,16	00,18	00,20	00,15	00,18	00,15	00,18	00,13
Al ₂ O ₃	21,10	20,82	20,81	20,75	20,33	20,86	20,80	20,10	20,75	19,87	20,08	20,68
FeOT	27,29	26,49	25,16	23,04	20,75	20,34	19,66	19,98	20,23	20,79	22,40	24,07
MnO	06,48	07,34	09,62	12,46	14,83	15,61	16,14	15,62	15,92	14,70	12,31	11,15
MgO	01,43	01,34	01,12	00,95	00,80	00,78	00,76	00,71	00,75	07,79	01,13	01,02
CaO	07,36	07,16	06,71	06,50	06,28	06,21	06,32	06,28	06,30	06,26	06,32	06,61
Na ₂ O	-	00,01	00,01	00,01	00,01	-	00,02	00,02	-	00,03	00,01	-
K ₂ O	-	-	00,03	-	-	-	-	-	00,01	-	-	-
Total	101,17	100,64	100,31	100,66	100,11	101,33	101,50	99,98	101,56	98,70	98,72	101,14
b												
Si	5,963	5,982	5,932	5,932	5,991	5,977	6,002	6,022	5,983	5,953	5,960	5,993
Al	3,961	3,933	3,965	3,947	3,888	3,935	3,914	3,845	3,910	3,862	3,887	3,903
Fe	3,636	3,551	3,400	3,109	2,814	2,723	2,625	2,671	2,704	2,774	3,036	3,224
Fe	-	-	-	-	-	-	-	0,037	-	0,083	0,036	1,513
Mn	0,874	0,996	1,316	1,703	2,038	2,117	2,182	2,148	2,156	2,053	1,713	0,243
Mg	0,340	0,321	0,269	0,229	0,193	0,187	0,181	0,172	0,179	0,195	0,276	0,243
Ti	0,009	0,011	0,012	0,018	0,019	0,021	0,023	0,018	0,021	0,018	0,022	0,016
Ca	1,256	1,230	1,161	1,123	1,090	1,066	1,081	1,092	1,079	1,105	1,112	1,134
Na	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,005	0,007	0,001	0,010	0,003	0,001
K	-	-	0,006	-	-	-	-	-	0,002	-	-	-
FM	0,929	0,934	0,946	0,954	0,961	0,962	0,963	0,965	0,964	0,961	0,945	0,951
c												
Al	59,59	58,29	55,38	50,52	45,95	44,78	43,34	44,32	44,29	46,09	49,87	52,81
Py	05,58	05,27	04,38	03,73	03,16	03,08	03,00	02,82	02,93	03,15	04,49	03,98
Sp	14,33	16,36	21,44	27,68	33,27	34,82	36,04	35,15	35,32	33,11	27,81	24,79
Gr	20,36	19,89	18,55	17,68	17,28	16,96	17,27	16,47	17,12	15,36	16,54	18,19
AD	00,14	00,17	00,18	00,27	00,29	00,32	00,35	01,18	00,32	02,30	01,22	00,24
Uy	-	00,02	00,07	00,12	00,05	00,05	-	00,06	00,03	-	00,07	-

IV. 3

	52	9	10	11	12	13	14
a							
SiO ₂	37,57	36,91	37,13	37,20	36,66	37,72	36,83
TiO ₂	00,13	00,10	00,10	00,10	00,10	00,10	00,10
Al ₂ O ₃	20,80	20,64	20,91	20,67	20,88	20,94	20,60
FeO	25,09	25,51	25,40	27,08	28,45	27,30	27,42
MnO	08,55	08,82	09,35	06,18	04,73	06,49	05,67
MgO	01,20	01,20	01,15	01,59	02,07	01,44	01,57
CaO	07,14	06,64	06,54	07,01	06,83	07,10	07,06
Na ₂ O	00,02	00,03	-	-	00,03	00,01	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	00,01	-
Total	100,52	99,95	100,69	99,90	99,79	101,16	99,30
b							
Si	6,018	5,971	5,964	5,995	5,917	6,003	5,975
Al	3,926	3,937	3,959	3,925	3,972	3,927	3,938
Fe	3,361	3,451	3,412	3,649	3,840	3,634	3,720
Fe	-	-	-	-	-	-	-
Mn	1,160	1,208	1,272	0,844	0,646	0,875	0,779
Mg	0,285	0,290	0,276	0,381	0,497	0,341	0,378
Ti	0,015	0,012	0,012	0,011	0,014	0,012	0,013
Ca	1,225	1,150	1,126	1,210	1,180	1,211	1,226
Na	0,006	0,010	0,001	-	0,010	0,004	-
K	-	-	-	-	-	0,001	-
Σ							
FM	0,940	0,941	0,944	0,921	0,900	0,929	0,922
c							
Al	55,81	56,65	56,13	60,05	62,38	60,02	61,01
Py	04,74	04,76	04,54	06,27	08,08	05,64	06,21
Sp	19,26	19,83	20,93	13,89	10,50	14,46	12,78
Gr	19,88	18,34	18,07	19,46	18,76	19,56	19,66
AD	00,23	00,18	00,18	00,17	00,21	00,19	00,20
Uv	00,07	00,24	00,15	00,16	00,07	00,13	00,13

IV. 4

	P				C				P
	3	5	7	9	12	14	18	27	32
<u>a</u> SiO ₂	37,24	38,31	37,64	37,03	37,35	35,44	37,39	37,11	38,30
TiO ₂	00,08	00,09	00,14	00,14	00,19	00,18	00,11	00,09	00,08
Al ₂ O ₃	20,71	19,71	20,73	20,58	20,47	20,31	20,73	20,97	19,70
FeO T	20,82	19,43	19,14	19,30	19,06	18,18	20,48	20,79	19,40
MnO	06,76	06,24	06,92	06,73	07,19	06,75	06,78	06,76	06,20
MgO	00,76	01,29	00,73	00,77	00,75	00,68	00,77	00,77	01,26
CaO	13,10	14,08	14,45	14,69	14,32	15,10	13,48	13,25	14,00
Na ₂ O	00,00	00,08	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,03	00,08
K ₂ O	00,00	00,06	00,00	00,00	00,02	00,00	00,00	00,01	00,05
Total	99,51	99,30	99,75	99,29	99,40	97,29	99,77	99,78	99,07
<u>b</u> Si	5,975	6,105	5,998	5,946	5,986	5,835	5,978	5,940	6,100
AL	3,917	3,703	3,893	3,894	3,867	3,942	3,906	3,955	3,700
Fe	2,794	2,456	2,550	2,591	2,555	2,586	2,738	2,783	2,455
Mn	0,918	0,842	0,934	0,915	0,975	0,942	0,918	0,916	0,840
Mg	0,181	0,305	0,172	0,184	0,179	0,166	0,182	0,183	0,304
Ti	0,009	0,011	0,016	0,016	0,023	0,022	0,012	0,010	0,010
Ca	2,251	2,403	2,467	2,528	2,459	2,663	2,309	2,272	2,400
Na	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,023
K	0,000	0,011	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,010
Σ	16,053	15,987	16,036	16,084	16,056	16,165	16,051	16,075	15,732
X _{Fe}	0,94	0,89	0,93	0,93	0,93	0,93	0,94	0,94	0,89
FM	95,35	91,80	95,28	95,00	95,15	95,51	95,25	95,28	91,50
<u>c</u> AL	45,51	42,09	41,71	41,74	41,51	40,76	44,59	45,27	42,00
Py	02,95	04,99	02,82	02,97	02,92	02,62	02,97	02,98	04,90
Sp	14,96	13,76	15,28	14,74	15,85	14,85	14,95	14,91	13,60
Gr	36,42	36,03	39,91	40,15	39,38	41,30	37,19	36,69	36,00
AD	00,14	03,11	00,24	00,25	00,34	00,32	00,19	00,16	03,00
Uv	00,01	00,03	00,03	00,15	00,00	00,14	00,11	00,00	00,03

