

UNIVERSITE DE MONTPELLIER

Faculté des Sciences

LE METAMORPHISME REGIONAL PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA  
EN ANDALOUSIE OCCIDENTALE (ESPAGNE)  
SA PLACE DANS LE SEGMENT HERCYNIE SUB-IBERIQUE

Thèse présentée par

Jean-Pierre BARD

pour obtenir le grade de Docteur ès-Sciences Naturelles

\*

\*

\*

Soutenu le 27 Mars 1969 devant la Commission d'Examen

Jury :

MM. J.-M. REMY..... Président

M. MATTAUER

J. FABRIES

P. MICHOT Professeur à l'Université de Liège (Belgique)







UNIVERSITE DE MONTPELLIER

Faculté des Sciences

LE METAMORPHISME REGIONAL PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA  
EN ANDALOUSIE OCCIDENTALE (ESPAGNE)  
SA PLACE DANS LE SEGMENT HERCYNIEU SUB-IBERIQUE

Thèse présentée par

**Jean-Pierre BARD**

pour obtenir le grade de Docteur ès-Sciences Naturelles

\*

\*

\*

Soutenue le 27 Mars 1969 devant la Commission d'Examen

Jury ;

MM. J.-M. REMY..... Président

M. MATTAUER

J. FABRIES

P. MICHOT Professeur à l'Université de Liège (Belgique)

LE DÉVELOPPEMENT REGIONAL PROGRESSE-T-IL EN ANDALOUSIE OCCIDENTALE (ESPAGNE)  
A LA PLACE DANS LE SUD-OUEST EUROPEEN SUB-REGIONAL

Thèse présentée par  
M. J. M. REMY  
pour obtenir le grade de Docteur en Sciences Economiques

Présentée le 27 Mars 1989 devant la Commission d'Examen

M. J. M. REMY ———— candidat

M. MATTAUER

Président

Le jury est composé de l'Université de Huelva

FACULTE des SCIENCES  
de  
MONTPELLIER

DOYEN : A. CASADEVALL

ASSESEURS : Ch. SAUVAGE - P. DUMONTET.

Directeur du C. S. U. de Perpignan : J. RABINOVITCH

Directeur de l'I. P. E. S. : M. MAURIN

Chef des Services Administratifs : E. SIAU

Doyen honoraire : P. MATHIAS

Professeurs honoraires : R. JACQUES  
M. CASTERAS  
E. CARRIERE  
E. TURRIERE

J. SOULA  
G. DENIZOT  
J. GRANIER  
Ch. BOUHET

Professeurs titulaires :

M. M. MOUSSERON	Chimie Organique
M. J. P. ROIG	Physique
M. P. CHATELAIN	Minéralogie & Cristallographie
Mlle O. TUZET	Zoologie
M. G. COUCHET	Mécanique Supérieure
M. J. SALVINIEN	Chimie - Physique
Mlle A. M. VERGNOUX	Physique
M. J. AVIAS	Géologie
M. P. VIELES	Chimie
M. J. RABINOVITCH	Physique (C. S. U. - P.)
M. E. KAHANE	Chimie Biologique
M. J. J. MOREAU	Mécanique Rationnelle
M. B. CHARLES	Mathématiques Pures
M. J. MOTTE	Biologie Végétale
M. R. JOUTY	Physique
M. P. DUMONTET	Physique
M. R. LEGENDRE	Zoologie
M. L. ASSENMACHER	Physiologie Animale
M. A. CASADEVALL	Chimie Organique
M. B. PISTOULET	Physique
M. Ch. ROUMIEU	Analyse Supérieure
M. J. ROBIN	Physique
M. A. POTIER	Laboratoire des Acides Minéraux
M. R. LAFONT	Physique
M. R. JACQUIER	Chimie
M. J. FALGUEIRETTES	Minéralogie
M. J. REGNIER	Chimie
Mme J. CHARLES	Mathématiques
M. P. CAILLON	Physique
M. J. ROUZAUD	Chimie

M. Ch. SAUVAGE	Botanique
M. H. CHRISTOL	Chimie (E, N, S, I.)
Mme G. VERNET	Biologie Animale
M. L. CECCHI	Physique
M. H. ANDRILLAT	Astronomie
M. M. SAVELLI	Physique
M. M. MATTAUER	Géologie
M. L. EUZET	Zoologie (C. S. U. - P.)
M. C. DELOUPY	Physique
M. L. GRAMBAST	Botanique

#### Professeurs sans chaire

Mme M. L. de POUQUES	Botanique (C. S. U. - P.)
M. P. MURAOUR	Géophysique Appliquée
M. G. TOURNE	Chimie
M. J. REMY	Géologie
M. P. DEMANGEON	Géologie
M. A. BONNET	Botanique
Mme S. ROBIN	Physique
Mme Ch. DUBOUL-RAZAVET	Géologie (C. S. U. - P.)
M. E. GROUBERT	Physique
Mme H. GUASTALLA	Biologie Physico-Chimique
M. G. LAMATY	Chimie
M. F. PROUST	Géologie
Mlle A. BAILLETTE	Mathématiques (C. S. U. - P.)
M. A. BASSOMPIERRE	Physique
M. R. MARTY	Psychophysiologie
M. M. MAURIN	Chimie
M. N. ROBY	Mathématiques
Mme N. PARIS	Physiologie Végétale

#### Professeurs Associés

M. E. AKUTOWICZ	Mathématiques
M. A. MICALI	Mathématiques
M. C. VAGO	Biologie Animale
M. K. KOHLER	Biochimie

#### Maîtres de Conférences

M. R. GAUFRES	Chimie
M. J. J. SOULIER	Chimie (C. S. U.)
M. J. PARIS	Zoologie
M. P. MOLINO	Mathématiques
M. G. BOUGNOT	Physique
M. Y. GUITTON	Physiologie Végétale (C. S. U. - P.)
M. F. BOMBRE	Physique (C. S. U. - P.)
M. C. PUISSEUR	Biologie Animale (C. S. U. - P.)
M. P. VIALLET	Chimie (C. S. U. - P.)
M. L. THALER	Géologie

M. J. LEGRAND	.....	Physiologie Animale
M. M. ROUZEYRE	.....	Physique
M. P. SABATIER	.....	Mathématiques
M. Ch. CASTAING	.....	Mathématiques (C. S. U. - P.)
M. J. D. BAYLE	.....	Physiologie Animale
M. Y. CORMARY	.....	Géologie (Maître de Cf. associé)

Chargés d'Enseignement

M. M. LEFRANC	.....	Mathématiques
M. A. STURER	.....	Mathématiques
M. C. BENZAKEN	.....	Mathématiques
Mlle Ch. BARBANCE	.....	Mathématiques (C. S. U. - P.)

1. Historia de la Universidad de Huelva  
 2. Historia de la Universidad de Sevilla  
 3. Historia de la Universidad de Córdoba  
 4. Historia de la Universidad de Granada  
 5. Historia de la Universidad de Salamanca  
 6. Historia de la Universidad de Valladolid  
 7. Historia de la Universidad de Burgos  
 8. Historia de la Universidad de León  
 9. Historia de la Universidad de Zamora  
 10. Historia de la Universidad de Oviedo  
 11. Historia de la Universidad de Asturias  
 12. Historia de la Universidad de Cantabria  
 13. Historia de la Universidad de Burgos  
 14. Historia de la Universidad de León  
 15. Historia de la Universidad de Zamora  
 16. Historia de la Universidad de Oviedo  
 17. Historia de la Universidad de Asturias  
 18. Historia de la Universidad de Cantabria

19. Historia de la Universidad de Burgos  
 20. Historia de la Universidad de León  
 21. Historia de la Universidad de Zamora  
 22. Historia de la Universidad de Oviedo  
 23. Historia de la Universidad de Asturias  
 24. Historia de la Universidad de Cantabria

25. Historia de la Universidad de Burgos  
 26. Historia de la Universidad de León  
 27. Historia de la Universidad de Zamora  
 28. Historia de la Universidad de Oviedo  
 29. Historia de la Universidad de Asturias  
 30. Historia de la Universidad de Cantabria

31. Historia de la Universidad de Burgos  
 32. Historia de la Universidad de León  
 33. Historia de la Universidad de Zamora  
 34. Historia de la Universidad de Oviedo  
 35. Historia de la Universidad de Asturias  
 36. Historia de la Universidad de Cantabria

37. Historia de la Universidad de Burgos  
 38. Historia de la Universidad de León  
 39. Historia de la Universidad de Zamora  
 40. Historia de la Universidad de Oviedo  
 41. Historia de la Universidad de Asturias  
 42. Historia de la Universidad de Cantabria

43. Historia de la Universidad de Burgos  
 44. Historia de la Universidad de León  
 45. Historia de la Universidad de Zamora  
 46. Historia de la Universidad de Oviedo  
 47. Historia de la Universidad de Asturias  
 48. Historia de la Universidad de Cantabria

49. Historia de la Universidad de Burgos  
 50. Historia de la Universidad de León  
 51. Historia de la Universidad de Zamora  
 52. Historia de la Universidad de Oviedo  
 53. Historia de la Universidad de Asturias  
 54. Historia de la Universidad de Cantabria

55. Historia de la Universidad de Burgos  
 56. Historia de la Universidad de León  
 57. Historia de la Universidad de Zamora  
 58. Historia de la Universidad de Oviedo  
 59. Historia de la Universidad de Asturias  
 60. Historia de la Universidad de Cantabria

61. Historia de la Universidad de Burgos  
 62. Historia de la Universidad de León  
 63. Historia de la Universidad de Zamora  
 64. Historia de la Universidad de Oviedo  
 65. Historia de la Universidad de Asturias  
 66. Historia de la Universidad de Cantabria

67. Historia de la Universidad de Burgos  
 68. Historia de la Universidad de León  
 69. Historia de la Universidad de Zamora  
 70. Historia de la Universidad de Oviedo  
 71. Historia de la Universidad de Asturias  
 72. Historia de la Universidad de Cantabria

73. Historia de la Universidad de Burgos  
 74. Historia de la Universidad de León  
 75. Historia de la Universidad de Zamora  
 76. Historia de la Universidad de Oviedo  
 77. Historia de la Universidad de Asturias  
 78. Historia de la Universidad de Cantabria

79. Historia de la Universidad de Burgos  
 80. Historia de la Universidad de León  
 81. Historia de la Universidad de Zamora  
 82. Historia de la Universidad de Oviedo  
 83. Historia de la Universidad de Asturias  
 84. Historia de la Universidad de Cantabria

Ce travail a été réalisé grâce au financement du Centre National de la Recherche Scientifique et une bourse du Centro de Investigaciones Cientificas de España.

Que tous ceux qui ont contribué à sa mise en oeuvre trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Tout d'abord à Monsieur le Professeur J. -M. REMY qui m'a accueilli au Laboratoire de Pétrologie et a guidé mes premiers pas.

A Monsieur le Professeur J. FABRIES, providentiel voisin de thèse pour les heures passées en sa compagnie sur le terrain et pour ses nombreux conseils lors de la rédaction de ce mémoire; puisse-t-il trouver ici le modeste témoignage de mon entière reconnaissance.

A Monsieur le Professeur M. MATTAUER pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail; sa vision des problèmes structuraux m'a été d'un précieux secours.

A Monsieur le Professeur P. MICHOT qui m'a ouvert les yeux sur la tectonique des zones profondes dans sa merveilleuse Norvège.

A R. CAPDEVILA, compagnon de route avec qui j'ai gravi les pentes sinieuses de la connaissance des choses du métamorphisme,

A mes camarades C. DUPUY et M. SAVOYAN pour les heures passées à faire et à parfaire les analyses chimiques.

Au personnel technique du Laboratoire de Pétrologie : M. VIELA, Mme LEGROS, Mme RESCHLY, pour leur précieux concours.

A Mlle RIEU qui a effectué la dactylographie de cet ouvrage.

A mes supérieurs et collègues du Laboratoire de Géologie structurale et de Paléobotanique.

A J. -L. REILLE pour les photos.

A tous ceux que ma mémoire oublie,

je dédie ce travail.

PLAN DE L'OUVRAGE

Pages

-AVANT-PROPOS. .... 3

Première partie. - LA REGION D'ARACENA DANS LE CADRE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MORENA OCCIDENTALE,

Chapitre I - Aperçu sur la stratigraphie ..... 9

Chapitre II - Evolution tectonique ..... 41

Chapitre III - Les manifestations volcaniques ..... 75

Deuxième partie. - LE METAMORPHISME PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA.

Chapitre I - Les roches basiques orthodérivées ..... 109

Chapitre II - Les roches calcomagnésiennes paradérivées ..... 139

Chapitre III - Les roches silico-alumineuses ..... 177

Chapitre IV - Minéralogie comparée ..... 209

Chapitre V - Synthèse des données pétrogénétiques ..... 281

Troisième partie. - APERÇU SUR LE MAGMATISME DES SIERRAS D'ARACENA.

Chapitre I - Les roches autochtones d'origine anatectique ..... 301

Chapitre II - Les roches éruptives intrusives ..... 329

- CONCLUSIONS GENERALES ..... 359

- BIBLIOGRAPHIE ..... 373

## AVANT - PROPOS

---

Ce travail porte essentiellement (cf. carte - Fig. 1) sur une bande de terrains métamorphiques située en Andalousie occidentale au Sud de la Sierra Morena.

A l'exclusion des nombreux travaux miniers de détail, l'histoire des connaissances géologiques de la Sierra Morena occidentale a suivi trois étapes principales :

### 1°/- PERIODE de 1869 à 1914.

- Verneuil et Collomb (1869) signalent l'existence de niveaux siluriens dans la Province de Huelva.
- Mac Pherson (1879, 1880 et 1883) découvre, dans la partie N de la Province de Séville, des niveaux carbonatés à Archeocyathus géorgien ; cet auteur est le premier à donner une carte et des coupes géologiques où figurent en particulier des roches éruptives et métamorphiques.
- Gonzalo y Tarin (1878, 1887, 1888) étudie en même temps que Mc Pherson les formations de la Province de Huelva; il donne de nombreux profils détaillés et découvre une faune de graptolites gothlandiens au NW d'Aracena (Puerto Lanchar).
- Pruvost (1912, 1914) met en évidence l'existence de terrains dévoniens et carbonifères dans la prolongation portugaise des formations de la partie Sud de la Province de Huelva.

### 2°/- PERIODE de 1939 à 1951

Durant cette époque, les travaux de F. Lotze (1939, 1945 et 1951b), H. Schneider (1939, 1941, 1951), W. Simon (1939, 1951), W. Fricke (1941 et R. et E. Richter (1941, 1949) dominent nettement la littérature. Ces auteurs mettent en évidence :

- l'existence d'une série détritique très épaisse et de type porphyroïde située à la base du Cambrien inférieur calcaire (Série de Malcocinado, Série de Tambor); pour F. Lotze ces porphyroïdes ont un âge "algonkien" et constituent dans la région de Rio-Tinto une formation ("Couches de Huelva") sur laquelle transgresse le Dévono-Carbonifère.
- la présence d'une lithostratigraphie cohérente dans le Cambrien avec des trilobites (faune à Saukandia) dans la région d'Alanis et de Cala.
- le développement de niveaux siluriens et dévoniens (inférieur et moyen) dans la région de Lora del Rio-Cazalla et de Cala-Aracena.

- dans la dépression du Rio Viar (Séville) W. Simon propose de placer au Stéphanien terminal - Permien inférieur une série rouge et conglomératique considérée jusque là comme permo-triasique.

A la même époque, Meléndez y Meléndez (1941a - 1941b) et Jongmans (1949-1950) découvrent respectivement une faune d'Archeocyathidae (région de Zafra) et des fossiles d'âge viséen (Los Santos de Maimona),

### 3°/- PERIODE de 1952 à 1968.

A partir de cette époque, l'Instituto Geologico y Minero de España met en circulation quelques cartes géologiques au 1/50,000° (Burguillos, Fuente de Cantos, Gualdalcanal, etc..). L'équipe de Münster continue à publier des résultats (Assmann, 1959 - Höllinger, 1959 - Suhr, 1966) et étend ses investigations au Portugal (Pfefferkorn, 1968a, 1969b). Ces résultats sont synthétisés par F. Lotze dans une série d'articles sur le Précambrien et le Cambrien espagnols (1966a - 1966b).

Les problèmes relatifs aux séries dévoniennes sont abordés en divers endroits :

- dans la région de Belmez-Espiel, H. Püschmann (1967) montre l'existence d'une lacune de Dévonien moyen en liaison avec une période d'émersion,
- dans la région de Rio-Tinto et dans sa prolongation portugaise, R.F. Rambaud (1966) et les élèves de Mac Gillavry (1961) (Kleyn, 1960 - Van den Boogaard, 1963, 1967) démontrent que les "Couches de Huelva" (algonkiennes d'après F. Lotze) sont en fait d'âge Dévonien terminal et Tournaisien.

Dans la province de Badajoz, M. Alia Medina (1963) donne le premier une carte schématique des structures. J. -P. Bard (1964-1965-1967c) découvre une faune acadienne de Trilobites (W de Zafra) et met en évidence une échelle lithostratigraphique dans la zone métamorphique d'Aracena; il signale d'autre part l'existence de porphyroïdes précambriennes (à Bodonal) ainsi que celle d'orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la région de Valencia de Las Torres (Badajoz).

Les premiers travaux sur le métamorphisme sont dus à J. Fabriès (1963); cet auteur prouve que le phénomène est hercynien dans la région de Lora del Rio et qu'il s'agit d'un type de basse pression (type à andalousite-(cordiérite)-sillimanite). Ultérieurement, J. P. Bard (1967a, 1967b) montre que les métamorphites d'Aracena sont aussi hercyniennes et également du type basse pression. Les formations "Estrato cristallino" de l'axe Badajoz-Cordoue seraient également de cet âge mais le métamorphisme est au moins intermédiaire de basse pression (présence de disthène - Bard, 1967c).

Les intrusions granodioritiques n'ont généralement pas été étudiées en détail. Certains élèves de F. Lotze, puis J. Fabriès (1963) ont reconnu l'existence de plutons hercyniens anté-stéphaniens tandis que J. -P. Bard (1965, 1967c) signale des granodiorites écrasées et schistositées dans la région de Almendralejo (Badajoz) et de Gil Marquez (Huelva).

Enfin, au sujet de l'évolution tectonique de la Sierra Morena occidentale, l'équipe de Münster s'accorde à reconnaître l'existence de mouvements sardes (limite Cambrien-

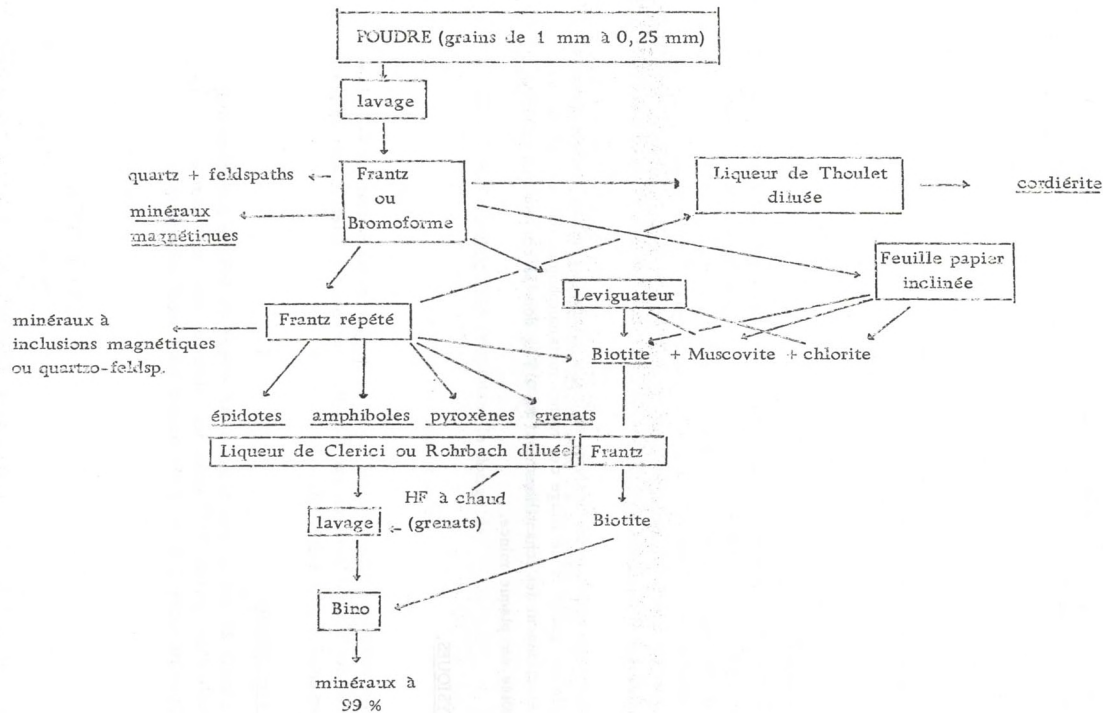


Tableau I

Silurien), bretons (fin du Dévonien), sudètes (fin du Viséen) et asturiens (post-Westphalien); seules les trois dernières phases donnent des structures plissées déversées vers le S-W.

En 1965, et 1967, J. P. Bard reconnaît l'existence de deux périodes majeures de plissement caractérisées par le développement de deux schistosités ; les travaux de F. Vasquez Guzman (1958) dans la région de Santa Olalla puis ceux de H. Pfefferkorn (1968b) dans la prolongation portugaise des "Couches de Huelva" confirmèrent ultérieurement ces observations.

---

## METHODES DE TRAVAIL

---

### 1°/- SEPARATION DES MINERAUX.

Comme cela a été résumé sous l'aspect d'un organigramme (Tab. I) nous avons utilisé un appareillage et des méthodes très classiques pour séparer les minéraux destinés à l'analyse chimique et/ou diffractométrique. Le dosage partiel ou total des éléments majeurs a été effectué sur des lots de 0,5 g à 2 g purifiés à la main sous une loupe binoculaire; mis à part les couplets hornblende-cummingtonite, les poudres analysées ne renfermaient pas plus de 1 % d'impuretés visibles.

En ce qui concerne les analyses sur roche totale, les causes d'erreur entraînées par la taille des grains et le litage des roches métamorphiques ont été réduites au maximum en sélectionnant des échantillons de 1 kg à 5 kg dont la composition minéralogique était contrôlée sur plaque mince.

### 2°/- PROPRIETES PHYSIQUES.

#### a)- Indices.

Les mesures d'indice ont été faites en lumière monochromatique du sodium (raie D) avec des liqueurs produites par Cargille ; les mesures obtenues sont entachées d'une erreur de  $\pm 0,002$  à  $\pm 0,005$ .

#### b)- Angle des axes optiques.

L'angle  $2V$  des cristaux biaxes a été mesuré en lumière monochromatique ( $D_{Na}$ ) à l'aide d'une platine UT<sup>4</sup> Leitz; les valeurs obtenues sont fournies avec une précision qui varie entre  $\pm 2^\circ$  et  $\pm 4^\circ$  suivant les espèces minérales.

c)- Diffractométrie.

L'appareil utilisé est un Tetà 60 CGR à anticathode de Cobalt et enregistreur automatique sur rouleau. Le repérage des réflexions (hkl) a été obtenu par lecture directe sur le goniomètre avec une précision de  $\pm 0,005^\circ$  (vitesse de rotation :  $1^\circ \theta$  /minute). Dans la mesure où cela était nécessaire, nous avons incorporé à la poudre analysée un standart interne de référence (Quartz \*, Fluorine \*\*).

3°/- ANALYSES CHIMIQUES.

Les analyses partielles ou totales des minéraux et roches ont toutes été effectués au laboratoire de Pétrologie de Montpellier par M. Dupuy et Mme Savoyan.

La méthode utilisée a subi quelques modifications pendant les six années de ce travail et résume actuellement comme suit :

1. - Attaque alcaline avec  $\text{CO}_3\text{Na}_2$  : reprise chlorhydrique permettant l'insolubilisation et le dosage gravimétrique de  $\text{SiO}_2$ .

2. - Sur le filtrat.

a)- détermination de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : dosage en retour par  $\text{Cl}_2\text{Zn}$  du complexe formé par  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et le sel dissodique de l'E. D. T. A.

b)-  $\text{F}_2\text{O}_3$  total : dosage colorimétrique avec l'a a' Dipyrindile.

c)- CaO, MgO : dosage par absorption atomique.

3. - Attaque sulfo-fluorhydrique permettant le dosage de

$\left. \begin{array}{l} \text{Na}_2\text{O} \\ \text{K}_2\text{O} \end{array} \right\}$  par photométrie de flamme

$\text{TiO}_2$  par colorimétrie du complexe jaune formé avec l'eau oxygénée

$\text{MnO}$  dosage du complexe violet formé avec le périodate de K.

Détermination de  $\text{Fe}^{2+}$  : attaque à froid par  $\text{SO}_4\text{H}_2$  - HF en présence d'un excès d'oxydant titré par le sel de Mohr.

4. - Attaque nitro fluorhydrique: colorimétrie du complexe phospho-vanado-molybdique.

5. -  $\text{H}_2\text{O}$  : perte au feu.

- Erreurs relatives

Pour la probabilité  $P = 0,05$ .

$\text{SiO}_2$  : 1 % ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : 2 à 3 % ; Fer total : 2 % ; CaO et MgO : 2 à 3 % ;  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  : 3 à 4 %

$\text{TiO}_2$  : 5 % ; MnO : 8 % ;  $\text{P}_2\text{O}_5$  : 10 %.

	Anticlinorium de Badajoz-Azuaga		Anticlinorium de Burguillos-Monesterio	
	Aceuchal (Bard, 1967)	Azuaga (Fricke, 1940)	Burguillos-Monesterio (cette étude + Schneider 1939)	Cazalla (Simon, 1951) (Fabriès, 1963)
Cambrien	calcaires	calcaires	couches d'Arroyomolinos	couches de Campoalla
Précambrien	conglomérats et quartzites feld- spatiques	quartzite de Valverde	couches de Los Bonales	couches de Tambor
	~~~~~?~~~~~	conglomérat de Sotillo	~~~~~ discordance ~~~~~ Porphyroïdes de Bodonal	~~~~~ porphyroïdes
récent	complexe schisto- gréso-grauwackeux	~~~~~?~~~~~ Porphyroïdes de Malcocinado	conglomérats lenticulaires Complexe schisto-gréso- grauwackeux avec lentilles calcaires et microconglomé- rés ?	~~~~~?~~~~~ conglomérats et arkoses grossières ?
Vieux Précambrien	?	?	?	?

Tab. II - Corrélations lithostratigraphiques des diverses formations placées au Précambrien récent dans la Sierra Morena.

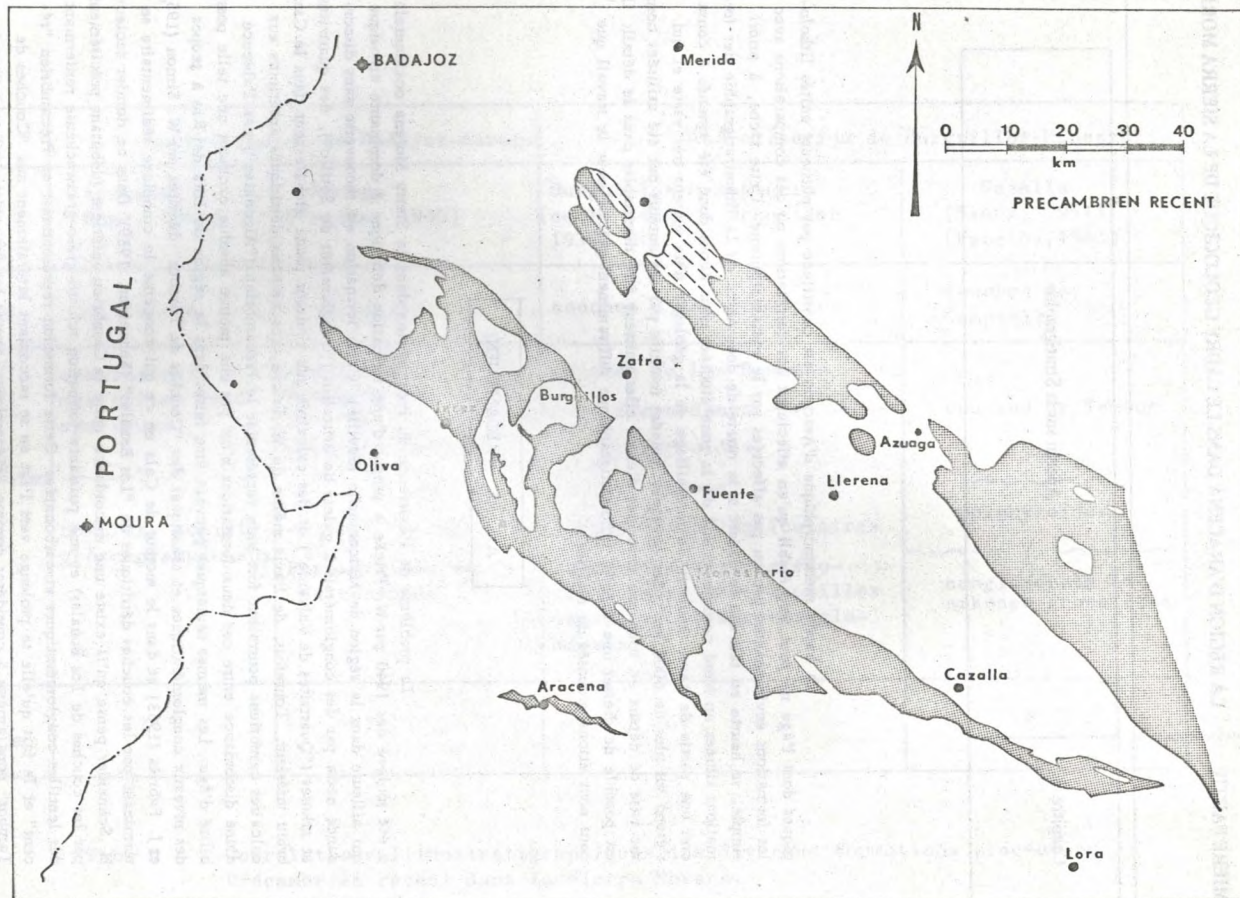
La bande métamorphique d'Aracena est constituée par plusieurs unités lithologiques dont l'âge ne peut être établi qu'en effectuant des corrélations ou des comparaisons avec les formations environnantes peu ou pas affectées par le métamorphisme. Cette tâche, à priori simple, se heurte en fait dès le départ à la rareté de documents sur la lithostratigraphie des formations situées au Nord comme au Sud de la zone étudiée; nous avons donc été amenés à consacrer une partie de cette étude au débroussaillage de la géologie d'un secteur très vaste et qui s'étend sur plus de 6000 km<sup>2</sup>. Les quelques données fournies par les auteurs ont été utilisées comme base de départ et, bien que certaines d'entre elles puissent être discutables dans le détail, il est possible de dresser une échelle lithostratigraphique suffisamment précise pour le travail que nous nous étions proposés de réaliser.

#### A/- LE PRECAMBRIEN.

Le problème de l'existence du Précambrien dans la Sierra Morena occidentale a été soulevé dès 1940 par W. Fricke à propos d'une formation détritique à dominante arkosique qui affleure dans la région de Malcocinado (Séville). Cette formation est recouverte sans discordance nette par des conglomérats à galets de cristallin ("Conglomérat de Sotillo"), des quartzites et arkoses ("Quartzites de Valverde") et des calcaires que l'auteur place globalement dans le Cambrien inférieur. Toutefois, de l'avis même de W. Fricke, ces niveaux détritiques antérieurs aux calcaires cambriens pourraient fort bien représenter le Précambrien ("Algonkien") car l'absence d'une discordance entre ces deux formations n'est pas une preuve absolue excluant une telle possibilité d'âge. Les mêmes remarques peuvent être faites dans la région de Lora del Rio à propos des niveaux conglomératiques et arkosiques des "Couches de Tambor" décrites par W. Simon (1951) et J. Fabriès (1963) et dans le secteur de Cala en ce qui concerne le complexe sédimentaire se terminant par les couches détritiques de "Los Bonales" (Schneider, 1939). Dans ce dernier secteur H. Schneider pense qu'il existe une discordance entre le Cambrien inférieur (débutant précisément par les couches de Los Bonales) et une puissante formation schisto-grésograuwackeuse renfermant des lentilles conglomératiques et carbonatées. Cette formation représenterait un Précambrien "récent" et le fait qu'elle se prolonge vers l'Est en se raccordant latéralement aux "Couches de Tambor" nous amène à considérer comme "Précambrien" toutes les formations qui se trouvent sous des niveaux cambriens datés dont elles sont séparées par un épisode déritique grossier (conglomérats, arkoses, quartzites massifs) avec ou sans discordance angulaire visible ou cartographi-

\* Cambrien inférieur.

Fig. 2 - Carte schématique des affleurements de "Précambrien récent" dans la Sierra Morena occidentale (en tiretets : granodiorites orthogneissifiées de Aceuchal).



quement évidente (\*).

Comme le montre la figure 2, les niveaux qui répondent à cette définition du Précambrien, sont répartis dans la Sierra Morena dans deux macrostructures anticlinoriales passant respectivement du N au S par les localités de Badajoz-Azuaga (Bard, 1968) et de Burguillos del Cerro-Monesterio. En ce qui concerne la plus méridionale de ces macrostructures, plusieurs coupes permettent de mettre en évidence la lithostratigraphie suivante :

- sur le versant N de l'anticlinorium de Burguillos (Logs 1 et 2) : de la base au sommet :

- 1 - alternance très épaisse (plus de 2000 m) de schistes argilo-gréso-grauwackeux, de phyllades et quartzites noirs à grisâtres,
- 2 - conglomérats lenticulaires (à galets d'arkoses, quartzites et calcaires) associés à des porphyroïdes et des quartzites grossiers feldspathiques, (- 50 m - 100 m)
- 3 - série argilo gréseuse violacée devenant progressivement marnreuse, englobant des petits lits de calcaire rubanés et passant progressivement à une puissante barre de calcaires et de dolomies à Archéocyathus (Calcaires de Alconera, Melendez y Melendez- 1941) d'âge Géorgien (environ : 600 m - 800 m),

Dans cette coupe, les termes 1 et 2 pourraient représenter la partie inférieure de "l'Untere Klastige Folge" cambrienne de O. Suhr (1964) mais cet auteur ne fait pas allusion aux niveaux conglomératiques et les porphyroïdes qui limitent, à notre sens, la base du Cambrien et qui place le terme 1 dans le Précambrien défini ci-dessus,

- Logs 3-4.

Sur le versant S de la zone anticlinoriale du Burguillos-Monesterio nos levés cartographiques dans le secteur de Cala-Arroyomolinos montrent une lithostratigraphie plus complexe se schématisant comme suit :

- 1 - les niveaux les plus anciens constituent au N de Cabeza de Vaca un épais complexe schisto-gréso-grauwackeux renfermant des lentilles plus ou moins épaisses de calcaires gréseux (Calera de Leon),
- 2 - en discordance (cartographique) sur ces niveaux, se développe une puissante série (plus de 1000 m) qui se subdivise en plusieurs sous-unités :
  - a)- microconglomérats à galets de quartzites et passées de porphyroïdes (arkoses schistosées) devenant de plus en plus épaisses jusqu'à constituer un ensemble relativement homogène (Porphyroïdes de Bodonal - Bard, 1965) ; à l'Est de Cabeza, des petites lentilles décamétriques de calcaire s'intercalent dans ces porphyroïdes,
  - b)- schistes argilo-gréseux, quartzites et lydiennes renfermant de petites passées de porphyroïdes,
- 3 - calcaires et dolomies de Cañuelo traversés de roches gabbroïques (Cambrien inférieur),

Ces divers logs mettent en évidence un puissant complexe schisto-gréso-grauwackeux séparé des assises cambriennes calcaires par des couches intermédiaires; ces dernières

---

(\* ) - Cette définition répond dans son ensemble à celle que propose H. E. Wheeler (1958) dans son article sur les relations entre Précambrien et Cambrien (Coll. CNRS),

débutent par des conglomérats associés ) des porphyroïdes et renferment en outre des lentilles de calcaires gréseux.

- Remarques sur l'âge des séries.

a)- Complexe schisto-gréso-gauwackeux.

Ces niveaux ne sont pas uniques dans la Sierra Morena, car ils peuvent être comparés ou raccordés (latéralement) à diverses formations infra-cambriennes ("Couches de Tambor" - Simon, 1951 ; Fabriès, 1963), algonkiennes et/ou cambriennes ("Couches de Malcocinado" - Fricke, 1951 ; Lotze, 1965-1966). Les âges différents qui ont été proposés s'expliquent par le fait que les auteurs ont utilisé des critères discriminatoires différents (présence ou absence de discordances, conditions de sédimentation, lithologie, etc. .) ; si l'on décide, comme nous l'avons fait, de placer au Précambrien les niveaux séparés du Cambrien inférieur par une discordance ou une rupture de sédimentation, nous voyons finalement que toutes ces formations se rattachent à une entité géologique qui constitue le Précambrien récent. En tenant compte des observations récentes de P. Matte (1968) dans la région d'Elvas (Portugal) et dans le but de synthétiser les données relatives à cette entité géologique, nous arrivons finalement à la conclusion que la bordure de la "fosse" précambrienne se trouvait dans la bordure S-E de la Sierra Morena.

Comme cela est illustré par la Figure 3, les faciès détritiques du Précambrien dominant en effet dans cette région tandis que les sédiments très épais du complexe schisto-grauwackeux tendent à se répartir plus à l'W ainsi qu'au Portugal,

b)- Série intermédiaire.

Le problème de l'âge de cette série est entier et l'on peut décider de considérer qu'il s'agit soit de la partie terminale du Précambrien, soit des niveaux de base du Cambrien inférieur. Le fait que cette série soit marquée par une sédimentation carbonatée suggère toutefois qu'il s'agit d'une formation plutôt raccordable au Cambrien inférieur qu'au Précambrien récent.

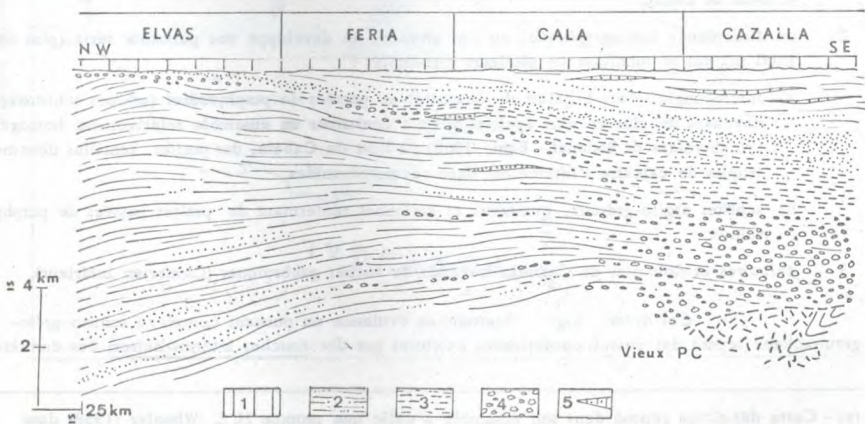


Fig. 3 - Variations de faciès dans le Précambrien récent de la Sierra Morena occidentale; 1 : calcaires à Archeocyathus (Cambrien inférieur), 2 : faciès schisto-gréso-grauwackeux, 3 : faciès à dominante argilo-gréseuse, 4 : conglomérats, arkoses et porphyroïdes, 5 : lentilles de calcaires gréseux.

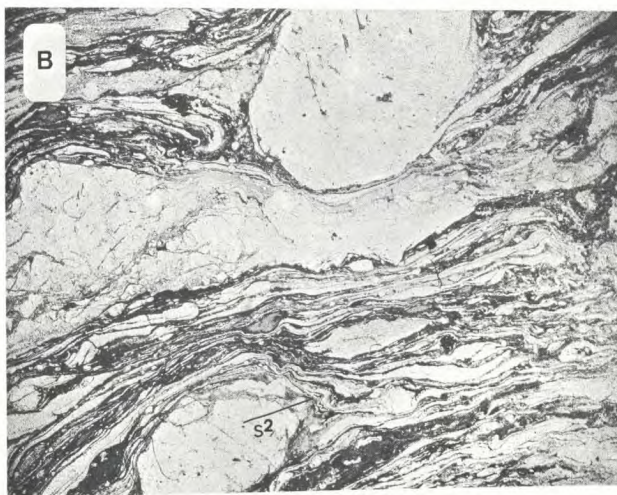
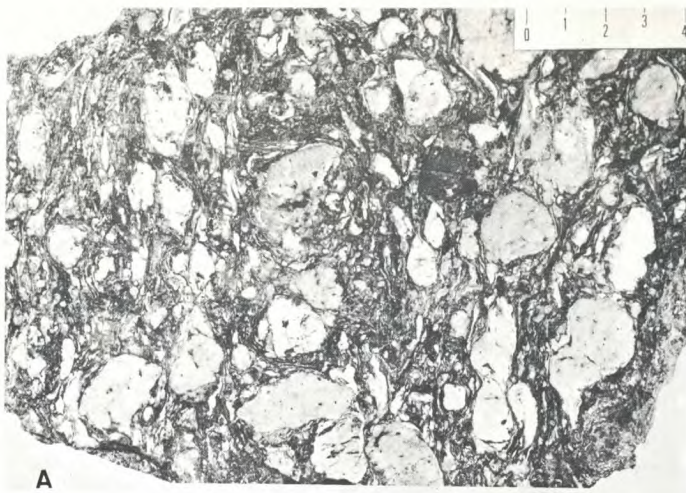


PLANCHE I

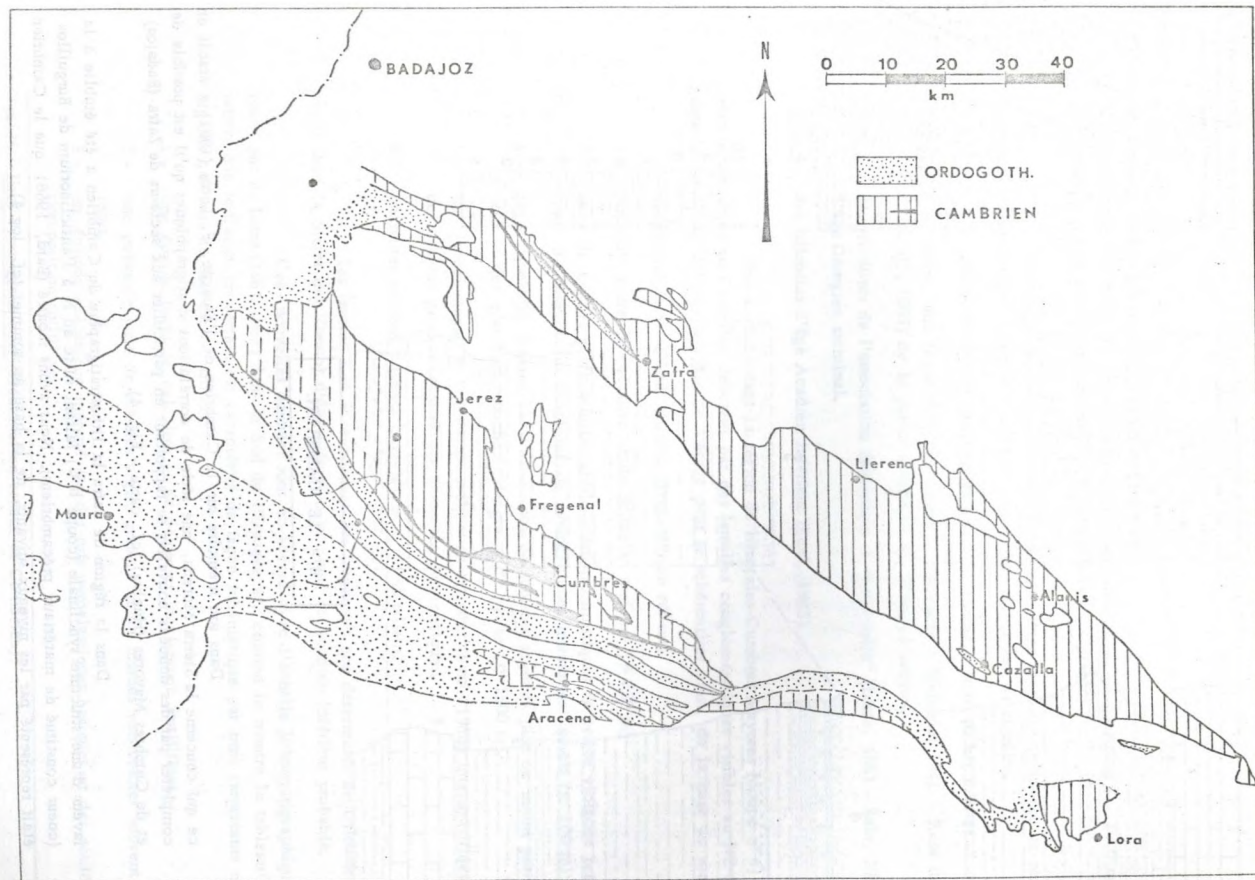
Zone structurale I ; bande métamorphique de Badajoz - Cordoue.

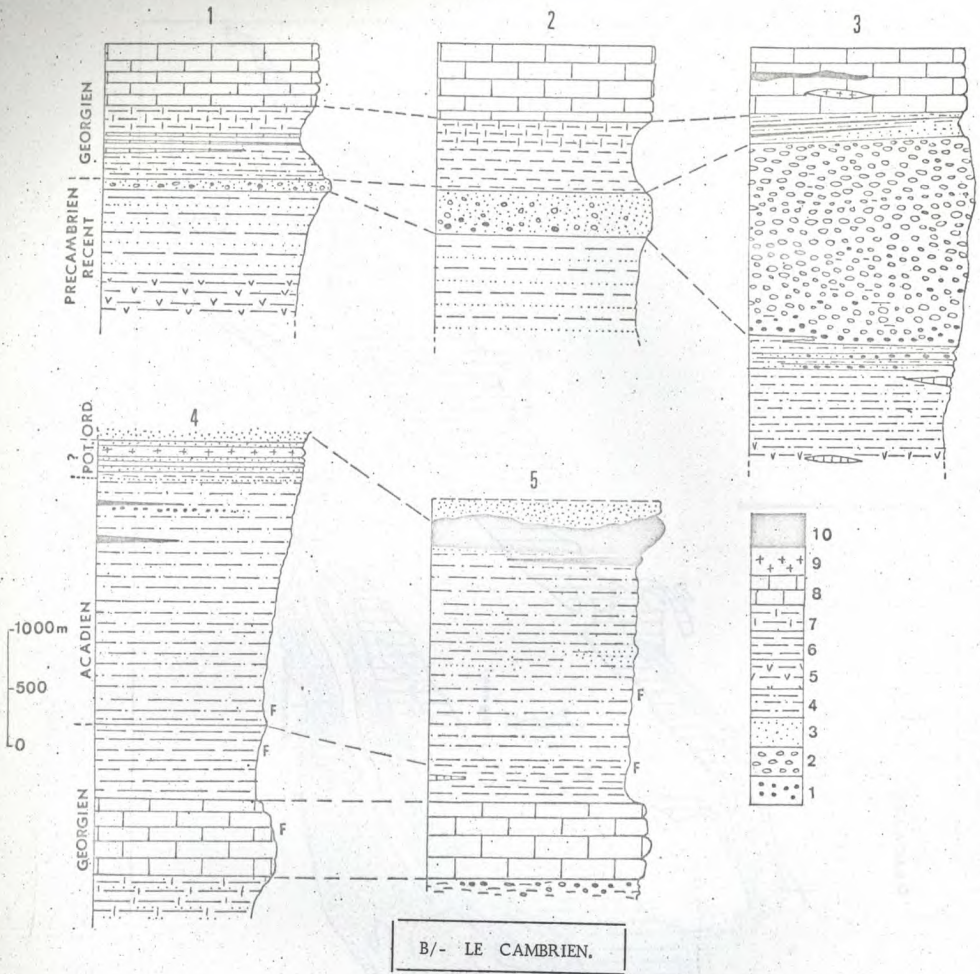
Photo A - "Orthogneiss oillé" (= métaconglomérat à galets feldspathiques) à faciès "Ollo de Sapo"; région de Hinojosa (Badajoz).

Photo B - Idem (au microscope en L.N.); les feldspaths protérogènes (anté- $S^1$ ) ainsi que les petits lits quartzo-feldspathiques sont déformés par le clivage de fracture  $S^2$ .



Fig. 4 - Carte schématique des affleurements de Cambrien et de Silurien (Ordogoth) dans la Sierra Morena occidentale (en noir : volcanites du Cambrien supérieur).





Dans son mémoire sur le Cambrien de l'Espagne, F. Lotze (1961) a établi en ce qui concerne la Sierra Morena, une série de corrélations stratigraphiques qu'il est possible de compléter par des données nouvelles se rapportant en particulier aux secteurs de Zafrá (Badajoz) et de Cumbres Mayores (Huelva) (cf. carte - Fig. 4).

Dans la région de Zafrá la lithostratigraphie du Cambrien a été établie à la faveur d'une structure synclinale (coupe h. t.) faisant suite au N à l'anticlinorium de Burguillos (coeur constitué de matériaux précambriens). Nous avons montré (Bard, 1966) que le Cambrien était représenté par les niveaux suivants, de la base au sommet (cf. log 4) :

- 1 - schistes argilo-gréseux gris-violacés (Géorgien inférieur ou Précambrien récent terminal) riches en figures de courant ( \_ 300 m)
- 2 - épaisse barre de calcaires et de dolomies ( \_ 600 m)

- 3 - marnes schisteuses vertes à violacées (— 600 m)
- 4 - alternance flyschoidé de schistes argileux † psammitiques et de quartzites (— 2000 m)
- 5 - quartzites, tufs rhyolitiques et coulées de pyromérides (— 200 m)

A l'Ouest de Zafra, le terme 4 renferme dans sa partie inférieure et moyenne des tufs pyroclastiques basiques ainsi que des coulées spilitiques en coussins.

Au point de vue paléontologique, ce secteur a livré divers fossiles :

- dans 2 : à Alconera, une faune d'Archeocyathidés (Melendez y Melendez 1941 - Rosa de Luna et al., 1955) de la partie terminale du Géorgien moyen.
- dans 3 : des trilobites de l'association faunistique à "Saukandia" (Lotze, 1961 - Suhr, 1966) d'âge Géorgien terminal.
- dans 4 : des trilobites d'âge Acadien inférieur (Bard, 1965)

Plus au Sud, dans la région de Hinojales-Cumbres Mayores (coupe n° 6) les niveaux attribuables au Cambrien débutent par des lentilles conglomératiques visibles au NE de Higuera-la-Real ; la lithostratigraphie de l'étage peut se schématiser ainsi, de la base au sommet :

- conglomérats et schistes gréseux (Précambrien récent)
- 1 - puissante barre de calcaires et de dolomies azoïques ( $\geq$  250 m)
- 2 - série de marnes et de schistes argilo-gréso-psammitiques de teinte violacée renfermant par endroit des conglomérats monogéniques intraformationnels ( $\approx$  100 m)
- 3 - série flyschoidé formée par l'alternance de schistes argileux plus ou moins psammitiques et des quartzites mouchetés de grains de pyrite ( $\approx$  1500 m).
- 4 - tufs pyroclastiques et coulées de spilites en coussins (Bard, 1965) interstratifiées dans des schistes grauwakeux et des quartzites psammitiques.
- 5 - quartzites et conglomérats ordoviciens et gothlandiens.

Les termes 2 et 3 renferment des fragments non déterminés de trilobites (gisements dans la Sierra del Viento) d'âge Géorgien terminal et Acadien inférieur probable.

Ces nouvelles données sont en accord avec l'échelle lithostratigraphique proposée par F. Lotze (1961-1966) dans le Sud de l'Espagne et, comme le montre le tableau III, il ressort que le Cambrien certain est caractérisé de façon schématique par trois importants niveaux-repères qui sont de la base au sommet :

- 1 - une épaisse barre de calcaires et de dolomies localement fossilifères.
- 2 - une puissante série de schistes argilo-gréseux et de marnes versicolores souvent fossilifères.
- 3 - un épisode volcanique marqué par des tufs pyroclastiques basiques et des coulées de composition spilitique.

---

p. 14 - Logs stratigraphiques (Précambrien récent et Cambrien)

1 : conglomérats, 2 : porphyroïdes (métaarkoses schistosées); 3 : quartzites ; 4 : alternances argilo-gréseuses, 5 : alternance argilo-gréso-grauwakeuses ; 6 : schistes argileux ; 7 : schistes argilo-calcaireux ; 8 : calcaires et dolomies ; 9 : volcanites effusives acides, 10 : volcanites spilitiques et basaltiques.

	Région de Zafra (Bard, 1964)	Région d'Alania (Simon, 1950 modifié)	S-W de la Province de Badajoz (Lotze 1966 + réf.)	Région de Cumbres-Mayores	Région de Cala (Schneider, 1939)
	quartzite armo- ricain		?	quartzite+conglomé- méral silurien	Silurien
Potslandien	?			?	?
Acadien	Flysch argilo- gréseux avec ou- lées spilitiques* (pillow-lavas)	Arkoses carbonifères	Série schisto-gré- seuse supérieure avec intercalations de volcanites "dia- basiques"	Série flyschoïde schiste-gréso- psammitique avec niveaux de tufs et coulées spilitique (pillow-lavas)	Roches vertes de Umbria-Pipeta
					Couches del Rincon
	marnes versico- lores *	Couches d'Alanis*	argiles versicolo- res	marnes gréseuses versicolores *	Marnes de Herreria
	calcaires et do- lomies d'Alcone- ra *	calcaires à Cryptozoon	calcaires des Sierras	calcaires et do- lomies	Calcaires de Canuelo
Géorgien	Schistes argilo- calcareux et quartzites	Couches de Cam- poalla	Schistes argileux	?	Couches d'Arroyo- molinos
		couches de Tambor	Série schisto- gréso-grauwac- keuse	conglomérat	Couches de Los Bonales
Précambrien	conglomérats et quartzites	?	?		

Tab. III - Corrélations lithostratigraphiques des terrains cambriens situés au Nord de la Province de Huelva et au Sud de la Province de Badajoz.

\* niveaux fossilifères.

C/- LE SILURIEN s.1. ("ORDOGOTH")

I. - L'Ordovicien.

Dans la Sierra Morena occidentale, le niveau de base de l'Ordovicien (Tremadoc) n'est pas connu car l'étage débute par des quartzites arenigés et par des conglomérats discordants sur le Cambrien (Lotze, 1945) ; la lacune apparente du Potsdamien et du Trémadoc serait liée, comme le pense F. Lotze (1942 et opt. cit.) à une "phase" d'émersion d'âge sarde.

Dans les régions de Zafra et de Cumbres Mayores, le Cambrien moyen - supérieur est surmonté (en concordance à Zafra, en discordance à Cumbres) par un orthoquartzite blanc comparable par son faciès au "quartzite armoricain". Plus vers le Sud, dans les secteurs de Encinasola - Hinojales - Cala, on assiste par contre au développement de niveaux conglomératiques discordants sur le Cambrien inférieur, moyen et supérieur. Une série de coupes NS permet d'étudier la lithostratigraphie fine de ces niveaux conglomératiques.

a) - Au Sud de Encinasola. (Log n° 6)

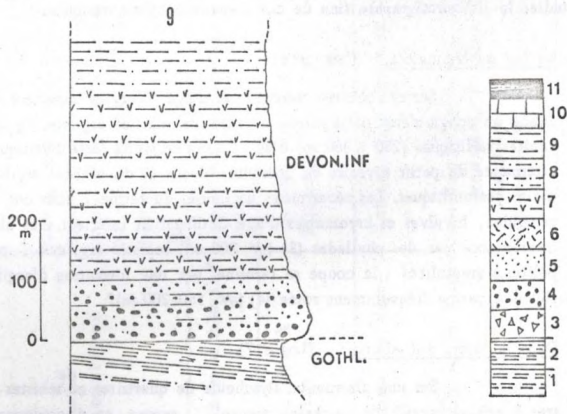
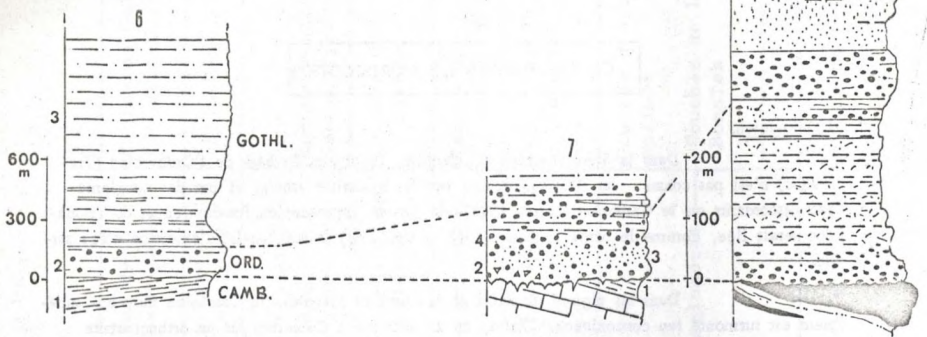
Sur des schistes versicolores d'âge Géorgien supérieur (1) on trouve en discordance un conglomérat polygénique à galets de schistes argileux, quartzites, calcaires et volcanites spilitiques (250 à 300 m) d'âge Cambrien. Cette série détritique (2) se termine par une alternance de petits niveaux de quartzites blancs et de schistes argileux noirâtres plus ou moins psammitiques. Les récurrences argileuses du terme 2 nous ont livré des fragments de crinoïdes, bivalves et bryozoaires d'âge Gothlandien inférieur. Ces niveaux sont surmontés en concordance par des phyllades (3) (≠ 700 m), <sup>des</sup> schistes argileux ± psammitiques et des ampélites à graptolites ; la coupe se termine par une formation d'argiles noires gréso-psammitiques à patine fréquemment rosée (4) (≠ 150-200 m)?

b) - Dans la Sierra del Alamo. (Log n° 7).

Sur une alternance flyschoides de quartzites et <sup>de</sup> schistes gréso-micacés gris-vertâtres à gris-violacés ((1) = Cambrien moyen), repose en discordance un complexe détritique constitué par les principaux termes suivants :

- 2 - une brèche ("Brèche del Alamo") formée de fragments anguleux de calcaires englobés dans une matrice carbonatée (environ 20 m).
- 3 - des quartzites beiges interstratifiés dans des conglomérats à galets de schistes dissous, calcaires et éléments remaniés de la brèche sous-jacente.
- 4 - conglomérats à galets de volcanites spilitiques suivi de phyllades et de quartzites gris-noirâtres.

Dans cette coupe, les termes détritiques de (3) reposent sur un paléokarst constitué de calcaires marmorés d'âge Cambrien inférieur; ce profil, comme le précédent, montre l'existence d'une phase d'émersion postérieure au Cambrien moyen-supérieur (Volcanites de Umbria - Pipeta) mais antérieure à des niveaux ordoviciens et/ou gothlandiens.



Logs stratigraphiques (suite) (Silurien et Dévonien)

- 1 : ampélites , 2 : ampélites et lydiennes , 3 : brèches , 4 : conglomérats ,  
 5 : grès et quartzites , 6 : grauwackes et roches pyroclastiques basiques ,  
 7 : alternance argilo-gréséo-grauwackeuse , 8 : alternance argilo-gréseuse ,  
 9 : argiles , 10 : calcaires , 11 : volcanites spilitiques.

c) - Sierra del Gato, au SE de Cañaverale, (log n° 8)

Dans cette région les niveaux de base du Silurien s.l. sont constitués par deux horizons conglomératiques qui encadrent une "série intermédiaire" schisto-gréseuse ; un profil détaillé effectué dans la Sierra del Gato montre en effet la succession suivante :

- à la base : un conglomérat (environ 100-150 m) à galets de volcanites reposant sur les spilites cambriennes de "Umbria-Pipeta" (Schneider, 1939),
- une "Série intermédiaire" formée de schistes gréseux, de quartzites violacés à éléments anguleux pyroclastiques (environ 200 m),
- un deuxième épisode conglomératique à galets de calcaire et de volcanites cambriens ainsi que de schistes et de quartzites de la "Série intermédiaire" (environ 30 m)
- une série de quartzites blancs, d'abord massifs puis en petits bancs qui alternent avec des argiles vertes ; ces récurrences pélitiques renferment des empreintes circulaires parfois radiées d'organismes indéterminés (psyllophytales ?),
- des niveaux ampélitiques à débris de graptolites (Venta del Ciervo) qui alternent avec des lits décimétriques de lydienes.

d) - Remarques sur l'âge des niveaux de base de l'Ordovicien,

En l'absence de fossiles il est bien difficile de se faire une opinion sur l'âge des terrains compris entre le Cambrien et le Gothlandien à graptolites,

Comme cela est schématisé dans la Fig. 5, nous pensons toutefois qu'une partie des niveaux conglomératiques de la région d'Encinasola représenterait l'Ordovicien. Cette hypothèse est fondée sur le fait que plus à l'Est, ce complexe détritique se subdivise en trois unités principales où nous avons :

- à la base : des conglomérats "sardes" discordants sur le Cambrien.
- dans la partie moyenne : une série schisto-gréseuse (dite "série intermédiaire") raccordable aux "Couches de Ciervo" placées par H. Schneider (1951) dans l'Ordovicien moyen-supérieur.
- au sommet : des conglomérats et un quartzite de base du Gothlandien.

De ce fait et contrairement à ce que l'on pouvait croire d'après les cartes actuelles, ces niveaux "siluriens" du Nord de la Province de Huelva sont essentiellement constitués par des terrains gothlandiens et dévoniens.

II. - Le Gothlandien.

La lithostratigraphie du Gothlandien est relativement compliquée dans le détail car les variations de faciès sont fréquentes et diverses. Comme cela est résumé dans le Tableau IV, il ressort que l'étage est limité : à sa base par des quartzites blancs (Valentien ?) surmontés de divers niveaux ampélitiques (généralement très fossilifères), renfermant par endroits des lentilles de calcaire spathique (à entroques).

	Est de Barrancos (Portugal)	Sud d'Encinasola	SW de Hinojales	Sud Canãveral	Sud de Cala	(Schneider) 1951 Série de Verdugo
Dévonien			microconglomérats		micropoudingues et grauwackes calcaires	
Gothlandien		?	ampélites et lydiennes coulée spilitique			
			phyllades noires avec			
			lentilles de spilites	?		
		Schistes + phyllades noires à gris verdâtres + quartzites gris foncé	Phyllades violacées et vertes à pistes	//// faille ////		
		?	Schistes argilo-gréseux jaunes † psammitiques	idem		
		ampelites + lydiennes	ampélites + lydiennes			
Ordovicien moyen et supérieur	argiles noires grésop- sammitiques	Schistes argileux vert pomme	Schistes gris vert, à cri- noïdes : passées conglomé- ratiques et calcaires	Schistes ampéliti- ques	argiles vertes	
	Schiste argileux gris verdâtres plus ou moins psammitiques	Schistes argileux plus ou moins psammitiques	Schistes argileux et phyllades noires à des ampélites	quartzites blancs "	"	
		Schistes argilo-gréseux noirs, Alternance de conglomé- rats, quartzites et schistes noirs.	lentilles de calcaires spathiques	+ argiles vert-pomme		
		Schistes grésograuwac- keux avec lentilles de calcaires spathiques	Schistes grésograuwac- keux avec lentilles de calcaires spathiques	Conglomérats poly- géniques		
Cambrien	Alternance de con- glomérats schistes noirs Conglomérats polygé- niques avec passées argileuses, vertes à violacées	Conglomérat polygéné- que avec passées argi- lo-gréseuses verdâtres	Conglomérats et quart- zites beiges	Série intermédiaire schisto-quartzéuse Conglomérat à galets de spilite	Alternance de schistes vert pomme et de quartzites blancs	couches de Ciervo
	Schistes versicolores	Schistes argilo-gréseux violacés	Calcaires de Cañuelo ou volcanites de Um- bria-Pipeta.	Volcanites de la Umbría-Pipeta	conglomérats * idem	

Tab. IV - Corrélatons lithostratigraphiques du Silurien du Nord de la Province de Huelva.

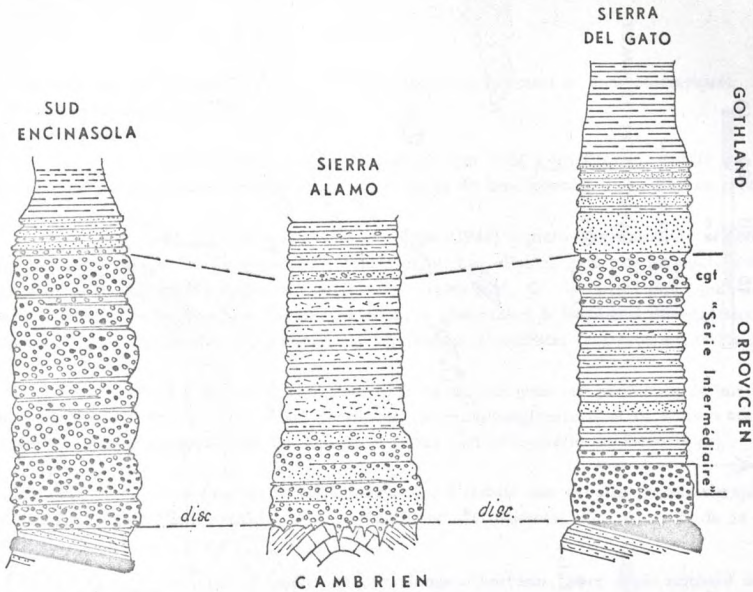


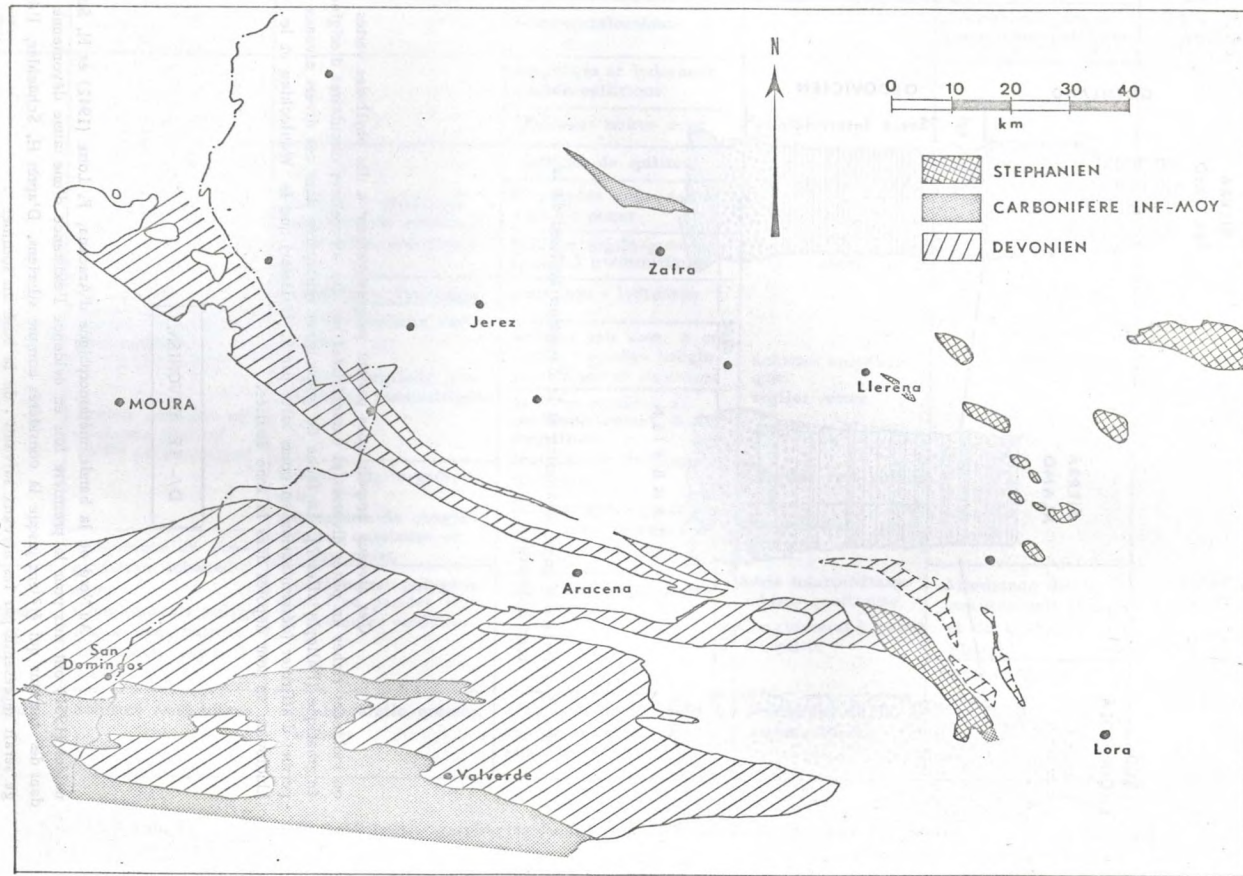
Fig. 5 - Relations entre le Silurien et le Cambrien au Nord de la zone d'Aracena.

Ces niveaux ampélitiques passent progressivement à des phyllades vertes ou violacées riches en pistes diverses et caractérisées par des empreintes circulaires d'origine énigmatique (Psillophytales ?). La faune de graptolithes rencontrée dans ces divers niveaux permet d'affirmer (détermination en cours faite par S. Willefer) que le Wenlockien et le Llodovien se sont déposés dans la zone étudiée.

D/- LE DEVONIEN.

Au Nord de la bande métamorphique d'Aracena, F. Lotze (1942) et H. Schneider (1951) ont mis pour la première fois en évidence l'existence d'une faune dévonienne dans des terrains qui étaient jusque là considérés comme siluriens, D'après H. Schneider, l'étage serait représenté par les niveaux suivants : de la base au sommet :

Fig. 6 - Carte schématique des affleurements de Dévonien, Carbonifère inférieur - moyen (marin) et supérieur (continental) (dans la dépression du Rio Viar, à l'W de Lora, le Stéphanien terminal est surmonté par du Permien inférieur).



- 1 - "Grauwackes de Verdugo" (12-15 m) = grauwackes calcaireuses et conglomératiques.
- 2 - "Argiles de Verdugo" (80-100 m).

Les passées grauwackeuses de (1) ont livré *Cornulites* sp. tandis que le terme (2) présente les restes d'une faune de trilobites et de brachiopodes d'âge Emsien probable.

En plus de ces fossiles, F. Lotze (1942) signale l'existence de crinoïdes dans une série de grès et de grauwackes conglomératiques; d'autre part, au Portugal, c'est-à-dire dans la prolongation occidentale de la zone "silurienne", C. Teixeira (1951), puis C. Romariz (1966) ont respectivement décrit une série de grauwackes à fragments de végétaux (*Drepanophycus* sp., *Psilophyton* (?), *Hostimella* (?)) pouvant représenter le Dévonien inférieur.

Nos propres observations dans ce secteur nous ont permis de définir (Bard, 1966) une épaisse série de grauwackes grossières, de microconglomérats et de schistes argilo-grauwackeux noirâtres, surmontée par des schistes argileux vert-pâle (Série de Escobar) (\*)

Ces diverses données permettent d'établir une échelle lithostratigraphique (cf. Tabl. V) pour l'ensemble des niveaux dévoniens qui affleurent (Fig. 6) au N de la zone d'Aracena.

Au S de la bande métamorphique d'Aracena, nous avons retrouvé des niveaux tout à fait comparables au Dévonien précédent; l'étage débute ici par des quartzites surmontés des assises suivantes :

- complexe rythmique argilo-grésno-grauwackeux grossier à fragments de plantes, renfermant des passées lenticulaires de volcanites basiques de composition spilitique à dacitique.
- une ou deux coulées massives de spilites associées à des roches pyroclastiques basiques.
- une puissante série de schistes argileux et argilo-grésno-psammitiques de teinte grise à noire, renfermant des tufs acides finement stratifiés et dévitrifiés (région de Alconorcosa).

La présence d'intrusions granodioritiques et dioritiques tardi-tectoniques ne permet pas de préciser avec certitude les relations existant entre le sommet de ces couches dévoniennes et un complexe volcano-sédimentaire acide dont les premiers termes affleurent au N des mines de Rio Tinto. Ce complexe renferme en particulier des tufs rhyo-dacitiques plus ou moins remaniés et schistosés (faciès des porphyroïdes) et des coulées de rhyolitoïdes aphanéritiques analogues à celles de la région de Alconorcosa.

Ces matériaux volcaniques acides sont recouverts par des schistes argileux de teinte lie-de-vin à radiolaires épigénisés en quartz, puis par un épais flysch argilo-grésno renfermant des restes de *Posidonomya Becheri*. D'après P. Rambaud (1964) les volcanites et les minéralisations qui leur sont associées représentent le Dévonien supérieur (Faménien); les conclusions de cet auteur rejoignent ainsi celles de H. J. Mac Gillavry (1963) à San Domingos (Portugal) de telle sorte que les "Couches de Huelva" définies par F. Lotze ne représentent pas le Précambrien mais le Dévonien supérieur et la base du Carbonifère (Viséen).

---

(\*)- La présence de fragments de plantes et la similitude de ces niveaux avec la "Série des schistes de grauwackes à *Posidonomya*" du Sud du Portugal (Delgado, 1876) nous ont conduit durant un certain temps à situer ces niveaux au Dinantien; en fait, la découverte ultérieure de crinoïdes dans des lentilles calcaires visibles au N de Zufre, puis dans les passées grésno-grauwackeuses, nous oblige à placer cette formation dans le Dévonien inférieur.

	Route Jabugo à Fregenal	N. d'Aracena	N-W de Zufre	S. de Cala
Dévonien moyen	schistes argilo(-gréseux) verts ≈ 150 m	alternance rythmique d'argiles grises et de quartzites à grains fins ≈ 200 m	Schistes argileux grisâtres ≈ 200 m	
Dévonien inférieur	alternance rythmique de grauwackes gréseuses et de schistes argileux noirâtres ≈ 400 m	grauwackes grossiers et passées de phyllades noires ≈ 70 m	flysch argilo-grauwackeux ≈ 600 m	?
	microconglomérats à galets de phyllades noires et de quartz laitoux ≈ 50 m	"flysch" grossier argilo-grésograuwackeux à plantes et crinoïdes ≈ 350 m	Lentilles de calcaires spathiques et grauwackes microconglomératiques ≈ 150 m	argiles noires de Verdugo(?) grauwackes calcareuses conglomératiques ≈ 70 m
Gothlandien	Phyllades noires à graptolites	discordance Phyllades violettes et/ou schistes noirs ampélitiques	Phyllades versicolores et volcaniques de la Ribera de Huelva	Quartzites et schistes vert-pomme (Ordovicien supérieur)

Tab. V - Corrélations stratigraphiques des terrains dévoniens de la région d'Aracena.

E/- LE CARBONIFERE,

Les affleurements d'âge Carbonifère dans la Sierra Morena occidentale sont localisés (cf. carte - Fig. ) au N dans la région de Zafra-Berlanga-Alanis et au S dans toute la partie méridionale de la Province de Huelva.

Dans la région de Zafra, les travaux de I. Rosa de Luna et al. (1955) et Jongmans (1925) ainsi que des observations de l'auteur montrent que le Carbonifère débute par des niveaux détritiques volcano-sédimentaires acides (tufs andésitiques remaniés) surmontés par une série argilo-gréso-calcaireuse (Calizas de Montaña) très fossilifère. Ces niveaux, discordants sur des terrains cambriens verticaux et schistosés, sont surmontés à leur tour par une formation d'argiles charbonneuses qui représenterait le Dinantien supérieur ou la base du Westphalien. Ces niveaux carbonifères épicontinentaux sont franchement paralimniques dans la région de Berlanga et d'Alanis où ils débute par des conglomérats ou des brèches (Val de Infierno) très épaisses, transgressifs et discordants sur des arkoses ou des métamorphites précambriennes.

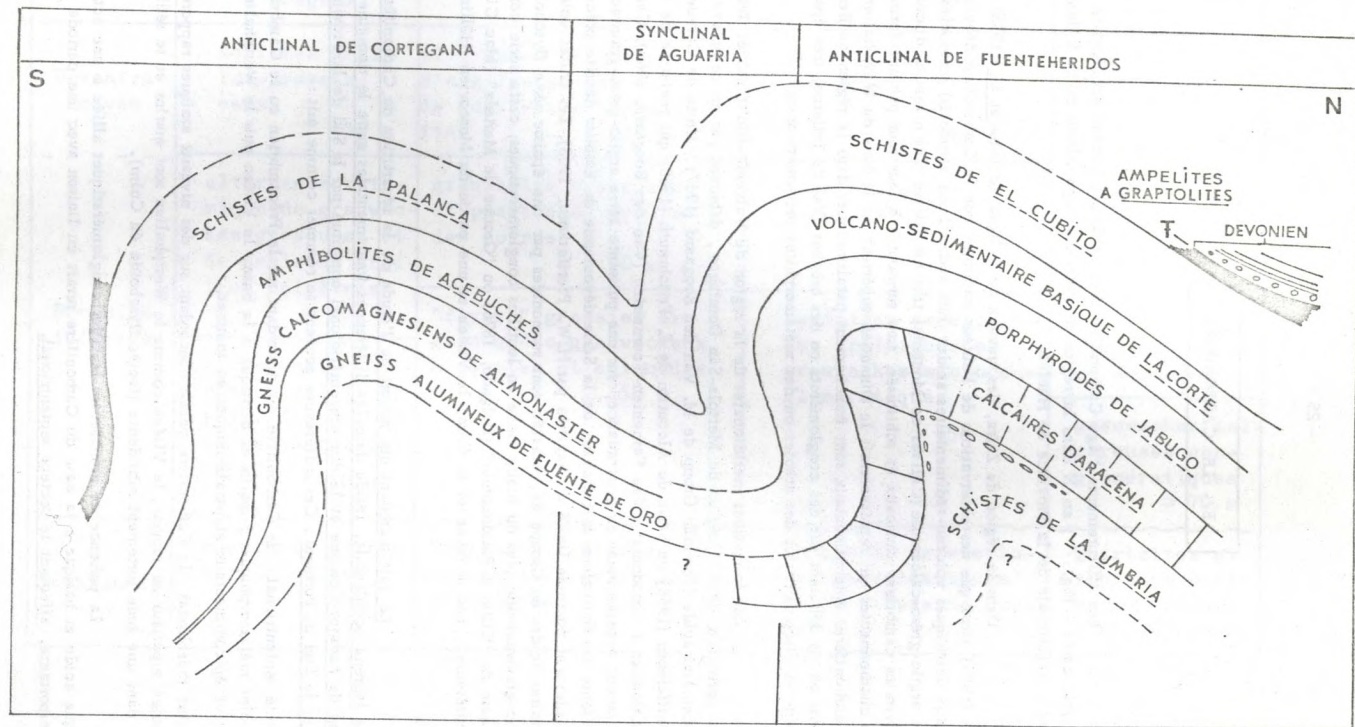
Les formations méridionales de la région de Valverde-Rio Tinto et leurs prolongation portugaise dans la région de Mertola-San Domingos, débute par un complexe volcano-sédimentaire acide (Pomarão Group de M. Van den Boogaard (1967) - Unité de Carvoeiro de H.W. Pfefferkorn (1968) ou Série de Alcouthim de E. Frischmuth (1968) qui renferme de rares passées calcaires à conodontes d'âge Famenien-Tournaisien (Van den Boogaard, 1963). Ces niveaux reposent apparemment en concordance, sur une puissante série argilo-gréso-grauwackeuse qui représente les équivalents méridionaux de la Série dévonienne de Escobar décrite précédemment (également nommée Unité de Santiria par H.W. Pfefferkorn, 1968). Les unités volcano-sédimentaires acides du Groupe de Pomarão sont surmontées par une épaisse série flyschoides argilo-gréso-grauwackeuse plus ou moins riche en lentilles conglomératiques; cette série connue sous le nom de "Culm à Posidonomia" (Delgado, 1876) ou "Groupe de Mertola" (Mac Gillavry, 1961) représente, par sa faune et sa flore, le Viséen et une partie du Moscovien (Höllinger, 1959).

Le fait marquant qui ressort de l'étude de la répartition du Carbonifère de la Sierra Morena occidentale, réside dans les différences fondamentales entre le domaine septentrional de Badajoz-Cordoue et le domaine méridional constitué par le Sud de la Province de Huelva et le Sud du Portugal. Ces différences peuvent se résumer comme suit :

- domaine septentrional : le Carbonifère est discordant sur le Précambrien ou le Cambrien plus ou moins métamorphiques ; marin et néritique à la base, le Viséen puis le Westphalien deviennent épicontinentaux et paralimniques au sommet.
- domaine méridional : le Carbonifère paraît concordant sur des niveaux azoïques rapportés au Dévonien supérieur ou moyen ; le Viséen comme le Westphalien sont marins et se sédimentent dans une zone fortement subsidente (faciès flyschoides du Culm).

La présence de nombreuses lentilles conglomératiques alliée à une activité volcanique acide et basique à la base du Carbonifère serait en liaison avec une période orogénique importante, affectant le secteur septentrional.