IV. 6

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
a SiO ₂	37,67	38,02	37,59	38,75	38,43	37,51	37,50	35,33	36,39	36,46	37,96	38,07	37,88
TiO ₂	00,06	00,11	00,04	00,02	00,05	00,17	00,01	00,04	00,10	00,08	00,05	00,15	00,17
Al ₂ O ₃	20,96	22,22	21,58	22,15	21,67	21,82	21,86	21,29	21,69	21,69	22,0	22,24	21,72
FeOT	31,99	28,29	27,83	26,55	24,97	23,91	22,53	22,36	21,04	20,65	20,34	19,98	19,46
MnO	05,43	05,02	05,29	07,86	08,88	09,18	10,76	11,93	13,21	13,38	14,9	15,35	16,17
MgO	02,42	02,16	02,21	01,34	01,17	01,22	00,95	00,90	00,78	00,80	00,69	00,67	00,62
CaO	02,46	06,75	05,54	07,25	07,44	07,11	06,90	06,66	06,70	06,72	06,38	06,64	06,43
Na ₂ O	00,03	00,03	00,00	00,02	00,00	00,02	00,03	00,06	00,02	00,03	00,02	00,01	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	101,07	102,61	100,16	1003,98	102,87	100,95	100,59	98,45	99,96	99,81	102,34	103,56	102,45
b Si	6,021	5,929	5,996	5,984	6,008	5,957	5,981	5,824	5,883	5,895	5,977	5,952	5,972
Al	3,949	4,084	4,057	4,032	3,994	4,085	4,109	4,137	4,132	4,133	4,082	4,097	4,036
Fe ³⁺	4,276	3,689	3,712	3,429	3,264	3,176	3,005	3,055	2,844	2,793	2,678	2,612	2,565
Mn	0,735	0,663	0,715	1,0287	1,176	1,235	1,453	1,666	1,809	1,833	1,986	2,032	2,159
Mg	0,576	0,501	0,525	0,309	0,272	0,288	0,226	0,222	0,187	0,192	0,161	0,155	0,146
Ti	0,007	0,012	0,004	0,002	0,005	0,019	0,001	0,005	0,011	0,009	0,006	0,017	0,019
Ca	0,420	1,128	0,946	1,199	1,246	1,210	1,178	1,176	1,161	1,163	1,076	1,112	1,087
Na	0,009	0,007	-	0,006	0,001	0,007	0,008	0,018	0,007	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ													
FM	0,896	0,896	0,894	0,935	0,942	0,938	0,951	0,955	0,961	0,960	0,966	0,967	0,970
c AL	71,22	61,75	62,90	47,48	54,81	53,85	51,25	49,94	47,46	46,74	45,40	44,26	43,14
Py	09,61	08,39	08,90	05,18	04,58	04,89	03,87	03,63	03,12	03,22	02,74	02,63	02,46
Sp	12,25	11,10	12,10	17,25	19,75	20,95	24,79	27,24	30,18	30,67	33,68	34,43	36,31
Gr	06,82	18,55	15,90	19,96	20,78	20,01	20,07	19,11	19,05	19,24	18,09	18,41	17,79
AD	00,11	00,19	00,07	00,04	00,09	00,30	00,02	00,07	00,18	00,14	00,10	00,26	00,30
Uv	-	00,02	-	00,09	-	-	-	-	00,02	-	-	-	-

IV. 7

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
<u>a</u> SiO ₂	37,81	37,65	37,82	37,70	37,56	37,43	38,02	38,11	37,96	37,90	38,27
TiO ₂	00,07	00,09	00,34	00,04	00,18	00,14	00,07	00,10	00,15	00,12	00,14
Al ₂ O ₃	21,84	21,89	21,71	21,38	22,0	21,61	21,70	21,39	21,93	21,96	22,21
FeOT	19,78	19,18	19,67	18,13	19,03	18,91	19,77	19,18	18,85	19,36	19,95
MnO	16,17	16,23	17,30	16,77	16,56	16,99	15,89	16,35	16,60	15,74	16,17
MgO	00,64	00,69	00,71	00,75	00,69	00,71	00,83	00,70	00,87	00,74	00,78
CaO	06,51	06,24	05,83	06,06	06,08	05,89	05,82	06,10	06,19	06,35	06,40
Na ₂ O	-	-	-	-	-	00,02	-	00,04	00,01	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	102,94	102,05	103,24	100,96	102,19	101,81	102,25	101,97	102,56	102,17	103,92
<u>b</u> Si	5,949	5,956	5,943	6,017	5,936	5,953	5,999	6,029	5,974	5,974	5,948
Al	4,050	4,082	4,022	4,021	4,098	4,050	4,036	0,428	0,421	0,433	0,435
Fe ³⁺	2,602	2,537	2,584	2,434	2,515	2,514	2,608	2,538	2,480	2,552	2,592
Mn	2,155	2,175	2,303	2,267	2,216	2,289	2,123	2,191	2,212	2,101	2,128
Mg	0,148	0,161	0,165	0,178	0,163	0,169	0,195	0,164	0,157	0,174	0,180
Ti	0,008	0,010	0,016	0,005	0,021	0,016	0,008	0,012	0,017	0,013	0,016
Ca	1,098	1,058	0,981	1,036	1,030	1,004	0,983	1,034	1,043	1,072	1,065
Na	-	-	-	-	-	0,006	-	0,011	0,030	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ											
FM	0,969	0,966	0,967	0,963	0,966	0,966	0,960	0,966	0,967	0,963	0,963
<u>c</u> AL	43,37	42,82	42,90	41,17	42,54	42,14	44,16	42,87	42,16	43,31	43,52
Py	02,48	02,73	02,75	03,02	02,76	02,83	03,31	02,77	02,68	02,96	03,02
Sp	35,92	36,70	38,23	38,34	37,49	38,36	35,96	37,02	37,61	35,67	35,73
Gr	18,05	17,56	15,87	17,39	16,89	16,41	16,44	17,15	17,13	17,84	17,47
AD	00,12	00,16	00,25	00,08	00,32	00,25	00,13	00,19	00,27	00,21	00,25
Uy	00,05	00,04	-	-	-	-	-	-	00,16	-	-