Fig. 7 - Répartition schématique des principales séries lithostratigraphiques dans la zone métamorphique d'Aracena.



F/- LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA BANDE METAMORPHIQUE D'ARACENA,

- Etude descriptive régionale -

Comme nous l'indiquions au début de cette étude, la datation des séries métamorphiques d'Aracena ne peut être établie qu'en fonction des corrélations qui pourraient se dessiner entre ces séries et les formations précambriennes et paléozoïques, précédemment décrites. Dans cette perspective nous avons abordé la lithostratigraphie des roches métamorphiques en suivant la répartition dictée par trois macrostructures approximativement NW-SE et déversées vers le SW. (cf. Figure 7)

1°/- ANTICLINAL DE FUENTEHERIDOS-LA UMBRIA.

Cette macrostructure est issue de la seconde phase de plissement qui a affecté la zone d'Aracena; les roches qui la constituent, sont transformées pour l'essentiel dans le faciès schiste vert et dans la partie supérieure du faciès amphibolite et leur cartographie montre qu'il existe plusieurs séries-repères qui se répartissent dans l'ordre chronologique suivant (cf. logs B, C, D) (Figure 8)

a)- Série de La Umbria, (Précambrien récent ?) (\*)

Epaisse formation dont on ne voit pas les termes de base, constituée par des schistes argilo-gréseux et des quartzites noirâtres au sommet desquels s'interstratifient des passées de porphyroïdes grises et une barre lenticulaire de calcaires gréseux à patine jaune. Le toit de cette série est couronné par un épisode détritique grossier où se développe localement des niveaux conglomératiques à galets d'arkoses et de matériaux volcano-sédimentaires acides,

b)- Calcaires d'Aracena, (Cambrien inférieur ?)

Les reliefs de la bande d'Aracena sont surtout déterminés par une puissante série (plus de 250 m) de calcaires marmoréens et de dolomies blanches, roses, rouges et grises; ces niveaux constituent une unité lithologique homogène et continue dont nous verrons ultérieurement l'importance dans les essais de corrélation.

c)- Série de Jabugo, (Cambro-Ordovicien inférieur ?)

Les calcaires précédents se terminent par un horizon de dolomies grises fréquemment sillonnées de diaclases verticales colmatées de barytine. Ces niveaux dolomitiques alternent sporadiquement avec des matériaux volcano-sédimentaires acides; ces derniers finissent par constituer une unité très épaisse mais extrêmement hétérogène (cf. logs B, C, D) caractérisée par des porphyroïdes claires alternant avec des micaschistes à quartz-muscovite et de rares intercalations de métarhyodacites ou métarhyolitoïdes aphanéritiques. Ces niveaux, à développement lenticulaire, renferment d'autre part, vers leur partie supérieure, des petites passées de métatufs basiques ou de métagrauwackes grossières. La sédimentation de ce volcano-détritique vient se superposer à une sédimentation carbonatée; on note en effet la présence de nombreuses récurrences calcareuses, parfois microscopiques, au sein de toutes ces formations détritiques de telle sorte qu'il existe tous les intermédiaires possibles entre des matériaux franchement volcano-sédimentaires (acide ou basique) et une gamme très variée de discschistes qui alternent avec des séricitoschistes, chloritoschistes à

(\*)- Comme cela sera discuté page 53 , l'âge qui est proposé pour ces diverses séries est tout à fait provisoire.

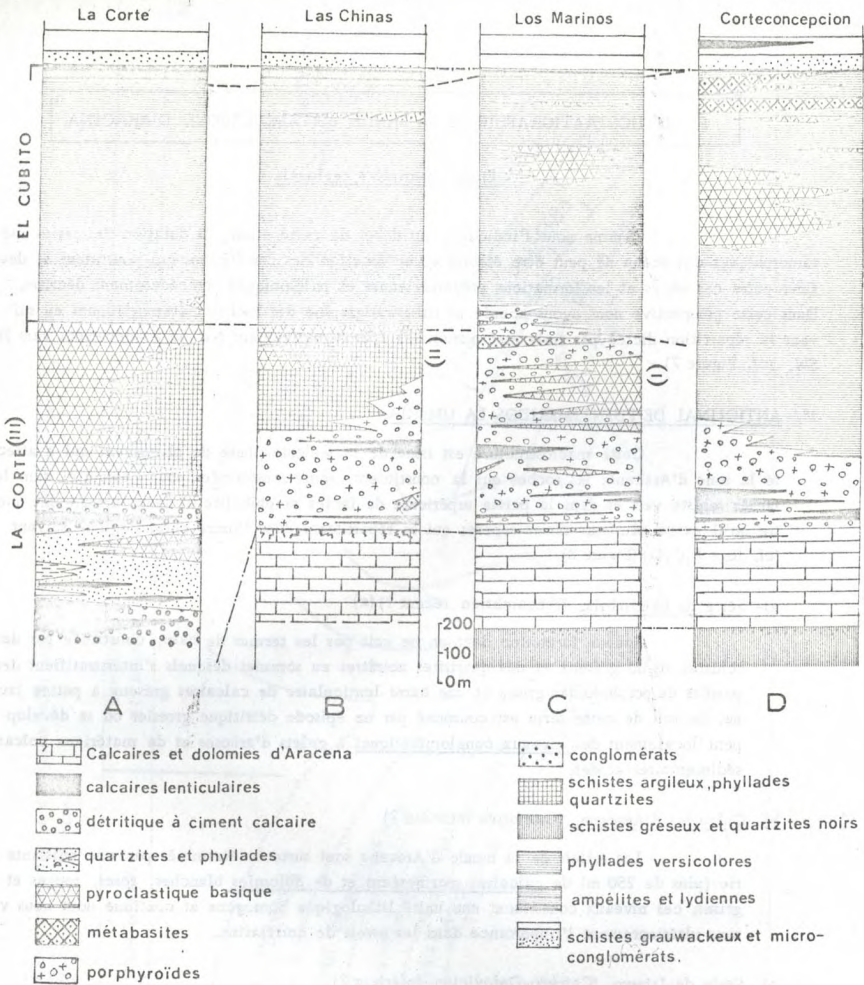


Fig. 8 - Logs lithostratigraphiques au Nord de l'anticlinal de Fuenteheridos.

épidote et des masses lenticulaires de calcaires gréseux rubanés ou massifs. Ces intercalations carbonatées deviennent plus fréquentes au sommet de la série et peuvent servir de limite-repère arbitraire (mais imprécise) avec les formations sus-jacentes (Série de La Corte).

Par ailleurs, il est intéressant de signaler une minéralisation en sulfures, carbonates et oxydes de Fe, Pb, Zn dans cette série volcano-sédimentaire acide. D'après J. J. Guillou (1966), cette minéralisation est surtout concentrée dans les lentilles calcaires; son évolution pétrogénétique est encore mal connue mais il paraît vraisemblable qu'elle puisse avoir une liaison directe avec le volcanisme acide de la Série de Jabugo.

d)- Série de La Corte (Cambro-Ordovicien moyen ?)

La série de Jabugo passe graduellement à un complexe dominé par des métatufs basiques et des métadolérites stratiformes ou sécantes (cf. logs A, B, C, D); les divers faciès présentés par les roches de cette formation peuvent être géographiquement et schématiquement regroupées dans trois types différents qui passent latéralement les uns aux autres :

- Type I : Entre Puerto-Moral et Navahermosa : la Série de la Corte est surtout constituée par une alternance de schistes chloriteux, de méta-grauwackes, de micaschistes séricito-quartziteux et de quartzites impurs; des passées basiques volcano-détritiques et des métadolérites diverses à patine vert-bleuté s'interstratifient au sommet de la formation.
- Type II : Entre Navahermosa et El Repilado : la série est plus épaisse, elle est principalement constituée par des schistes chloriteux, des phyllades grises à noirâtres (graphiteuses), des quartzites en petits bancs et des schistes à actinote-épidote-chlorite. Ces divers niveaux présentent encore des intercalations sporadiques de porphyroïdes claires associées à divers séricitoschistes.
- Type III : Au sommet du type II, et au fur et à mesure que l'on se dirige vers El Puerto, à partir de El Repilado, on note l'existence de petites alternances décimétriques de quartzites feldspathiques et de schistes à actinote-épidote-chlorite. Ces récurrences basiques envahissent latéralement toute la série qui est alors caractérisée, dans son type III, par des métatufs basiques, des schistes amphiboliques et des amphiboles. Vers la base de cette formation se développe un petit horizon calcano-sédimentaire acide constitué par des porphyroïdes et divers quartzites à silicates calciques; dans ce même horizon et à partir de la Sierra de Fuente de Los Santos, une barre plus ou moins homogène de cipolins associés à des lits de métacherts (cf. log A) s'interstratifie dans la série.

Malgré cette subdivision en trois types, la série de La Corte apparaît comme un complexe volcano-sédimentaire basique qu'il est difficile de subdiviser en plusieurs niveaux-repères du fait de l'existence de très nombreuses variations de faciès. Sur le plan de la répartition des matériaux, il ressort nettement que les roches pyroclastiques basiques de cette série, sont de plus en plus fréquentes et de plus en plus épaisses au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'Ouest (c'est-à-dire vers le Portugal).

e)- Série de El Cubito (Cambro-Ordovicien supérieur ?)

La dernière unité stratigraphique du flanc N de l'anticlinal de Fuenteherridos-La Umbria est constituée par une épaisse formation de phyllades grises à violacées riches en pseudo-lentilles de quartz d'exudation ("rods") souvent minéralisées en hématite. Ces phyllades passent localement (Cortelazor, Carboneros, Puerto Moral, Estacion de La Junta) à des

niveaux de métatufs basiques stratiformes qui englobent par endroit des métadolérites schistifiées et lenticulaires. Au N de Zufre, la partie supérieure de la Série de El Cubito est également caractérisée par le développement de metabasites importantes par leur volume ("Volcanites de la Ribera de Huelva", Bard, 1967); ces volcanites, étudiées plus en détail dans le chapitre suivant, se présentent sous l'aspect de sills ou de dykes dont la mise en place est antérieure au métamorphisme régional.

La Série de El Cubito se termine par une formation d'argiles versicolores qui renferment des passées à chloritoïdes. Ces niveaux sont à leur tour surmontés de schistes ampélitiques fossilifères (graptolithes) alternant avec des petites passées de lydienes, elles-mêmes couronnées en discordance par une épaisse série de grauwackes conglomératiques d'âge Dévonien inférieur (Série de Escobar).

## 2°/- SYNCLINAL DE AGUAFRIA. (Figure 7)

Cette seconde structure est compliquée dans son développement oriental par la présence d'accidents inverses E-W décrochés par des failles tardives NE-SW à rejet horizontal dominant. Les matériaux qui constituent cette zone sont plus métamorphiques que dans les unités décrites précédemment, ils sont formés pour l'essentiel par des niveaux équivalents aux termes définis plus haut dans les Séries de Jabugo et de La Corte (Types II et III dominants).

La première de ces deux séries (Série de Jabugo) se présente ici sous l'aspect d'une alternance de porphyroïdes et de micaschistes à muscovite dans lesquels s'interstratifient des métavolcanites acides (Sierra de Castaño) et des lentilles de cipolins riches en accidents siliceux (métacherts). Des gneiss diopsidiques et divers quartzites localement grenatifières et plus ou moins graphiteux se développent au sommet de cette formation. Ces niveaux sont à leur tour surmontés par une alternance métrique de micaschistes, quartzites micacés, quartzites amphiboliques, gneiss amphiboliques et amphibolites plus ou moins massives dont les termes équivalents se retrouvent plus au NW dans la Série de la Corte, types II et III.

Dans le flanc S du synclinal d'Aguafría, les niveaux équivalents à ceux de la Série de Jabugo sont constitués par des orthoquartzites et des leptynites dans lesquels s'interstratifient des quartzites à graphite, cummingtonite, etc... ainsi que des lentilles parfois très épaisses (Santa Ana la Real) de cipolins ou de marbres dolomitiques.

## 3°/- ANTICLINAL DE CORTEGANA. (Figure 7)

Les niveaux les plus métamorphiques affleurent dans cette macrostructure; quatre séries repères peuvent être mises en évidence (cf. logs, E, F, G, H) (Figure 9) :

### a)- Série de Fuente de Oro. (Cambro-Ordovicien inférieur ?)

Les formations les plus anciennes sont représentées par une série de quartzites et de gneiss leptyniques surmontés par des gneiss à silicates calciques et des cipolins parfois très massifs. Ces niveaux sont recouverts par des gneiss alumineux à cordiérite-grenat localement granitoïdes et qui renferment de façon caractéristique des petits lits souvent boudinés de quartzites graphiteux.

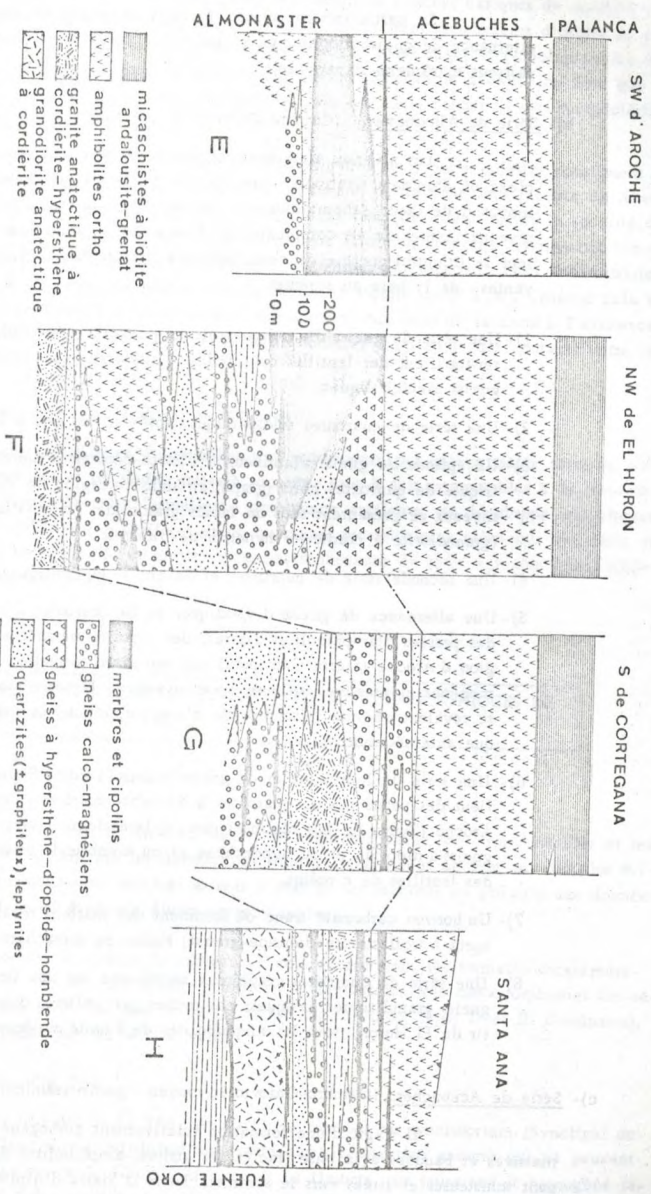


Fig. 9 - Logs lithostratigraphiques dans l'anticlinal de Cortegana.

La partie très supérieure de cette formation alumineuse est constituée par une alternance de gneiss diopsidiques et on trouve localement des lentilles calcareuses d'épaisseur extrêmement variable.

b)- Série de Almonaster. (Cambro-Ordovicien moyen ?)

Les niveaux alumineux de Fuente de Oro sont recouverts par un puissant complexe où dominent des roches paradérivées à silicates calciques. Les logs E, F, G et H montrent de façon schématique que les variations latérales ainsi que les épaisseurs des niveaux repères de ce complexe sont diverses et extrêmement fréquentes. On peut résumer la lithostratigraphie de cette Série de Almonaster en établissant les subdivisions suivantes : de la base au sommet :

- 1)- Une série de gneiss diopsidiques et de quartzites amphiboliques au toit desquels s'interstratifient des lentilles de cipolins à minéraux, des skarns s, l, puis des passées de gneiss amphiboliques.
- 2)- Une série de quartzites feldspathiques rosés et des gneiss fins leptynitiques orthodérivés.
- 3)- Un épisode de gneiss alumineux à biotite-cordiérite renfermant des petits lits centimétriques de quartzites noirs (graphite); dans la région de Veredas (SE de Cortegana) ces niveaux se présentent sous un faciès granitoïdes (migmatique) d'affinité "chamockitique" (granodiorite à cordiérite-hypersthène-biotite).
- 4)- Une seconde série de quartzites et de gneiss leptynitiques (parfois absente)
- 5)- Une alternance de gneiss diopsidiques et de quartzites à silicates calciques renfermant des passées d'amphibolites claires, des cipolins rubanés et des skarns s, l. Dans la région d'Aroche (Sierra Garrapota) une puissante formation d'ortho-amphibolites très homogènes et massives affleure à ce niveau de la série; ces roches après cartographie se révèlent comme faisant partie d'une importante intrusion de composition gabbroïque antémétamorphique.
- 6)- Une série de leptynites et de gneiss quartzo-feldspathiques dans lesquels s'interstratifient des petits lits de quartzites à hématite noirâtres; ces niveaux visibles au SE de Aroche (Sierra de Los Molinos) passent latéralement vers l'Est à des quartzites et des gneiss à diopside et/ou hypersthène et/ou hornblende brune dans lesquels s'intercalent des lentilles de cipolins.
- 7)- Un horizon carbonaté franc où dominent des marbres rubanés et des cipolins (localement à wollastonite-diopside-grenat) riches en métacherts.
- 8)- Une série de quartzites graphiteux recouverte par une formation finement litée de gneiss granulitiques basiques; ces roches particulières disparaissent vers l'Est et à partir de El Huron, sous les amphibolites de l'unité supérieure de Acebuches.

c)- Série de Acebuches. (Cambro-Ordovicien moyen - partie terminale ?)

Il s'agit d'une formation relativement homogène d'amphibolites orthodérivées massives et bandées à la base (faciès des striped-amphibolites des auteurs anglo-saxons) devenant schisteuses et litées vers le sommet. Dans la Sierra d'Almonaster des passées lenticulaires relativement importantes de cipolins et de rares intercalations de quartzites à grenat-cordiérite-andalousite se distribuent vers la base de cette série d'amphibolites.

Dans la région de Alajar et d'Aracena, les couches basiques de Acebuches sont moins épaisses que vers l'Ouest; elles englobent des passées de plusieurs dizaines de mètres de micaschistes grenatifères et des quartzites micacés localement amphiboliques. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série et que le métamorphisme décroît, on note que les amphibolites renferment des intercalations massives qui correspondent à des métadolérites à structure ophitique héritée.

La cartographie détaillée de ces amphibolites montre qu'elles constituent un complexe qui repose (logs E, F, G, H) sur tous les termes de la série sous-jacente de Almonaster et une partie des gneiss alumineux de Fuente de Oro. En effet, depuis la localité de El Huron et au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'Est, on note que les niveaux basiques d'Acebuches tout en diminuant d'épaisseur, présentent par rapport à ceux d'Almonaster puis de Fuente de Oro, une différence directionnelle de l'ordre de 5° à 10°. Comme cela sera discuté plus loin, cette anomalie semble correspondre aux vues de la carte à l'existence d'une discordance, ce que les relations de détail fournies par l'étude des contacts entre ces unités, ne laissent nullement prévoir.

d)- Série de La Palanca, (Cambro-Ordovicien supérieur ?)

Les metabasites d'Acebuches sont recouvertes par une puissante série de métapelites, chloritoschistes et phyllades grises à violettes tout à fait comparables à la série de El Cubito. Au sommet de cette formation à dominance argileuse, se développe une alternance de schistes ampélitiques quartzifères et de quartzites psammitiques noirs puis une série monotone flyschôïde de phyllades et argiles gréseuses renfermant de rares épisodes volcaniques (métadacites et metabasaltes).

G/- CORRELATIONS ENTRE LES DIVERSES SERIES METAMORPHIQUES DE LA REGION D'ARACENA.

Dans la zone étudiée les degrés du métamorphisme sont trop variables et les produits des transformations tels que les corrélations lithostratigraphiques ne sont pas des plus évidentes; malgré ce phénomène nous sommes arrivés à établir des raccords en utilisant ces données structurales et en mettant en évidence divers niveaux-repères.

Comme le montre le tableau VI nous interprétons les formations catamétamorphiques de Fuente de Oro et d'Almonaster comme les équivalents très métamorphiques des séries épizonales de Jabugo et de la base de la formation de La Corte (types II et III dominants). Cette corrélation est fondée sur les faits suivants :

a)- Structuralement, (cf. Fig. 7 )

Les niveaux de la Série de La Corte forment un synclinorium (Synclinal de Aguafría) dont le flanc méridional laisse apparaître des niveaux plus anciens qui ne peuvent être rapportés qu'aux séries de Jabugo, Aracena et La Umbria. La puissante et homogène série des calcaires et dolomies d'Aracena ne se développant pas au S de cette structure, nous en avons déduit que les matériaux qui s'y développaient ne pouvaient représenter que les équivalents de la série de Jabugo et de la base de la série de La Corte.

	Région de Moura (Portugal) (A. Carvalhosa) 1965	Anticlinal de Fuentehéridos	Synclinal de Aguafria	Anticlinal de Cortegana
Dévonien	Complexe de S. Marco do Campo	Série de Escobar		
	~ discordance ~			
Gothlandien	Schistes et phyllades	Série de el Cubito	?	Série de la Palanca
Cambro - Ordovicien	Roches vertes et schistes basiques	Série de la Cor- te type III, II, I	Série de la Corte type I et II	Série de Acebuches
	Calcaires et dolomies	discordance locale Idem	Idem	Série Almonaster
	Arkoses-grau- wackes	Série de Jabugo		Série de Fuente de Oro
		Calcaires d'Ara- cena	?	?
	~ discordance ~			
Précambrien récent		Série de la Umbria - - - ? - - -		

Tab. VI - Corrélations entre les diverses unités lithostratigraphiques de la bande métamorphique d'Aracena et sa prolongation occidentale portugaise.

b) - Lithologiquement,

Les formations volcano-sédimentaires acides de Jabugo avec leurs intercalations calcaires ou calcareuses se retrouvent respectivement dans la catazone sous l'aspect de gneiss leptynitiques, d'orthoquartzites feldspathiques, de gneiss diopsidiques et de cipolins. Les gneiss granodioritiques à cordiérite-grenat représenteraient quant à eux d'anciennes argiles impures que l'on retrouve, bien que moins épaisses, dans la série de Jabugo et la base de la Série de La Corte (Types I et II).

Les formations de la Série d'Almonaster sont constituées par des gneiss diopsidiques, des quartzites graphiteux ou à silicates calciques, des cipolins et divers niveaux aluminés relativement riches en fer-magnésium; toutes ces roches représenteraient les termes très métamorphisés situés à la base de la Série de La Corte Type II et III (c'est-à-dire : des quartzites à graphites, des cipolins et des métagrauwackes alternant avec des passées micaschisteuses).

Les niveaux de la Série de Acebuches et de La Palanca présentent une variabilité tout à fait comparable à celle des séries de La Corte et de El Cubito. Ainsi en ce qui concerne la série des amphibolites de Acebuches, on peut reconnaître les mêmes niveaux que ceux de la région comprise en particulier entre Cortegana et Aroche; ce sont, de la base au sommet :

- les passées d'amphibolites où alternent des lits quartzitiques graphiteux,
- des lentilles de cipolins rubanés
- une masse relativement homogène d'amphibolites ou de schistes amphiboliques contenant des lentilles de métadolérites.

Quant à la série de la Palanca on retrouve tous les faciès exposés plus au N dans la Série de El Cubito, c'est-à-dire :

- des schistes argileux gris à violacés,
- des phyllades noires plus ou moins ampélitiques.

Bien qu'azoïques, ces niveaux noirs représentent les équivalents méridionaux des terrains gothlandiens situés au N.

Nous avons mis l'accent au cours de cette étude sur le caractère cartographiquement discordant de la Série de Acebuches. Il s'agit là d'un point particulier qui revêt une certaine importance car il peut remettre en question les corrélations établies précédemment et avoir une incidence sur la discussion de l'âge des terrains catazonaux d'Aracena. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pensons que la nonconformité du matériel volcano-sédimentaire basique doit être mise sur le compte du caractère éminemment instable de la zone d'Aracena (activité volcanique acide et basique très discontinue - nature extrêmement hétérogène et néritique des sédiments). Apparemment absente sur le versant Nord de la bande d'Aracena, cette discordance ainsi que la diminution d'épaisseur des séries depuis le Portugal jusque vers Aracena, trahissent une tendance à l'émersion temporaire d'une zone centrée sur l'axe Jabugo - Higuera de la Sierra.

H/ - COMPARAISONS ENTRE LES SERIES D'ARACENA ET LES FORMATIONS  
DECRIRES A L'EST DANS LA PROVINCE DE SEVILLE ET A L'OUEST  
DANS LE BAS ALENTEJO (PORTUGAL).

a)- COMPARAISON AVEC LA PROVINCE DE SEVILLE

Coupées à l'emporte-pièces par un important décrochement (faille de Zufre) les séries d'Aracena réapparaissent dans un massif cristallophyllien situé à l'W de Lora del Rio. D'après les travaux de J. Fabriès (1963) la lithostratigraphie des formations métamorphiques de cette région se résume comme suit : de la base au sommet :

- 1)- Puissante série de gneiss granodioritiques à cordiérite renfermant des lentilles de metabasites orthodérivées,
- 2)- Série de gneiss alumineux dans lesquels s'interstratifient des passées d'orthoamphibolites et des gneiss à silicates calciques,
- 3)- Série basique contenant des roches vertes interstratifiées ou injectées dans des niveaux de marbres et de cipolins,
- 4)- Phyllades de schistes satinés violacés,

Bien que le terme 4 ne puisse être raccordé directement à l'ensemble constitué par les séries 1, 2 et 3, il semble que l'on puisse établir les corrélations suivantes, entre les niveaux de Lora del Rio et ceux d'Aracena.

- la série 1 et 2 représenteraient notre formation de Fuente de Oro également caractérisée par des gneiss granodioritiques à cordiérite ; la partie supérieure de 2 pourrait représenter des termes équivalents à ceux que l'on trouve à la base de la Série d'Almonaster (à dominante calcomagnésienne),
- la série 3 serait l'équivalent de la Série de La Corte-Acebuches où l'on trouve des roches basiques et des lentilles de calcaires,
- la série 4 telle que nous l'avons vue sur le terrain représente notre série de El Cubito-La Palanca avec ses phyllades et schistes argilo-gréseux versicolores.

b)- COMPARAISONS AVEC LA REGION DE FICALHO-PORTEL (Portugal)

A la suite de A. Carvalhosa (1965), plusieurs unités stratigraphiques ont été reconnues dans la prolongation portugaise des unités septentrionales de la zone d'Aracena; ces unités se répartissent comme suit, de la base au sommet :

- 1)- Complexe de "métaarkoses", "métagrauwackes" et "leptynites" renfermant des lentilles parfois très épaisses de calcaires et de dolomies ainsi que de rares intercalations de mé-tadolérites; ces niveaux dans lesquels nous avons reconnu du matériel volcano-sédimentaire acide sont les équivalents de la partie moyenne et supérieure de notre série de Jabugo. (cf. Tabl. VI).
- 2)- Un horizon carbonaté important caractérisé par le développement de puissantes barres calcaires et dolomitiques dont l'épaisseur diminue vers l'Espagne. Ces calcaires sont fréquem-

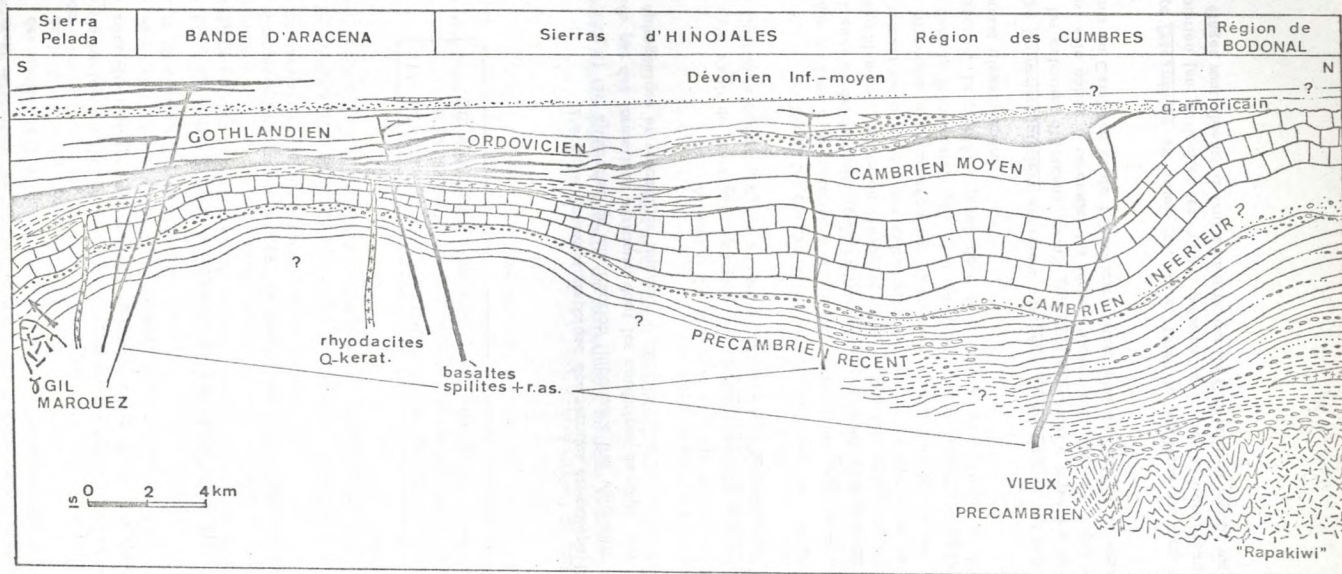


Fig. 10 - Corréliations lithostratigraphiques des séries de la zone d'Aracena et des niveaux septentrionaux (état des structures à la fin du Dévotion moyen - puissance des niveaux doublée).

ment minéralisés en Zn et renferment des "lydites" (porphyroïdes très schistosées) et des schistes séricito-quartzeux typiquement identiques à ceux qui constituent la base de la Série de La Corte, type III.

- 3)- Puissante série de schistes à chlorite-muscovite renfermant des lentilles de métadolérites schistifiées et se terminant par des niveaux de "roches vertes" (métadolérites, mé-tatufs basiques, schistes amphiboliques) représentant la partie moyenne et supérieure de la série de La Corte, type III.
- 4)- Série de phyllades grises et violettes qui prolongent cartographiquement notre formation de El Cubito.
- 5)- Complexe "schisto-volcanique" de San Marcos de Campo, représentant la prolongation occidentale de la série dévonienne de Escobar.

I/- CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES FORMATIONS  
METAMORPHIQUES D'ARACENA ET LES NIVEAUX PALEOZOIQUES  
DU NORD DE LA PROVINCE DE HUELVA.

L'échelle lithostratigraphique des terrains cristallophylliens d'Aracena et de Portel (Portugal) fait apparaître qu'une fraction importante des sédiments de cette région était représentée par des formations néritiques dont les conditions de dépôt ont été perturbées par une activité épirogénique et volcanique intense.

Au sujet du problème de l'âge de ces sédiments, nous pouvons affirmer qu'il s'agit de matériaux gothlandiens et antégothlandiens car les niveaux les plus récents (El Cubito) se terminent par des schistes ampélitiques à Monograptus.

Parmi les grandes unités lithologiques qui ont été reconnues dans la zone métamorphique et dans la perspective d'établir des corrélations, nous avons signalé une puissante barre de calcaires et de dolomies (calc. d'Aracena) se trouvant sans discordance visible sous des niveaux prégothlandiens (séries de Jabugo et de La Corte). Ces calcaires constituent un niveau-repère qu'il est tentant de raccorder aux calcaires cambriens à *Archeocyathus* qui affluent largement au N. Cette hypothèse n'est toutefois pas pleinement satisfaisante en ce sens qu'il existe des niveaux calcaires dans le Précambrien qui, bien que moins épais, pourraient également être comparés à ceux d'Aracena. Le problème paraît donc se limiter à deux possibilités d'âge en ce qui concerne cet important niveau-repère :

- Si l'âge Cambrien inférieur est retenu, la Série de La Umbria sur laquelle reposent en discordance les calcaires d'Aracena, serait précambrienne. Cette hypothèse se heurte alors à des difficultés; elle oblige à raccorder les séries volcano-sédimentaires à des niveaux lithologiquement différents du Cambrien et de l'Ordovicien situés plus au Nord de la zone étudiée.
- Si l'âge Précambrien est admis (cf. Lotze, 1956) le problème est alors de savoir où se trouve le Cambrien (en particulier les "omnis présents" calcaires à *Archeocyathus*) et l'Ordovicien ? ; si ces étages sont absents il faut admettre que le Gothlandien repose sur du Précambrien suivant

une discordance angulaire (phases sarde et taconiques) ou une surface jalonnée de conglomérats et de niveaux détritiques grossiers (absents en ce cas dans la zone d'Aracena).

Dans l'état actuel de nos connaissances, la première hypothèse nous paraît la plus raisonnable et la plus simple; elle implique toutefois la reconnaissance d'un Cambo-Ordovicien (séries de Jabugo et de La Corte) différent de celui qui affleure au Nord de la Province de Huelva. Ces différences peuvent être interprétées comme le résultat d'un changement de faciès et d'épaisseur du Cambrien moyen - supérieur et peut-être de l'Ordovicien. Comme le schématise la figure , la zone d'Aracena devait dans cette hypothèse constituer une aire de sédimentation peu profonde et particulièrement instable; du point de vue paléogéographique, ces conditions sont réunies à la bordure d'une fosse géosynclinale ou sur une ride géanticlinale, ce qui rejoint, par le premier point, la conclusion de F. Lotze (1961, p. 474).

En conclusion, nous pensons que les unités lithostratigraphiques de la bande métamorphique d'Aracena s'étagent entre le Précambrien récent et le Gothlandien suivant l'échelle chronologique suivante :

(1) Série de La Umbria.

Précambrien récent : équivalent latéral des niveaux du complexe schisto-grésograuwaackeux de la région de Burguillos-Monesterio,

..... discordance "assynthique" .....

(2) Calcaires d'Aracena.

Cambrien inférieur : équivalent des niveaux à Archeocyathus septentrionaux,

(3) Série de Jabugo-Fuente de Oro,- Almonaster (partie inférieure)

Cambrien moyen-supérieur,

(4) Série de La Corte-Acebuches - Almonaster (partie supérieure)

Ordovicien ou partie terminale du Cambrien (Cambro-Ordovicien indifférencié)

..... discordance .....

(5) Série de El Cubito-La Palanca.

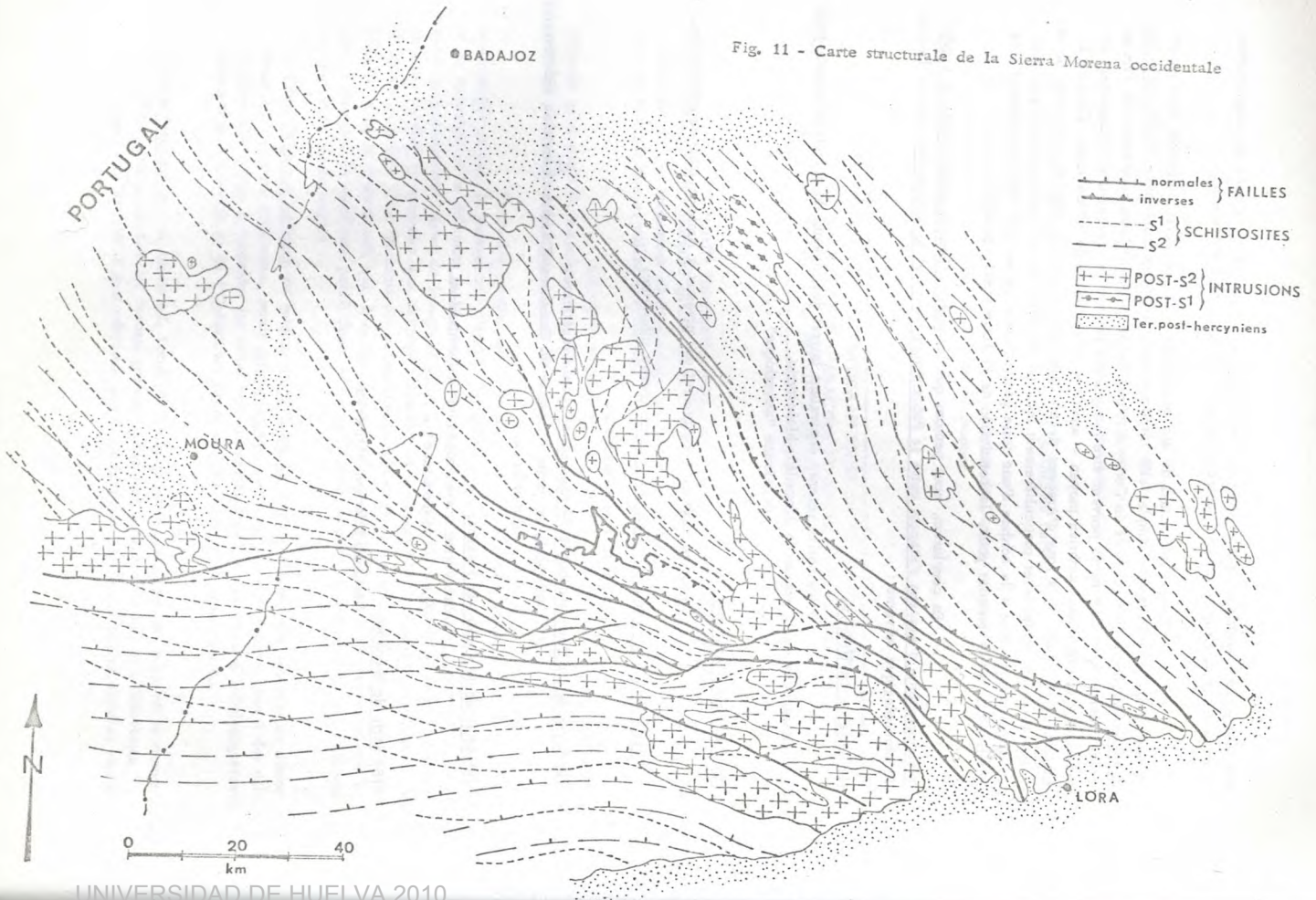
Ordovicien moyen-supérieur et Gothlandien,

..... discordance .....

(6) Série de Escobar.

Dévonien inférieur et moyen,

Fig. 11 - Carte structurale de la Sierra Morena occidentale



PREMIERE PARTIE	LA REGION D'ARACENA DANS LE CADRE GEOLOGIQUE DE LA SIERRA MORENA
-----------------	------------------------------------------------------------------

Chapitre II	Evolution tectonique
-------------	----------------------

Le simple examen des directions tectoniques dans la Sierra Morena occidentale montre (cf. Fig. 11) que les grandes structures se distribuent à la manière d'un éventail dont les éléments convergent dans la région de Lora del Rio (Séville). Ces macrostructures, largement développées et relativement simples dans la partie frontalière avec le Portugal, tendent à se resserrer puis à se chevaucher progressivement les unes sur les autres au fur et à mesure que l'on se dirige vers le SE dans la région de Séville.

Dans l'étude qui suit, l'analyse des principales structures de la Sierra Morena a été abordée dans deux grands domaines séparés par une grande faille NW-SE passant par les localités de Fregenal-Bodonal-Cala. Ces domaines renferment à leur tour un certain nombre de zones géotectoniques qui se répartissent comme suit de NE au SW : (cf. Fig. 12)

- domaine septentrional :

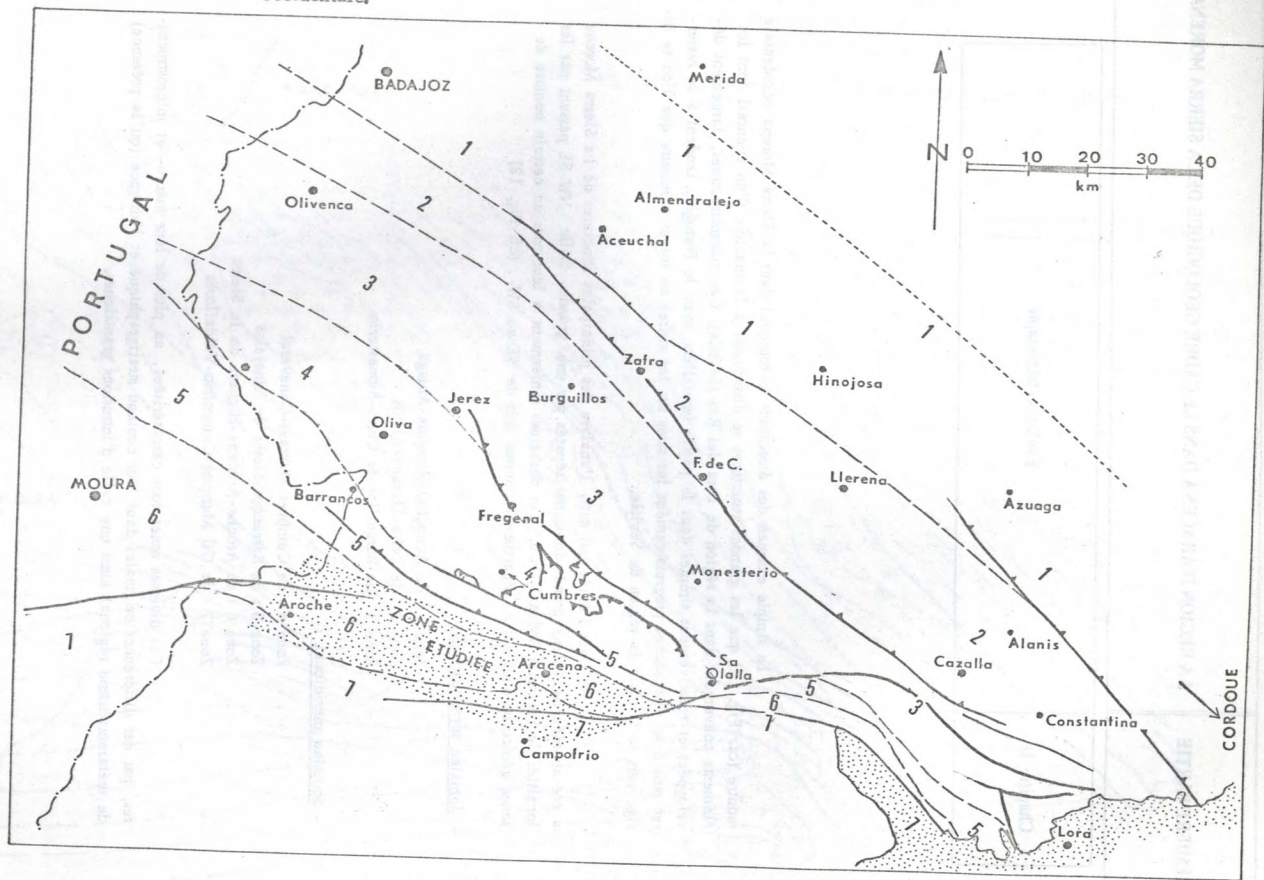
- Zone 1 : de Aceuchal-Hinojosa-Azuaga
- Zone 2 : de Zafrá-Llerena-Alanis
- Zone 3 : de Burguillos de Cerro-Monesterio

- domaine méridional :

- Zone 4 : de Cumbres Mayores-Canaveral
- Zone 5 : de Barranços-Sierra de Hinojales
- Zone 6 : de Aroche-Aracena-Higuera de la Sierra
- Zone 7 : de Gil Marquez-Campofrío-Valdeflores

Ces diverses zones sont caractérisées, en plus de leur macro- et microstructures, par des différences originales dans leur contenu stratigraphique et l'absence (ou la présence) de métamorphisme régional ainsi que celle d'intrusions granitiques,

Fig. 12 - Distribution schématique des principales zones géotectoniques de la Sierra Morena occidentale.



I. - LE DOMAINE SEPTENTRIONAL.

A/- ZONE 1 de ACEUCHAL-HINOJOSA.

Cette zone se présente sous l'aspect d'un anticlinorium essentiellement constitué de matériaux précambriens et cambriens inférieurs plus ou moins métamorphisés; très localement, des replis synclinaux et un système de failles normales permettent de mettre en évidence une épaisse formation de brèches (Val de Infierno) et des niveaux d'âge Carbonifère (Viséen et Stéphaniens) angulairement discordants sur les terrains précédents.

L'étude sommaire des formations cristallophyliennes de cette zone entre les localités de Aceuchal et de Berlanga, montre (Bard, 1967) qu'il existe divers orthogneiss issus de l'écrasement de massifs granitiques porphyroïdes, ou du métamorphisme d'anciennes arkoses et conglomérats feldspathiques de type "Ollo de Sapo" (Parga Pondal et al., 1964). Un des problèmes qui est posé est de savoir si ces matériaux précambriens ont été métamorphisés durant l'orogénèse hercynienne ou bien si nous avons affaire à un métamorphisme plus ancien, contemporain d'une orogénèse "assynthique" analogue par exemple à celle qui a affecté le Briovérien de Bretagne. (Cogné, 1960).

En effet, une série d'observations montre les faits suivants :

- a)- Dans la région de Berlanga, des niveaux conglomératiques subhorizontaux et d'âge Carbonifère supérieur (Fricke, 1941) reposent sur les métamorphites sans être traversés par les schistosités  $S^1$  et  $S^2$  qui affectent ces dernières (Bard, 1967).
- b)- Entre Llerena et Reina les niveaux rapportés au Viséen sont traversés par une seule schistosité ( $S^2$ ) et ne sont pas métamorphiques.
- c)- Entre Usagre et Llera, les calcaires épimétamorphiques du Géorgien affluent (en discordance ?) sur des micro-conglomérats eux-mêmes situés au sommet d'une puissante formation schisto-gréso-grauwackeuse; les termes de base de cette formation sont de plus en plus métamorphiques et constitués par des gneiss du type "Ollo de Sapo" à mégacristsaux feldspathiques antémétamorphiques. Tous ces niveaux montrent deux schistosités (cf. fig. et forment le flanc inverse d'une macrostructure anticlinoriale déversée vers le SW; ils sont affectés, lors du développement de la première schistosité ( $S^1$ ), par un métamorphisme régional progressif où les niveaux précédents sont transformés suivant des degrés variables méso- à catazonaux (associations à disthène-grenat et grenat-sillimanite dans les gneiss "Ollo de Sapo" les plus profonds).

L'absence à notre connaissance de niveaux postérieurs au Cambrien inférieur ne permet pas de trancher en toute certitude le problème de l'âge du métamorphisme. Un problème de charge est entre autre posé; et d'après E. Althaus (1957) on peut admettre qu'une pression totale d'au moins 5 kb (environ 15.000 m à 20.000 m de terrains plissés) devait régner dans la Zone 1, au moment du métamorphisme pour que le disthène et la sillimanite puissent apparaître dans les gneiss "Ollo de Sapo" ; l'allure de la discordance entre le Cambrien et le Précambrien récent ajoutée au fait que le Silurien et le Dévonien ont dû se déposer dans la région

(sauf semble-t-il le Dévonien moyen (Puschmann, 1967)), prouveraient que la phase "assyntique" est mineure et que par la charge qu'il sous-entend, le métamorphisme est hercynien et anté-Viséen.

En résumé, les phases tectogéniques majeures de cette zone sont antérieures au Carbonifère supérieur de la région de Belmez, Berlanga et du Val de Infierno. Dans ce dernier secteur, les assises légèrement plissées du Carbonifère supérieur sont séparées du Précambrien récent (couches de Malcocinado) par une brèche très épaisse (plus de 1000 m) témoin d'un hiatus tectonique important antérieur au Carbonifère supérieur.

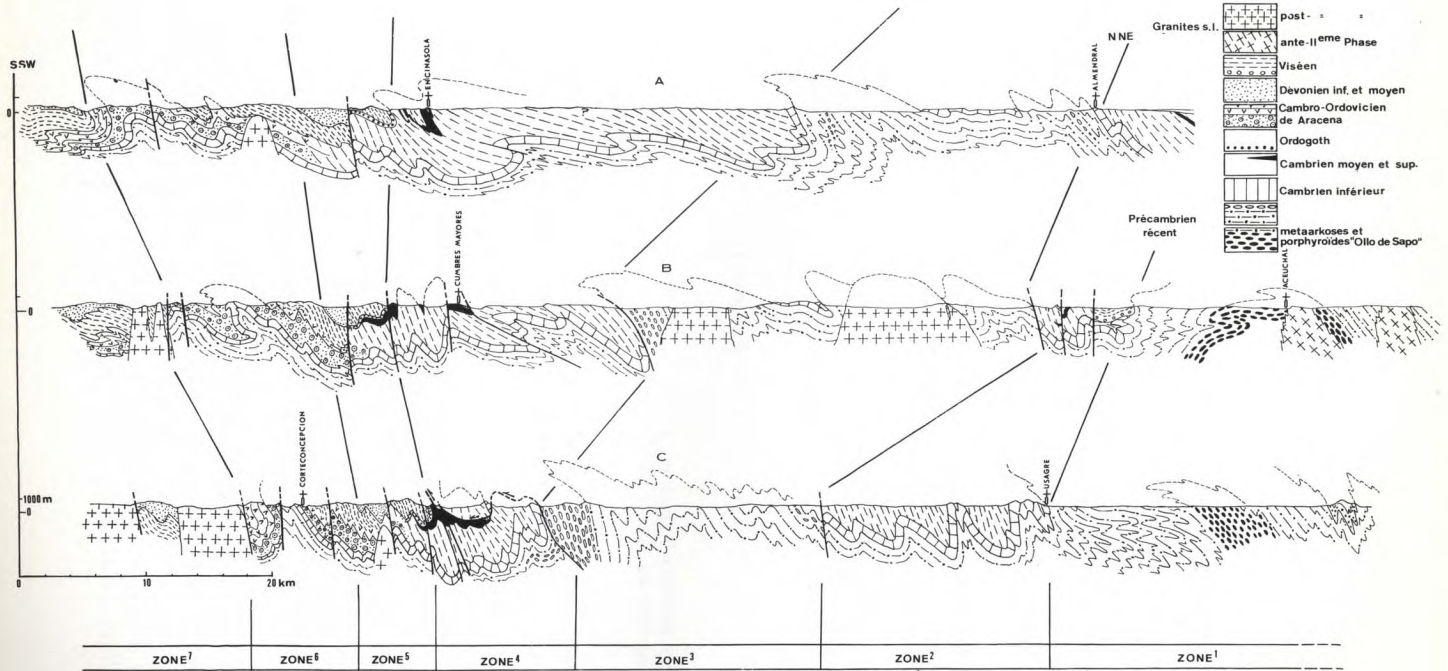
D'après W. Fricke (opt. cit.) et F. Lotze (1945), les structures majeures dans ce secteur seraient d'âge "breton", c'est-à-dire formées entre le Dévonien supérieur et le Viséen inférieur; le fait que le Carbonifère inférieur (Viséen) soit plissé par une seule phase importante alors que le Précambrien et le Cambrien montrent les traces de deux phases de plissement (deux schistosités), en accord avec ces auteurs, qu'il existe une phase tectonique importante anté-viséenne qui a été, qui plus est, accompagnée d'un métamorphisme régional.

#### B/- ZONE 2 ZAFRA-LLERENA - ALANIS.

Constituée par des terrains cambriens et, de façon plus restreinte, par des niveaux siluriens (Arenig) et carbonifères (Dinantien) cette zone dessine une vaste structure synclinoriale NW-SE déversée vers le SW affectée d'accidents NNW-SSE, tel la faille de Feria (cf. coupe n° 5). Elle est séparée de l'unité précédente par une zone de broyage (faille de Malcocinado) juxtaposant au N d'Alanis les assises du Cambrien inférieur fossilifère et celles du Précambrien récent étudiées par W. Fricke (opt. cit.). Cet accident NNW-SSE prend progressivement à l'emporte-pièce toute la Zone 2, qui est alors réduite à quelques kilomètres d'épaisseur au NNE de Lora del Rio (Séville).

L'évolution géotectonique de cette zone est marquée par le développement d'une épaisse barre de quartzites "armoricains" (Lotze, 1967); ceux-ci ne sont pas discordants sur le Cambrien de telle sorte que les mouvements "sardes" ne sont pas évidents dans ce secteur. Le Carbonifère inférieur (Viséen) très fossilifère et marin de la région de Los Santos de Maimona forme un petit synclinal EW à plan axial sub-vertical; cet étage, franchement discordant sur le Cambrien inférieur et moyen épimétamorphique, débute par des microconglomérats et des tufs pyroclastiques andésitiques plus ou moins remaniés.

Dans la Zone 2, les formations cambro-siluriennes sont affectées par deux schistosités principales ( $S^1$  = clivage de flux sub-parallèle à la stratification S ;  $S^2$  = clivage de fracture plus grossier). L'analyse des contacts entre Carbonifère et Cambro-Silurien montre nettement que  $S^1$  ne traverse pas le Viséen alors que  $S^2$  affecte les argiles du Carbonifère et à fortiori le Paléozoïque inférieur. La Zone 2 a donc été le siège d'une phase tectonique très importante d'âge anté-Viséen et au moins post-silurienne; cette phase a été suivie d'une période d'érosion très importante suivie d'un nouveau plissement qui correspond aux mouvements de la phase II signalée dans la zone précédente.





C/- ZONE 3 de BURGUILLOS - MONESTERIO.

La dernière zone du domaine septentrional est essentiellement constituée de terrains précambriens récents sur lesquels reposent (en discordance ?) des niveaux du Cambrien inférieur ("Calcaires de Alconera" à Archeocyathus). Ces formations précambriennes dessinent une vaste structure anticlinoriale NW-SE déversée vers le SW ; le flanc N de cet anticlinorium est pris en relai par le synclinorium de la zone précédente (Zone 2) dont il est toutefois séparé, à partir de Fuente de Cantos, par un important accident sub-vertical (faille de Feria). Le flanc S tend à chevaucher la Zone 4 et à partir des environs de Jerez un accident sub-vertical NW-SE (faille de Bodonal) vient biseauter la structure dans sa partie orientale la réduisant alors à moins de un kilomètre d'épaisseur dans la région de Cazalla (Séville) \*.

Comme cela est visible au N de Fregenal ou de Barcarrota, il existe dans la Zone 3 un système de plis NNW-SSE à N-S isoclinaux déversés vers l'Ouest; ces plis sont constitués par des calcaires cambriens reposant sur du Précambrien récent schisto-gréso-grauwackeux métamorphisés jusque dans la zone de la biotite. Antérieurs au développement de la structure anticlinoriale de la Zone 3, ces plis sont accompagnés par des microplis d'amplitude métrique qui admettent une schistosité ( $S^1$ ) comme plan axial ; cet élément planaire est repris intensément par un second clivage schisteux du type "strain slip clivage" ( $S^2$ ) dont l'intersection avec  $S^1$  détermine une linéation de direction moyenne NW-SE.

Comme précédemment la Zone 3 a été le siège d'au moins deux phases de plissements importants :

- une première phase NNW-SSE caractérisée par des plis isoclinaux d'amplitude métrique à kilométrique dont le plan axial, plongeant vers l'Ouest, est matérialisé par une schistosité de flux ( $S^1$ ) contemporaine d'un métamorphisme régional épizonal.
- une seconde phase \*\* NW-SE formée par des grandes structures d'amplitude kilométrique déversées vers le SW et contemporaine d'une schistosité de fracture ( $S^2$ ).

II. - LE DOMAINE MERIDIONAL,

La simplicité relative des structures présentées par les trois zones précédentes contraste nettement avec la complexité des zones méridionales.

---

(\*) - Dans ce dernier secteur, la faille de Bodonal serait prise en relai par un des nombreux accidents du Pedroso mis en évidence par J. Fabriès (1963).

(\*\*) - Le fait que les linéations de la phase II de cette zone ne soient pas horizontales laisse supposer que l'histoire tectonique de ce secteur a été précédée par une ou plusieurs périodes de déformation dont la genèse resterait à préciser.

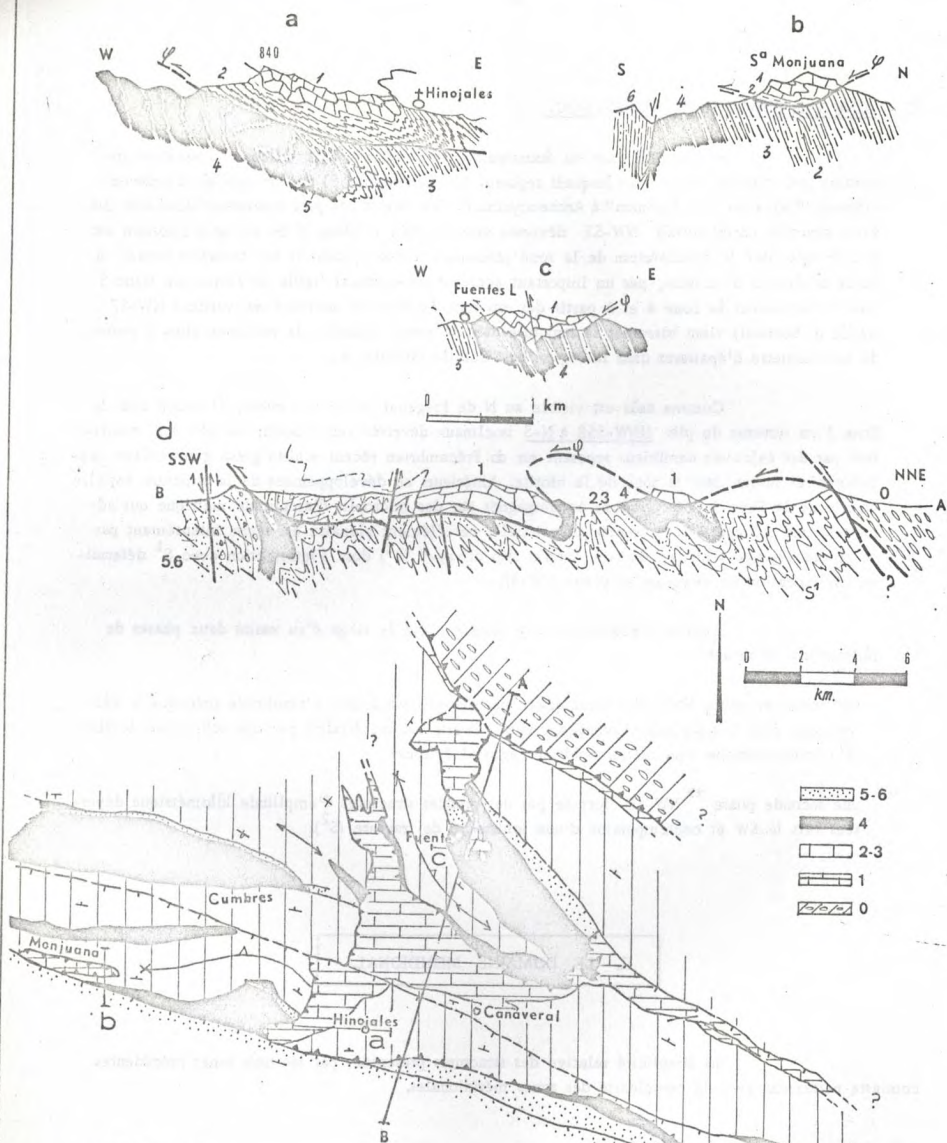


Fig. 13 - Zone 4.

Carte géologique schématique et coupes de détail,

0 = prophyroïdes de Bodonal (Précambrien récent); 1 = calcaires de Cañuelo (Camb. inf.);  
 2-3 = couches de Herreria et de Rincon (Camb. inf. terminal et Camb. moyen); 4 = spi-  
 lites de La Umbria - Pipeta (Camb. moyen terminal et Camb. sup. ?); 5-6 = Silurien.

A/- ZONE 4 DE CUMBRES MAYORES-CANAVERAL DE LEON.

Le Cambrien inférieur et moyen ainsi que les volcanites spilitiques de Umbria-Pipeta forment l'essentiel des matériaux engagés dans cette zone. Le Silurien, très rare, se présente soit sous l'aspect de conglomérats soit sous celui de quartzites blancs ("quartzite armoricain") discordants sur le Cambrien moyen-supérieur.

Ces diverses formations constituent des structures très compliquées qui sont le résultat de la superposition de quatre phases tectoniques principales. Une de ces phases étant caractérisée par la mise en place d'un recouvrement anormal, nous avons été amenés (cf. Figures a, b, c, d) à faire la distinction entre des unités autochtones et des unités allochtones.

1°/- Autochtone : matériel et structure. : (Fig. 13)

- Secteur de Fregenal-Arroyomolinos.

Cette région, limitée au N par l'accident de Bodonal et au S par la faille de Montemayor, est essentiellement formée par du Cambrien inférieur ("couches de Los Bonañales", "Arroyomolinos" et "Canuelo") disposé suivant une macrostructure anticlinale NW-SE déversée vers le SW.

- Secteur de Fuentes de Leon.

Les sierras du secteur oriental de Fuentes sont constituées par le complexe volcanique de "Umbria-Pipeta" ; ces niveaux dessinent une série de replis anticlinaux et synclinaux NW-SE s'ennoyant, à l'Est, sous les calcaires de la "Nappe de Cañaverál". La limite méridionale de ce secteur correspond au contact anormal de l'allochtone ; ce contact est sub-vertical ou plongeant vers le N ce qui permet un léger chevauchement vers le S des volcanites autochtones du fait de la surimposition de mouvements post-nappe.

- Secteur de Encinasola-Cumbres-Mayores.

Cette région est formée de terrains cambriens et siluriens (quartzites et conglomérats arénifs) ; une faille normale anté-nappe (Faille de Cumbres) permet de distinguer deux petits compartiments :

- a)- compartiment septentrional : sa structure est encore mal connue mais il est possible d'y reconnaître un grand synclinal couché vers le SW d'amplitude kilométrique (cf. coupe h. t) dont le cœur est constitué par des volcanites spilitiques cambriennes et des quartzites (arénifs ?).
- b)- compartiment méridional : il montre une série de plis isoclinaux à plan axial légèrement déversé vers le SSW affectant des terrains cambriens et siluriens (Sierre del Viento).

Les matériaux de ces deux compartiments s'ennoyent à l'Est sous les unités allochtones de la nappe de Cañaverál.

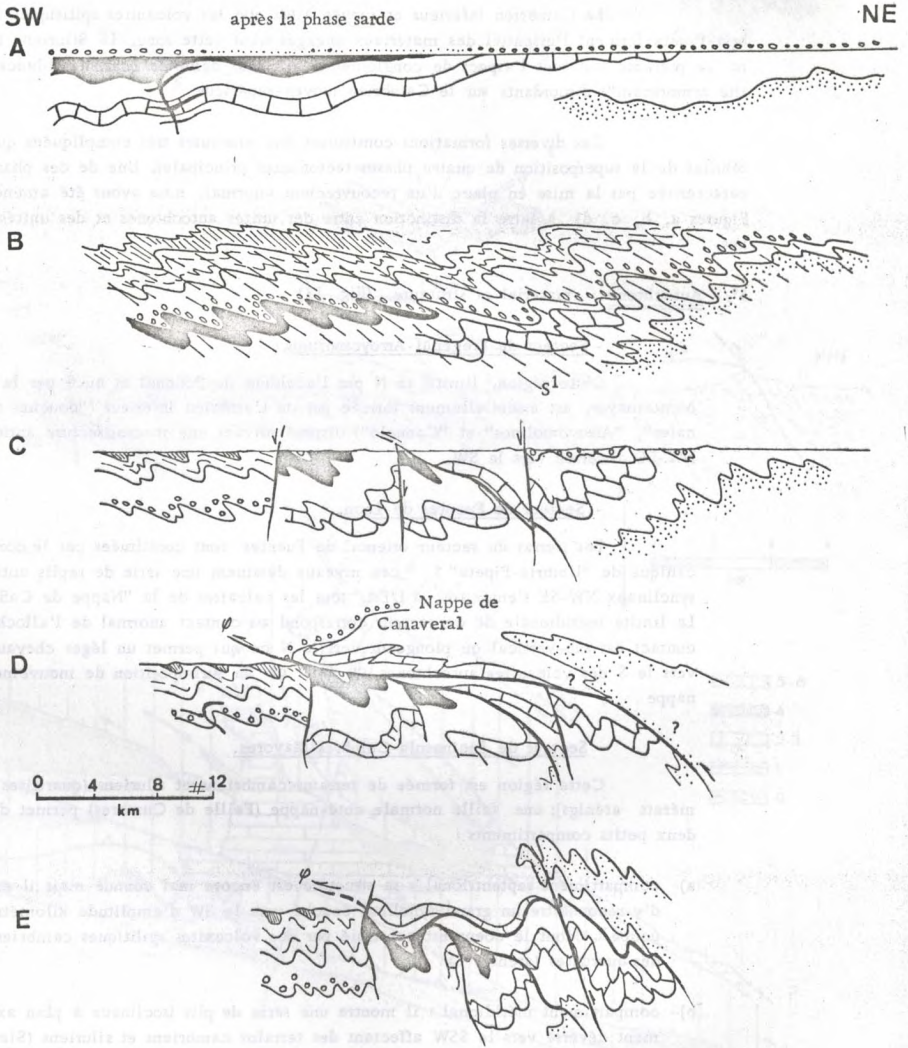


Fig. 14 - Evolution structurale schématique de la Zone 4.

2°/- Allochtone : matériel et structure . (cf. figure 13)

Les séries allochtones sont distribuées dans trois ensembles qui appartiennent en fait à la même unité tectonique charriée sur les terrains précédents. Ce sont par ordre d'importance :

- le recouvrement anormal de Cañaveral
- la klippe de Monjuana
- la klippe de Fuentes de Leon.

a)- Le recouvrement anormal de Cañaveral.

Les séries allochtones de Cañaveral sont essentiellement constituées par les "Calcaires de Cañuelo", et les "Argiles de Herreria" (c'est-à-dire le Cambrien inférieur terminal); ces niveaux forment une structure apparemment synclinale déversée sur le SSW mais en fait le superposition anormale des calcaires sur les argiles dans la région (cf. Fig. 13A) montre qu'il s'agit d'un faux synclinal.

Les matériaux de cette structure sont limités au S et à l'W par un contact anormal sub-horizontale dans la région de Hinojales, mais replissé et déversé vers le SSW ou le SW dans la région de Fuentes de Leon. Ce dernier phénomène est en relation avec des mouvements de serrage post-nappe qui s'accompagnent du rejeu local d'anciens accidents tel celui de Montemayor ou de Bodonal.

b)- Klippe de Monjuana.

Les affleurements de la Sierra Monjuana sont constitués par un lambeau de recouvrement formé de niveaux calcaires dolomitiques cambriens sub-horizontaux ou à pendage S, sur lesquels reposent les conglomérats de base de la série ordovicienne (Fig. 13 B). Ces formations coiffent des niveaux du Cambrien moyen-supérieur sub-verticaux et du Silurien localement séparés entre eux par une faille anté-nappe (Faille de Hinojales).

c)- Klippe de Fuentes de Leon.

La dernière unité allochtone forme les reliefs de Fuentes de Leon; elle est constituée de calcaires cambriens sub-horizontaux qui reposent (Fig.13C) par l'intermédiaire d'un contact anormal replissé et faillé sur des terrains autochtones et verticaux d'âge Cambrien moyen et inférieur.

3°/- Résumé des caractères tectoniques de la Zone 4.

La Zone 4 est caractérisée par la présence de trois structures dont les matériaux reposent anormalement sur des terrains généralement plus récents (Cambrien moyen-supérieur et Silurien) plissés et schistosés.; Ces structures appartiennent à une seule et même unité qui, par son ampleur et le style tectonique qui lui a donné naissance mérite le nom de nappe de charriage. La mise en place de cette unité tectonique s'est faite sur une surface d'érosion et les séries les plus récentes (c'est-à-dire le Silurien) étaient déjà affectées d'un plissement isoclinal à plan axial déversé vers le SSW. Cette observation liée au fait que les poussées venaient du NE, indique que les matériaux allochtones proviennent du flanc inverse de l'anticlinorium déversé au SW, c'est-à-dire de la Zone 3 ; dans cette hypothèse, la zone accidentée de Bodonal serait alors la racine du chevauchement (cf. Fig. 13 D).

La chronologie des phases tectoniques qui affectent ce secteur pourrait alors se résumer ainsi (Fig. 14 A,B,C;D).

- Phase I - Phase de plissement à grands rayons de courbure du Cambrien suivi d'une période d'érosion et de la transgression du Silurien (Fig.14A)(Phase sarde, Lotze, 1956 b).
- Phase II - Plissement post-silurien et probablement post-dévonien moyen de direction NNW-SSE, avec formation de plis isoclinaux déversés à l'WSW, accompagnés d'une schistosité de fracture de plan axial (Fig.14 B). Cette phase est suivie d'une période de distension (Failles de Montemayor, Cumbres, Hinojales) et les structures sont soumises à une érosion intense.
- Phases III et IV - Plissement NW-SE et rejeu des structures précédentes qui annonce la mise en place d'un chevauchement dont les matériaux (Cambrien inférieur terminal et Silurien de base) proviendraient du NE, c'est-à-dire de l'anticlinorium de Burguillos-Monesterio ; la flèche du recouvrement serait de l'ordre de 15 km (Fig.14 C).
- Phase V - serrage des structures précédentes; ondulation et plissement du contact anormal de la nappe de Cañaveral; rejeu des accidents verticaux.

#### B/- ZONE 5 DE BARRANCOS - SIERRAS DE HINOJALES.

Cette zone figure sur les cartes actuelles (Mapa. Geol. España y Portugal, éch.1/1.100.000) sous l'aspect d'une bande étroite de "Silurien" qui s'ouvre progressivement au Portugal dans la région de Barrancos, Limitée au N par les terrains essentiellement cambriens de la zone 4 et au Sud par la formation métamorphique d'Aracena, elle englobe en réalité des niveaux surtout gothlando-dévonien.

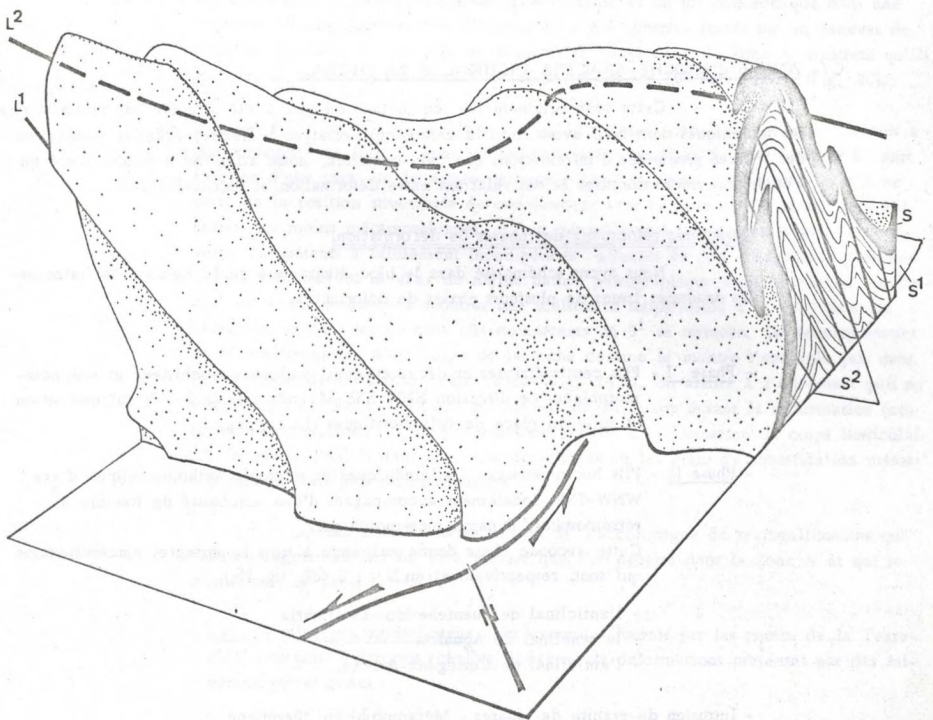
L'Ordovicien débute par un complexe détritico où dominent des conglomérats. Ces derniers, discordants sur le Cambrien inférieur (au Sud de Encinasola) et moyen-supérieur (au Sud de Cañaveral) signent la phase "sarde" c'est-à-dire une période des plissements (sans schistosité) et à faible rayon de courbure dont les axes sont NNW-SSE. L'absence de quartzites armoricains dans les <sup>niveaux</sup> conglomératiques alors que ceux-ci reposent à l'Est de Encinasola sur des volcanites spilites cambriennes témoigne de l'existence d'une variation de faciès le long d'une ligne passant par Encinasola-Cumbres-Mayores (faciès fins au Nord, faciès grossiers et conglomératiques au Sud).

Au point de vue structural, la Zone 5 peut être définie comme une unité synclinaliale partagée en deux par une grande faille inverse WNW-ESE à pendage Nord de l'ordre de 70°-80° ; deux domaines naturels sont ainsi délimités :

- 1°)- Un domaine septentrional, essentiellement constitué par des terrains siluriens qui forment un repli synclinal déversé vers le SW-SSW. Cette structure a un axe plongeant vers l'W, ce qui permet la conservation de niveaux dévonien à partir de la région de Barrancos, c'est-à-dire au Portugal.

Le flanc normal du synclinal précédent vient légèrement chevaucher, en amorçant une structure anticlinale, le domaine méridional de la Zone 5. Comme le montre

Fig. 15 - Bloc-diagramme des principaux éléments tectoniques de la zone métamorphique d'Arcena.



la carte, ce chevauchement est postérieur aux phases de plissements,

- 2°)- Le domaine méridional, forme une structure synclinale E-W déversée vers le S-W où les matériaux essentiellement d'âge Dévonien inférieur et moyen transgressent sur le Gothlandien (cf. Chap. Stratigraphie).

L'étude des relations entre microplis, schistosité et stratification montre qu'il n'existe qu'une seule phase majeure de plissements. Ces derniers sont caractérisés par des structures de style isoclinal qui admettent un clivage schisteux comme plan axial; cette schistosité tend à se transposer à la stratification dans les passées argileuses du Dévonien et du Gothlandien où elle est alors contemporaine de la blastèse de chlorite et muscovite néoformées. Ces processus de recristallisation amorcés dans la partie N de la Zone 5, deviennent de plus en plus importants vers le Sud et annoncent le métamorphisme régional qui caractérise la zone d'Aracena (Zone 6).

#### C/- ZONE 6 d'AROCHE-ARACENA-HIGUERA DE LA SIERRA.

Cette zone originale par son métamorphisme a été affectée par plusieurs phases tectoniques dont nous avons suivi la chronologie relative à diverses échelles ; en raison des sources précieuses d'informations que cela constitue, notre attention a surtout porté sur l'étude des microstructures et des relations entre déformation et recristallisation.

##### C-I - Caractères principaux des phases de déformation.

Nous avons schématisé dans le bloc-diagramme de la figure les principales structures issues de plusieurs phases de déformation :

- Phase I - Plis centimétriques et décimétriques isoclinaux synchisteux et symméta-morphiques de direction NNW-SSE déversés vers le S-SW; migmatisation et mise en place de sills dioritiques (La Lappa).
- Phase II - Plis hectométriques à kilométriques et microplis orthorhombiques d'axe WNW-ESE localement accompagnés d'une schistosité de fracture  $S^2$  ; rétro-morphose dynamo-métamorphique.  
Cette seconde phase donne naissance à trois importantes macrostructures qui sont, respectivement du N au S (cf. fig. 15)
  - l'anticlinal de Fuenteheridos-La Umbria
  - le synclinal de Aguafría
  - l'anticlinal de Cortegana-Aroche.
- Intrusion du granite de Linares - Métamorphisme thermique.
- Phase III - Chevauchements, écailles et failles inverses W-NW à E-W ; ondulations de  $S^2$  (et à fortiori de  $S^1$  et S).
- Phase IV - Décrochements E-W et distorsion des axes de plissements des phases I et II.
- Phase V - Serrage et rejeu des structures précédentes en réponse à un régime de contraintes NW-SE.

C-II - Plissements, schistosité et linéations de la Phase I.

1°/- Zone A (Zone A actinote-trémolite).

Très bien représentée sur le flanc Nord de l'anticlinal de Fuenteheridos-La Umbria (cf. carte h. t.) cette zone manque partiellement au S du fait de l'intrusion tardive d'un batholite granite et de la superposition d'accidents WNW-ESE.

- a)- Plis. Les plis les plus anciens sont isoclinaux et d'amplitude centimétrique à décimétrique. La nature pétrographique des formations plissées influe directement sur le style de la déformation : plis concentriques dans les quartzites et grauwackes gréseuses, plis semblables dans les porphyroïdes, métatufs basiques et phyllades. Dans de nombreux cas, le passage entre un pli semblable et un pli concentrique dans une structure lithologiquement très différenciée a été observé. Portés sur un canevas de Schmidt, les axes "b" des plis de la première phase dans la Zone A montrent qu'ils se trouvent sur un "grand cercle" plongeant d'environ 70° vers l'ENE. (Fig. 20).
- b)- Schistosité S<sup>1</sup>. Les plis de la phase I (Fig. 16 A) sont, dans tous les cas, associés à une schistosité de flux S<sup>1</sup> dont les relations avec les plans de stratification S sont fonction d'une part, de la nature pétrographique des niveaux déformés, et d'autre part, de la position structurale de ces derniers dans la Zone A. En effet, dans les parties les moins métamorphiques, S<sup>1</sup> est généralement oblique sur S dans les niveaux compétents à faiblement incompétents affectés de plis d'amplitude métrique à décimétrique; les niveaux de même nature pétrographique dans les parties "profondes" de A ont tendance à montrer une schistosité subparallèle à S, sauf dans les charnières et dans les niveaux très compétents où S<sup>1</sup> se réfracte. Le développement de S<sup>1</sup> s'accompagne d'un fluage de la roche comme le montre l'exemple pris dans les phyllades de El Cubito; dans ce cas (Fig. 16 B), on assiste à l'étirement puis au tronçonnage de niveaux gréseux qui ont exsudé du quartz durant la déformation (ces niveaux matérialisent S). Le phénomène aboutit à la formation de corps lenticulaires de quartz ("rods") dans une série de schistes où les plans de stratification mésocliques ne sont plus reconnaissables.

Le fluage de la roche suivant S<sup>1</sup> s'accompagne de recristallisations qui vont en augmentant au fur et à mesure que l'on pénètre dans la Zone A et qui se manifestent de façon variable :

- Cas des minéraux antéschisteux : Les exemples fournis par les photos de la Textopl. IV montrent, à diverses échelles, les types de déformations présentés par des minéraux protogènes :

- dans les porphyroïdes de Jabugo, le quartz d'origine rhyolitique se fracturent et tendent à pivoter tout en recristallisant finement dans des zones coniques ("pressure-shadows") allongées dans S<sup>1</sup> les feldspaths potassiques ou les plagioclases se tordent et prennent la forme de S dont les points sont étirés dans la schistosité ;

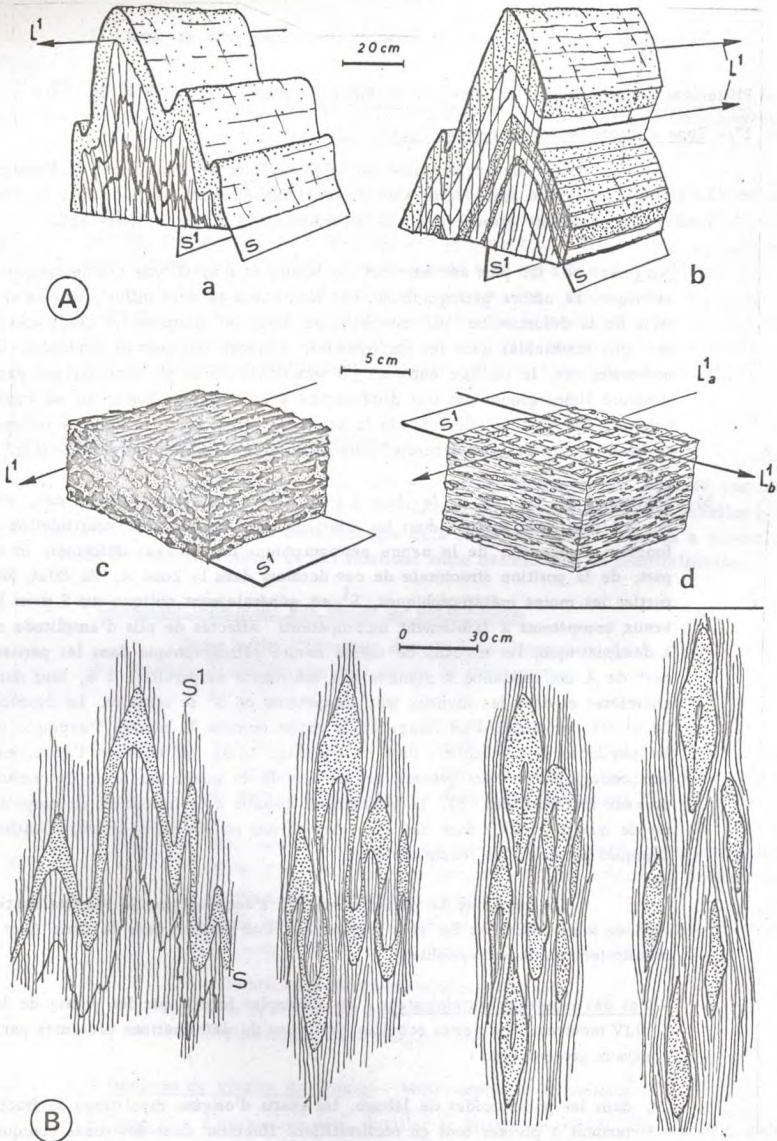


Fig. 16 - Plis, linéations y schistosité de la Phase I.

• dans les métadolérites et roches associées, les clinopyroxènes sont intensément fracturés; ils recristallisent à leurs extrémités en donnant des baguettes flexueuses d'actinote ou de trémolite allongées dans les plans de  $S^1$ . Les plagioclases sont distordus et fréquemment transformés en amandes d'épidote et d'albite,

- Cas des minéraux synchisteux (syngénétiques), Les micas (muscovite, biotite, chlorite) ainsi que les actinotes néoformés se disposent dans des plans (schistosité  $S^1$ ) subparallèles à la stratification mésoscopique. L'examen des charnières des plis de la phase I montre que le litage dessiné par ces minéraux est oblique sur les plans de stratification; il s'ensuit que la blastèse des minéraux néoformés (autrement dit: le métamorphisme) est contemporain du développement de la schistosité  $S^1$ ; cette dernière étant de plus axiale des plis de la phase I, nous en déduisons que le métamorphisme dans la zone d'Aracena est synchrone du premier plissement.

c)- Linéation  $L^1$ . Les linéations contemporaines du premier plissement sont de divers types.

Linéations  $L^1_b$ .

Ce sont des structures classiquement reconnues depuis le mémoire de E. Cloos (1946). Dans la zone A, on peut ainsi reconnaître :

- une linéation déterminée par l'orientation des axes des plis et microplis dessinés par S (Fig. 16.A),
- une linéation par intersection de  $S^1$  sur S (Fig. 16.B)
- une linéation par allongement de corps ou de minéraux protéroènes (Fig. 16.C)
- une linéation marquée par l'orientation des minéraux syngénétiques (actinotes par exemple).

Les diverses linéations "b" ont été portées sur les diagrammes a et d où elles se disposent dans un "grand cercle" NNW-SSE à NW-SE plongeant d'environ 70° vers l'ENE.

2°/- Zone B<sup>1-2</sup> (Zone des hornblendes vert-bleuté à vertes).

Cette zone est principalement constituée par des niveaux qui appartiennent aux séries d'Almonaster, La Corte III, Acebuches et Jabugo.

a)- Plis. Le régime isoclinal de la phase I est général dans la zone B<sup>1-2</sup>; les plis sont le plus souvent semblables et d'amplitude centimétrique à métrique. Une attention particulière doit être portée sur le style des déformations présentées par les niveaux calcaires. Ces derniers, dans la partie la moins métamorphique de B, dessinent des plis semblables à géométrie souvent complexe (Fig. 16); ce phénomène suggère une déformation analogue à celle d'un écoulement plastique dans un matériel hautement incompetent du type "rheid folds" (Carey, 1954). Dans les parties les plus métamorphiques de la zone B, au voisinage de C, on note que les niveaux calcomagnésiens (ainsi que les orthoamphibolites massives) sont affectés de plis concentriques généralement décimétriques (PI, II-E) et que la déformation affecte une structure planaire où les minéraux sont rarement orientés (linéation "b" grossière ou inexistante); cette structure planaire correspond à la foliation des gneiss, mimétique de la stratification.

- b)- Schistosité  $S^1$ . Le parallélisme entre  $S^1$  et S, amorcé dans les niveaux faiblement compétents de la zone A, s'accroît et se généralise dans la zone B. Le phénomène aboutit au développement d'une foliation qui est à la fois mimétique de  $S^1$  (plan de recrystallisation d'origine tectonique) et de S (plan limitant des niveaux chimiquement différents d'amplitude décimétrique à métrique). Dans les charnières de plis isoclinaux,  $S^1$  est oblique sur S, comme cela est illustré par la photo E - Pl. VI.

Dans la zone transitoire avec C et plus particulièrement dans les niveaux carbonatés, cette foliation paraît replissée; dans ce cas l'examen des charnières montre que leur plan axial n'est pas souligné par l'arrangement (parallélisme) de minéraux; cette observation peut être interprétée de plusieurs manières:

- la foliation des roches continue à être mimétique de  $S^1$  mais l'habitus des minéraux ne favorise pas sa mise en évidence;
- la foliation est toujours mimétique de  $S^1$ , mais elle est replissée;
- la foliation reste seule mimétique de S; il n'y a plus de schistosité.

La première hypothèse demanderait à être vérifiée de très près par l'étude détaillée de l'orientation des minéraux (calcite, diopside). Dans la seconde, si  $S^1$  est replissée on doit s'attendre à ce que ce soit suivant une période de déformation dont les éléments sont différents de la phase I: en fait, les plis apparemment post-foliation des niveaux calcareux dans les parties profondes de B ont des axes "b" qui caractérisent la première phase. Cette remarque appelle la troisième hypothèse, à savoir qu'il n'y a plus de schistosité dans certains niveaux de la zone B, constatation qui rejoint celle de H.R. Wynne-Edwards (1963) pour qui "au sommet du faciès amphibolite et dans le faciès granulite, la surface mégascopique dans la roche est une foliation irrégulière qui suit le pli et qui se parallélise au litage primaire quand celui-ci est visible". La déformation lente et continue dans les zones "profondes" se traduirait par des plis d'écoulement ("flow-folds") qui aboutiraient à un plissement synchrone d'un élément planaire mimétique de la stratification, alors que dans les zones "supérieures" du métamorphisme, la surface S principale est un clivage schisteux dissociable de la stratification.

- c)- Linéation  $L^1$ . Les linéations dans la zone B sont presque exclusivement déterminées par les axes des microplis et plus rarement définies par l'allongement des minéraux (amphiboles). Dans la partie qui fait transition avec la zone A, les amphibolites schisteuses de la Série de Acebuches montrent parfois une linéation "b" par intersection de  $S^1$  sur S. Ces linéations portées sur le diagramme de Schmidt se placent sur un "grand cercle" plongeant d'environ 70° vers l'ENE, (cf. Fig. 20).

### 3°/- Zone C (Zone à homblende vert-brunâtre).

Cette zone englobe principalement des niveaux catamétamorphiques qui appartiennent aux séries de Almonaster et de Fuente de Oro.

- a)- Plis. Les plis de la phase I sont relativement moins fréquents (tout au moins ceux qui restent visibles à l'échelle mésoscopique) que dans la Zone B; ce sont des plis isoclinaux sub-concentriques dans les gneiss à silicates calciques d'Almonaster, alors que les passées pélitiques ou quartzo-feldspathiques de la série de Fuente de Oro montrent des microplis semblables intrafoliaux. Dans un même gisement, on note que ces dernière-

res structures présentent des variations importantes dans l'orientation de leurs axes "b"; ces variations sont comprises entre N-S et E-W mais elles tendent à présenter un maximum de fréquence vers le NNW-SSE.

Une cartographie détaillée dans la région de El Huron (SW de Cortegana) a révélé l'existence d'une macrostructure anticlinale couchée vers le Sud-Ouest. Cette macrostructure présente dans sa charnière un granite à cordiérite-hypersthène d'affinité charnockitique légèrement extravasé sur son flanc Nord. Le passage progressif entre ce "pluton" et les gneiss de la Série de Fuente de Oro montre en fait qu'il s'agit d'une unité autochtone.

Toutes ces observations ne sont pas sans rappeler le style des déformations catazonales, en particulier celui des Adirondacks (De Waard et al., 1967). Dans la zone C, comme dans cette région, les roches devaient présenter un certain état de plasticité, état qui était lui-même variable suivant la nature pétrographique des niveaux. Cette propriété particulière des roches dans la catazone serait à l'origine de l'anarchie de l'attitude des plis; ainsi les grandes unités lithologiques (gneiss de Fuente de Oro, cipolins de gneiss calciques d'Almonaster) présentent des déformations de style et d'amplitude différents qui trahissent, dans leur ensemble, le caractère incompetent des roches catazonales à transmettre des efforts tangentiels. Comme le font remarquer D. de Waard et al., il existe en plus des mouvements "horizontaux", des mouvements "verticaux" qui sont à l'origine de l'extravasation de certaines roches comme les corps granitiques anactectiques dont l'origine pétrogénétique et les propriétés physiques (en particulier la densité) sont différentes des roches adjacentes.

- b)- Schistosité S<sup>1</sup>. Les remarques faites antérieurement sur la schistosité dans les parties profondes de la Zone B, peuvent être généralisées dans la Zone C. La foliation des roches est mimétique de la stratification de telle sorte qu'il paraît possible de tracer un "front inférieur" de la schistosité au même titre qu'il existe un "front supérieur" cartographiable de cet élément structural. Les déformations analogues à un écoulement sont à l'origine d'ondulations et même de replis de la foliation des roches dans la Zone C. Ces caractères sont particulièrement marqués dans les gneiss de Fuente de Oro où la foliation du paléosome ainsi que les mobilisats anactectiques sont replissés en donnant des structures difficilement déchiffrables.
- c)- Linéation L<sup>1</sup>. Une autre caractéristique des roches de la Zone C réside dans l'absence quasi générale de structures linéaires; en dehors des rares axes de microplis, on observe sporadiquement dans les paragneiss d'Almonaster une orientation grossière déterminée par l'allongement des agrégats de ferromagnésiens.