IV. 8

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
a												
SiO ₂	38,25	37,86	37,85	37,70	38,13	37,56	37,68	38,22	38,08	37,34	38,16	37,78
TiO ₂	00,03	00,16	00,10	00,12	00,01	00,10	00,04	00,13	00,11	00,14	00,14	00,03
Al ₂ O ₃	21,96	21,62	21,80	21,70	21,81	21,89	21,85	22,14	21,87	021,68	21,84	22,06
FeO	20,09	20,84	21,08	20,54	22,88	24,27	24,40	23,53	24,28	023,92	25,08	25,36
MnO	15,32	14,11	14,31	13,78	12,10	10,64	09,96	11,29	10,42	09,76	08,79	09,14
MgO	00,69	00,78	00,77	00,79	00,88	00,93	00,94	00,89	00,94	01,01	01,08	01,14
CaO	06,63	06,45	06,81	06,48	06,79	06,89	07,33	-	-	-	-	-
Na ₂ O	00,03	00,01	-	00,04	-	-	-	-	00,02	00,01	-	-
K ₂ O	-	-	00,02	-	-	-	-	-	-	00,02	-	-
Total	103,07	101,96	102,74	101,20	102,60	102,31	102,33	103,26	102,67	100,6	102,53	102,82
b												
Si	5,987	5,990	5,952	5,992	5,988	5,927	5,939	5,959	5,973	5,968	5,984	5,924
Al	0,443	0,466	0,462	4,064	4,037	4,072	4,059	4,068	4,044	4,082	4,035	4,076
Fe ³⁺	2,629	2,757	2,771	2,770	3,005	3,203	3,217	3,068	3,185	3,196	3,288	3,325
Mn	2,032	2,891	1,906	1,855	1,609	1,421	1,330	1,490	1,384	1,320	1,167	1,214
Mg	0,162	0,184	0,107	0,188	0,205	0,219	0,220	0,206	0,220	0,241	0,253	0,266
Ti	0,003	0,018	0,011	0,014	-	0,011	0,004	0,014	0,012	0,017	0,016	0,003
Ca	1,111	1,093	1,147	1,103	1,142	1,164	1,237	1,177	1,164	1,144	1,205	1,198
Na	0,009	0,003	-	0,011	-	-	-	0,007	0,004	-	-	-
K	-	-	0,003	-	-	-	-	-	0,004	-	-	-
FM	0,966	0,961	0,962	0,960	0,957	0,954	0,953	0,956	0,954	0,949	0,946	0,944
c												
Al	44,32	46,61	46,20	46,53	50,39	53,37	53,59	51,71	53,56	54,25	55,69	55,40
Py	02,73	03,12	03,01	03,21	03,45	03,65	03,67	03,48	03,70	04,10	04,29	04,44
Sp	34,25	31,97	31,78	31,61	27	23,69	22,17	25,12	23,28	22,41	19,77	20,23
Gr	18,65	17,95	18,85	18,43	19,15	10,09	20,43	19,47	19,27	18,98	19,99	19,89
AD	00,05	00,28	00,17	00,23	00,01	00,18	00,07	00,22	00,19	00,26	00,25	00,05
Uv	-	00,06	-	-	-	00,03	00,07	-	-	-	-	-

IV. 9

	37	38	39	40	41	42	43
<u>a</u> SiO ₂	38,20	38,54	38,59	38,67	37,79	37,89	38,62
TiO ₂	00,05	00,15	00,19	00,06	00,04	00,10	-
Al ₂ O ₃	21,99	22,15	22,46	22,24	21,88	22,27	22,58
FeOT	25,37	25,86	26,03	28,07	28,05	28,00	30,96
MnO	08,25	07,22	06,35	05,16	04,66	04,76	05,10
MgO	01,23	01,49	01,77	02,10	02,23	02,22	02,66
CaO	07,36	07,29	07,54	06,27	06,57	06,80	02,59
Na ₂ O	00,03	-	00,04	-	00,01	00,02	00,02
K ₂ O	-	-	00,04	-	-	-	00,03
Total:	102,49	102,77	103,04	102,56	101,30	102,21	102,82
<u>b</u> Si	5,979	5,996	5,963	6,009	5,960	5,928	6,005
Al	4,056	4,060	4,097	4,072	4,067	4,107	4,137
Fe ³⁺	3,321	3,364	3,370	3,648	3,700	3,664	4,025
Mn	1,093	0,951	0,833	0,679	0,622	0,630	0,672
Mg	0,287	0,345	0,407	0,487	0,523	0,516	0,617
Ti	0,005	0,017	1,021	1,006	1,004	1,114	-
Ca	1,233	1,214	1,250	1,043	1,111	1,140	1,431
Na	0,009	-	0,011	-	0,002	0,005	0,005
K	-	-	0,007	-	-	-	0,006
FM	0,938	0,925	0,911	0,838	0,892	0,892	0,883
<u>c</u> AL	55,98	57,36	57,62	62,31	62,14	61,63	70,05
Py	04,85	05,89	06,97	08,32	08,79	08,69	10,75
Sp	18,44	16,23	14,24	11,60	10,45	10,61	11,70
Gr	20,63	20,23	20,83	17,67	18,42	18,86	07,50
AD	00,09	00,27	00,33	00,10	00,07	00,57	-
Uv	00,01	00,03	-	-	00,12	00,04	-

Tableaux V :