#### 4°/- Migmatisation et phase L

La Zone C est le siège d'une anatexie différentielle qui donne naissance à des migmatites; ces dernières peuvent être divisées en deux groupes selon leur mode de gisement et leurs relations avec les niveaux encaissants; nous avons ainsi distingué de façon schématique des migmatites homogènes (concordantes) et des migmatites hétérogènes (discordantes) dont les caractéristiques structurales se résument comme suit:

- a)- Migmatites concordantes : les mobilisats (néosome) et le paléosome dessinent des plis dont les axes "b" NW-SE sont contemporains de la phase I. Dans les parties les plus transformées où dominent les faciès nébulitiques, il est fréquent de rencontrer des "schlieren" mélanocrates (mélanosome) plissés (Fig.16) et dont les axes sont sensiblement NW-SE à NNW-SSE.
- b)- Migmatites discordantes : ces dernières se localisent principalement à la bordure des gneiss de Fuente de Oro et dans les matériaux basiques ortho- ou paradérivés qui leur sont associés. Plusieurs structures classiques ont été observées sans qu'il soit possible de trouver une règle quant à leur distribution dans le cadre zonéographique :
- développement "in situ" de néosome entre les lèvres de niveaux boudinés et tronçonnés (Fig.16) (migmatites "en araignée").
  - injection de mobilisats pegmatolides dans un réseau de petites fractures ; ce phénomène aboutit parfois à la formation de brèches d'injection à enclaves basculées ou non et de véritables agmatites (Fig. 16).

Ces structures montrent que les processus qui ont donné naissance aux migmatites se sont développés vers la fin du plissement symmétamorphique (migmatites concordantes) pour se terminer lors d'une période de fracturation favorisant l'injection de néosomes divers (migmatites discordantes). Le passage entre migmatites de deux types observables sur un même affleurement, montre que ce phénomène (migmatization) a été amorcé vers la fin de la phase I et s'est achevé après cette période de déformation tangentielle mais avant la phase II.

#### 5°/- Croissance des minéraux du métamorphisme et phase I.

M. R. Johnson (1963) et H. J. Zwart (1962) ont montré que l'examen détaillé des relations entre minéraux néoformés et microstructures peuvent être d'un grand intérêt pour la compréhension de l'histoire du métamorphisme d'une région. Dans la bande d'Aracena, les méthodes et hypothèses de travail exposées par ces auteurs permettent de mettre en évidence une échelle chronologique de la croissance des principaux minéraux du métamorphisme par rapport à la schistosité  $S^1$ .

- Micas. Dans la Zone A, les phyllosilicates (biotite, chlorite et mica blanc) se développent préférentiellement dans le clivage de flux  $S^1$  où ils se disposent en à plat; dans la Zone B, la chlorite primaire disparaît, la biotite augmente de taille et dispose sa face (001) dans la schistosité. Ce minéral souligne ainsi dans les chamières le clivage  $S^1$  dissociable de la stratification. Dans certains niveaux originellement carbonés, ce minéral englobe des granules isotropes qui matérialisent S; ces inclusions hélicitiques(\*) dessinent localement des petits plis antérieurs à la blastèse du mica. Au fur et à mesure que l'on pénètre dans les parties profondes de B, on note que le pourcentage des biotites équantes sur  $S^1$  croît de façon progressive. Ce phénomène est particulièrement marqué dans les gneiss où la biotite devient trapue et ne montre plus d'orientation nette. Les micas blancs (muscovite s.l.) dans la partie supérieure de la Zone B se disposent comme les biotites, parallèlement à  $S^1$ . Cette tendance disparaît dans les parties moyennes et profondes de cette zone; ils forment alors des porphyroblastes (Fig.19D), parfois poecilistiques, dont l'axe cristallographique "a" ou "b" est oblique sur la foliation ( $S^1$ ) dessinée par les biotites.

---

(\*)- Le terme hélicitique est pris dans le sens large que lui donne en particulier H. J. Zwart, il ne sous-entend pas systématiquement une distribution des inclusions sous l'aspect d'une "hélice" bien que cette figure soit des plus fréquentes.

Dans certains niveaux pélitiques, ces micas blancs à développement statique sont difficilement différenciables de "pinites" issues de la transformation d'anciennes cordiérites; il n'est pas exclu, dans ce cas, que l'apparition de ces micas soit liée à une métasomatose tardive potassique. Dans la Zone C, la muscovite est pratiquement absente dans les niveaux pélitiques ou quartzo-feldspathiques; la réaction muscovite + quartz = sillimanite + orthose + eau serait en grande partie à l'origine de cette disparition.

- Feldspaths. Nous avons montré plus haut que la destruction des plagioclases protérogènes dans la Zone A aboutit à la formation d'agrégats polycristallins de clinzoïsite et d'albite étirés dans  $S^1$ . Dans les parties centrales des intrusions antémétamorphiques basiques, les effets de la surimposition de  $S^1$  sont moins marqués; les plagioclases protérogènes se transforment progressivement en albite + clinzoïsite sans changer de forme, de telle sorte que les structures primaires (en particulier ophitiques) sont parfaitement reconnaissables. Dans les zones B et C, les plagioclases néoformés ont une taille qui va en augmentant dans le même sens que le métamorphisme. Ils sont généralement xénomorphes, sauf dans certaines parties qui ont subi un début d'anatexie différentielle où ils se présentent sous l'aspect de métablastes subautomorphes riches en inclusions sphériques de quartz. Dans les zones profondes de C, les plagioclases montrent des mâcles incomplètes, fusiformes et flexueuses; ce phénomène, fréquemment observé dans les zones profondes du métamorphisme, prouverait l'existence d'une déformation (protoclase) lente et plus ou moins continue dans un milieu plastique, ce qui n'est pas incompatible avec les plis d'écoulements invoqués précédemment.
- Amphiboles. Dans la Zone A, l'actinote et une hornblende vert-bleuté formées initialement aux dépens de clinopyroxènes protérogènes, constituent des plages flexueuses étirées dans  $S^1$ ; nous avons montré plus haut que l'axe C de ces minéraux tendait à dessiner une linéation de type "b", linéation qui disparaît progressivement dans la zone  $B^{1-2}$  et n'existe que très rarement dans la zone C où les hornblendes brunâtres sont trapues et disposées isotropiquement dans la roche. Dans certaines métadolérites très schistifiées et linées de la Zone  $B^1$ , les hornblendes syngénétiques englobent des reliques de crossite dont la genèse est à situer entre les clinopyroxènes laviques et les hornblendes. Une remarque doit être faite en ce qui concerne certaines amphiboles dans la zone transitoire  $B^1$ ; il s'agit de cristaux subautomorphes (Fig.19A: hornblendes 1) dont la taille est de 10 à 20 fois supérieure à celle des individus (hornblende 2) de même nature dans la mésostase. Ces derniers sont allongés dans  $S^1$  et viennent mouler les grandes amphiboles qui leur paraissent, de ce fait, antérieures. La richesse en inclusions isotropes dans les mégacristaux précédents n'est pas sans rappeler ce qui se passe à la partie supérieure de la Zone A, où les agrégats d'actinotes qui pseudomorphosent d'anciens pyroxènes présentent également cette particularité; de ce fait, les grandes amphiboles porphyroblastiques pourraient alors avoir pour origine d'anciens fragments de pyroxène et seraient "précoces" par rapport aux petites amphiboles de la mésostase.
- Pyroxènes. Les clinopyroxènes de la série diopside-hédénbergite se développent dans les Zones  $B^{1-2}$  et C avec un habitus trapu et subautomorphe. Dans la Zone C, ces minéraux, ainsi que des orthopyroxènes, forment des cristaux anédriques isolés ou concentrés dans de fines passées parallèles à la foliation mésostructurale. Dans certains niveaux l'orthopyroxène est postérieur à des agrégats de forstérite corrodée mais légèrement antérieur à la hornblende brune qui tend à l'englober sans toutefois se substituer à lui.

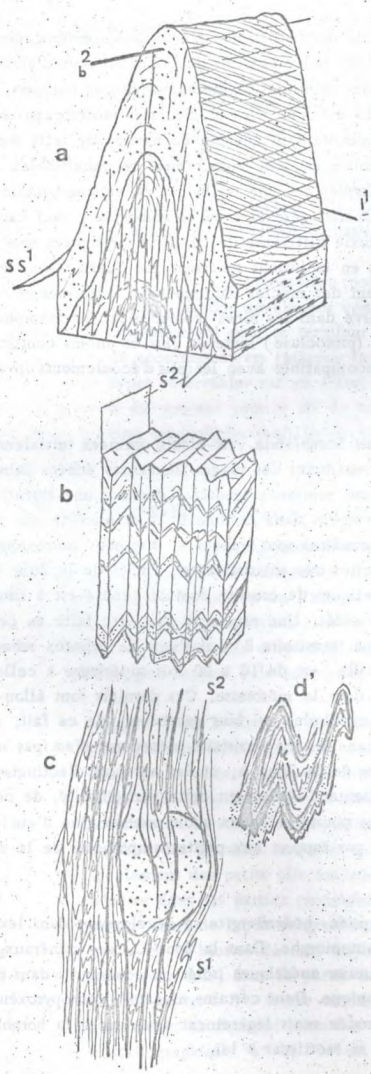


Fig. 17 - Plis, linéations et schistosité de la Phase II.

ZONES	ANTÉ-S1	SYN-S1	POST-S1	SYN-S2
<b>A</b>				
Chlorite.....				
Muscovite.....				
Biotite.....				
Microcline.....				
Plagioclase.....				
Actinote.....				
Hornb. bleu-verte.....				
Andalousite.....				
Cordierite.....				
Grenat.....				
Épidote.....				
Chloritoïde.....				
Crossite.....				
<b>B</b>				
Chlorite.....				
Muscovite.....				
Biotite.....				
Microcline.....				
Plagioclase.....				
Hornb. verte.....				
Cumming tonite.....				
Diopside.....				
Forsterite.....				
Andalousite.....				
Cordierite.....				
Grenat.....				
<b>C</b>				
Biotite.....				
Muscovite.....				
Mic-Orthose.....				
Plagioclase.....				
Hornb. brune.....				
Cummingtonite.....				
Diopside.....				
Forsterite.....				
Hypersthène.....				
Wollastonite.....				
Scapolite.....				
Cordierite.....				
Sillimanite.....				
Grenat.....				

TABLE VI - Relations entre cristallisation des minéraux et phase I.

- Cordiérite. Les cordiérites sont fréquentes dans les passées pélitiques des Zones B<sup>1-2</sup> où elles sont généralement statiques sur S<sup>1</sup>; dans la Zone C, ce minéral est subautomorphe et riche en inclusions sphériques ou sphéroïdales de quartz, biotite, plagioclase, ilménite, ainsi que des aiguilles de sillimanite; lorsque la cordiérite est associée à d'hypersthène, elle n'englobe que très rarement ce minéral et semble avoir un développement concomittant ou légèrement antérieur à celui de l'orthopyroxène.
- Andalousite et sillimanite. L'andalousite est relativement rare dans la zone d'Aracena; dans la Zone B<sup>1-2</sup>, elle forme des blastes allongés, parfois poecilites et généralement statiques par rapport à la schistosité S<sup>1</sup> dessinée par les lamelles de biotite.

La sillimanite se présente sous divers faciès :

- dans des gneiss glanduleux où elle forme sous l'aspect de fibrolite, des petites lentilles ovoïdes parfois frangées de biotite,
  - sous l'aspect de petites aiguilles incluses dans des quartz, biotites, muscovites, feldspaths, cordiérites; dans ce cas l'allongement des aiguilles tend à se paralléliser à la schistosité (ou foliation) S<sup>1</sup>.
- Grenats. Dans la Zone A, les grenats sont de petite taille et englobent parfois des inclusions diverses dont la disposition en hélice (Fig.19B) indique un développement synchrone de la déformation. Dans les Zones B<sup>1-2</sup> et C, les grenats sont plus volumineux et se présentent sous l'aspect de blastes sub-automorphes à développement statique sur S<sup>1</sup>, comme le prouve la disposition des inclusions tabulaires qui se prolongent dans la matrice (Fig.19C); dans certains gneiss anatectisés de la Zone C, ce minéral constitue fréquemment des blastes poecilites du type "en atoll".

Le tableau VI résume de façon schématique les faits exposés ci-dessus complétés par des observations qui seront exposées plus loin dans le texte; ce tableau montre clairement que la cristallisation des minéraux du métamorphisme régional d'Aracena est un phénomène amorcé dès le début du plissement de la phase I et qui s'est arrêté avant le développement des éléments structuraux de la phase II; cette conclusion permet d'affirmer dès maintenant que les roches d'Aracena ont recristallisé dans un seul cycle orogénique et ne sont pas, par conséquent, polymétamorphiques dans le sens large que l'on attribue à ce terme.

### C-III- Plissements, schistosité et linéations de la phase II.

La structure plissée majeure cartographiable dans la bande métamorphique d'Aracena résulte d'une phase de compression postérieure au plissement symmétamorphique.

Dans la Sierra Morena occidentale, cette seconde phase a été suivie par la mise en place ou le jeu de chevauchements vers le S-SW (Bard, 1965).

#### a)- Plis.

Les macrostructures de la deuxième phase sont des plis concentriques orthorhombiques d'amplitude hectométrique à kilométrique, rarement décamétrique, accompagnés d'un système satellite de microplis centimétriques dont les plans axiaux sont légère-

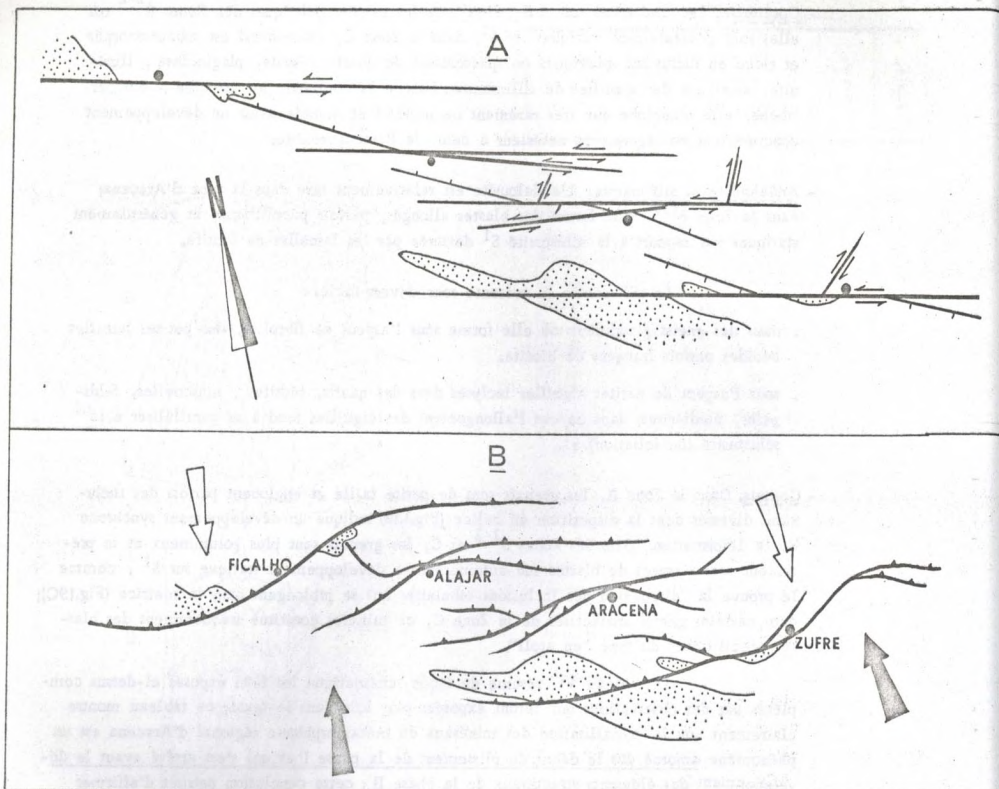


Fig. 18 - Les principaux décrochements sénestres de la zone d'Aracena.  
 Hypothèses sur l'origine de leur forme sigmoïde.  
 A : après la mise en place des batholites granodioritiques -  
 B : à la suite de la surimposition de mouvements "alpins" (?)

ment déversés vers le S-SW (cf. photos). Deux grands anticlinaux et trois synclinaux d'axe WNW-ESE, déversés vers le S-SW ont été mis en évidence, ce sont respectivement du Nord au Sud :

- le synclinal des Sierras de Hinojales à coeur de Dévonien moyen,
- l'anticlinal de Fuenteherdos-La Umbria à charnière constituée ou de Précambrien (Série de La Umbria)
- le synclinal de Aguafria à coeur de Cambro-Ordovicien moyen (série de La Corte)
- l'anticlinal de Cortegana-Aroche à charnière de Cambro-Ordovicien inférieur (série de Fuente de Oro = série de Jabugo),
- le synclinal des Sierras Pelada à coeur de Dévonien moyen et supérieur.

#### b)- Schistosité S<sup>2</sup>.

Les macrostructures précédentes sont contemporaines du développement d'un clivage de fracture (S<sup>2</sup>) du type "strain-slip clivage" (fig.17a, b, c). L'extension géographique de cette seconde structure planaire n'est pas généralisée dans l'ensemble de la bande métamorphique ; après cartographie, il ressort en effet que S<sup>2</sup> est bien représentée sur les contreforts Nord et Sud de la région étudiée, c'est-à-dire dans des formations lithologiques relativement peu métamorphiques donc peu cratonisées, et d'autre part essentiellement péritiques. Dans ces secteurs, S<sup>2</sup> est oblique sur S ou S<sup>1</sup> (Phot. - PL VI) et l'on observe fréquemment une transposition de ces deux éléments planaires suivant cette seconde schistosité.

Les déformations mésostructurales qui résultent de la surimposition de S<sup>2</sup> aboutissent par endroits à la formation de microplis orthorhombiques du type "Knickerung" (Fig.17 b) et de plis métriques qui remplissent S<sup>1</sup> et S (Fig.17C, d'). A l'échelle microscopique, les minéraux contemporains de la phase I sont distordus de façon plus ou moins intense (PLVI, Phot. E-F) dans des "microlithons" qui limite S<sup>2</sup>. Il ne semble pas se produire de recrystallisations importantes le long de S<sup>2</sup>; on peut toutefois présumer que la transformation des biotites en chlorite et minéraux opaques, ainsi que celle des plagioclases en agrégats de séricite-épidote, sont des processus rétro-morphiques qui n'auraient pas eu lieu si le serrage donnant naissance à S<sup>2</sup> ne s'était pas produit.

### C.IV - Phases cassantes.

#### a)- Failles normales.

Les affleurements de la Zone C doivent leur extension aux plis engendrés par la phase II ainsi qu'au développement d'un système de grandes failles normales WNW-ESE, dont la plus importante prend à l'emporte-pièce la zone métamorphique (cf. Fig.18; coupes h. t. ) depuis Aroche vers Aracena en passant approximativement par les localités de Cortegana, Santa-Ana et Linares de la Sierra.

#### b)- Décrochements.

Le morcellement complexe de la zone métamorphique d'Aracena est le fait de la surimposition d'un faisceau de décrochements sénestres dont les plus importants compartimentent le secteur étudié en trois grands blocs :

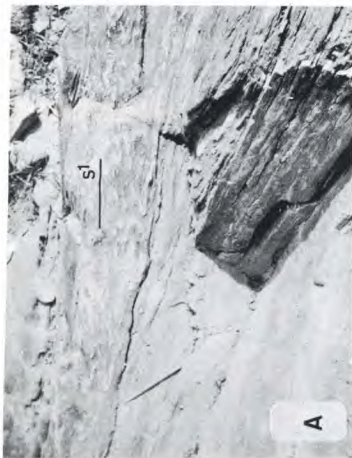
- un bloc occidental limité à l'W par le décrochement de Ficalho et à l'Est par celui de

- PLANCHE II -

Zone structurale VI (Bande métamorphique d'Aracena)

—  
Déformations mésoscopiques

- Photo A - Charnières isoclinales intrafoliaires de la Phase I (phyllades dans la série de La Corte Type II - zone métamorphique B<sup>1</sup> - au Sud de El Repilado).
- Photo B - Charnières isoclinales de plis isoclinaux anisopaques de la Phase I (lentilles de cipolin de la série de Jabugo) (zone métamorphique B<sup>2</sup> - au N de Higuera de la Sierra).
- Photo C - Laminage du flanc normal d'une charnière isoclinale contemporaine de la Phase I (amphibolites de Acebuches - zone métamorphique B<sup>2</sup> - au S d'Acebuches).
- Photo D - Microplis isoclinaux de la Phase I (amphibolites de Acebuches - zone métamorphique B<sup>2</sup> - au S de Acebuches).
- Photo E - Pli isopaque sans schistosité de plan axial de la Phase I (gneiss calcomagnésien de la série de Almonaster - zone métamorphique C - à l'W de Cortegana).
- Photo F - Pli isoclinal anisopaque de la Phase I (cipolins de la base de la série de Acebuches - partie profonde de la zone B<sup>2</sup> - à l'E de Almonaster au bord de la route de Aracena.)



- PLANCHE III -

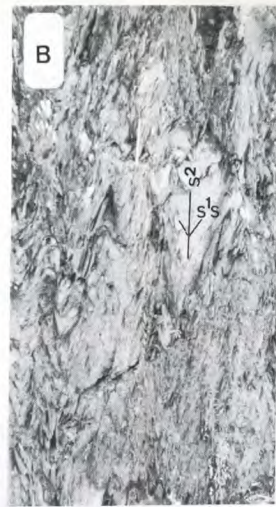
Zone structurale VI (Bande métamorphique d'Aracena)

—

Déformations mésoscopiques

- Photo A - Plis d'écoulement accompagnés de cisaillement dans des niveaux de cipolins et de marnes dolomitiques (Phase I - série de Almonaster - zone métamorphique C - à l'ENE de Cortegana - Route de Lisbonne).
- Photo B - Plis orthorhombiques isoclinaux de la Phase II affectant la schistosité  $S^1$  (phyllades de El Cubito - au N de Navahermosa) (la schistosité de fracture  $S^2$  est sub-verticale).
- Photo C - Lentille de quartz mimétique de  $S^1$  et replissée par la schistosité  $S^2$  (phyllades de El Cubito - au N de Aracena).
- Photo D - Replis contemporains de la Phase II et déversés vers le S-SW (schistosité de fracture  $S^2$ ) ces derniers reprennent un pli isoclinal de la Phase I (schistosité  $S^1$ ) (niveaux de métatufs basiques de la série de La Corte - village de Cortelazor - piste de Hinojales).
- Photos E-F - Plis orthorhombiques de la Phase II (phyllades de La Palanca = El Cubito - au SW de Aroche sur la piste de El Mustio).

—

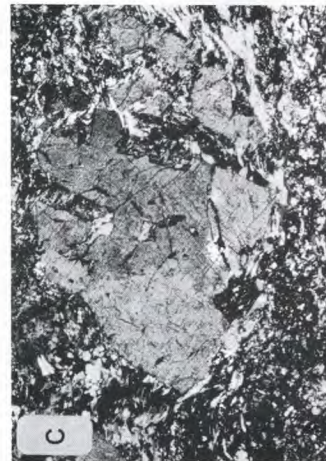
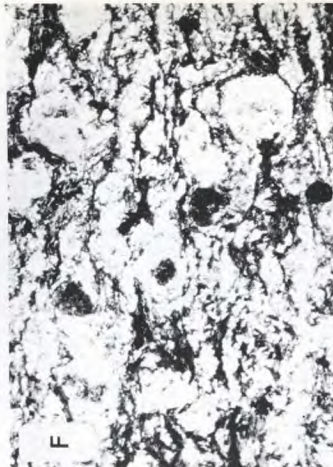


- PLANCHE IV -

Zone structurale VI (Bande métamorphique d'Aracena)

Déformations microscopiques

- Photo A - Quartz rhyolitique protérogène (série des porphyroïdes de Jabugo - Zone A : partie profonde) (L. P.) x 30.
- Photo B - Fantôme d'une andalousite (?) statique sur  $S^1$  (schistosité interne dessinée par des inclusions opaques) reprise et rétomorphosée en muscovite lors de la Phase II (L. N.) x 60.
- Photo C - Augite protérogène se transformant en aiguilles d'actinote orientées dans  $S^1$  (métatuf basique de la série de La Corte - Zone A - partie profonde) (L. P.) x 30.
- Photo D - Feldspath alcalin syngénétique avec mâcles polysynthétiques en damier allongé dans la schistosité  $S^1$  (porphyroïdes de la série de Jabugo - Zone B<sup>1</sup>) (L. P.) x 30.
- Photo E - Grossite blindée par de l'actinote syngénétique (métadolérite schistosée par la Phase I - série de La Corte - Zone B<sup>1</sup>) (L. N.) x 30.
- Photo F - Métatuf basique à felspaths et amphiboles moulés par  $S^1$  et repris par  $S^2$  (schistes amphiboliques de Acebuches - Zone B<sup>1</sup>) (L. N.) x 30.
- Photo G - Métablastes de plagioclase contemporains de la Phase I et réorientés par la schistosité  $S^2$  (schistes amphiboliques - métatufs - de la série de La Corte - Zone B<sup>1</sup>) (L. N.) x 40.
- Photo H - Métablaste syncinématique pivotant dans la schistosité de flux  $S^1$ . (L. N.) x 80.



- PLANCHE V -

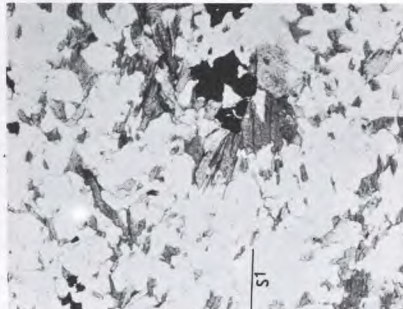
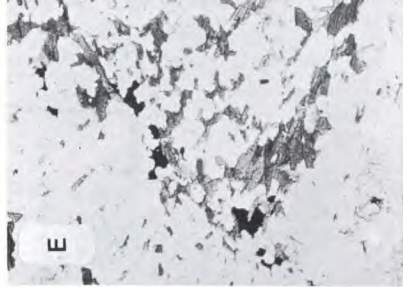
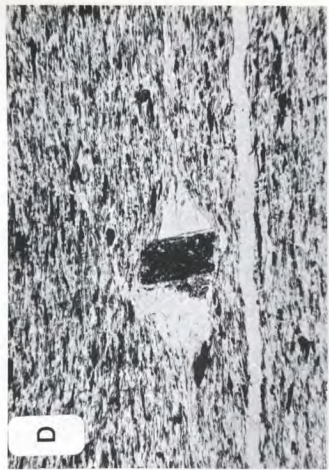
---

Zone structurale VI (Bande métamorphique d'Aracena)

---

Déformations microscopiques

- Photo A - Métablastes poecilitiques d'andalousite avec schistosité interne  $S^1$  (dessinée par des granules isotropes) parallèle à la schistosité externe  $S^1$  (schistes de El Cubito - Zone B<sup>1</sup>) (L. N.) x 80.
- Photo B - Métablastes poecilitiques de cordiérite et d'andalousite (en haut et à gauche) statiques sur  $S^1$  dessinée par des petites tablettes de quartz (même origine que A) (L. N.) x 80.
- Photo C - Micas mimétiques de S (arc polygonal) inclus dans une amygdale aplatie dans  $S^1$  (micaschiste de la série de Jabugo) (L. N.)
- Photo D - Chloritoïde réorienté dans  $S^1$  avec "pressure shadow" de quartz; une deuxième génération de chloritoïde de petite taille se développe dans  $S^1$  (phyllades de El Cubito - Zone A) (L. N.) x 100.
- Photo E - Microchamière avec biotites mimétiques de S dessinant un arc polygonal (gneiss de la série de Fuente de Oro - Zone C) (L. N.) x 80.
- Photo F - Biotites post- $S^1$  avec schistosité interne; ces micas se développent dans un clivage de fracture ( $S^2$ ) (?) (micaschistes graphiteux de la base de la série de La Corte - Zone B<sup>2</sup>) (L. N.) x 80
- Photo G - Biotites syngénétiques ( $B^1$ ) parallèles à  $S^1$  et biotites statiques ( $B^2$ ) liées à la mise en place du granite de Linares, (L. N.) x 80.
-



- PLANCHE VI -

Zone structurale VI (Bande métamorphique d'Aracena)

---

Déformations microscopiques

Photos A,B,C - Schistosité  $S^1$  et minéraux de la première phase déformée par la schistosité de fracture  $S^2$ . (L. N. ) x 30.

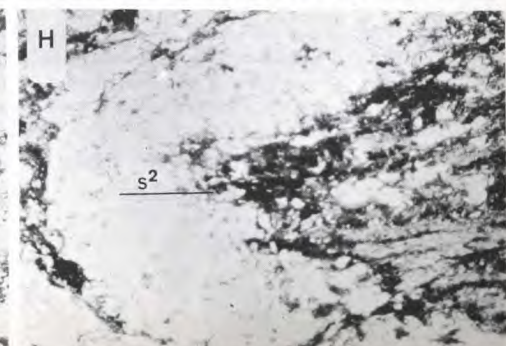
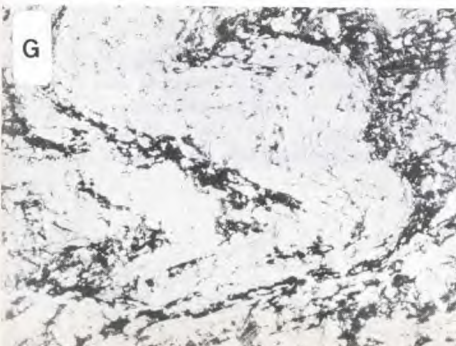
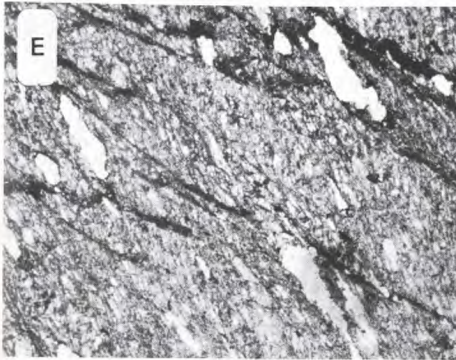
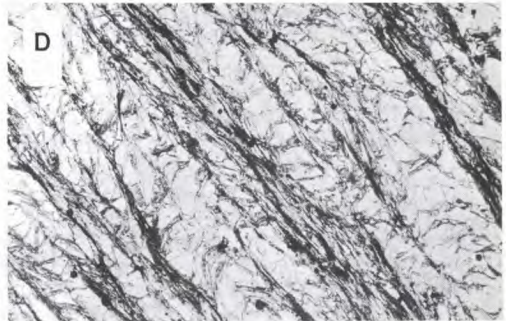
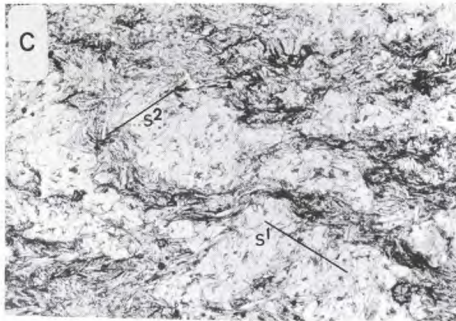
Photo D - Schistosité  $S^1$  matérialisée par des lamelles allongées de micas et délimitant des microlithons avec arcs polygonaux de phyllosilicates mimétiques de S (micaschistes de la série de Jabugo - Zone B<sup>1</sup>) (L. N. ) x 40

Photo E -F - Schistosité de flux  $S^1$  recoupée par le clivage de fracture  $S^2$ , (L. N. ) x 40

Photo G - Microcharnière de la Phase I replissée par la Phase II avec schistosité native de  $S^2$  visible dans les micas (en haut à droite) (gneiss alumineux de Fuente de Oro - Zone B<sup>2</sup>) (L. N. ) x 30

Photo H - Replis de la Phase II avec schistosité de fracture  $S^2$  reprenant les micas dans les lits phylliteux (micaschistes de la série de La Corte - Zone B1) (L. N. ) x 30

---





Santa-Ana - Alajar- Los Marinós,

- un bloc central compris entre l'accident précédent et le décrochement d'Aracena,
- un bloc oriental limité par l'accident d'Aracena et l'important décrochement de Zufre,

Le rejet horizontal de ces décrochements est variable; celui qui concerne les accidents de Ficalho et de Zufre se manifeste par un décalage d'unités repères sur des distances de plusieurs kilomètres de telle sorte que la zone d'Aracena se présente comme une unité dont les éléments se retrouvent à l'W (c'est-à-dire au Portugal) dans l'axe Ficalho-Portel et à l'E dans un secteur situé au NE de Zufre, en direction de Almaden de La Plata.

Ces accidents ont une morphologie sigmoïde très particulière que nous interprétons comme le fait de deux phases tectoniques superposées,

- 1)- dans une première phase, un système de décrochements affectent le secteur avec des rejets sénestres horizontaux et de direction E-W à WNW - ESE ; on note que les accidents affectent les grands batholites granodioritiques et diorito-gabbroïques tels ceux de la région d'Aroche ou d'Aracena, autrement-dit ils sont postérieurs à la mise en place de ces massifs,
- 2)- dans un deuxième temps, la région subit dans son ensemble les contre-coups d'une poussée originaire du S ou du SE ; comme cela est schématisé par la Figure 18 , le phénomène précédent provoque une réactivation des décrochements et des failles normales qui prennent une allure sigmoïde et peuvent jouer en accident inverse (chevauchements vers le Sud).

La surimposition de ces diverses structures (et en particulier des décrochements) a pour effet de tordre ou de sectionner les axes des plis issus des phases I et II. La conséquence directe de ce phénomène est la génération, dans les compartiments faillés, de plis non-cylindriques à surface axiale distordue, ce que montrent les stéréogrammes (Fig. 20 C, D).

#### C. V- Mise en place du granite de Linares.

La chronologie relative des événements tectoniques cités plus haut, permet de situer l'intrusion dans la Zone B (partie supérieure) d'un petit massif granitique à bords circonscrits (granite de Linares). Cette intrusion apparaît au coeur de l'anticlinal issu de la Phase II, de Fuenteheridos-La Umbria ; elle est donc postérieure à cette seconde phase mais antérieure aux décrochements qui l'affectent.

L'étude des micas des niveaux encaissants, à proximité de ce granite, montre (Pl. V - G ) le développement statique de biotites brun-rougeâtre. Ces dernières équantes sur une structure planaire ( $S^1$ ) dessinée par des biotites partiellement rétro-morphosées prouveraient l'existence d'une auréole thermique autour du granite de Linares; la tendance très marquée par ces nouvelles biotites à se concentrer le long de petites fissures (cf. Pl. V-F ) suggère fortement d'autre part, que leur développement est lié à des apports potassiques issus du granite précédent,

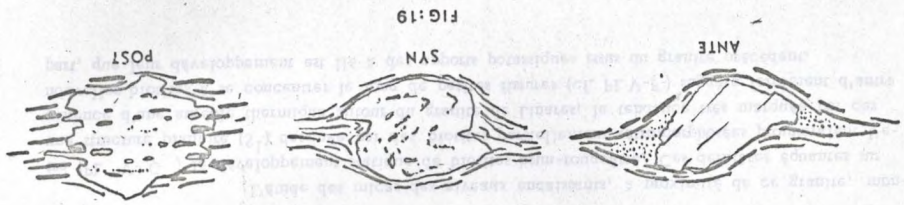


FIG:19

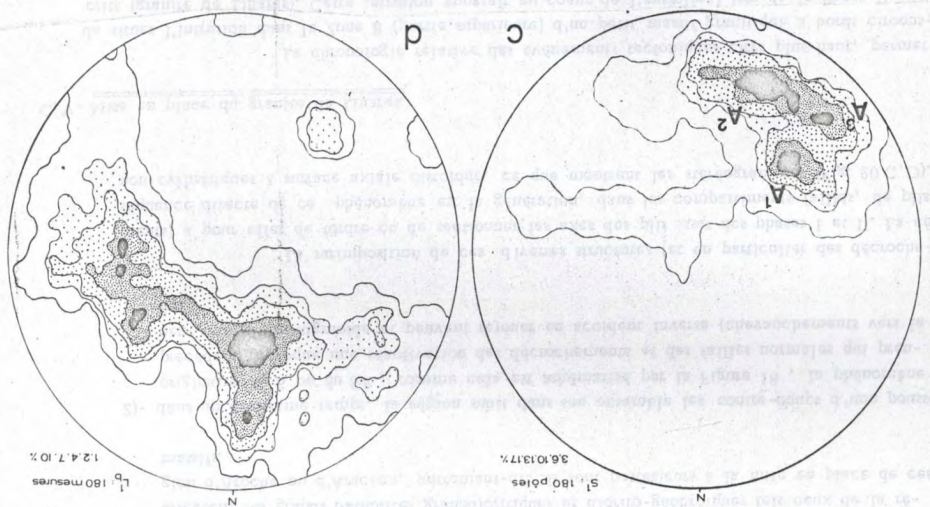
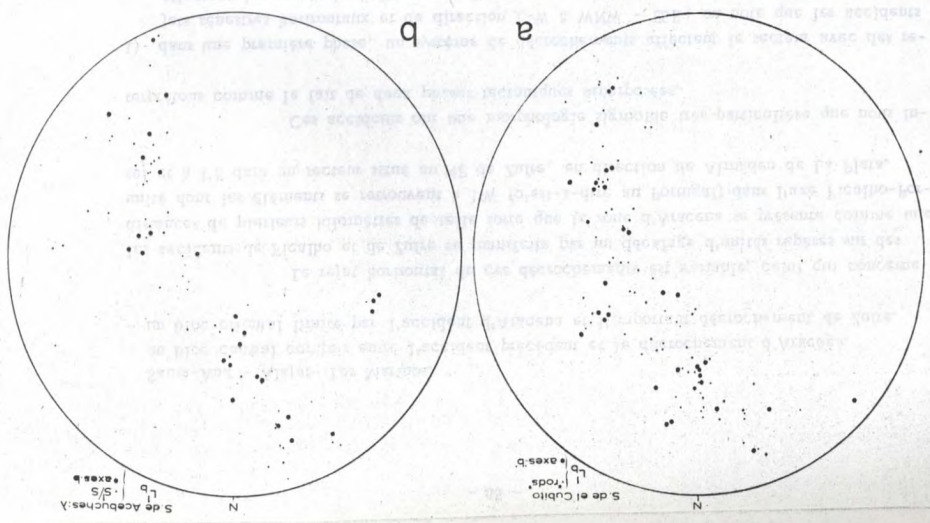


FIG 20



## C. VI - Conclusions,

### 1°/- Rapports entre micro- et macrotectonique : direction et âge des phases.

Bien que leur nombre soit limité et relativement dispersé, les mesures qui ont servi à l'élaboration des diagrammes structurologiques font apparaître les faits suivants :

Fig. 20 a, b.

- La répartition des linéations "b" dans les stations épi- et mésozonales est approximativement identique; dans les deux cas de figure, on note que ces linéations se rassemblent suivant une guirlande (grand cercle) de direction moyenne NNW-SSE à pendage ENE de 70° - 80°.

Fig. 20 d

- Le diagramme de contour des linéations "b" de la Phase I montre l'existence de 2 paires de maxima ; l'interprétation de la géométrie de cette figure correspond à un ensemble structural ayant subi trois principales étapes dans son évolution :
  - premier plissement à axe-b horizontaux NNW-SSW
  - second plissement à plan axial WNW-ESE plongeant vers le NNE d'environ 70°-80°; cette seconde structure correspond à une famille de plis dissymétriques déversés vers le SSW et reprenant, en les redressant, les microplis de la première phase. Ces derniers prennent alors par rapport à l'horizontale une inclinaison de l'ordre de 30°-40° dans les flancs normaux, et de 70°-80° dans les flancs inverses (max. A<sup>1</sup> et A<sup>2</sup>).
  - troisième plissement : les maxima B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup> paraissent correspondre à deux points symétriques par rapport à un plan NE-SW plongeant de 80° environ vers le NW ; la surimposition de cette troisième famille de structures accentue de ce fait le redressement des axes des plis de la première phase.

Fig. 20 c

Comme nous l'avons souligné plus haut, la distribution des axes "b" de la première génération de plis se fait dans un plan NNW-SSE qui n'est autre que le plan axial des microplis; la comparaison entre cet élément planaire et la répartition des pôles de la schistosité S<sup>1</sup> montre de plus qu'il y a coïncidence entre le plan axial précédent et la schistosité de la Phase I. Le stéréogramme C montre d'autre part, que S<sup>1</sup> a été replissé car les pôles se subdivisent en trois maxima. Les points A<sup>1</sup> et (A<sup>2</sup> + A<sup>3</sup>) se répartissent de façon symétrique par rapport à un plan NNW-ESE correspondant approximativement à la projection d'une surface S, perpendiculaire à S<sup>2</sup> (dont les pôles sont représentés sur la Figure 20 a). Le point A<sup>3</sup> correspondrait à la troisième génération de structures invoquées précédemment; il montre que S<sup>1</sup> a été distordu par rapport à un plan NE-SW.

Ces diverses remarques soulignent, en accord avec les observations de terrain, l'existence de deux phases importantes de plissement et d'une troisième phase de déformation correspondant aux décrochements sénestres. Le dépouillement et l'interprétation des stéréogrammes conduit à la conclusion que la première phase de plissement correspond à la formation de microplis synschisteux, isooclinaux et de direction NNW-SSE.

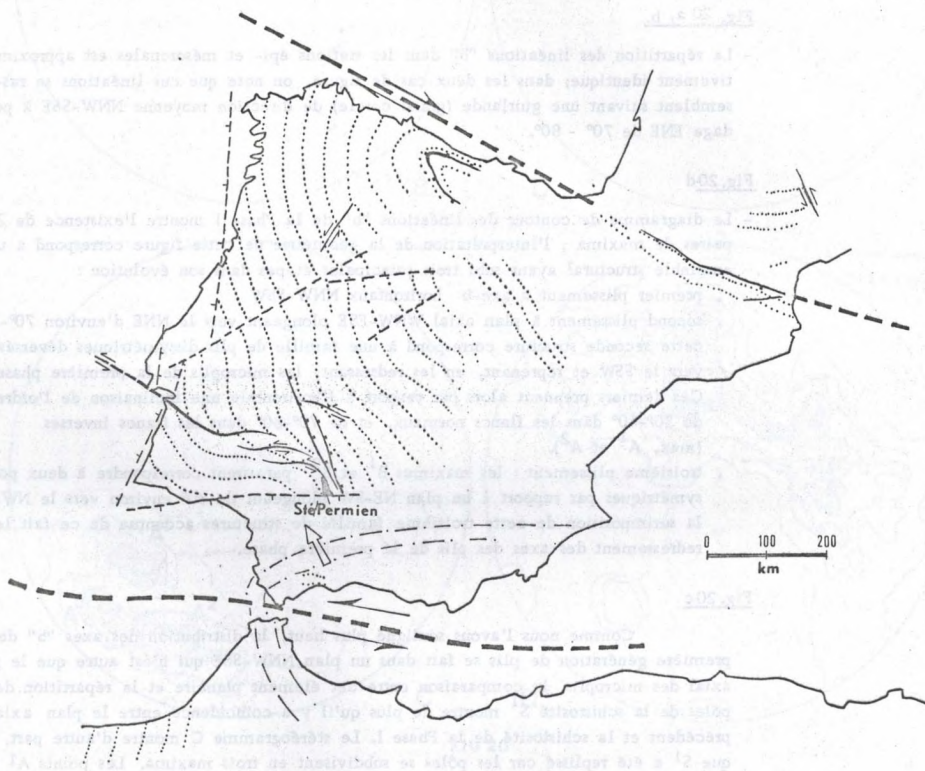


Fig. 21 - Les décrochements sénestes du Sud de la Péninsule dans l'hypothèse de la dérive du bloc hispano-portugais, (d'après M. Mattauer, 1968)

Dans l'état actuel de nos connaissances et parce que les serrages tardifs ont été importants, il est impossible de raccorder les microplis de la première phase à des macrostructures (pli-nappes) telles celles qui caractérisent les zones métamorphiques des Pyrénées, Cévennes, Adirondacks, ou du Sud de la Norvège.

A propos de l'âge des deux schistosités de la Zone d'Aracena, on peut affirmer que  $S^1$  (et à fortiori,  $S^2$ ) est au moins post-Dévonien moyen au N de la région étudiée. Au Sud, c'est-à-dire dans la portion de la chaîne où affleurent des sédiments plus récents, nos observations ajoutées aux données de divers auteurs (Kleyn, 1960 - Rambaud, 1963 - Van den Boogaard, 1967 - Pfefferkorn, 1968) permettent d'aboutir à la conclusion que  $S^1$  et  $S^2$  affectent le volcano-sédimentaire acide (Famenien) de Pomaraó - Rio Tinto alors que les couches viséo-westphaliennes du Culm de Huelva ne présentent qu'une seule schistosité de fracture, plan axial de plis métriques à décamétriques isoclinaux. Le problème qui se pose est de savoir si cette schistosité "carbonifère" est  $S^1$  ou  $S^2$  ? Si l'on généralise à l'ensemble de la région les observations précises mais locales fournies par le secteur de Gil Marquez (cette étude), la schistosité qui affecte le Culm de Huelva ne peut être que  $S^2$ , de ce fait une seule phase tectogénique importante aurait affectée le viséo-wetsphalien ce qui donnerait un âge au plus intra-viséen et au moins Famenien à la schistosité  $S^1$ .

En ce qui concerne l'âge des phases cassantes (failles normales et décrochements), les observations que l'on peut faire dans la dépression du Rio Viar, montrent que ces deux périodes tectoniques ont joué avec des rejets importants avant le dépôt de niveaux stéphano-permiens (Simon, 1943 - Fabriès, 1963). Ces niveaux débutent par des assises conglomératiques qui renferment des galets de granite du type Castilblanco et Campofrio ; le fait qu'ils soient cisailés par les accidents précédents montre que les Phases III et IV sont antérieures au Stéphaniens supérieur et postérieures à la mise en place des grands batholites de granites (d'âge Westphalien moyen probable, Fabriès, 1963) c'est-à-dire vraisemblablement vers le Stéphaniens inférieur - Westphalien supérieur.

Nous avons vu précédemment que l'allure sigmoïde des décrochements sénestres, était le fait de deux périodes tectoniques : a)- décrochements sensiblement EW ; b)- compression suivant un régime de contraintes de direction NW-SE. L'importance de ces décrochements, le sens des déplacements des compartiments, l'âge paléozoïque supérieur de la phase cassante qui leur a donné naissance, constituent trois arguments qui viennent se surajouter à l'hypothèse du déplacement du bloc ibérique telle qu'elle a été invoquée récemment par M. Mattauer (1968) et P. Matte (1968) ou bien de R. W. Van Bemmelen (1966-1968). Comme le montre la Fig. 21, ces auteurs admettent une translation longitudinale de la Péninsule par rapport au bloc européen et africain; ce phénomène post-Westphalien mais anté-Permien se serait produit à la faveur de deux grandes fractures E-W respectivement situées au N des Pyrénées et au N de la côte africaine. Dans cette hypothèse, les décrochements longitudinaux et sénestres du N de la Province de Huelva constitueraient un système satellite d'accidents du même type et du même âge que ces deux grandes fractures ; leur allure sigmoïde indiquerait d'autre part que la partie S du bloc ibérique a été prise en étau lors d'une avancée du bloc africain dans une période qui n'est peut-être pas à dissocier de la mise en place de la Cordillère Bétique.