Analyses chimiques des staurotides à la microsonde électronique
CAMEBAX

a_ Compositions chimiques

b_ Formules strcuturales

_ Station SB-A : V 1, V 2

V. 1

	P				C			P	C				P
	2	3	4	5	8	9	10	11	17	18	19	20	21
a													
SiO ₂	28,24	28,55	27,76	28,05	27,72	28,01	27,87	28,21	28,16	27,84	27,90	28,11	27,88
TiO ₂	04,49	00,53	00,53	00,48	00,74	00,66	00,82	00,46	00,50	00,51	00,65	00,56	00,52
Al ₂ O ₃	54,74	55,31	55,67	55,29	54,91	55,75	55,19	55,82	55,99	27,84	27,90	28,11	27,88
FeO _T	12,57	12,28	12,00	13,04	13,09	12,31	12,81	12,41	12,22	12,41	13,12	12,82	12,45
MnO	00,19	00,24	00,20	00,17	00,21	00,29	00,18	00,37	00,54	00,38	00,09	00,16	00,18
MgO	01,66	01,61	01,59	01,65	01,68	01,33	01,66	00,86	00,78	01,02	01,62	01,55	01,33
CaO	00,05	-	00,01	-	-	-	-	-	-	-	-	00,03	00,03
Na ₂ O	00,02	-	00,02	-	00,02	-	00,02	-	-	00,01	00,02	00,03	00,01
K ₂ O	-	-	-	-	00,01	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	00,06	00,13	00,07	00,06	00,13	00,12	00,13	00,15	00,15	00,16	00,14	00,12	00,17
H ₂ O	02,18	02,20	02,17	02,19	02,16	02,15	02,16	02,19	02,19	02,18	02,18	02,17	02,20
Total	100,2	100,85	100,04	100,93	100,70	100,68	100,88	100,47	100,54	100,11	100,51	100,41	100,93
b													
Si	3,883	3,893	3,814	3,837	3,809	3,831	3,815	3,865	3,855	3,832	3,838	3,863	3,805
AL	8,872	8,890	9,015	8,914	8,892	8,986	8,905	9,013	9,033	9,022	8,880	8,830	9,032
Fe	1,445	1,400	1,379	1,492	1,504	1,408	1,467	1,422	1,399	1,428	1,509	1,473	1,421
Mn	0,022	0,027	0,023	0,020	0,024	0,038	0,021	0,043	0,062	0,044	0,011	0,018	0,020
Mg	0,341	0,328	0,326	0,337	0,345	0,271	0,339	0,176	0,159	0,208	0,332	0,318	0,270
Ti	0,051	0,054	0,055	0,050	0,077	0,068	0,084	0,047	0,052	0,053	0,067	0,058	0,054
Ca	0,007	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	0,005	0,004
Na	0,005	-	0,004	-	0,005	-	0,006	-	-	0,003	0,005	0,009	0,004
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	0,006	-	0,016	0,035	0,032	-	-	0,003	-	0,006	-
Zn	0,006	0,013	0,007	0,006	0,013	0,012	0,013	0,015	0,015	0,016	0,015	0,012	0,017
OH	2	2	1,993	2	1,984	1,965	1,968	2	2	1,997	2	1,993	2
FM	0,811	0,813	0,811	0,817	0,816	0,842	0,814	0,892	0,902	0,876	0,820	0,824	0,842
X_{Mg}	0,191	0,189	0,191	0,184	0,186	0,161	0,187	0,110	0,102	0,127	0,180	0,177	0,159

V. 2

	(P)		(P)		(C)						(P)			
	22	23	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
a														
SiO ₂	28,44	28,87	28,37	27,38	27,80	27,82	28,08	28,22	28,67	28,13	28,13	28,07	27,14	28,19
TiO ₂	00,52	00,51	00,70	00,65	00,72	00,75	00,53	00,49	00,50	00,49	00,48	00,58	00,49	00,53
Al ₂ O ₃	28,44	28,87	55,27	54,55	54,02	54,79	55,83	56,54	55,59	54,52	55,00	55,16	55,25	55,50
FeO _T	12,30	11,96	11,87	13,24	13,39	12,59	12,14	11,56	12,25	12,78	12,26	12,78	12,09	12,03
MnO	00,21	00,33	00,19	00,22	00,14	00,15	00,45	00,41	00,35	00,22	00,16	00,24	00,30	00,19
MgO	01,45	01,24	01,34	01,67	01,69	01,64	00,84	00,73	01,18	01,63	01,55	01,49	01,23	01,21
CaO	-	-	-	00,01	00,03	-	00,01	-	-	00,03	-	-	00,01	00,04
Na ₂ O	00,04	00,01	00,02	00,01	00,04	00,01	00,02	00,01	-	-	00,02	-	-	-
K ₂ O	00,02	00,03	00,11	00,01	-	-	-	00,03	-	00,01	-	-	-	-
ZnO	00,21	00,13	00,30	00,07	00,13	00,14	00,17	00,16	00,13	00,20	00,12	00,14	00,18	00,23
H ₂ O	02,21	02,02	02,17	02,16	02,15	02,17	02,17	02,19	02,20	02,18	02,17	02,18	02,15	02,18
Total	101,21	101,98	103,7	99,97	100,1	100,04	100,23	100,34	100,86	100,21	99,90	100,66	98,85	100,11
b														
Si	3,866	3,866	3,886	3,793	3,847	3,835	3,854	3,854	3,907	3,876	3,873	3,849	3,782	3,870
Al	8,944	8,983	8,923	8,908	8,812	8,903	9,031	9,102	8,930	8,856	8,925	8,914	9,075	8,979
Fe	1,398	1,347	1,360	1,534	1,550	1,450	1,391	1,321	1,396	1,473	1,412	1,465	1,409	1,381
Mn	0,025	0,038	0,022	0,025	0,017	0,017	0,052	0,048	0,040	0,026	0,019	0,028	0,036	0,022
Mg	0,293	0,249	0,274	0,345	0,348	0,337	0,172	0,148	0,239	0,334	0,318	0,303	0,255	0,248
Ti	0,053	0,051	0,072	0,067	0,075	0,077	0,054	0,050	0,051	0,050	0,050	0,060	0,051	0,055
Ca	-	-	-	0,001	0,004	-	0,001	-	-	0,004	0,004	-	0,001	0,006
Na	0,011	0,001	0,004	0,002	0,010	0,002	0,005	0,002	-	0,008	0,005	-	-	-
K	0,004	0,005	0,019	0,002	-	-	-	0,006	-	0,002	-	-	-	-
F	-	0,190	0,016	0,006	0,016	-	0,009	-	0,003	-	0,003	0,006	-	-
Zn	0,021	0,013	0,030	0,007	0,013	0,014	0,017	0,016	0,013	0,020	0,012	0,014	0,019	0,023
OH	2	1,810	1,984	1,993	1,984	2	1,99	2	1,98	2	1,98	1,993	2	2
FM	0,829	0,848	0,834	0,819	0,818	0,813	0,894	0,902	0,857	0,818	0,818	0,831	0,850	0,850
X_{Mg}	0,173	0,155	0,167	0,183	0,183	0,188	0,109	0,102	0,146	0,189	0,183	0,171	0,153	0,152