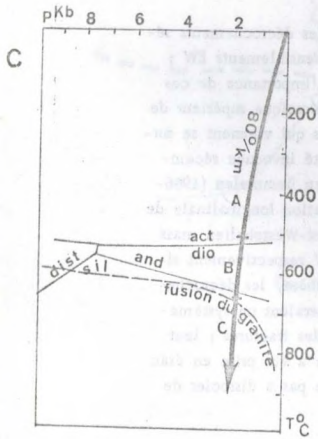
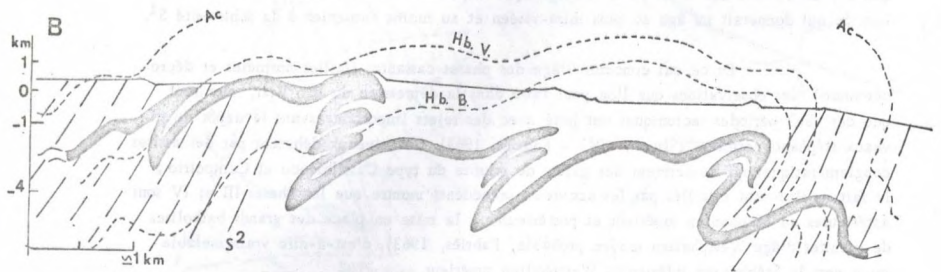
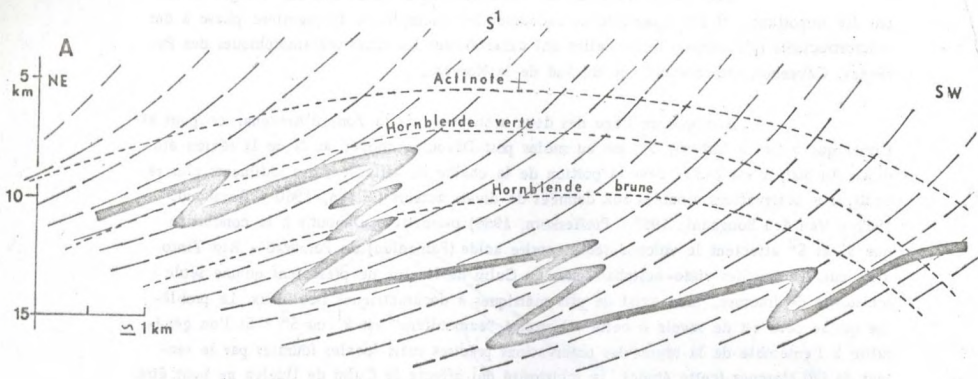


Fig. 22 - Structures tectoniques et thermiques : A : après la Phase I (hypothétique) - B : après la Phase II et avant la surimposition des accidents cassants ( $S^1$  et  $S^2$  = schistosités de flux et de fracture des Phases I et II ; actinote +, hornblende verte et hornblende brune + = isograde d'apparition dans les roches basiques orthodérivées) - C : allure de la courbe température-profondeur d'après les estimations faites sur le terrain.

## 2°/- Métamorphisme et déformation.

Les données précédentes permettent de préciser les relations entre tectonique et métamorphisme à la fin de la Phase I. Il paraît évident que les isogrades définissant les Zones A - B<sup>1-2</sup>, C, sont déformés par la surimposition des Phases II, III et IV. Si l'on essaie de reconstituer l'état des structures avant le début de la phase de serrage (Phase II) on aboutit (Fig. 21) à la conclusion que ces isogrades étaient approximativement parallèles entre eux et obliques sur les structures de la Phase I. Autrement dit, le métamorphisme dans la zone d'Aracena a débuté lors de la première phase de plissement mais s'est poursuivi légèrement au-delà de cette dernière phase tout en étant antérieur aux phases II, III et IV.

Dans un autre ordre d'idées, il est possible de faire une estimation de l'intensité du degré géothermique lors de phase paroxismale du métamorphisme. Dans cette perspective, nous avons choisi de prendre pour repère le sommet et la base de la Zone B. Cette zone montre des assemblages de minéraux stables dans le faciès amphibolite à cordiérite et plus précisément dans le sous-faciès andalousite-cordiérite-muscovite. D'après H.G. Winkler (1965), l'entrée dans ce sous-faciès est marquée par l'apparition de diopside dans les niveaux basiques orthodérivés, c'est-à-dire à une température de l'ordre de  $530^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$  et  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  (supposée ici égale à la charge) de 1 kb. Le passage au second sous-faciès à sillimanite<sup>2</sup> cordiérite-almandin se fait à des températures variables suivant l'intensité de P. Si l'on prend pour repère la température d'inversion de l'andalousite en sillimanite, on sait qu'il est nécessaire de calculer la variation de P entre le sommet et la base de la Zone B. Cette variation est de 0,3 kb ce qui correspond au S d'Aracena, à environ 1200 m de terrains plissés où les 2/3 sont constitués de roches basiques. Ces valeurs placées sur un diagramme P, T où figure un des derniers domaines de stabilité des polymorphes  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (Winkler, 1965) montrent que dans la zone d'Aracena, la température d'inversion précédente était de  $650^{\circ}\text{C}$  pour une pression de 2 kb. Le degré déduit de ces valeurs serait alors de  $80^{\circ}\text{C}/\text{km}$  dans la Zone B et probablement de l'ordre de  $70\text{-}75^{\circ}\text{C}/\text{km}$  dans les parties supérieures (cf. Fig. 22).

La pression(charge) au sommet de la Zone C devait être approximativement de 2,5-3 kb, ce qui correspond à environ 8000 à 10000 m de sédiments plissés : la puissance apparente des séries métamorphiques et non métamorphiques (Dévonien moyen compris) étant de l'ordre de 5-6000 m, il apparaît que les 4000 à 5000 m manquants ont pu se surajouter par plissement à la puissance des niveaux actuellement préservés, sans qu'il soit nécessaire d'invoquer des "surpressions tectoniques". Comme cela sera montré ultérieurement, les associations minérales dans la Zone d'Aracena appartiennent à une lignée de sous-faciès comparable à celle du plateau d'Abukuma (Miyashiro, 1961). Le degré de  $75\text{-}80^{\circ}\text{C}/\text{km}$  calculé précédemment paraît compatible avec ce type de métamorphisme (à cordiérite-andalousite-sillimanite); il est toutefois légèrement supérieur à celui proposé par E. Den Tex (1965) ( $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) et pourrait expliquer le large développement d'associations à orthopyroxène-cordiérite ou orthopyroxène-hornblende dans la catazone profonde d'Aracena.

## C/- ZONE 7 de GIL MARQUEZ - CAMPOFRIO - VALDEFLORES.

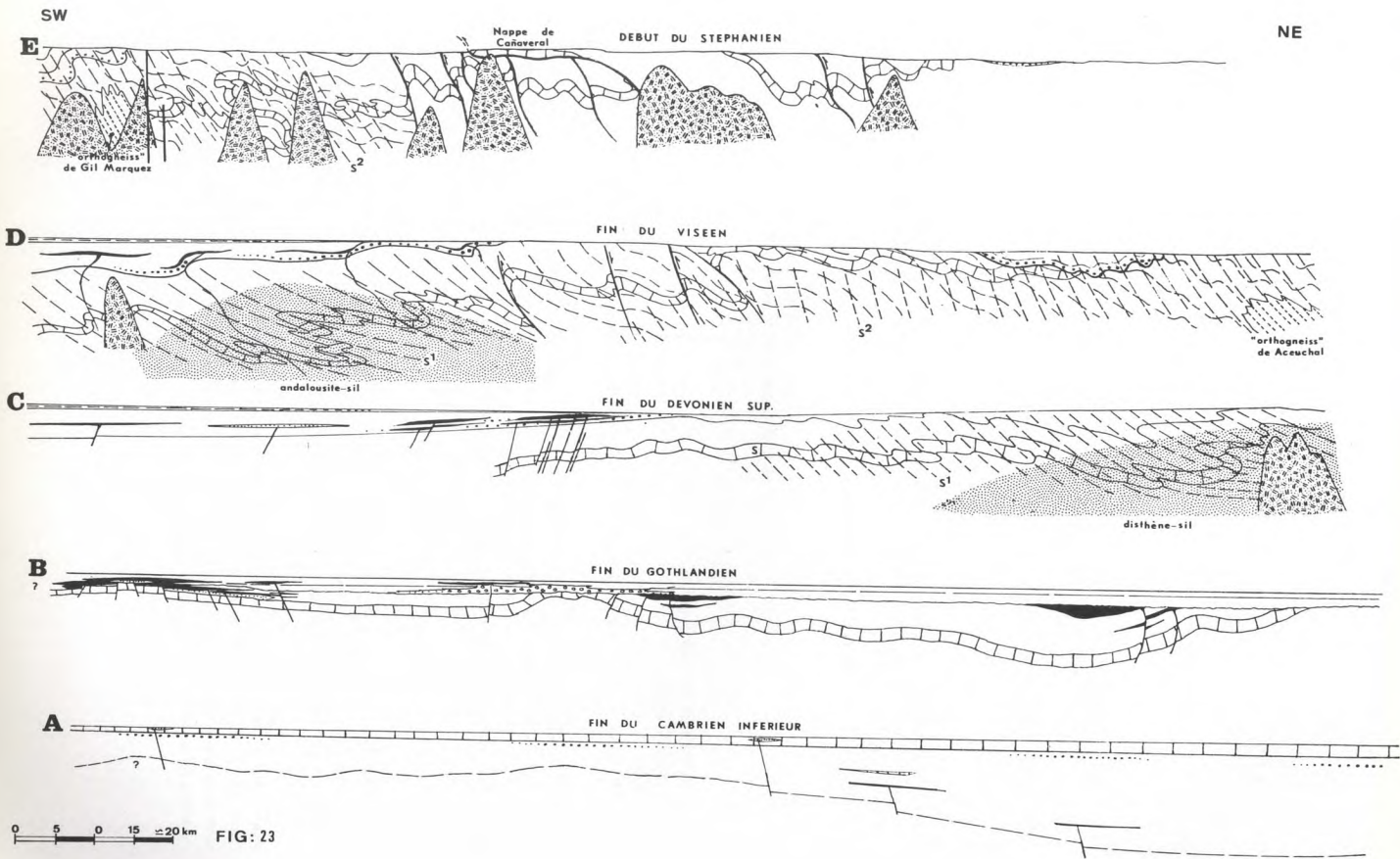
### 1°/- Généralités.

Cette dernière zone est caractérisée par la prédominance de niveaux épais et flyschoides d'âge Dévonien et le développement de longs corps granitiques, grano-dioritiques

et dioritiques. Aux environs de Gil Marquez on note d'autre part, la présence de roches métamorphiques particulières ainsi que celle d'un massif de granodiorite amphibolique très écaillée ("orthogneiss de Gil Marquez"), tandis que les métamorphites constituent une bande qui se prolonge largement au Portugal entre les localités de Serpa et de Mertola.

A grande échelle, la Zone 7 apparaît schématiquement comme une unité monoclinale plongeant vers le NNE, et qui se rattache au flanc inverse de l'anticlinorium déversé vers le SSW de la Zone 6. La mise en évidence de macrostructures plissées est rendue difficile du fait de la monotonie des couches dévoniennes et de l'intrusion de massifs granitiques. Ces derniers (cf. carte) forment des batholites (dépressions dans la topographie) étroits et très allongés suivant un axe E-W. Leur mise en place, postérieure au Dévonien plissé et schistosé, a été suivie par une ou plusieurs phases de serrages mylonitisant parfois intensément les bordures des massifs et faisant rejouer les contacts avec l'encaissant.

L'étude microstructurale des niveaux dévoniens dans la partie NW de la Zone 7, montre que ces derniers sont affectés de plis isoclinaux qui admettent une fine schistosité de fracture comme plan axial. Ces plis, d'amplitude au moins décimétrique à métrique sont souvent très replissés (cf. Pl. III - E, F) suivant des microplis orthorhombiques qu'accompagne un second clivage de fracture grossier et vertical. Il existe donc deux schistosités et au moins deux phases tectoniques importantes dans la Zone 7.





III. - CONCLUSIONS GENERALES SUR L'EVOLUTION GEOTECTONIQUE  
DE LA SIERRA MORENA OCCIDENTALE.

L'étude précédente montre que l'évolution structurale de la Sierra Morena occidentale est marquée par le superposition de plusieurs phases tectoniques de style différent. Comme cela est schématisé par la Figure 29, les corrélations entre les événements tectoniques majeurs définis dans plusieurs zones permettent de dégager les caractères de l'évolution géotectonique du segment morainien de la chaîne hercynienne.

- Fig. A : à la fin du Cambrien inférieur (calcaires à Archeocyathus).

Dépôt des niveaux du Précambrien récent caractérisés vers la base par une formation porphyroïde du type "Ollo de Sapo". La région est fortement subsidente suivant un axe Badajoz-Cordoue et le jeu d'accidents normaux favorise la mise en place de roches rhyodacitiques pendant le dépôt de roches essentiellement arkosiques (porphyroïdes de Bodonal - de Malcocinado, etc...) puis schisto-grauwackeuses.

Avant le Cambrien inférieur, une petite phase de plissement (phase assynthétique) affecte l'ensemble de la région surtout dans sa partie occidentale.

- Fig. B : à la fin du Gothlandien.

Le Silurien se dépose en discordance sur le Cambrien dont les derniers niveaux sont caractérisés par la présence de roches spilitiques et très rarement rhyolitiques (kératophyres et pyromérides de Zafra). Cette discordance, liée à une phase "sarde" (ondulations de grande amplitude NNW-SSE) paraît plus marquée au Nord qu'au Sud (Arenig discordant au N sur le Précambrien récent).

Une petite ride semble avoir joué d'autre part dans la partie médiane (région d'Encinsola) de la zone étudiée. Plus au Sud (région d'Aracena) le Cambrien et l'Ordovicien ne peuvent être différenciés (Cambro-Ordovicien); le dépôt de ces niveaux est caractérisé par l'épanchement de volcanites acides (Porphyroïdes de Jabugo) et basiques et la région d'Aracena pourrait correspondre à une zone côtière ou à une seconde mais vaste ride "géanticlinale".

- Fig. C : à la fin du Dévonien supérieur.

Le Dévonien est discordant au Sud sur le Gothlandien et l'Ordovicien (phase calédonienne mineure) et se serait déposé dans tout le secteur; complet au Sud, il serait discontinu au Nord (lacune du Dévonien moyen signalée par H. Puschmann) en réponse à des réajustements eustatiques.

A la fin du Dévonien, une première phase tectogénique importante se développe au N suivant l'axe Badajoz-Cordoue. Cette phase donne naissance à des plis isoclinaux synschisteux ( $S_1$ ) déversés vers l'WSW; un métamorphisme régional à disthène accompagne cet événement tectonique majeur qui est suivi par la mise en place de corps granitiques porphyroïdes et calcoalcalins.

- Fig. D : à la fin du Viséen.

Au Nord, la phase précédente est suivie d'un serrage générant un clivage de fracture ( $S^2$ ) ; les métamorphites à disthène ainsi que les granites porphyroïdes calcoalcalins sont respectivement replissés et phyllonitisés. Le Viséen discordant sur le Cambro-Silurien et le Pré-cambrien récent est épicontinental ; il s'est déposé dans une série de petits bassins après une importante période d'érosion marquée par la formation de brèches.

Au Sud, le Viséen est franchement marin; c'est un flysch grauwaqueux et conglomératique qui s'est sédimenté pendant une période de "down-buckling". Cette période correspond à une phase tectogénique où l'enfouissement rapide s'accompagne d'un plissement synschisteux ( $S^1$  dans la bande d'Aracena) et d'un métamorphisme à andaloussite-cordiérite sillimanite à degré géothermique élevé. Immédiatement après cette phase tectogénique, des corps de granites porphyroïdes calcoalcalins (Gil Marquez) se mettent en place avec une auréole thermique très large.

- Fig. E : après le Westphalien C et avant le Stéphanien.

Au Nord, le Carbonifère inférieur paralimnique est légèrement plissé (schistosité  $S^2$ ). Au Sud, par contre, le Westphalien marin A, B, C (Moscovien) s'est déposé sous un faciès flyschoidé grauwaqueux et conglomératique ("Culm") qu'accompagne un volcanisme spilitique sous-marin. Ces niveaux sont plissés et déversés vers le SW, une schistosité de fracture  $S^2$  accompagne cette seconde phase tectonique et affecte les métamorphites d'Aracena ainsi que le granite amphibolite de Gil Marquez et les roches de son auréole thermique. Les corps granitiques tel celui de Campofrio sont postérieurs à cette phase; leur forme allongée suivant un axe NNW-ESE suggère une intrusion tardi-tectonique qu'accentue des serrages tardifs.

Dans la partie moyenne de la zone étudiée on note la mise en place d'une nappe du premier genre (nappe de Cañaveral) qui pourrait représenter le flanc inverse d'une macrostructure anticlinale déversée vers le SW née lors de la première phase.

L'histoire tectonique de la Sierra Morena occidentale se termine par une période de grands décrochements sénestres d'amplitude kilométrique. Ces décrochements (failles de Ficalho, Aracena et Zufre pour ne citer que les principaux), compartimentent la chaîne en trois unités :

- au Portugal : le massif de Beja-Moura
- en Espagne : - la bande d'Aracena
- l'unité d'Almaden de la Plata-Lora del Rio.

La période de formation de ces décrochements est postérieure aux granites tarditectoniques anté-stéphaniens mais antérieure aux dépôts du Stéphanien supérieur - Permien du Rio Viar.

Dans le chapitre précédent, nous avons signalé à diverses reprises l'existence de roches volcaniques dans diverses unités lithostratigraphiques du Paléozoïque; nous proposons d'étudier ici les principaux matériaux qui ont été émis en suivant l'ordre chronologique de leur mise en place depuis le Précambrien récent jusqu'au Dévonien.

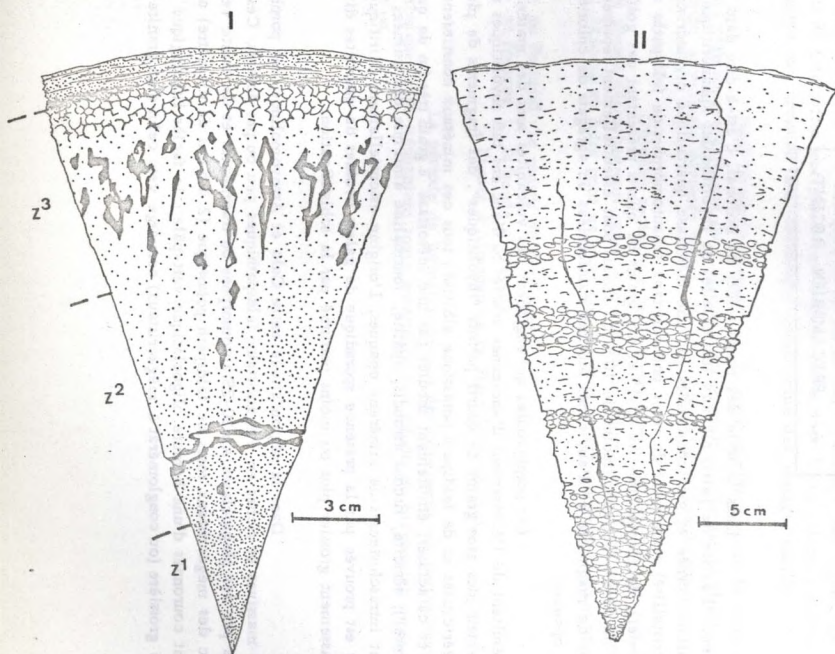
A. - PRECAMBRIEN RECENT.

Dans la série des porphyroïdes de Bodonal, c'est-à-dire dans le Précambrien récent, il existe de petits niveaux lenticulaires de rhyolithoïdes aphanéritiques. Ces roches ont une allure cornée et sont constituées par une mésostase quartzitique cryptocristalline (verre acide recristallisé) renfermant de rares phénocristaux subautomorphes de feldspaths alcalins (albite en damier), de plagioclases An 10-15 et des grains de quartz présentant des golfes de corrosion. Les minéraux mafiques (moins de 10 % du mode) sont essentiellement représentés par des cristallites de magnétite et d'anciennes biotites transformées en agrégats de chlorite-leucocène-minéraux opaques.

Les porphyroïdes qui englobent ces volcanites sont des matériaux gneissoïdes qui résultent de l'écrasement d'anciennes arkoses ou d'anciens tufs rhyolitiques remaniés. Elles renferment des gros grains de quartz parfois "rhyolitiques", des fragments de plagioclase An 5-8, séricitisés et de feldspath potassique albitisé; tous ces minéraux constituent des "yeux" distordus et cataclasés, étroitement moulés par une mésostase à grain très fin de quartz (à "mortar structure"), séricite, zircons arrondis, apatite, tourmaline ainsi que des traînées cryptocristallines et intraschisteuses de minéraux opaques. L'origine essentiellement détritique de ces porphyroïdes est prouvée par la présence sporadique de galets ovoïdes de quartzites divers et par un grano-classement grossier plus ou moins perturbé par la schistification.

Dans la région située entre Cala et Arroyomolinos, ces porphyroïdes deviennent très massives et riches en mégacristaux feldspathiques peu ou pas écrasés. Ces derniers sont constitués par des plagioclases An 20-25 automorphes ou fragmentés et de teinte verte qui avoisinent avec des mégacristaux roses de feldspath potassique (2 à 6 cm de diamètre) arrondis et fréquemment couronnés d'une bordure oligoclasique vert-pâle; le faciès lithologique réalisé par cette arkose grossière (ou conglomérat à mégacristaux) converge vers celui d'un granite porphyroïde

Fig. 24 - Sections des deux principaux types de "pillow-lavas" dans les spilites cambriennes du Nord de la Province de Huelva.



aux feldspaths "rapakiwi" mais diverses observations telles que :

- l'existence d'intercalations sporadiques de schistes gréseux
- la présence d'une structure planaire dessinée par les gros feldspaths se parallélisant avec la stratification des passées sédimentaires fines.
- l'adjonction de galets de quartzites ou de dragées de quartz
- le développement d'une matrice hétérogène gréso-sériciteuse
- le passage progressif à des niveaux franchement détritiques, etc..

sont autant d'arguments qui prouvent que cette formation est en fait une arkose issue du démantèlement d'un socle précambrien où affleuraient des granites de type "rapakiwi".

## B. - LE CAMBRIEN.

### 1°/- LES SPILITES ET ROCHES ASSOCIEES.

Ces roches, caractéristiques de l'Acado (Potsdamien) de la Sierra Morena occidentale, figurent dans trois aires principales qui sont, du N au S, les régions de Zafrá, Encinasola-Cumbres et Fuentes de León. Dans ces divers secteurs les spilites se présentent sous l'aspect de coulées homogènes massives ou à débit en coussin (pillow-lavas).

#### - Les laves en coussin.

L'étude pétrographique et morphologique des coulées en coussins montre l'existence de deux types de "pillows".

#### 1. - TYPE 1 (Fig. 24-1)

##### a) - Mode de gisement.

Les coussins de ce type caractérisent des entassements stratoïdes difficilement séparables sur le terrain des coulées massives proprement dites. Inclus dans un ciment épimétamorphique de nature variable : (schistes grauwackeux, argilo-gréseux, etc..) ils ont une forme elliptique de 30 à 70 cm dans le sens de la plus grande longueur et sont plus ou moins déformés dans les plans de la schistosité régionale : ce dernier caractère vient perturber leur disposition originelle sans toutefois nuire à la reconnaissance de certains critères de polarité (Phot. B- Pl. VII) utilisés dans ce genre de formation (Lewis, 1941 - Shrock, 1948).

##### b) - Structure.

Chaque coussin montre schématiquement trois zones concentriques (cf. Fig. 24-1).

- Zone 1 - au centre, un noyau vert pâle phanéritique où l'on distingue un enchevêtrement de microlites de plagioclase.
- Zone 2 - une zone intermédiaire caractérisée par un étroit réseau de fractures concentriques colmatées de chlorite.
- Zone 3 - à la périphérie, une zone riche en amygdales radiales et qui présente sur sa bordure externe une écorce de teinte brune et à structure variolitique. Une fine cuticule verdâtre entoure le coussin et l'on pénètre dans le ciment signalé plus haut.

c)- Pétrographie.

Les pillows montrent une cristallinité variable du centre vers la périphérie.

- Z<sup>1</sup> : la lave est constituée par un assemblage de petites lattes de plagioclases An 14 se divisant, par la taille, en deux groupes : microlites de 0,1 mm, aux faces (001) incomplètes et présentant un seul plan de macle (010) - microlites de 0,5 à 0,9 mm, filiformes ou trapus, automorphes et mûclés polysynthétiquement. Ces minéraux dessinent une structure arborescente typique des pillows-lavas (Vuagnat, 1946).
- Z<sup>2</sup> : est surtout caractérisée par une réduction de la teneur en plagioclases et par un accroissement quantitatif en minéraux opaques (ilménite dominante, hématite, pyrite). Les fractures du réseau concentrique sont formées par la trilogie suivante : au centre, calcite en grandes plages xénomorphes et renfermant des inclusions cryptocristallines isotropes; vers la périphérie, des chlorites (pennine +) en lamelles subautomorphes et frangées de granules opaques, enfin sur la paroi de la fissure, une mince couche, parfois absente, de cristaux de quartz xénomorphes et riches en inclusions d'indice inférieur à 1,54.
- Z<sup>3</sup> : cette dernière zone diffère très nettement des deux précédentes, les microlites de plagioclases (essentiellement du groupe 1 défini plus haut) y sont rares et transformés en séricite-chlorite. La mésostase est constituée par un assemblage de calcite et (surtout) d'ilménite. Ce dernier minéral forme des cristallites aciculaires disposées suivant un treillis plus serré vers la bordure du coussin; la disposition localement cruciforme de ces cristallites fait apparaître des amas isolés ou jointifs d'allure sphérolitique. On note de plus que les transformations ilménite-leucoxène augmentent à la périphérie de cette zone particulière.

Comme il est dit plus haut, la bordure du pillow est également caractérisée par la présence d'un système d'amygdales radiales; celles-ci ont la forme I ou de Y aux deux branches centripètes et ont une composition identique à celle des fractures concentriques de Z2 (c'est-à-dire : trilogie calcite-chlorite-quartz),

Le passage entre la zone précédente et le ciment du coussin se fait par l'intermédiaire d'une enveloppe (cuticule) discontinue du coussin, formée de fragments anguleux de lave. Ces clastites présentent un ou deux microlites de plagioclase altérés et frangés par un halo de fibrilles d'ilménite et une mince couche de micas blancs micro-cristallins ; leur ciment est essentiellement constitué par des lamelles de chlorite verte très pléochroïque. Nous faisons remarquer, comme le prouvent la nature et la composition des clastites précédentes, qu'il s'agit là de fragments provenant de la bordure du coussin (c'est-à-dire de Z3).

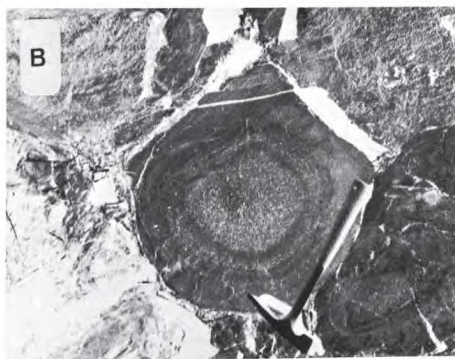
2. - TYPE II. (Fig. 24-II)

a)- Mode de gisement.

Les entassements de coussins de ce type montrent des individus ovoïdes, à section circulaire ou elliptique et de taille variable (50 à 150 cm de long). Les pillows s'épousent étroitement sans l'intermédiaire d'un ciment, si ce n'est une mince pellicule de lamelles chlorito-sériciteuses provenant de la "desquamation" des coussins. Ce type de pillows semble plus fréquent que celui décrit précédemment mais ceci pourrait toutefoisen tenir au fait que les structures du type II sont plus évidentes,



A



B



C

PLANCHE VII

Volcanites cambriennes

Photo A - Coulée de spilite en coussin (Route de Cumbres de en Medio à Galaroza

Photo B - Coussin du type I (à partir d'une diapositive); la forme du pillow montre qu'il est à l'envers.

Photo C - Détail des coussins du type II; la bordure hyaline apparaît de teinte claire.



b)- Structure.

Les coussins montrent une quantité variable de couches concentriques, riches en lithophyses, enveloppant un noyau central de même nature. Les pillows sont brun verdâtre et montrent une bordure externe plus claire et moins riche en vacuoles (5 cm d'épaisseur).

c)- Pétrographie.

Il n'y a pas de variations très sensibles de la cristallinité. La lave est une spilité formée par un assemblage de phéno-cristaux (dans certaines coulées) et de microlites de plagioclases sodiques inclus dans une mésostase chlorito-calciteuse riche en lithophyses de calcite (Mandelstein).

- Phénocristaux : il s'agit d'oligoclase An 18-20 de taille centimétrique, généralement très altéré en séricite-chlorite, automorphe et mâclé albite-péricline. On note d'autre part l'existence d'anciens cristaux (pyroxènes ?) pseudomorphosés en chlorite-calcite-minéraux opaques et fragrés de granules isotropes dont la concentration souligne les contours géométriques de l'ancien minéral.
- Microlites : ce sont des albites An 5-8 squelettiques se divisant, suivant la taille, en deux groupes analogues à ceux décrits dans le type précédent. Ces minéraux présentent un seul plan de mâcle (010) et dessinent une fluidalité sensiblement parallèle à la bordure du coussin.
- Lithophyses : les vacuoles ont une forme ovoïde dont le grand axe se trouve dans le plan de fluidalité ; elles sont principalement constituées par de la calcite en grandes plages xénomorphes et accessoirement par de la chlorite.
- Mésostase : le fond de la roche est formée par un assemblage complexe de chlorite-calcite-minéraux opaques (ilménite dominante) et un peu d'albite An 2 limpide et intersticielle. Cette mésostase forme 40 % environ de la composition modale, sauf vers la bordure du coussin où elle atteint les 60-70 %.

3. - Hypothèses sur la genèse de mise en place des coussins étudiés.

Nous pouvons résumer ainsi les caractères structuraux des deux types observés :

Type I - Cristallinité décroissante du centre vers la périphérie du coussin ,

- Disposition radiale d'amygdales dans la partie hyaline et fissuration du coussin à la limite externe de la zone la plus cristalline (Z I).
- Présence d'une enveloppe de clastites dont la composition et la structure indiquent que celles-ci proviennent de la bordure des coussins.
- Présence d'un ciment entre les pillows.

Type II - Pas de variations de la cristallinité si ce n'est une bordure moins riche en microlites.

- Structure fluidale parallèle aux contours du coussin.
- Forme ovoïde des lithophyses dont le grand axe se trouve dans la fluidalité.
- Pas d'auréoles de clastites.
- Ciment très réduit ou inexistant.

Pour chacun de ces types, l'interprétation que nous proposons est la suivante :

Type I - La présence d'une enveloppe de clastites montre que la bordure des coussins s'est fragmentée (phénomène de trempe) lors de leur mise en place; de plus, l'isolement relatif de chaque pillow et l'homogénéité de cette enveloppe paraissent indiquer que ces fragments vien-

ment du coussin sous-jacent et qu'ils se trouvaient dans un milieu qui ne permettait pas leur lessivage. Ces conditions suggèrent que les coussins de ce type se sont mis en place dans une boue non consolidée dont le ciment argilo-gréseux serait le témoin lithologique. Dans un tel milieu, les nodules de lave refroidissent de façon anisotrope (cf. zonation de la cristallinité) et leur dégazage s'effectue en deux temps principaux : tout d'abord, lors de la formation périphérique d'un verre (Z 3), les composés volatils s'accumulent dans des "pipes" perpendiculaires à l'éponte; après la formation d'un nucleus central où la lave se refroidit lentement, il apparaît une zone concentrique discontinue de la partie hyaline (fissuration de retrait) où peuvent alors s'accumuler les fluides encore existants,

Type II - La mobilité du matériel lavique (cf. fluidalité) et un refroidissement plus lent et plus homogène expliqueraient la présence d'auréoles concentriques riches en vacuoles; il se serait formé pendant l'épanchement du coussin une succession de courants circulaires de lave dont la genèse serait liée aux variations de la viscosité et d'autre part aux jeux relatifs entre la pression de la lave et la pression des composés volatils. Le fait que les coussins soient emboîtés entre eux sans l'intermédiaire d'un ciment, suggère avec ce qui précède, que les pillows du type II ont roulé sur le fond de la mer et se sont empilés.

- Les coulées massives.

L'étude pétrographique des matériaux qui constituent ce second groupe de volcanites, montre qu'il existe deux types de roches : - des spilites s, s, et des basaltes altérés à augite,

- Les spilites s, s.

Ce sont des laves à structure intersertale ou pilotaxitique, parfois porphyroïdes et riches en lithophyses de calcite-chlorite. Les phénocristaux sont représentés par des plagioclases automorphes séricitisés et chloritisés, de composition An 8-10, parfois groupés en petits amas glomérophyriques, ainsi que par des fantômes d'anciens minéraux ferromagnésiens (pyroxène et olivine) totalement pseudomorphosés en chlorite-calcite-actinote-leucoxène. Les microlites sont rachitiques et incomplètement cristallisés; ce sont des albites An 5-8 faiblement mâclées et dessinant généralement une structure planaire (fluidalité) se moulant sur les phénocristaux. La matrice est constituée par des plages xénomorphes de chlorite-calcite-ilménite et plus rarement d'actinote en petites aiguilles, de leucoxène et d'hématite.

- Les basaltes altérés à augite.

Il s'agit de laves pilotaxitiques renfermant trois types de phénocristaux :

- des plagioclases An 8-10, non zonés, mâclés albite-karlsbad, plus ou moins séricitisés et frangés par une auréole de calcite,
- des augites ( $2V_Z = 48^\circ$ ,  $Ng \quad C 42^\circ$ ) rose pâle, automorphes et remarquables par leur état de fraîcheur,
- des plages géométriques losangiques ou tabulaires, frangées de calcite et de granules isotropes; ces plages sont constituées par de grandes chlorites vert-bleuté, fortement pléochroïques, englobant des granules isotropes. D'après leur morphologie il semble que ces plages représentent d'anciens phénocristaux d'amphibole.

Ces phénocristaux sont inclus dans une matrice essentiellement constituée par des microlites squelettiques de plagioclase An 5-8 et des amas interstitiels xénomorphes de chlorite, calcite, actinote, ilménite et hématite.

	A. 168	A. 237
Si O <sub>2</sub>	46,50	41,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,35	15,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	7,50
Fe O	9,70	2,15
Mg O	4,80	2,95
Mn O	0,20	0,25
Ca O	4,00	10,45
Ti O <sub>2</sub>	2,50	1,80
Na <sub>2</sub> O	4,50	4,00
K <sub>2</sub> O	1,15	2,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,90	2,75
CO <sub>2</sub>	(4,50)	(6,60)
<b>Total</b>	<b>99,75</b>	<b>99,80</b>
Quartz	18,48	
Orthose	6,67	16,68
Albite	38,25	34,06
Anorthite	-	8,62
Corindon	7,75	2,55
Hypersthène	23,22	5,60
Olivine	-	1,26
Ilménite	4,71	5,02
Magnétite	5,10	2,55
Hématite	-	5,76
Calcite	3,60	15,00
Apatite	1,68	2,77
<b>Total</b>	<b>109,46</b>	<b>99,87</b>
Coup./Barylites	1,8	1,5

Tab.VIII- Analyse chimique et norme C.I.P.W. de deux coulées massives de spilites cambriennes.

- Aperçu sur la série spilitique.

L'étude géochimique succincte de cette série de roches montre (analyses A. 168 et A. 237) que les coulées en coussins ainsi que les épanchements massifs sont constitués par un matériel ayant une composition de basalte alcalin. Cette donnée supplémentaire s'ajoutant au fait que les associations minérales présentées par ces roches sont, dans leur grande majorité, de "basse température", permet de mettre l'accent sur l'originalité caractéristique des spilites. Parmi les nombreuses hypothèses qui ont été avancées sur l'origine et l'évolution spilitique des magmas basaltiques (cf. Amstutz, 1954, 1968), il semble que les conditions de gisements de ces roches particulières sont de nature à provoquer un processus analogue à un autométamorphisme où l'eau de mer joue un rôle prépondérant. Nous avons en effet noté les points suivants :

1. - Les spilites étudiées sont des coulées sous-marines qui se sont épanchées soit sur le fond de la mer, soit dans des boues non consolidées (donc imprégnées d'eau de mer). Dans la Sierra Morana la nature des sédiments encaissants indique que la profondeur de mise en place devait être relativement faible et de l'ordre de la centaine de mètres.
2. - L'étude pétrographique et les évidences texturales montrent que les plagioclases albitiques ont cristallisé soit dans un stade sub-intratellurique (phénocristaux) soit pendant la montée et l'épanchement du magma (microlites). L'absence de zonation discontinue indique que ces feldspaths sont primaires, d'autre part leur bordure légèrement poeciloblastique sur les minéraux de la matrice tel que calcite et chlorite, suggère qu'ils se sont développés in situ dans la lave. Autrement dit, les constituants de la spilite se sont formés pendant la montée du magma mais avant l'épanchement de celui-ci.
3. - Un des caractères également originaux de ces roches réside dans la teneur extraordinairement élevée en lithophyses de calcite-chlorite montrant d'une part que la lave est très riche en composés volatils, et d'autre part que ces derniers ont des difficultés à s'échapper vers le milieu extérieur.

Ces trois caractères suggèrent que la "réaction spilitique" a eu lieu aux dépens d'un verre basaltique dans lequel les pyroxènes (augite des coulées de basaltes altérés) ont déjà précipité et où les phases calciques (plagioclases basiques et hornblendes) ont été totalement transformées.

Le moteur de la réaction serait (Yoder et Tilley, 1962) un apport massif d'eau de mer abaissant brutalement le point de fusion de lave ; dans cette hypothèse la présence de NaCl dans l'eau et de  $\text{CO}_2$  dans la lave permet la cristallisation d'un verre s'enrichissant légèrement en Na (donc en albite) et s'appauvrissant en Ca (d'où la formation de calcite dans la mésostase et dans les lithophyses). Le développement de chlorite et d'actinote dans ce contexte fortement hydraté et de basse température n'a alors rien de surprenant. Ces minéraux puisent leur constituants dans le verre et dans les phases ferromagnésiennes de haute température dont certaines subsistent à l'état de fantômes ou de reliques blindées.

La spilitisation envisagée sous cet angle implique des modifications chimiques minimes dans le matériel basaltique originel ; seules les teneurs en alcalin (en particulier  $\text{Na}_2\text{O}$ ) sont légèrement supérieures à la moyenne des basaltes alcalins. Finalement la présence de coulées spilétiques alternant avec des basaltes "normaux" (Tyrrel, 1937) ou des basaltes partiellement "spilitisés" prouverait que la réaction "spilitique" se produit aux dépens d'un basalte normal et que ce phénomène est surtout étroitement contrôlé par les conditions particulières de mise en place de la lave.