	RE39A G 1(c)	RE39A G 1(p)	A15 G 2(c)	A15 G 2(p)		RE33 S 1	RE49B S 1	A11 S 3	RE49B Ky 1	A11 Ky 3	A11 Il 3	RE33A Mt 1
	36.80	36.90	37.33	37.72	SiO2	28.26	28.61	28.08	37.11	37.08	0.25	0.19
	0.13	0.15	0.10	0.03	TiO2	0.42	0.65	0.56	0.01	0.01	64.38	13.14
	20.55	20.30	21.15	21.42	Al2O3	52.94	54.44	54.79	61.93	62.42	0.17	0.20
	0.00	0.01	0.07	0.13	Cr2O3	0.05	0.03	0.11	0.00	0.02	0.01	0.14
	14.38	15.79	32.08	36.79	Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.43	0.16	0.00	38.49
	23.17	21.25	5.98	1.15	FeO	10.72	11.24	11.65	0.00	0.00	23.03	41.54
	1.45	1.57	1.24	1.82	MnO	1.29	0.95	0.25	0.07	0.06	1.33	0.02
	2.50	2.49	3.09	2.57	MgO	1.57	1.04	1.97	0.00	0.01	0.00	0.00
					ZnO	1.06	1.86	0.20	0.00	0.00	1.40	0.05
	98.98	98.47	101.04	101.63	tot	96.31	98.82	97.61	99.55	99.76	90.57	93.77
	6.024	6.060	6.000	6.007	Si	7.929	7.853	7.734	1.007	1.003	0.013	0.061
	0.016	0.019	0.012	0.004	Ti	0.089	0.134	0.116	0.000	0.000	2.440	3.197
	3.964	3.928	4.005	4.019	Al	17.500	17.607	17.781	1.980	1.990	0.010	0.076
	0.000	0.001	0.009	0.016	Cr	0.011	0.007	0.024	0.000	0.000	0.000	0.036
	1.969	2.169	4.312	4.900	Fe3	0.000	0.000	0.000	0.009	0.003	0.000	9.371
	3.213	2.958	0.814	0.155	Fe2	2.515	2.580	2.684	0.000	0.000	0.971	11.241
	0.354	0.384	0.297	0.432	Mn	0.307	0.221	0.058	0.002	0.001	0.057	0.005
	0.439	0.438	0.532	0.439	Mg	0.657	0.426	0.809	0.000	0.000	0.000	0.000
					Zn	0.220	0.377	0.041	0.000	0.000	0.052	0.012
	15.978	15.957	15.981	15.972	tot	29.227	29.205	29.247	2.998	2.999	3.542	24.000
XFe	0.848	0.849	0.936	0.919	XFe	0.793	0.858	0.768				
aln	32.95	36.45	72.41	82.70								
spe	53.78	49.70	13.67	2.61								
pyr	5.93	6.48	4.99	7.29								
gro	7.33	7.37	8.93	7.41								

	RE49B Chl 1	A11 Chl 3	A11 B 3	A15 B 2	RE33 Mu 1	A11 Mu 3
SiO2	24.98	26.11	35.52	35.18	44.60	46.91
TiO2	0.08	0.26	1.39	1.58	0.22	0.21
Al2O3	20.39	23.39	19.66	18.78	33.76	36.54
Cr2O3	0.06	0.03	0.17	0.05	0.06	0.01
FeO	29.97	19.98	16.84	20.59	1.99	0.63
MnO	0.54	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	6.76	18.56	12.83	7.95	0.33	0.67
ZnO	0.17	0.06	0.00	0.13	0.16	0.07
CaO	0.45	0.04	0.00	0.15	0.11	0.00
Na2O	0.10	0.05	0.14	0.20	1.46	1.33
K2O	0.37	0.11	7.20	7.57	8.22	8.97
tot	83.87	88.60	93.75	92.19	90.91	95.34
Si	5.699	5.276	5.352	5.515	6.198	6.168
Ti	0.014	0.040	0.158	0.186	0.023	0.021
Al	5.481	5.568	3.490	3.469	5.527	5.661
Cr	0.011	0.005	0.020	0.006	0.007	0.001
Fe2	5.718	3.376	2.122	2.699	0.231	0.069
Mn	0.104	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	2.299	5.590	2.882	1.858	0.068	0.131
Zn	0.029	0.009	0.000	0.015	0.016	0.007
Ca	0.110	0.009	0.000	0.025	0.016	0.000
Na	0.044	0.024	0.041	0.061	0.393	0.339
K	0.108	0.028	1.384	1.514	1.457	1.505
tot	19.617	19.924	15.448	15.349	13.938	13.902
XFe	0.713	0.377	0.424	0.592	0.772	0.345

Table des analyses microsondes (Michel Guiraud) sur les minéraux des roches des Rehamna centraux (G: grenat, -c:centre, -p:périphérie; S: staurotide; Ky: disthène; Il: ilménite; Mt: titano-magnétite; Chl: chlorite; B: biotite; Mu: muscovite; éch. RExx: Kef El Mouneb; éch. Axx: Ouled Zednès).

ACQUA, G. (1961) - Le polaire diurno in contatto con il grande di
 notte. *Travaux de l'Institut de Géographie Université Paul Sabatier*
 1961, 10, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1961) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 10, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1962) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 11, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1963) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 12, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1964) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 13, 1-2, 1-10.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN, R. (1961) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 10, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1962) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 11, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1963) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 12, 1-2, 1-10.

ALLEN, R. (1964) - The diurnal cycle of the atmosphere of the
 polar region. *Journal of Meteorology* 13, 1-2, 1-10.

- ACUANA-SORRIAUX,G. (1981) - "Le métamorphisme de contact du granite de Sidobre (Tarn)." *Thèse de Doctorat de 3^e Cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse.*
- ALBEE A.L., (1965) -. Phase equilibria in three assemblages of kyanite-zone pelitic schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. *Journal of petrology, Vol.6, Par 2, pp.246-301, 1965.*
- ARDIN L., ALBEE, A.L.(1972) - Métamorphism of pelitic schists: Reaction Relations of chloritoid and staurolite. *Geological Society of America. Bulletin V. 83, pp. 3249-3268, Novembre 1972.*
- AUDREN Cl., TRIBOULET Cl. (1984) - Métamorphisme et déformation dans la ceinture de haute Pression de l'île de Groix. Bretagne Meridionale, Bull. *Soc. Géol. Minéral. Petrogr. Mitt., 63, 279-298, 1985.*
- AUDREN Cl. TRIBOULET Cl. (1985) - Les metabasites de l'Estuaire de la vilaine (Bretagne méridionale, France: une série volcano-détritique issue d'une marge continentale active au Paleoz inférieur. *Hercynica, 1985, 1, 1, 55-63.*
- AUDREN Cl. TRIBOULET Cl. (1985) - Continuous reaction between biotite, garnet, staurolite, kyanite, Sillimanite, andalusite and P-T- Time - deformation path in micaschists from the estuary of the river vilaine, South Britany, France. *Journal of métamorphic Geol. 1985,3,91-105.*
- BELL T.H., (1985) -"Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation" *Journal of Metamorphic geology 3,pp.109-118.*
- BELL T.H. JOHNSON S.E.(1989) -"Prophyroblast inclusion trails: The key to orogenesis"; *Journal of Metamorphic Geol.,7,279-310.*
- Bertaux J. (1982). Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-est du massif Central français. *Bull. Minéral. (1982), 105, 212-222.*

- BICKLE, M.J. and ARCHIBALD, N.J. (1984) - "Chloritoid and staurolite stability: implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block, Western Austria" *Journal of Metamorphic Geology*, 2, pp.179-203.
- BOSSIERE G. (1985) - Pétrologie d'un granite génétiquement lié au fonctionnement d'une zone blastomylonitique de haute pression: le granite de Sidi Ali bou Nab (Grande Kabylie, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 1985, (8), T. 1, N°2, pp. 239-247.
- BOUSHABA A. (1984) - "Contribution à la connaissance géologique du complexe granitique du Ment et son encaissant (Maroc central). Etude pétrologique, géochimique et structurale." *Thèse de Doctorat de 3° Cycle, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat.*
- BOUYBAOUENE M.L; (1984) - "Le métamorphisme de contact du granite des Rehmna" *Doctorat de 3° Cycle, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat*
- BRIGITTE F. (1983) - "Les schistes X du Cabardes (versant sud de la montagne noir): déformation et métamorphisme " *Doctorat de 3° Cycle, Université Paul Sabatier (Toulouse).*
- CHAUVERT A., BRUNEL M., (1988). - La grande faille normale ductile du Sunnfjord. une extension NW-SE dans la chaîne calédonienne de l'ouest Norvège. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 307, série II, p.415-422, 1988.*
- BRUNEL, M. KIENAST J.R. (1986) - "Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makaly (Nepal Oriental)" *Can.J.Earth Sci.* 23, pp. 1117-1137.
- BRUNEL M. et al. (1988). - Cisaillements synmétamorphes avec transport vers le Nord-ouest dans le massif cristallin de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie): une faille normale ductile hercynienne ? *C. R. Acad. Sci. Paris, t.306, série II, p. 1039-1045. 1988.*
- CORNEE J.J, ET MULLER J., (1981) - Evolution tectonique des roches métamorphiques de la orientale du massif hercynien des Rehamna (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, t.293, 1981.*
- CORSINI J.J, ET al. (1988). - Cisaillement ductile synmétamorphe, et déplacement tangentiel vers le SW dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad.*

Sci. Paris, t. 306, Série II, p.1389-1394, 1988.

- CORSINI ET al. (1988). - Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum dans les Rehamna centraux, haut-fond au Cambrien (meseta marocaine). Prémices de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris, t.306; série II, p.63-68, 1988.*
- COMPAGNONI R., LOMBARDO B., PRATO R. (1974) - Andaloussite et sillimanite aux contacts des central de l'Argentera (Alpes maritimes). *Instituto di Petrographia dell'Universita di Torino. Pubblicazione N°11*
- CORSINI, M. (1988) - "Relation entre la marge du bassin Cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc " *Doctorat en Sciences, Université de Droit d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille III.*
- DARBOUX J.R. et LE GALL, B. (1988) - "Les montagnes noires: cisaillement bordier meridional du bassin carbonifère de châteaulin (massif armorican, France). Caractéristiques structurales et métamorphiques " *Geodinamica Acta (Paris), 1988, 2,3, pp.121-133.*
- DELOR CL., BURG J.P., GIRAUD M., LEYRELOUP A., (1987). - Les métapélites à phengites-chloritoides-grenat-staurotide-disthène de la clippe de Najac-Carmaux: nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental.
- DEMANGE M. (1976) - Une paragenèse à staurotide et tschermakite d'Ovala (Gabon). Centre de géologie minière de l'école des mines de Paris. 60 Bd Saint-michel, 75006-Paris. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. (1976), 99, 379-402*
- DIOT H, BOUCHEZ, BOUTALEB M. MACAUDIERE J. (1987) - Le granite d'Oulmes (Maroc central): Structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. Géol. France, 1987, T. III, N°1, pp. 157-168*
- DIOT A., BOUCHER J.L (1989) - "Les granitoides hercyniens de la haute Moulouya (Maroc): leur structure primaire déduite de l'A.S.M. Indications sur leur mise en place"; *Bull. Soc.géol.France, (8), T.V, N°4, pp. 705-716.*
- EDWARD D. GHENT and MAVIS Z. (1981) - "Geobarometry and Geothermometry

- of plagioclase - Biotite Garnet-Muscovite Assemblages" *Contrib. Mineral Petrol* (1981) 76:92-97.
- EILEEN Mc LELLAN (1985). - Metamorphic Reactions in the kyanite and sillimanite Zones of the Barrovien type area. *Journal of petrology, Vol. 26, Part. 4, pp. 789-818, 1985.*
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON (1984) - "Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. Heat transfert during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petro.* 25, 894-928.
- ESSAID B., GIRET A. (1987) - Leucogranites hercyniens du massif des Rehamna (meseta marocaine). *C.R. Acad. Sc. Paris, T. 304, série II, N°3, 1987*
- FAURE M., PROST A.E., LASNE E., 1990 - Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, massif central français. *Bull.Soc.Geol. France, 1990,(8),t. VI,n°1, pp.189-197.*
- FELENIC J., HMEURRAS M., CHTOUKI A., OUAKIB K., ADNAN L., (1987). - Interêt pour la recherche des amas sulfurés des massifs viséens du Maroc Oriental, du Tazekka, du Maroc central, du Haut-Atlas de Marrakech et de la boutounnière d'ait Tamllit *B.R.G.M., direction des activités minières, Decembre 1987.*
- FERRY J.M. and SPEAR F.S. (1978) - Experimental calibration of the Partitioning of the Fe and Mg between Biotite and grenat. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113-117 (1978).
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1964) - "L'effet du socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des pyrenées"; *C.R. Acad.Sci.,Paris, 258,p. 4299-4302.*
- GAY M. (1988). - Tectonique tardihercynienne dans le domaine métamorphique du Pilat (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris, t.307, série II, p.79-82, 1988.*
- GANGULY J. (1972) - Staurolite stability and parageneses: Theory, experiments, and applications. *Journal of Petrology, vol. 13, part 62, pp. 335-365 (1972)*