## 2°/- LES SILLS ET LES DYKES DE GABBROS.

Les calcaires cambriens, et plus rarement les formations du complexe schisto-grésou-grauwackeux du Précambrien récent renferment des intrusions basiques hypovolcaniques. La mise en place de ces roches paraît dans certains gisements antérieure au développement de la première phase tectogénique ayant affecté la Sierra Morena. Cet âge n'est toutefois pas évident pour la majorité des massifs qui affleurent en particulier aux abords de Jerez et de Fregenal. Un fait n'en reste pas moins remarquable : ces roches basiques sont dans la majorité des cas, intrusives dans les calcaires du Cambrien, ce qui rappelle les conditions de gisement de la région de Lora del Rio où J. Fabriès (1963) a montré l'association fréquente d'une série d'ophites à des calcaires également cambriens.

L'étude pétrographique de ces roches basiques montre l'existence de deux faciès principaux :

### a)- Les gabbros à augite.

Ce sont des roches phanéritiques à structure ophitique très bien développée. Les plagioclases sub-automorphes An 72-65 (zonation normale), présentant des combinaisons de mâcles polysynthétiques complexes, sont caractérisés par un halo brun-pâle à répartition plus ou moins uniforme dans le minéral. Ces feldspaths sont parfois altérés en petits amas de séricite, chlorite, clinzoisite et sont localement remplacés par une scapolite poeciloblastique faiblement biréfringente (dipyre) dont l'origine est liée à un système de microfractures.

### b)- Les gabbros à olivine-augite-hornblende.

Ces roches forment des petits sills dans le complexe schisto-grésou-grauwackeux du Précambrien. Elles montrent une structure ophitique à sub-ophitique où les lattes de plagioclases An 70-62 (zonation normale) sont englobées par des mégacristsaux de ferromagnésiens. Ces derniers sont surtout des augites brun-rosé ( $2V_{Ng} = 45^\circ-42^\circ$ ,  $N_g C = 41^\circ-43^\circ$ ) qui englobent ou sont associées de façon épitaxique à des hornblendes brun-sépia ( $2V_{Nd} = 82^\circ \pm 2^\circ$ ,  $N_g C = 20^\circ \pm 1^\circ$ ). Ces gabbros montrent en outre d'anciens nids sub-automorphes d'olivine totalement pseudomorphosés en un hydromica brun-jaunâtre et des granules de minéraux opaques. La surimposition d'un clivage de fracture sur ces ophites est localement responsable du développement tardif d'une amphibole vert-pâle aux dépens des clinopyroxènes et des hornblendes brunes. La roche contient de façon accessoire de l'apatite, de l'ilménite et des produits secondaires (calcite, chlorite, épidote).

### c)- Les gabbros métamorphisés.

A proximité immédiate d'intrusions granitiques (Jerez, Fregenal), les ophites précédentes sont affectées par diverses recrystallisations. Les plagioclases An 60-70, altérés en épidote - calcite - séricite, sont frangés d'une fine bordure d'albite limpide. Les ferromagnésiens sont totalement ou partiellement remplacés par des plages mono ou polycristallines d'actinote vert-bleuté et de grains opaques leucoxénisés. L'apparition de biotite dans certains affleurements paraît contemporaine de cette période rétro-morphique et témoignerait d'un apport potassique dans les ophites en provenance des granites adjacents.

C. - CAMBRO - SILURIEN D'ARACENA.

Les diverses séries qui constituent la bande cristallophylienne d'Aracena se situent dans les aires où le métamorphisme régional se manifeste avec des intensités variables et comme cela sera exposé plus loin, nous avons pu mettre en évidence une zonéographie fondée sur la nature et la couleur des amphiboles calciques. La zone où les processus métamorphiques sont les plus faibles (Zone A) est caractérisée par le développement d'actinote vert-bleuté à incolore dans des matériaux volcaniques encore parfaitement reconnaissables. Ces derniers, généralement basiques et plus rarement acides, affleurent sous l'aspect de tufs stratifiés / coulées, / sills et / dykes dans les trois principales séries qui caractérisent la partie septentrionale de la bande d'Aracena. Nous avons ainsi reconnu :

- DANS LA SERIE DE JABUGO. (Cambro-Ordovicien moyen ?)

- a)- du matériel volcano-sédimentaire acide constitué par des porphyroïdes (métatufs rhyolitiques) et de rares coulées rhyo-dacitiques (kératophyres quartzeux).
- b)- des formations basiques représentées par des métatufs remaniés et des métadolérites affleurant sous l'aspect de dykes (La Pasada de Fuenteheridos) et de sills (région de Los Marinos - Aracena - Corteconcepcion).

- DANS LA SERIE DE LA CORTE. (Cambro-Ordovicien supérieur ?)

- a)- des sills de métadolérites et de métamicrodiorites.
- b)- des coulées de metabasaltes et des tufs pyroclastiques basiques.

- DANS LA SERIE DE EL CUBITO. (Ordovicien supérieur à Gothlandien ?)

- a)- des sills et des dykes de métapériodites, métadolérites, et métamicrodiorites.
- b)- un complexe hypovolcanique basique localisé au N de Zufre que nous avons désigné sous le terme de "Volcanites de la Ribera de Huelva".

Ces roches sont plus ou moins affectées par un ou deux clivages tectoniques dont l'un est contemporain du métamorphisme régional; de ce fait nous avons sélectionné pour cette étude les matériaux les moins transformés et qui restent les plus représentatifs quant à leur origine volcanique.

1. - LES METAVOLCANITES DE LA SERIE DE EL CUBITO.

1.1 - Les volcanites de la Ribera de Huelva.

Le complexe volcanique de la Ribera de Huelva est principalement constitué de roches basiques de composition basaltique à andésitique auxquels se surajoutent de rares produits très différenciés de composition ultrabasique et rhyolitique.

- Mode de gisement.

Les roches affleurent surtout sous l'aspect de sills, interstratifiés dans la partie supérieure des phyllades violacées à verdâtres de la série de El Cubito. Les matériaux qui affleurent au toit de ce complexe sont par contre franchement effusifs; il s'agit de laves aphanéritiques qui peuvent présenter localement des structures en coussin (Sierra de Gimón Pérez).

a)- Les roches holocristallines.

. Les métadolérites à clinopyroxène.

Il s'agit de roches mélanocrates à texture intergranulaire ou ophitique. Les plagioclases subautomorphes renferment toujours des inclusions cryptocristallines d'épidote, chlorite et séricite; il s'agit d'albite An 5-10 légèrement zonée (coeur An 18-20). La matrice est constituée d'augite titanifère ( $2V_{Ng} = 48^\circ$ ,  $Ng_c = 42^\circ$ ) et de matériaux opaques; des pyroxènes sont partiellement ou totalement pseudomorphosés en une clin amphibole verte à vert-bleuté, chlorite, épidote, calcite et leucoxène. Ces minéraux sont le plus souvent disposés en petites plages polycristallines qui occupent les espaces intersticiels laissés par les plagioclases; ces mêmes espaces sont parfois comblés par du quartz xénomorphe généralement limpide et nettement secondaire.

. Les métadolérites à hornblende.

Ces roches présentent le plus souvent une texture intergranulaire, parfois porphyroïde, rarement ophitique. Les plagioclases riches en inclusions très fines d'épidote-chlorite sont légèrement zonés avec un coeur An maximum 38, et une bordure An 10. La caractéristique essentielle de ces métadolérites réside dans la présence d'une hornblende vert pâle à vert bleuté qui se substitue totalement à d'anciens poecilocristaux de clinopyroxène, en prenant un habitus maillé. Cette origine apparemment secondaire de l'amphibole n'est toutefois pas évidente en ce qui concerne les individus relativement frais qui occupent les espaces inter-feldspathiques. Comme dans les métadolérites à pyroxène, on note une quantité importante de chlorite, pistacite et leucoxène et accessoirement des sulfures de Fe, Cu, de l'apatite et de la préhnite.

. Les métapéridotites.

Ces laves sont très rares; elles appartiennent à deux petits sills dont le plus important est visible à la gare de La Junta. Il s'agit d'une roche à structure grenue et à très gros grain, constituée d'environ 50 % de clinopyroxène, 47 % d'olivine et 3 % de minéraux opaques. Le clinopyroxène est une augite titanifère rosée ( $2V_{Ng} = 45^\circ \pm 2$ ;  $Ng_c = 38^\circ \pm 1$ ) légèrement ouralitisée sur sa bordure et englobant de rares petites tablettes de hornblendes brunes elles-mêmes pseudomorphosées en une pennine vert pâle. Le péridot ( $2V_{Ng} = 86^\circ \pm 2$ ) serait une forstérite  $Fo_{80}Fa_{20}$  (Kennedy, 1947) plus ou moins pseudomorphosée en antigorite-chrysotile (serpentine maillé).

b)- Les roches hypocristallines.

. Les metabasaltes porphyroïdes.

Ces roches affleurent au toit du complexe de la Ribera de Huelva et se caractérisent par leur texture pilotaxitique légèrement fluidale. Les phénocristaux de plagioclase An 10, riches en inclusions de séricite et d'épidote sont fréquemment groupés en amas glomératoires. Les ferromagnésiens du premier temps de cristallisation sont des hornblendes

vert-jaune pâle qui se développent, avec une épidote, de façon réticulée aux dépens d'anciens phénocristaux de pyroxène.

La matrice est constituée par un verre très altéré englobant des cristallites aciculaires de plagioclase (An 8-10), un peu d'épidote, d'hématite et d'anciennes lithophyses colmatées par de la chlorite, de l'épidote, du quartz et des cristaux automorphes de sphène.

. Les metabasaltes hyalins.

Certains faciès tels ceux qui affleurent sur le versant N de la Sierra Gimón Perez, sont constitués à 60-70 % par un verre brunâtre chargé d'inclusions isotropes et cryptocristallines. Ces dernières forment parfois des petites baguettes aciculaires qui s'agglomèrent en donnant des amas ellipsoïdaux dont les grands axes se parallélisent entre eux dans le plan de fluidalité de la lave.

c)- Caractères des volcanites de la R<sup>a</sup> de Huelva.

Les descriptions précédentes montrent que les constituants originaux des volcanites ont été partiellement ou totalement transformés pour donner des minéraux dont le développement n'a pas détruit dans son ensemble les structures volcaniques originelles; les exemples de pseudomorphoses sont en effet très fréquents et peuvent se résumer ainsi :

- |                                 |       |                                                          |
|---------------------------------|-------|----------------------------------------------------------|
| I - Clinopyroxène               | ⎧     | actinote † quartz                                        |
|                                 | ⎪     | hornblende vert-bleuté ("ouralite") + épidote † chlorite |
|                                 | ⎫     | † calcite † sphène                                       |
|                                 |       | hornblende vert-pâle + calcite + minéraux opaques.       |
| II - Hornblende brune<br>(rare) | ⎧     | chlorite † calcite                                       |
|                                 | ⎪     | hornblende vert-bleuté ("ouralite")                      |
| III - Olivine                   | ----- | antigorite † chrysotile † minéraux opaques               |
| IV - Ilménite ou magnétite      | ---   | chlorite + sphène (leucoxène) † hématite                 |

En ce qui concerne les plagioclases, l'étude diffractométrique suivant la méthode de Smith et Yoder (1956) montre (Fig. 55) que ce sont des albites ayant une trame de basse température; d'autre part, ces feldspaths englobent de nombreuses inclusions d'épidote, actinote (ou hornblende vert-pâle) et sont légèrement blastiques sur les produits secondaires formés aux dépens des ferromagnésiens pyrogènes. Il s'ensuit d'après les remarques précédentes que ces albites ne sont pas contemporaines des constituants laviques originaux mais qu'elles ont cristallisé à peu près en même temps que les produits "rétromorphiques". Ces feldspaths néoformés proviendraient d'anciens plagioclases de basicité plus élevée suivant la réaction (de Waard, 1959) :



Cette origine du plagioclase expliquerait alors en partie la zonation observée dans certains matériaux; leur coeur (de basicité An 38-40) est en effet constitué d'anciens plagioclases (pyrogènes) actuellement présents sous l'aspect de reliques blindées par l'albite néoformée.

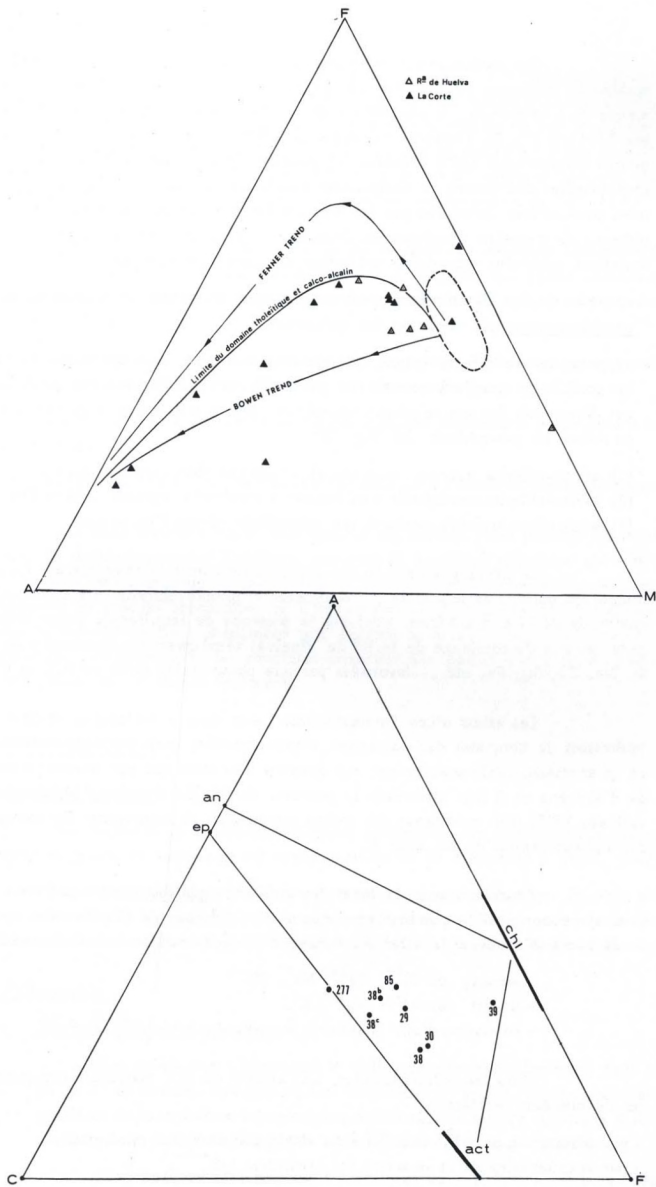


Fig. 25 - Diagramme ACF des métabases orthodérivées

Fig. 26 - Diagramme AFM des métabases de la zone d'Aracena.

Ces modifications minéralogiques ne semblent pas (à priori) modifier de façon notable le chimisme originel des volcanites étudiées. Les métadolérites, qu'elles soient à pyroxène ou à hornblende, se placent en effet dans le champ des "basaltes normaux" du diagramme AFM (cf. Fig. 26) saturés ou légèrement déficitaires en  $\text{SiO}_2$ . D'autre part, leurs paramètres magmatiques CIPW (Tableau IV) montrent qu'elles sont groupées dans une aire étroite correspondant aux roches de composition basaltique et andésitique. La composition et les textures particulières présentées par les métapéridotites montrent par contre que nous sommes en présence de cumulats ultrabasiques. Dans toutes ces roches nous avons mis en évidence des associations minérales secondaires présentant les caractères suivants :

- au point de vue structural, il paraît évident que les minéraux secondaires se sont développés postérieurement aux structures des volcanites,
- au point de vue minéralogique, les minéraux primaires sont des phases de H. T., alors que les produits de remplacement (et en particulier les plagioclases) sont de B. T. Les assemblages déterminés par ces minéraux secondaires sont typomorphiques du faciès Schiste vert, car on relève les paragenèses: (cf. Fig. 25)
  - (1) albite-chlorite-actinote-épidote-calcite-sphène (leucoxène) - (quartz).
  - (2) albite-chlorite-hornblende vert-bleutée ("ouralite") - épidote-sphène (leucoxène)-(quartz)
  - (3) antigorite-chrysotile-actinote (ou trémolite) - sphène (leucoxène).

Le développement de ces associations paraît se faire suivant un processus topochimique; toutefois, l'existence de petits filonnet d'épidote-chlorite, d'albite-quartz-chlorite, de quartz, de calcite, d'ankérite, ainsi que la présence de lentilles de jaspes minéralisés en oligiste (au toit du complexe de la R<sup>a</sup> de Huelva) témoignent de l'existence de circulations de Si, Na, Ca, Mg, Fe, etc... favorisées par une phase fluide riche en  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$ .

Les effets d'une "métasomatose" sont donc à rechercher et pour cela il aurait été intéressant de comparer des volcanites rétro-morphosées avec leurs équivalents non affectés par ce phénomène. Malheureusement, ces derniers n'existent pas aux abords immédiats de la bande d'Aracena et il faut aller dans la province de Séville (Fabriès, 1963) ou dans l'Alentejo (Carvalho, 1965) pour rencontrer des roches susceptibles de représenter les termes non transformés des métavolcanites de la Zone A.

Toutefois, afin de tester les tendances qualitatives des processus métasomatiques, nous avons comparé la composition moyenne des dolérites de Séville avec trois métadolérites de la bande d'Aracena; le bilan des échanges ioniques montre les faits suivants (Tabl. VIII):

- apports de  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{OH}^-$
- départ de  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ .
- oxydation d'une quantité à peu près égale de  $\text{Fe}^{2+}$  en  $\text{Fe}^{3+}$ .

Dans les métavolcanites, les apports de  $\text{Si}^{4+}$  peuvent théoriquement se manifester de plusieurs manières :

- par substitution de  $\text{Al}^{3+}$  dans les sites tétracoordonnés des minéraux,
- par augmentation de la quantité des tétraèdres  $\text{SiO}_4^{4-}$ .

La seconde possibilité peut s'exprimer par la cristallisation de quartz (microfilonnets et espaces intersfeldspathiques signalés antérieurement); ce processus s'accomplit avec une très légère augmentation de volume de la roche et paraît être le plus important bien que  $\text{Si}^{4+}$  puisse également se substituer à  $\text{Al}^{3+}$  dans les sites IV comme le suggère J. Fabriès (1963) dans les métadolérites de Séville.

Le passage des ions  $Al^{3+}$  des coordinances IV à VI s'il s'effectue réellement dans nos roches, peut être à l'origine de l'expulsion d'une certaine quantité de Mg; l'abondance relative des microfilonnets et des lentilles de chlorite paraît traduire en fait un départ concomitant de ces deux cations, départ d'autant plus facilité que le milieu est riche en  $H_2O$ . Ce processus doit provoquer dans les minéraux un déficit important de valences positives que compense alors un apport non négligeable de  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ , et la transformation de  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$ .

On est ainsi conduit à admettre qu'une fraction des minéraux néoformés des métadolérites a une origine "métasomatique"; cette fraction se surajoute aux phases cristallines, issues de la transformation topochimique (et sans grande augmentation de volume) des minéraux pyrogènes des métadolérites.

La question est de savoir quelle est la nature du phénomène qui a permis la transformation des volcanites ? Deux possibilités peuvent être envisagées :

- la transformation est due à une action autométamorphique légèrement postérieure à la mise en place des volcanites,
- la transformation est liée au métamorphisme régional qui a affecté la bande d'Aracena,

Ces deux processus aboutissent dans le cas présent à des produits identiques et seuls les critères de terrain permettent d'affirmer que c'est la deuxième hypothèse qui doit plutôt être retenue. En effet, les volcanites de la Ribera sont beaucoup plus transformées au S qu'au N ; l'accroissement en produits secondaires est contemporain du développement d'un clivage d'origine tectonique (schistosité de flux) phénomène qui, comme on le sait accélère la blastèse et tend à faire disparaître progressivement les structures primaires aux profits d'un élément planaire dans lequel cristallisent les minéraux néoformés.

## 1.2 - Les metabasites lenticulaires.

### 1.2.1 - Mode de gisement.

Les phyllades de El Cubito présentent localement des intercalations basiques dont la mise en place est antérieure au développement de la schistosité  $S^1$  (Bard, 1967).

La surimposition de cet élément tectonique ajouté au fait que la série encaissante est relativement incompétente, font qu'il n'est guère possible de voir clairement si ces intercalations se présentaient à l'origine sous l'aspect de dykes ou sous celui de sills.

### 1.2.2 - Pétrographie .

#### a)- Les métadolérites à pyroxène.

Ces roches sont identiques à celles décrites précédemment dans le complexe de la  $R^a$  de Huelva. Les paragéèses originelles à augite, légèrement rosées et plagioclases de composition labradorique, dessinent une texture ophitique à sub-ophitique partiellement conservée malgré la surimposition des clivages schisteux.

Les minéraux néoformés sont identiques aux produits secondaires décrits dans les metabasites précédentes.

#### b)- Les métamicrodiorites à hornblende brune.

Il s'agit de roches mésocrates, holocristallines et à grains fins. Les plagioclases automorphes sont très zonés; (cf. Fig. 55) le coeur de composition labradorique est

	Moyenne des dolérites de Séville (Fabrics, 1963)	C.262	B.80	C.39		
Si O <sub>2</sub>	47,97	49,85	47,80	51,10		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,41	14,63	14,60	14,85		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	4,75	3,28	7,25		
Fe O	8,20	4,90	7,05	5,40		
Mn O	0,20	0,21	0,14	0,22		
Mg O	8,72	8,55	9,60	5,30		
Ca O	8,67	11,20	10,60	6,50		
Na <sub>2</sub> O	2,24	2,20	1,43	5,35		
K <sub>2</sub> O	0,59	0,45	0,31	0,20		
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	0,65	1,17	1,60		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,10	0,17	0,16		
H <sub>2</sub> O	2,60	2,86	3,65	1,95		
Total	99,62	99,71	99,80	99,91	Moyen.des métadolérites	Apport
Si <sup>4+</sup>	799	829	793	850	817	+ 18
Al <sup>3+</sup>	341	287	286	291	288	- 53
Fe <sup>3+</sup>	28	60	41	91	64	+ 36
Fe <sup>2+</sup>	114	68	98	75	80	- 34
Mn <sup>+</sup>	3	3	2	3	3	~
Mg <sup>+</sup>	218	209	240	133	194	- 24
Ca <sup>+</sup>	156	200	189	116	168	+ 12
Na <sup>2+</sup>	71	71	46	172	96	+ 25
K <sup>2+</sup>	13	10	7	4	7	- 4
Ti <sup>2+</sup>	14	8	15	20	14	~
P <sup>5+</sup>	2	1	2	2	2	~
H <sup>+</sup>	295	318	406	217	314	+ 19

Tab. IX - Bilan géochimique de la transformation dolérite → métadolérite

fréquemment couronné d'une carapace discontinue, elle-même zonée et de basicité An 66 à An 18 et parfois An 10. Cette dernière zone, de composition oligoclasique à albitique, est légèrement poecilithique (Fig. 55) de telle sorte qu'elle englobe les constituants secondaires issus de la transformation des ferromagnésiens. Ces derniers étaient à l'origine des hornblendes brunes automorphes et affectées par deux types principaux de recristallisation :

- le premier type se caractérise par le développement d'une étroite frange d'amphibole aciculaire vert-bleuté (ouralite s. l.)
- le second type est une pseudomorphose parfois totale qui se manifeste par l'apparition d'une chlorite vert pâle et, accessoirement, d'épidote + leucoxène; la chlorite peut à son tour se transformer en un mica (biotite ?) brun-verdâtre.

La roche contient un peu de clinzoïsite (formée aux dépens des zones de basicité élevée des plagioclases), des minéraux opaques (pyrite, hématite) frangés de leucoxène et de l'apatite en fines aiguilles.

c)- Les métamicrodiorites à biotite.

Ce sont des roches mésocrates, holocristallines et holofeldspathiques; les plagioclases mâclés albite-karlsbad sont semblables à ceux des microdiorites à hornblendes brunes. L'étude de leur zonation montre un coeur An 58-60 --- An 45 discontinu d'une enveloppe de zonation normale An 42 à An 20. Dans certains individus, la couronne externe An 20 lance des digitations centripètes jusque dans le coeur du feldspath. Ces minéraux sont englobés dans une matrice holocristalline constituée par des lamelles de chlorite peu biréfringentes qui pseudomorphosent d'anciens ferromagnésiens (amphiboles ?), une biotite brun-jaune pâle partiellement transformée en chlorite, de la préhnite et du leucoxène. Ces roches contiennent enfin accessoirement des minéraux opaques leucoxénisés, un peu de calcite, du quartz et de l'apatite.

d)- Les métadacites à biotite.

Il s'agit de roches leucocrates aphanéritiques, parfois porphyroïdes. Deux faciès principaux ont été reconnus :

- les métadacites holocristallines à texture fluidale plus ou moins accentuée.
- les métadacites pilotaxitiques à texture fluidale.

Dans ces deux groupes, les phénocristaux de plagioclases sont, soit groupés en amas polycristallins glomérporphyriques, soit sous l'aspect d'individus automorphes ou de fragments de cristaux automorphes isolés dans la mésostase. Ces minéraux présentent des combinaisons de mâcles polysynthétiques très variées. L'étude de leur zonation (cf. Fig. fait ressortir l'existence d'un coeur zoné, limité vers l'extérieur par une zone de discontinuité brutale au delà de laquelle le feldspath englobant est une andésine acide (An 32) elle-même zonée et frangée d'une bordure An 15.

## 2. - LES METABASITES DE LA SERIE DE LA CORTE.

### 2.1 - Mode de gisement.

Comme nous l'avons dit dans l'introduction de ce travail, la série de La Corte est caractérisée par la présence de volcanites qui, par leur mode de gisement se divisent en trois catégories :

- les volcanites stratoïdes effusives et leurs équivalents pyroclastiques,
- les volcanites stratoïdes extrusives (sills),
- les volcanites sécantes sur la stratification des roches encaissantes (dykes).

### 2.2 - Pétrographie.

#### 2.2.1 - Les volcanites stratoïdes effusives (métabasaltés porphyroïdes)

Ces roches sont rares et les seuls affleurements que nous leur connaissons se situent entre les villages de La Corte et de El Puerto, au NW de la bande d'Aracena. Il s'agit de métabasaltés porphyroïdes à augite qui présentent une texture intermédiaire entre st, intersertale et st, pilotaxitique. Les phénocristaux sont des plagioclases altérés, normalement zonés (coeur An 65 - bordure An 50) et couronnés d'une fine pellicule d'oligoclase An 20. Les microcristaux de feldspaths ont une basicité An 35-40 ; l'augite en petits grains est partiellement pseudomorphosée en "ouralite", chlorite et leucoxène. On observe d'autre part des plages géométriques constituées par des amas polycristallins de chlorite + calcite + épidote + minéraux opaques représentant vraisemblablement d'anciens ferromagnésiens totalement pseudomorphosés. (olivine ?).

#### 2.2.2 - Les volcanites stratoïdes extrusives.

Ces roches sont très nombreuses dans la série de La Corte, Type I, entre les localités de El Repilado et Zufre en passant par Galaroza, Navahermosa, Los Marinos, etc... où elles forment des sills d'extension hectométrique à kilométrique. Ces mêmes formations se retrouvent également au Sud de la bande d'Aracena;

##### a)- Les métadolérites à pyroxène.

La structure ophitique subsiste partiellement ; elle tend à disparaître sur les épontes des intrusions où le laminage de la roche suivant les plans de la schistosité  $S^1$  est important. Les plagioclases An 10-8 mâclés Albite, forment le plus souvent des amas polycristallins (mortar-structure) qui constituent parfois des plages dont les contours géométriques rappellent ceux d'un feldspath protogène.

Le clinopyroxène antéschisteux est fortement laminé et distordu, il s'agit d'anciennes augites légèrement rosées ( $2V_Z = 58^\circ \pm 2^\circ$  -  $\text{Ngc} = 35^\circ \pm 1^\circ$ ) et pseudomorphosées en actinote, chlorite et leucoxène. Les amas feldspathiques englobent des petits grains d'actinote, épidote et chlorite; tous ces minéraux s'ordonnent alors grossièrement suivant une structure planaire d'origine tectonique ( $S^4$ ).

##### b)- Les métadiorites à hornblende brune.

Ces volcanites sont en tous points identiques à celles décrites dans la série de El Cubito. Il s'agit de roches mésocrates holocristallines, où les plagioclases automorphes sont intensément zonés (cf. Fig. 55 ); l'amphibole est une

hornblende zonée brun-jaunâtre au centre, brune à la périphérie ( $N_g c = 16^\circ - 2V_x = 78^\circ \pm 2$ ) frangée d'une fine pellicule d'actinote. Ce minéral est souvent pseudomorphosé en une chlorite vert-bleuté légèrement pléochroïque, du leucoxène et une épidote jaunâtre. Tous ces éléments sont englobés dans une matrice polycristalline constituée par des chlorites, de la calcite, de l'épidote, du quartz et des minéraux opaques altérés en leucoxène.

### 2. 2. 3 - Les volcaniques extrusives discordantes.

Ces roches sont essentiellement des métadolérites à augite, plus rarement des métamicrodiorites analogues à celles qui se présentaient sous l'aspect de sills au sein de la Série de La Corte.

### 2. 2. 4 - Les métatufs basiques.

La Série de la Corte, Type I et (surtout) Type II, renferme de nombreuses passées volcano-sédimentaires basiques. Il s'agit de niveaux stratiformes massifs ou finement lités, alternant avec des passées centimétriques de schistes argilo-gréseux et de chloritoschistes.

L'origine pyroclastique des niveaux stratiformes précédents est parfois délicate à mettre en évidence du fait de la surimposition du clivage schisteux  $S^1$  (convergence de faciès sous les effets tectoniques entre les métadolérites et ces roches). Les critères qui nous ont permis de différencier métadolérites schistifiées, de métatufs sont surtout des critères de terrain (alternance de minéraux centimétriques à décimétriques de composition différente). Au microscope, les métatufs basiques diffèrent également des métadolérites par leur teneur relativement plus élevée en albite-quartz-muscovite-chlorite. Ces minéraux dessinent des petites passées "lardées" de plages étirées de chlorite ou de pistacite, qui viennent se mouler étroitement sur des fragments de clinopyroxènes et de plagioclases protérogènes très altérés. L'alternance méso-copique de niveaux clairs à quartz-albite An 5-8 et de passées holomélanocrates à actinote-chlorite-épidote montre qu'il s'agit de métatufs très évolués ayant subi un remaniement antérieur à leur sédimentation.

## 3. - LES VOLCANITES ET ROCHES ASSOCIÉES DE LA SÉRIE DE JABUGO.

### 3. 1 - Mode de gisement.

La Série de Jabugo est caractérisée par la présence de matériaux volcaniques et volcano-sédimentaires acides (porphyroïdes) intrudés de dykes basiques ou ultrabasiques anté-schisteux (La Passada de Fuenteheridos - Casas de Arriba).

### 3. 2 - Les formations volcaniques acides.

#### 3. 2. 1 - Les métarhyolites s.l. et métatufs acides.

Les volcanites acides très rares dans la série de Jabugo, forment des petites coulées lenticulaires englobées au sein des porphyroïdes. Ce sont des roches à grain très fin à cassure conchoïdale de teinte jaune à rosée. Au microscope on reconnaît nettement les contours d'anciens phénocristaux de petite taille de feldspath potassique transformés en microcline quadrillé et envahi par un chevelu de perthites. Ces minéraux forment des petites plages plus ou moins géométriques en-

## 2. - LES METABASITES DE LA SERIE DE LA CORTE.

### 2.1 - Mode de gisement.

Comme nous l'avons dit dans l'introduction de ce travail, la série de La Corte est caractérisée par la présence de volcanites qui, par leur mode de gisement se divisent en trois catégories :

- les volcanites stratoides effusives et leurs équivalents pyroclastiques,
- les volcanites stratoides extrusives (sills),
- les volcanites sécantes sur la stratification des roches encaissantes (dykes),

### 2.2 - Pétrographie.

#### 2.2.1 - Les volcanites stratoides effusives (métabasaltés porphyroïdes)

Ces roches sont rares et les seuls affleurements que nous leur connaissions se situent entre les villages de La Corte et de El Puerto, au NW de la bande d'Aracena. Il s'agit de métabasaltés porphyroïdes à augite qui présentent une texture intermédiaire entre st. intersertale et st. pilotaxitique. Les phénocristaux sont des plagioclases altérés, normalement zonés (coeur An 65 - bordure An 50) et couronnés d'une fine pellicule d'oligoclase An 20. Les microcristaux de feldspaths ont une basicité An 35-40 ; l'augite en petits grains est partiellement pseudomorphosée en "ouralite", chlorite et leucoxène. On observe d'autre part des plages géométriques constituées par des amas polycristallins de chlorite + calcite + épidote + minéraux opaques représentant vraisemblablement d'anciens ferromagnésiens totalement pseudomorphosés. (olivine ?).

#### 2.2.2 - Les volcanites stratoides extrusives.

Ces roches sont très nombreuses dans la série de La Corte, Type I, entre les localités de El Repilado et Zufre en passant par Galaroza, Navahermosa, Los Marinos, etc... où elles forment des sills d'extension hectométrique à kilométrique. Ces mêmes formations se retrouvent également au Sud de la bande d'Aracena;

##### a)- Les métadolérites à pyroxène.

La structure ophitique subsiste partiellement ; elle tend à disparaître sur les épointes des intrusions où le laminage de la roche suivant les plans de la schistosité  $S^1$  est important. Les plagioclases An 10-8 macclés Albite, forment le plus souvent des amas polycristallins (mortar-structure) qui constituent parfois des plages dont les contours géométriques rappellent ceux d'un feldspath protérogène.