- GHENT E. 1975. - Temperature, pressure, and mixed-volatile equilibria attending metamorphism of staurolite-kyanite-bearing assemblages, Esplanade Range, British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, V.86, p.1654-1660, December 1975.
- GRAHAM C.M. & POWELL R. (1984). - "A garnet-Hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona schist, southern California" *J. Metamorphic Geol.* 1984,2,13-31.
- GRAMBLINE J.A. (1983) - Reversals in Fe-Mg partitioning between chloritoid and staurolite. *American mineralogist*, vol. 68, pp. 373- 388 (1983)
- GREEN T.H. & HELLMAN P.L. (1982) - "Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer" *17.Lithos* 4/82.
- HODGES K.V. and SPEAR, F.S. (1982) - "Geothermometry, geobarometry, and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilauke, New Hampshire" *American Mineralogist*, 67, pp.1118-1134.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - "Stability of the andalousite and the aluminium silicates phase diagram" *American Journal of Sciences*, 271, pp. 97-131.
- INDARES A., MARTIGNOLE J. (1985) - Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and AL in biotite. *American mineralogist*, volume 70, pages 272-278, 1985.
- JACOBSON C.E., and SORENSEN S.S.; (1986). - Amphiboles compositions and metamorphic history of the Rand schist, and the greenschist unit of the catalina schist, Southern california. *Contrib. Mineral. Petrol.* (1986) 92: 308-315.
- JAMIESON R.A.; VERNON R.H. (1987) - Timing of porphyroblast growth in the Fleur de Lys super group, Newfoundland. *J. metamorphic Geol.* 1987,5,273-288
- JENNY, P. (1974). - "Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine meridionale)" *Thèse de Doctorat de 3° Cycle, Université Louis Pasteur de Strasbourg.*

- JONATHAN D. BLUNDY and TIMOTHY J.B. HOLLAND (1990). - Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometre. *Contrib. Mineral. Petrol.* (1990) 104: 208 -224
- KARABINOS P. (1985) - Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist. *Contribution Mineral Petrol* (1985) 90: 262-275
- LAGARDE J.L., CHOUKROUNE P. (1982) - Cisaillement ductile et granitoides syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Bull. soc. géol. France*, 1982,(7), T. XXIV, N°2, pp. 299-307
- LAGARDE J.L., and MICHAARD A., (1986).- Stretching normal to the aegional thrust displacement in a thrust-Wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *Journal of structural Geology*, vol; 8, Nos. 3/4, pp.483 to 492, 1986.
- LAGARDE J.L.,(1989) -"Granites tardi-carboniferes et déformation crustale (l'exemple de la Meseta Marocaine), *Mémoires et documents du centre Armoricaïn d'étude structurale des socles*, n°26, Rennes.
- LAGARDE J.L., Aït Omar S., Rodaz B., (1990) -"Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late carboniferous plutons, Morocco. *Journal of structural Geology*, Vol. 12, N° 7, pp. 805-821, 1990.
- LAMEYRE J. (1973) - Les marques de l'eau dans les leucogranites du massif central français. Phénomènes décrits: Muscovitisation, Greisenisation, Kaolinnisation. *Bull. Soc. Géol. France*, 7è série, T XV, 1973, N°3-4
- LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. Department of Geology, *University of Glasgow, Glasgow G12 8 QQ, Scotland.*
- LEGER J.M., WANG X, LAMEYRE J., (1990) -"Les leucogranites de saint-Goussaud en Limousin: pétrographie, élément majeurs et traces dans le sondage de villechabrolle (projet Energeroc). *Bull.Soc Geol. France*, 1990,(8),t. VI,n°3,pp.515-524.
- LINCOLN S. HOLLISTER (1977) - The reaction forming cordierite from garnet the Khatada lake metamorphic complex, British Columbia. *Canadien mineralogist*, vol. 15, pp.217-229 (1977).

- LOPEZ RUIZ J., (1976) -The zoning of garnet as an indicator of the P-T history of their host-rocks. *Annales de la société géologique de Belgique*. T.99. 1976, pp. 337-346.
- LOPEZ RUIZ J., BADIOLA E.R.; GARCIA CACHO L. - Origine des grenats des roches calco-alcalines du sud-Est de l'Espagne. *Bull. Volcanol.*, vol. 40-3, 1976
- MAHMOUD A. (1986) - Etude comparative des granites hyperalumineux de la nouvelle Eocène (zone du Mèguma) et du massif central marocain dans le cadre du magmatisme acide associé aux orogénèses paléozoïques. *Journal of African Earth sciences*, vol. 5, N°4, pp. 401-406, 1986, (printed in Great Britain)
- MARCHAND J. (1980) - Pétrologie: Evolution et chronologie des polymorphes disthène-sillimanite-andalousite dans les granulites du Haut-Allier (Massif central français). *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 290 (14 Avril 1980) série D-947
- MARCONNET B., GAGNY Cl., BOUSHABA A., BOUYBAOUENE M. (1987) - Prospection d'apex leucogranitiques minéralisés en tungstène par la télédétection spatiale. Utilisation d'un phénomène de "transparence" d'une couverture métamorphique dans le massif des Rehamna (Maroc). *Chro. rech. Min.*, N°486, 1987, pp. 63-71
- MATTAUER M., BRUNEL M. et MATTE P., (1988)- "Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du massif central français." *C.R. Acad. Sci. Paris*, t 306, série II, p.671-676, 1988.
- MATTE P. (1986)- "La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère" *Bull. Soc. Geol. France*, 1986(8), t. II, n°1, p.9-24.
- MICHARD A. et al. (1975) - Relation entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *B.S.G.F.*, (7) XVII, 1975, N°3.

- MICHARD A. et al (1982) - "Le massif paleozoique des Rehamna (Maroc) Stratigraphie, Tectonique et Petrogenèse d'un segment de la chaine varisque". *Notes et Mémoires du service géologique du Maroc n°303*, 130-175.
- MIYASHIRO (1961) - Evolution of metamorphic Belts. *Journal of Petrology* 1961, vol. 2, 1961, pp. 137-184.
- MOHR D.Q. and NEWTON R.C. (1983) - "Kyanite-staurolite metamorphism in sulfidic schists of the anakeesta formation, Great smoky mountains, North Carolina". *American Journal of Science*, vol.283, February, pp.97-134.
- MOHAN A., WINDLEY B.F. and SEARLE M.P. (1989) - "Geothermobarometry and development of inverted metamorphism in the Darjeeling-sikkim region of the eastern Himalay". *J. Metamorphic Geol.*, 7, pp.95-110.
- MRINI Z. (1985) - "Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb)" *Doctorat d'Université, Université de Clermont II, France.*
- NEWTON R.C. (1983) - "Geobarometry of high-grade Metamorphic Rocks" *American Journal of Science*, vol.283-A, 1983, p.1-28.
- PECHER A., (1989) - "The metamorphism in the central Himalaya" *J. Metamorphic Geol.*, 7, pp. 31-41.
- PERCHUK L.L. (1969) - "The staurolite-Garnet Thermometer. Translated from: stavrolit-granatovy termometer" *Doclady Adademii Nak SSR, 1969, vol.186, n°6, pp.1405-1407.*
- PETRAKAKIS K. (1986) Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. *J. metamorphic. Geol.* 1986, 4, 323-344.
- PIGAGE L.G. and GREWOOD H.J. (1982) - Internally consistent estimates of pressure and temperatures of the staurolite problem. *American Journal of Sciences*, Vol. 282, Summer, 1982, pp. 913-969

- PIQUE A. and MICHARD A. (1989) "Moroccan hercynides: a synopsis the paleozoic sedimentary and tectonique evolution at the Northern margin of West Africa"; *American Journal of Sciences*, vol.289, p.286-330.
- PLYUSNISA L.P. (1982) "Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages" *Contrib. Mineral Petrol* (1982) 80: 140-146.
- POWELL R. & EVANS J.A. (1983) "A New geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz". *J. Metamorphic Geol.* 1983,1,331-336.
- PRIOR D.J. (1987) - Syntectonic porphyroblast growth in phyllites: textures and Processes. *J. Metamorphic Geol.* 1987,5,27-39
- RAIS-ASSA R. (1984) "Etude géologique de la partie occidental du massif hercynien des Rehamna septentrionales (Meseta marocaine)" *Thèse de 3° Cycle, Faculté des Sciences d'Aix-Marseille.*
- RICHARD G. GIBSON and SPEER J.A. (1986) Contact aureoles as constraints on regional P-T trajectories: an exemple from the Northern Alabama Piedmont, USA. *J. metamorphique Geol.* 1986, 4, 285-308.
- RICHARDSON S.W. (1968) - Staurolite stability in a part of the system Fe AL-Si-O-H, *Journal of Petrology*, Vol. 9, Part 3, pp. 67-88, 1968
- ROGER MASON, (1990) "Petrology of the metamorphic roks, *second edition*, London: Unwin Hyman
- ROSENFELD J.L. (1978) - A Study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline -Rotated garnet- Discussion. *Tectonophysics*, 47 (1978) 177-183
- SAGON J.P. (1965) - A propos du chloritoide dans les schistes dévoniens du bassin de chateau-lin. *Extrait du C.R. Somm. des séances de la soc. géol. Fr.* 1965, fasc. 8, séance du 8 novembre 1965, p. 269

- SAGON J.P. (1967) - Le métamorphisme dans le NE du bassin de chateau-lin: découverte du chloritoïde et de margarite dans les schistes dévoniens. Extrait du " *C.R. Sommaire des sciences de la société géologique de Fr*" 1967, fasc. 5, séance du 5 juin 1967, p.206
- SELVERSTONE J., SPEAR F.S., FRANZ G., and MORTEANI G. (1984) - High pressure metamorphism in the SW Tauern window, Austria: P-T path from Hornblende Kyanite-staurolite-schists. *Journal of petrology*, vol. 25, part. 2, pp. 501-531. 1984.
- SELVERSTONE J., SPEAR F., (1985) - Metamorphic P-T Paths from pelitic schists and greenstones from the South-west Tauern Window, Eastern Alps. *J. metamorphic Geol.* 1985. 3, 439-465.
- SHIBA M. (1988) - Metamorphic evolution of the Southern part of the Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *J. metamorphic Geol.* 1988, 6., 273-296.
- SIMPSON C.; SCHMID S.M. (1983) - An evolution of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological society of America. Bull.*, vol. 94, pp. 1281-1288, 11 figs. November 1983.
- SIMPSON C., 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Journal of Geological Education*, 1986, V.34, P.246.
- SPEAR F. and SELVERSTONE J. (1983) - "Quantitative P-T paths from Zoned Minerals: Theory and Tectonic Applications" *Contrib. Mineral Petrol* (1983) 83: 348-357.
- SPEAR F.S., (1984). P-T. path from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, Vol. 12, pp. 87-90, February 1984
- THIEBLEMONT D., TRIBOULET C. and GODARD G. (1988) - "Mineralogy, petrology and P-T-t path of Ca-Na amphibole assemblages, Saint-Martin des Noyers formation, Vendée, France; *J. metamorphic Geol.* 1988, 6, 697-715.
- TOURNON J., TRIBOULET C., AZEMA J. (1989) - "Amphibolites from Panama: anticlockwise P-T path from Pre-upper cretaceous metamorphic

- basement in isthmian Central America"; *J. Metamorphic Geol.*, 7, 539-546.
- TRACY R.J., ROBINSON P. (1976) - Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, volume 61, pages 762-775, 1976.
- TRIBOULET C. (1983) - "Uni- and Divariant Equilibria Between Staurolite, chloritoid, Garnet, chlorite, biotite in Medium Pressure Meta-Acidites From Lorient-concarneau Area (South Brittany, France)" *Contrib. Mineral Petrol* (1983) 82: 195-204.
- TRIBOULET C. et BASSIAS Y. (1986) - "Origine Magmatique et géodynamique des métaboolcanites associées aux phyllades (Peloponnèse oriental, Grèce). *Ann. Soc. Geol. Nord. CV.11-26 Avril 1986.*
- TRIBOULET C. BASSIAS Y. (1988) - Géothermo-barométrie à partir des amphiboles zonées et métamorphisme progressif dans les metabasites à glaucophane du massif du Parnon (Hellénides externes, Péloponnèse, Grèce). *C.R. Acad. Sc.* 23, 1117-1137 (1986).
- VAN DEN DRIESSCHE (1988) - Structures d'enroulement et sens de cisaillement. Exemples. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, série II, N°5, 1986.*
- WHITE A.J.R. and CHAPPELL B.W. (1988) - "Some supracrustal (s-type) granites of the Lachlan Fold Belt transactions of the royal society of Edinburgh: *Earth Sciences*, 79, 169-181, 1988.
- WINKLER, H.G.F., (1979) - "Petrogenesis of metamorphic rocks" 5th edn, *Springer-Verlag, New York.*

RESUME

L'évolution structurale et métamorphique de la zone des Rehamna Centraux qui borde le bassin carbonifère de l'Ouest marocain, est contrôlée par le fonctionnement du cisaillement transcurrent: la zone de cisaillement de la Meseta Occidentale (Z.C.M.O). La déformation ductile et le métamorphisme se concentrent au niveau de cet accident majeur qui correspond à la réactivation en contexte de décrochement et/ou de décrochevauchement des fractures du socle profond.

L'analyse des relations cristallogénèse-déformation permet de suggérer l'existence de deux épisodes syn-métamorphes D1-D2 (D2 représente très probablement un continuum dans le temps de D1). Les cristallisations imputables à l'effet thermique des leucogranites hercyniens montrent d'une part que, le métamorphisme régional et le métamorphisme de contact sont indissociables, et d'autre part, le caractère tardi-tectoniques de ces intrusions.

La zonation "normale" des grenats montrent qu'ils ont cristallisé dans un climat de métamorphisme progressif, de faible à moyen degré. L'étude des assemblages métamorphiques ainsi que l'analyse à la microsonde électronique des minéraux thermo-baromètres permettent de tracer le chemin P-T suivi par les roches grésopélitiques et par les amphibolites.

MOIS CLES

Rehamna Centraux, Cisaillement transcurrent, Déformation ductile, Métamorphisme, Leucogranites hercyniens, Zonation des grenats, Géothermo-barométrie, Chemin P-T.