Le clinopyroxène antéschisteux est fortement laminé et distordu, il s'agit d'anciennes augites légèrement rosées ( $2V_Z = 58^\circ \pm 2^\circ$  -  $Ngc = 35^\circ \pm 1^\circ$ ) et pseudomorphosées en actinote, chlorite et leucoxène. Les amas feldspathiques englobent des petits grains d'actinote, épidote et chlorite; tous ces minéraux s'ordonnent alors grossièrement suivant une structure planaire d'origine tectonique ( $S^1$ ).

##### b)- Les métadiorites à hornblende brune.

Ces volcanites sont en tous points identiques à celles décrites dans la série de El Cubito. Il s'agit de roches mésocrates holocristallines, où les plagioclases automorphes sont intensément zonés (cf. Fig. 55) ; l'amphibole est une

hornblende zonée brun-jaunâtre au centre, brune à la périphérie ( $N_g c = 16^\circ - 2V_x = 78^\circ \pm 2$ ) frangée d'une fine pellicule d'actinote. Ce minéral est souvent pseudomorphosé en une chlorite vert-bleuté légèrement pléochroïque, du leucoxène et une épidote jaunâtre. Tous ces éléments sont englobés dans une matrice polycristalline constituée par des chlorites, de la calcite, de l'épidote, du quartz et des minéraux opaques altérés en leucoxène.

### 2.2.3 - Les volcaniques extrusives discordantes.

Ces roches sont essentiellement des métadolérites à augite, plus rarement des métamicrodiorites analogues à celles qui se présentaient sous l'aspect de sills au sein de la Série de La Corte.

### 2.2.4 - Les métatufs basiques.

La Série de La Corte, Type I et (surtout) Type II, renferme de nombreuses passées volcano-sédimentaires basiques. Il s'agit de niveaux stratiformes massifs ou finement lités, alternant avec des passées centimétriques de schistes argilo-gréseux et de chloritoschistes.

L'origine pyroclastique des niveaux stratiformes précédents est parfois délicate à mettre en évidence du fait de la surimposition du clivage schisteux  $S^1$  (convergence de faciès sous les effets tectoniques entre les métadolérites et ces roches). Les critères qui nous ont permis de différencier métadolérites schistifiées, de métatufs sont surtout des critères de terrain (alternance de minéraux centimétriques à décimétriques de composition différente). Au microscope, les métatufs basiques diffèrent également des métadolérites par leur teneur relativement plus élevée en albite-quartz-muscovite-chlorite. Ces minéraux dessinent des petites passées "lardées" de plages étirées de chlorite ou de pistacite, qui viennent se mouler étroitement sur des fragments de clinopyroxènes et de plagioclases protérogènes très altérés. L'alternance mésoscopique de niveaux clairs à quartz-albite An 5-8 et de passées holomélanocrates à actinote-chlorite-épidote montre qu'il s'agit de métatufs très évolués ayant subi un remaniement antérieur à leur sédimentation.

## 3. - LES VOLCANITES ET ROCHES ASSOCIEES DE LA SERIE DE JABUGO.

### 3.1 - Mode de gisement.

La Série de Jabugo est caractérisée par la présence de matériaux volcaniques et volcano-sédimentaires acides (porphyroïdes) intrudés de dykes basiques ou ultrabasiques antéschisteux (La Passada de Fuenteheridos - Casas de Arriba).

### 3.2 - Les formations volcaniques acides.

#### 3.2.1 - Les métarhyolites s.l. et métatufs acides.

Les volcanites acides très rares dans la série de Jabugo, forment des petites coulées lenticulaires englobées au sein des porphyroïdes. Ce sont des roches à grain très fin à cassure conchoïdale de teinte jaune à rosée. Au microscope on reconnaît nettement les contours d'anciens phénocristaux de petite taille de feldspath potassique transformés en microcline quadrillé et envahi par un chevelu de perthites. Ces minéraux forment des petites plages plus ou moins géométriques en-

globées anisotropiquement dans une matrice felsitique constituée par des petits grains de quartz denticulés et par des lamelles cryptocristallines de séricite néoformées. (\*).

### 3. 2. 2- Les porphyroïdes,

L'essentiel du matériel de la série de Jabugo est constitué par une grande variété de porphyroïdes. Ces roches, d'allure gneissoïde caractéristique, sont fortement schistosees et montrent des petits "yeux" de quartz corrodé et de feldspaths, parfois automorphes, albitisés et microclinisés. Ces minéraux, localement regroupés dans une seule plage polycristalline, sont englobés et moulés par une matrice quartzoséricito-chloriteuse très fine; l'adjonction de calcite, épidote ou actinote montre que ces porphyroïdes sont des niveaux pyroclastiques remaniés,

### 3. 3 - Les roches basiques,

#### 3. 3. 1 - Les métadolérites,

Ces roches affleurent surtout dans le grand dyke NNE-SSW, visible au S de Galaroza et sont constituées par des métadolérites à augite. Leur caractère anté-schisteux est prouvé par le développement d'un clivage de flux qui va en s'intensifiant du N vers le S, obliquement sur la direction du dyke. Ce phénomène aboutit à la formation d'une roche très foliée, véritable amphibolite, où subsiste encore des minéraux pyrogènes étirés et écrasés dans  $S^1$ . L'ancienne structure ophitique de la dolérite est encore reconnaissable mais tend à s'estomper au profit d'une structure planaire grossière où subsistent des nids de dolérites. La transformation des minéraux pyrogènes est très avancée dans les parties méridionales du dyke et sur la périphérie de celui-ci où les processus de recristallisation donnent l'association caractéristique;

- albite An 8-10 - actinote - homblende vert-bleuté - épidote-chlorite-sphène (leucoxène),

La homblende vert-bleuté est aciculaire; elle blinde généralement l'actinote mais ne paraît généralement pas se substituer à celle-ci.

#### 3. 3. 2 - Les métadunites,

Le dyke de Casas de Arriba à l'W de Alajar appartient déjà à la zone B<sup>2</sup> mais les transformations qu'il a subi sont moins intenses au coeur de l'intrusion qu'à la périphérie. Vers le centre du massif, la roche est constituée par des plages morcelées d'olivine et de minéraux opaques noyés dans une matrice formée à 90 % de trémolite et un peu de chlorite associée à du leucoxène. Il n'y a pas de pyroxène ni de plagioclases (Analyse n°8) et la paragenèse syngénétique se résume aux phases : trémolite - chlorite <sup>±</sup> leucoxène.

---

(\*)- La surimposition d'un ou de deux clivages schisteux sur ces roches tend à estomper les structures laviques primaires ; il n'est pas exclu de ce fait que certains niveaux pris pour des laves, puissent représenter en fait d'anciennes cinérites rhyolitiques ou rhyo-dacitiques.

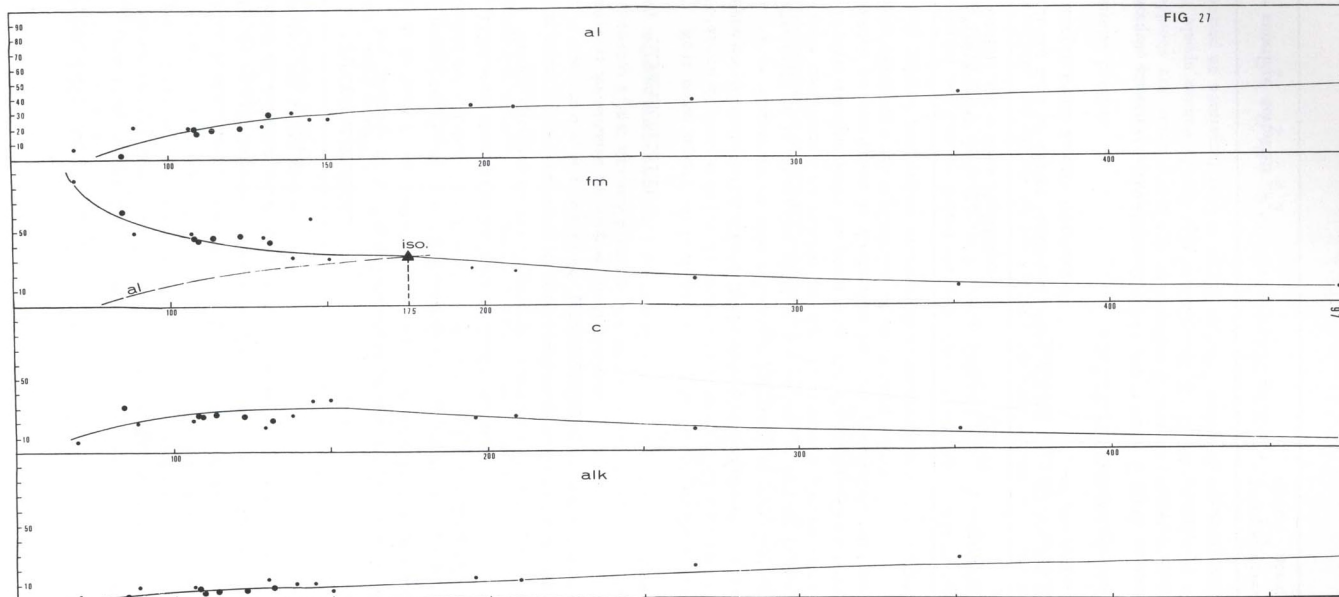
		R <sup>a</sup> DE HUELVA									LA CORTE EL CUBITO								
N° Echantillon	C.261	C.264	E.287	C.262	C.263	A.533	E.283	A.539	C.243-6	B. 85	C.38c	C.38b	B. 80	C. 39	E.344	C.471	C.470c	C.470b	
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
Si O <sub>2</sub>	47,65	47,40	48,65	49,85	50,10	50,50	51,30	74,85	41,20	45,85	46,20	47,70	47,70	51,50	58,25	61,35	65,85	71,80	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	16,10	14,91	14,63	14,95	15,60	20,18	14,15	7,00	15,20	15,30	14,60	14,60	14,85	18,15	17,38	16,68	14,84	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,35	4,39	4,13	4,75	4,40	4,02	4,02	1,07	8,65	3,27	4,57	4,16	3,28	7,25	2,26	1,49	1,94	1,06	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	5,51	5,48	4,90	6,50	7,01	3,00	0,30	7,15	10,20	7,63	7,07	7,05	5,40	2,75	1,19	1,96	0,95	
Mn O	0,13	0,17	0,20	0,21	0,23	0,17	0,15	0,06	0,20	0,25	0,19	0,17	0,14	0,22	0,09	<0,05	<0,05	<0,05	
Mg O	19,75	7,15	8,18	8,35	6,90	5,10	3,19	0,30	24,75	8,15	7,60	6,90	6,90	6,60	5,30	3,15	1,05	0,40	
Ca O	17,05	10,30	11,26	11,20	9,40	8,10	8,97	3,30	4,05	7,70	8,50	11,00	10,60	6,50	6,14	6,73	4,04	2,80	
Na <sub>2</sub> O	<0,05	2,40	3,31	2,20	2,23	2,72	3,40	3,30	0,25	3,36	3,51	3,60	1,43	5,35	2,17	1,05	5,01	5,90	
K <sub>2</sub> O	<0,05	1,50	0,10	0,45	0,47	1,35	1,16	2,53	0,05	0,50	0,32	0,05	0,31	0,20	1,05	0,60	1,51	0,78	
Ti O <sub>2</sub>	0,06	0,15	0,94	0,65	1,00	0,21	0,70	<0,05	0,55	2,90	1,80	1,72	1,17	1,60	0,63	0,68	0,38	0,13	
∑ (110°-)	0,30	0,10	0,30	0,06	0,22	0,15	0,10	0,85	0,07	0,21	0,24	0,16	0,17	0,16	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	
H <sub>2</sub> O (1000°)	3,35	3,15	1,80	2,86	2,66	3,15	2,45	1,40	5,53	3,45	3,30	2,05	3,65	1,95	2,95	0,90	0,50	0,25	
Total	99,20	99,42	99,46	99,71	99,08	99,14	99,67	99,76	99,50	99,24	98,96	99,28	99,80	99,91	99,54	99,17	99,22	99,31	
Estacion La Junta N de Higuera de la Sierra	métadunite																		
Pont, Ribera de Huelva N de Higuera de la Sierra	méta-andésite																		
S <sup>a</sup> Gimón Perez, Ribera de Huelva	métabasalte Hypocrystallin																		
Pont, Ribera de Huelva N de Higuera de la Sierra	métadolérite																		
Cerro Redon do, Ribera de Huelva	métagabbro																		
Pont, Ribera de Huelva près de la Junta	métamicro- diorite																		
Sierra Gimón Perez Ribera de Huelva	métaleuco- ophite																		
Estacion de Zufre Ribera de Huelva	métatrachy- andésite																		
S <sup>a</sup> Vinaperdido, à l'W d'Alajar	métapériro- tite																		
B <sup>9</sup> de Valdearco, au N de Navahermosa	métadolérite																		
La Balanguilla, au NW de Fuenteheridos	métadolérite																		
idem que C.38c	idem																		
B <sup>9</sup> de Dundún, au N de Navahermosa	métadolérite																		
Monte Alamillo, au S de Galaroza	métadolérite schistifié																		
La Balanguilla, au NW de Fuenteheridos	métaleuco- andésite																		
La Lappa	microdiorite quartzique																		
S <sup>a</sup> Las Troncas à l'W de La Lappa	métatrachyte holocrystallin																		
Idem	Idem																		

Tab. X - Analyses chimiques des métabasites et roches associées situées au Nord de la Province de Huelva dans la bande métamorphique d'Arcena.

Nº Echant.	Nº An.	Quartz	Orthose	Albite	Néphéline	Anorthite	Oegyrine	Diopside	Wollast.	Hyperst.	Olivine	Ilménite	Magnétite	Hématite	Corindon
C. 261	1	-	-	-	-	7,23	-	59,87	-	14,94	5,10	0,30	7,66	-	-
C. 264	2	-	8,90	19,91	-	28,91	-	17,55	-	20,38	10,52	-	6,26	-	-
E. 287	3	-	0,56	23,10	2,56	25,58	-	23,93	-	3,52	15,90	1,67	6,03	-	-
C. 262	4	2,28	2,78	18,34	-	29,25	-	21,43	-	15,89	-	1,22	6,73	-	-
C. 263	5	-	2,78	18,86	-	29,47	-	13,89	-	17,63	-	1,82	6,26	-	-
A. 533	6	2,10	7,78	23,06	-	26,41	-	10,99	-	15,44	-	1,98	5,80	-	-
E. 283	7	6,78	6,67	28,82	-	36,42	-	5,09	-	5,44	-	1,22	7,19	-	-
A. 539	8	43,40	15,01	27,77	-	4,73	-	-	-	0,70	-	-	1,16	0,30	4,28
C. 243-6	9	-	-	2,10	-	18,07	-	1,53	-	38,74	27,09	1,06	12,53	-	-
B. 85	10	-	-	13,62	7,95	26,41	-	9,60	-	-	19,52	0,30	5,57	-	-
C. 38 <sup>c</sup>	11	-	1,67	29,34	-	25,30	-	13,63	-	3,96	9,84	3,34	6,50	-	-
C. 38 <sup>b</sup>	12	-	-	29,87	0,44	23,63	-	24,68	-	-	8,80	3,04	6,03	-	-
B. 80	13	0,30	1,67	12,05	-	32,53	-	16,06	-	26,23	-	2,13	4,64	-	-
C. 39	14	-	1,11	45,06	-	16,62	-	12,77	-	8,67	5,36	1,52	10,44	-	-
E. 344	15	12,60	6,12	36,68	-	26,69	-	3,76	-	5,19	-	1,98	3,25	-	-
C. 471	16	10,80	3,34	46,11	-	21,13	-	9,50	-	3,50	-	0,16	1,86	1,22	-
C. 470 <sup>c</sup>	17	20,34	8,90	42,44	-	18,35	-	1,32	-	3,26	-	0,76	2,78	-	-
C. 470 <sup>b</sup>	18	13,08	4,45	73,36	-	-	2,31	4,15	3,71	-	-	0,61	0,23	-	-

Tab. X - Normes C.I.P.W. des metabasites et roches associées situées au Nord de la bande métamorphique d'Aracena.

FIG 27



4. - ORIGINE ET PETROGENESE DES VOLCANITES DE LA ZONE D'ARACENA.

Nous avons montré que les volcanites de la R<sup>a</sup> de Huelva, avaient vraisemblablement subi une légère métasomatose en Si, Na, Ca, compensée par un départ en Al, Mg.

Ces processus peuvent perturber le chimisme originel des roches, ce d'autant plus que l'on pénètre dans la Zone A; aussi, afin de procéder à l'étude pétrochimique des volcanites, nous avons auparavant sélectionné les échantillons de telle sorte que les matériaux donnés à l'analyse ne renferment pas plus de 20-25 % de produits nettement secondaires. Cette sélection une fois effectuée, il devient théoriquement possible de comparer les divers produits qui affleurent dans la Zone A, et de dégager une série de caractères liés à leur genèse.

- Paramètres de Niggli

Les Tableaux de la Figure 27 indiquent qu'il existe des liens de parenté entre les diverses volcanites de la Zone A; ce phénomène se traduit par une évolution plus ou moins régulière et progressive des paramètres al, fm, c et alk de Niggli (en fonction de si). Le point d'isofalie, déterminé par l'intersection des courbes  $al = (f) si$  et  $c = (f) si$ , se situe aux alentours de  $si = 175$ , ce qui placerait (Niggli, 1923) notre série parmi les types alcalino-calciques.

L'étude détaillée de ces diagrammes montre l'existence d'une légère discontinuité située à la limite entre roches basaltiques et roches andésitiques. Cette discontinuité pourrait être liée, aux vues de la zonation des plagioclases des métamicrodiorites, à une perturbation dans la cristallisation progressive et fractionnée du magma intratellurique.

- Diagramme AFM

Nous avons reporté sur le diagramme AFM (Wager et Deer, 1939) les "trends" de Fenner (Fig.26) (enrichissement en fer) et de Bowen (enrichissement en alcalins), ainsi que la limite entre série à pigeonite (tholéitique) et série à hypersthène (calco-alcaline s. s.) selon Kuno (1950) et Aramaki (1963). Sur ce diagramme la série volcanique d'Aracena se situe dans une aire où dominent les termes différenciés de la série calco-alcaline s. s. En fait, et comme le fait remarquer M. Fontelles (1967), cette conclusion n'est valable que dans la mesure où l'on est certain qu'il n'existe pas de roches de la série alcaline parmi les produits qui ont été étudiés. Cette réserve appelle un bref rappel des critères qui permettent de différencier les trois principales séries magmatiques admises de nos jours.

Série calco-alcaline s. l. (= Série calco-alcaline s. s. + Série tholéitique)	Série alcaline
- peu ou pas d'olivine dans les roches basaltiques, sinon olivine très zonée et frangée d'une auréole réactionnelle	- olivine très fréquente peu ou pas zonée.
- quartz dans certains basaltes	- feldspathoïdes
- augite sub-calcique, pigeonite et hypersthène	- augite normale, oegyriniques et oegyrine dans les termes différenciés.
	- clinocamphiboles alcalines
- hypersthène + anorthite normatifs	- feldspathoïdes + acmite + olivine normatifs

Les caractères qui permettent de différencier, dans la série calco-alcaline s.l., la série tholéitique de la série calco-alcaline s.s., sont plus restreints, d'après Tilley (1950) et Kuno (1950) ils se résument aux critères suivants :

Série calco-alcaline s. s.	Série tholéitique
- augite et hypersthène	- augite sub-calcique et pigeonite
- enrichissement en fer très accentué dans les premiers stades de la différenciation ("Fenner trend" accentué dans le diagramme AFM)	- "Fenner trend" peu marqué
- enrichissement en alcalin très marqué ("Bowen trend" rapide dans les diagrammes AFM)	- "Bowen trend" peu marqué
- activité volcanique lors d'une période orogénique	- activité volcanique dans des domaines stables

Ces critères appliqués aux roches d'Aracena font à nouveau ressortir leur tendance à se rapprocher des séries calco-alcalines s.s., car nous avons noté les points suivants :

- Normes.

Les calculs normatifs CIPW - Lacroix (Tabl. ) font ressortir les faits suivants:

- peu ou pas de feldspathoïdes normatifs,
- présence dominante des associations hypersthène-anorthite et hypersthène-olivine-anorthite.

- Minéralogie.

Les données précises sur la minéralogie des constituants présentes par les volcanites d'Aracena, sont très succinctes et se résument malgré tout comme suit :

- rareté des périclites : l'olivine se trouve dans des roches particulières (ultrabasites) ou le caractère très magnésien ( $Fo_{80}Fa_{20}$ ) suggère qu'elle a cristallisé lors d'une phase précoce du cycle magmatique,
- clinopyroxènes : les données optiques montrent que les augites sont relativement riches en Ca et de caractère diopsidique dominant.

- Diagramme de Kuno.

Selon H. Kuno (1950, 1968) les problèmes de différenciation entre séries calco-alcalines s.s. et séries purement tholéitiques et alcalines peuvent être abordés à l'aide de trois paramètres principaux :  $(Na_2O + K_2O) - (CaO)$  et  $(Si)$  dont le dernier appelé "Index de solidification" n'est autre que la valeur "M" de Wager et Deer (exprimée en pourcentages pondéraux) c'est-à-dire :

$$(Si) = M = 100 \text{ MgO/MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

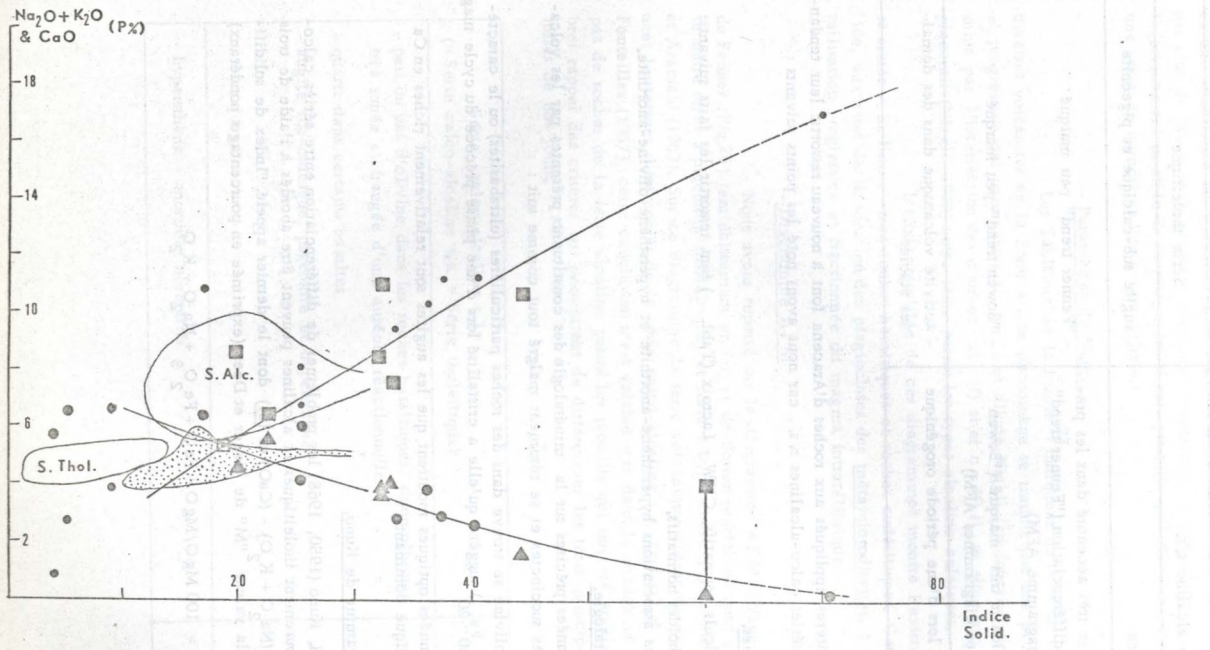


Fig. 28 - Diagramme de variation de Kuno (triangles et carrés = volcanites de la Ribera de Huelva ; ronds = volcanites de la Série de La Corte.

Dans le cas des roches étudiées, le calcul de ces trois paramètres et leur report simultané dans le diagramme de variation de la Fig.28 montrent que les deux courbes  $(Na_2O + K_2O) = f(Si)$  et  $(CaO) = f(Si)$  s'intersectent de façon empirique dans un domaine où les séries calco-alcalines s.s. et les séries alcalines se chevauchent étroitement. De ce fait et comme cela ressortait déjà du diagramme de Niggli, il paraît difficile de vouloir rattacher la série d'Aracena à une série plutôt alcaline / calco-alcaline s.s.

- Interprétation et discussion des données pétrographiques et chimiques.

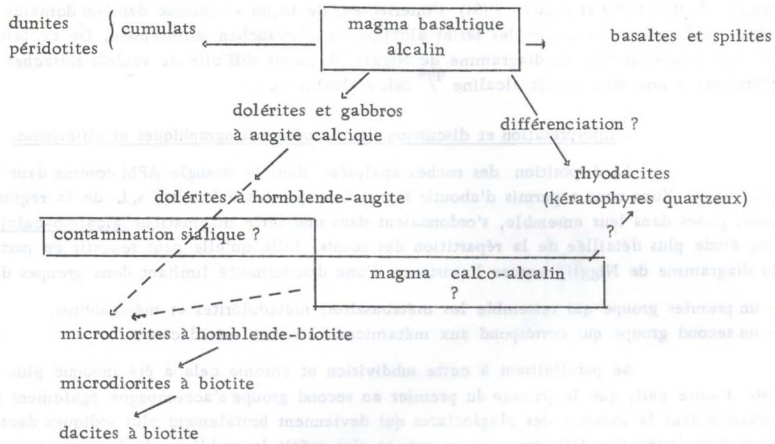
La disposition des roches analysées dans le triangle AFM comme dans le diagramme de Kuno nous a permis d'aboutir à conclure que les volcanites s.l. de la région d'Aracena, prises dans leur ensemble, s'ordonnaient dans une série magmatique "alcalino-calcique." Une étude plus détaillée de la répartition des points, telle qu'elle peut ressortir en particulier du diagramme de Niggli, montre l'existence d'une discontinuité limitant deux groupes de roches,

- un premier groupe qui rassemble les metabasaltes, métadolérites et métagabbros,
- un second groupe qui correspond aux métamicrodiorites et métadacites,

Se parallélisant à cette subdivision et comme cela a été invoqué plus haut, on note d'autre part, que le passage du premier au second groupe s'accompagne également d'une perturbation dans la zonation des plagioclases qui deviennent brutalement plus sodiques dans les matériaux dioritiques. Ces faits reposent en termes plus précis le problème de la parenté comagmatique directe des roches analysées; parmi les hypothèses qui peuvent être invoquées quant à l'origine du processus qui a donné naissance à ces phénomènes (discontinuité dans les "trends" d'évolution chimique-zonation discontinue des plagioclases) nous avons envisagé la possibilité d'une contamination des roches basiques par des matériaux plus acides. Les arguments sur lesquels reposent cette hypothèse ressortent en particulier de la comparaison des teneurs en alcalin et alumine des diverses roches de cette étude. Comme le montre la Figure on voit nettement s'individualiser deux aires de répartition d'ailleurs inhomogènes qui coïncident de très près aux deux groupes de roches cités plus haut et qui recouvrent, d'après H. Kuno (1968), le champ des basaltes alcalins (groupe de dolérites) et celui des roches calco-alcalines s.l. (basaltes tholeïtiques et alumineux = groupe des microdiorites). De ce fait, il semble que la série "alcalino-calcique" d'Aracena est en réalité une série hybride où se mélangent des matériaux alcalins (série dolérites-gabbros et, peut-être, spilite) et des matériaux plus calciques et/ou plus alumineux.

De l'avis même de la majorité des auteurs, une "anomalie" de ce type traduit une contamination des séries basaltiques par des roches sialiques ou un magma (infracrustal ?) de type calco-alcalin; dans la région d'Aracena, des éventualités de cet ordre sont parfaitement envisageables et comme cela sera discuté à la fin de cette étude, nous entrevoyons des liens génétiques entre les matériaux volcaniques précédents et la mise en place de massifs plutoniques de composition gabbroïque à tonalitique.

En conclusion, l'étude des roches volcaniques et hypovolcaniques antérieures à la première phase tectogénique montre que ces dernières s'ordonnent au Nord de la province de Huelva dans deux lignées évolutives que l'on peut schématiser comme suit :



D. - GOTHLANDIEN SUPERIEUR.

Au SW de Hinojales, dans les schistes argileux noirâtres du Gothlandien supérieur, affleurent plusieurs lentilles d'extension décamétrique de spilite en coussin. Dans ces roches, les plagioclases sub-automorphes An 5-8 à structure arborescente sub-doléritique à trachytique sont inclus dans une matrice constituée par des microlites de très petite taille de plagioclase (An indéterminé) d'indice plus petit que le Baume du Canada ainsi que par des amas cryptocristallins de chlorite vert-pâle, d'épidote et de calcite qui englobent des granules de minéraux opaques altérés.

E. - DEVONIEN.

A/- ROCHES BASIQUES.

Les grauwackes grossières et conglomératiques qui affleurent à la base du Dévonien, sont constituées par des fragments remaniés de plagioclases laviques albitiques ainsi que des microgalets de roches spilitiques d'origine ou de faciès différents. Tous ces éléments trahissent l'existence d'une importante activité volcanique pénécotemporaine de la

sédimentation dévonienne ou antérieure à celle-ci. Dans le secteur étudié, de rares sills basiques affleurent dans la série grauwackeuse en particulier dans la région de Zufre. Au Sud de cette localité et suivant une étroite bande, il existe par contre un épisode volcanique important marqué par des laves et des tufs spilitiques analogues à ceux qui ont été décrits dans le Gothlandien et le Cambrien.

#### B/- ROCHES ACIDES.

Dans la partie supérieure de la série dévonienne, aux environs de Alcornocosa, affleurent des volcanites acides de composition dacitique. Il s'agit de matériaux vert-pâle à blancs, montrant fréquemment un litage correspondant à des plans de fluidalité de la lave. Les faciès vert-pâle sont constitués par une dacite à phénocristaux de quartz corrodés et de plagioclases An 5 groupés en gloméroporphyres et inclus dans une matrice microcristalline formée de cristaux xénomorphes de quartz-albite-séricite-chlorite-épidote-hématite. Les faciès blanchâtres sont caractérisés par la présence de textures sphérolitiques ainsi que celle de biotites brunâtres altérées; les sphérolites constitués de baguettes de quartz, albite, ilménite, micas sont fréquemment centrés sur un phénocristal et ont une taille variable suivant les lits présentés par la roche. Le parallélisme des niveaux sphérolitiques avec la stratification des schistes gréseux encaissants montre que le litage présenté par ces volcanites est effectivement hérité d'une fluidalité.

#### F. - CONCLUSIONS GENERALES.

L'étude précédente montre que le Nord de la Province de Huelva ainsi que le Sud de Badajoz ont été le siège d'une activité volcanique discontinue depuis le Précambrien récent jusqu'au Dévonien (cf. Fig. 29 ). L'analyse pétrographique et chimique de certains matériaux émis durant ce laps de temps, montre les faits suivants :

- . - une prédominance très marquée dans l'émission de sills, dykes et coulées de composition basaltique; parmi les coulées, les faciès spilitiques sont prédominants,
- . - comme cela a été discuté dans le cas précis des volcanites basiques de la zone d'Aracena, ces matériaux appartiennent à une série magmatique alcaline dont les produits se sont mis en place durant plusieurs phases de mouvements épirogéniques. Dans cette série, l'originalité des spilites paraît secondaire et liée aux processus même de mise en place de ces roches particulières.

L'étude des relations entre l'évolution géotectonique du secteur étudié dans la phase "géosynclinale" et les manifestations volcaniques fait apparaître deux tendances :

- . - comme cela est illustré par la Fig. 29 les émissions basiques, que l'on peut comparer à certains produits du "cortège ophiolitique" alpin, caractérisent plusieurs cycles sédimentaires flyscholdes fortement subsidents,
- . - les produits pyroclastiques acides (certaines porphyroïdes) et les roches rhyo-dacitiques sont beaucoup plus rares; elles se localisent principalement à la charnière de deux microcycles sédimentaires discontinus dans l'espace et dans le temps,

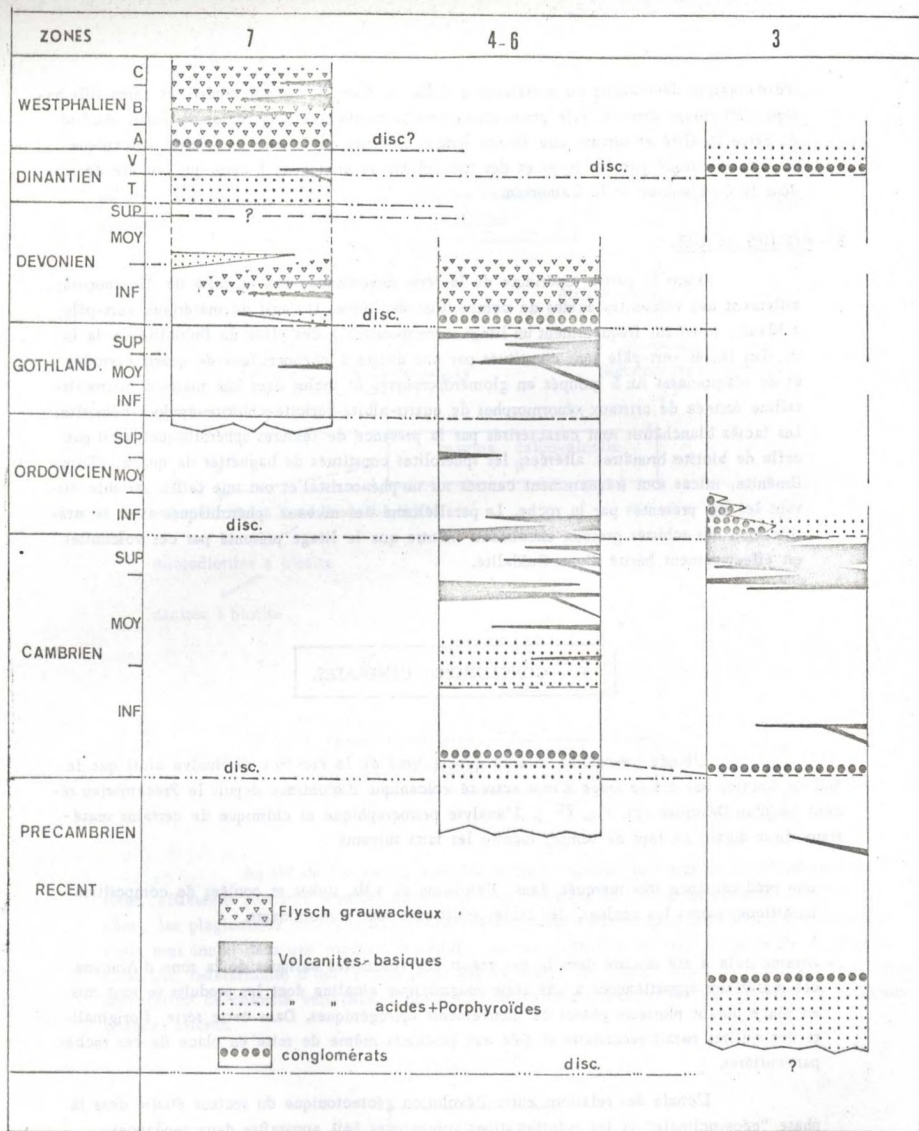


Fig. 29 - Correlations entre les épisodes volcaniques et les caractères de la sédimentation durant le Précambrien récent et le Paléozoïque au Nord de la Province de Huelva.

Le premier de ces deux derniers points est dans son ensemble en accord avec les modèles proposés par de nombreux auteurs (Stille, 1940-1941, De Sitter, 1959 - Aubouin, 1959-1961) sur la répartition des roches du cortège ophiolitique et leurs associations à des flyschs précoces. Toutefois, et comme le font remarquer en particulier J. Debelmas et al. (1966), la présence de ces roches n'est pas systématiquement synonyme de "zones eugéosynclinales". Ainsi, dans la Sierra Morena si l'on considère le cycle sédimentaire apparemment le plus simple (Cambrien) il apparaît, sur les estimations isopiques de F. Lotze (1961), qu'il n'y a pas de sillons "eu-ou myogéosynclinaux" et que d'autre part, les roches vertes se mettent aussi bien en place dans la partie la plus subsidente de la fosse que sur sa bordure méridionale ou même comme c'est le cas du Gothlandien supérieur ou du Dévonien inférieur, dans des aires lagunaires ou épicontinentales.

Dans la Sierra Morena, le volcanisme ophiolitique ou plutôt l'association spilite-dolérite, se raccorde à des périodes tectoniques à caractère épigénique ; il y aurait donc une relation entre le volume des matériaux émis et l'intensité de ces phases de distension d'où le couple, couramment observé, roches vertes - flysch grauwackeux.

Dans un autre ordre d'idées, et en ce qui concerne la signification de la mise en place des matériaux rhyo-dacitiques, nous nous heurtons au problème de savoir si ces roches sont les produits de la différenciation d'un magma basaltique (celui là même qui a donné naissance aux roches ophiolitiques) ou bien si nous sommes en présence d'un magma sialique indépendant des roches vertes. La seconde hypothèse, aux vues de la quantité des matériaux émis, semble la plus raisonnable en ce qui concerne les roches du Précambrien récent (porphyroïdes et rhyo-dacites de Bodonal). Par contre, la juxtaposition d'un volcanisme basique avec les autres formations acides (porphyroïdes de Jabugo, de Huelva) suggère l'existence d'une parenté entre ces deux groupes de roches. La combinaison ainsi réalisée serait analogue aux associations spilite-kératophyre de certaines régions orogéniques (Turner et Verhoogen, 1951).



DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA

\* \* \*

\*



DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA

Chapitre I

Les roches basiques orthodérivées

Le métamorphisme progressif des roches basiques décrites dans la Zone A (à actinote), se manifeste en particulier par le développement prograde de hornblendes dont la couleur peut servir d'index zonéographique. En effet, nous avons pu faire la distinction entre deux grandes zones où l'amphibole calcique d'abord vert-bleuté à verte (Zone B) devient vert-brunâtre à brune (Zone C) en réponse à un accroissement des conditions du métamorphisme.

Nous nous proposons donc d'étudier dans les Zones B<sup>1-2</sup> et C les modalités de la transformation progressive des métabasites en décrivant tout d'abord les matériaux qui affleurent dans ces zones.

I. - LES METABASITES DANS LA ZONE B<sup>1-2</sup>  
(à hornblende vert-bleuté à verte)

Dans la Zone B<sup>1-2</sup>, les métabasites décrites précédemment dans les séries de La Corte I - II - III et de Jabugo (partie moyenne et supérieure), affleurent respectivement dans les formations d'Acebuches et d'Almonaster-la-Réal. Il s'agit de schistes amphiboliques et d'amphibolites plus ou moins massives dans lesquels s'interstratifient des roches mixtes tel que des gneiss à hornblende-biotite et des quartzites micacés amphiboliques ou diopsidiques. Dans la partie inférieure de la Série d'Acebuches, des lentilles calcaires et des skarns s.l. (dont les équivalents se retrouvent, dans la Zone A, au sommet de la Série de Jabugo) peuvent également s'intercaler par endroit dans les premières passées d'amphibolites.

L'étude des paragenèses des métabasites dans la Zone B, permet alors de subdiviser celle-ci en deux sous-zones qui sont, au fur et à mesure qu'augmente le métamorphisme:

- sous-zone B<sup>1</sup> à hornblende vert-bleuté-épidote ± actinote ± chlorite,
- sous-zone B<sup>2</sup> à hornblende verte ± diopside ± cummingtonite ± biotite.

A/- SOUS-ZONE B<sup>1</sup>.

a)- Mode de gisement.

Les meilleurs affleurements permettant de mettre en évidence la sous-zone B<sup>1</sup>, se situent dans les séries de La Corte II et de Acebuches, dans les aires respectivement comprises entre les localités de El Puerto-Santa Lucia et Acebuches-Alajar-Linares-Higuera de la Sierra. Dans ces régions, les metabasites sont constituées par des schistes amphiboliques verdâtres, finement cristallisés qui alternent avec des passées millimétriques à centimétriques de composition quartzo-feldspathique, feldspathique et épidotique (cf. Fig 30 ). Le microlitage déterminé par ces passées est antérieur au clivage schisteux S<sup>1</sup> et souligne la présence d'une stratification originelle (S) dans certaines metabasites (Fig. 30 a, b, c). Cette observation montre qu'une partie des schistes amphiboliques a pour origine d'anciens tufs tels ceux décrits plus haut dans la série de La Corte ; au Sud de Linares les schistes amphiboliques présentent des passées lenticulaires massives et homogènes à structure ophitique partiellement conservée prouvant d'autre part l'existence de véritables métavolcanites au sein des metabasites d'origine tufacée.

b)- Structure.

Dans les matériaux d'origine pyroclastique, l'étude des relations structurales entre S<sup>1</sup> et S montre que le plan des stratifications (déterminé par les microlites précédents) est affecté de plis semblables, isoclinaux de direction moyenne NW-SE à NNW-SSE admettant S<sup>1</sup> comme plan axial. Dans les parties profondes de B<sup>1</sup>, la schistosité S<sup>1</sup> tend à se paralléliser avec S (sauf dans les charnières des microplis), en donnant une foliation que l'on suit jusque dans la Zone C. Les effets de la surimposition de S<sup>1</sup> signalés dans les metabasites de la Zone A, s'accroissent fortement dans B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup>. Les résultats s'expriment par la disparition quasi totale des textures primaires présentées par les volcanites au profit d'une foliation dans laquelle se distribuent les minéraux syn-génétiques. Cette oblitération épargne parfois des micro-lentilles de métavolcanites où il est possible de reconnaître d'anciennes textures ophitiques (cf. Photo A Pl. X ); de tels cas sont toutefois rares car les amphibolites montrent le plus souvent une structure grano-nématoblastique à nématoblastique.

c)- Pétrographie.

L'étude des paragenèses des metabasites de la Zone B<sup>1</sup> montre qu'il existe trois groupes principaux d'associations minérales qui se répartissent comme suit (suivant un métamorphisme progressif) :

- (1) plagioclase An 8-10 - actinote-hornblende vert-bleuté ± épidote ± quartz ± chlorite ± sphène.
- (1) plagioclase An 7 - actinote verte - épidote ± quartz ± sphène ± (crossite)\*
- (2) plagioclase An 7-10 - hornblende vert-bleuté - épidote ± quartz ± biotite ± sphène ± chlorite.
- (3) plagioclase An 10-15 - hornblende vert-bleuté ± épidote ± quartz ± sphène ± biotite.

1°/- Les roches présentant l'association (1), caractérisée par la présence de deux amphibolites ont été rencontrées dans deux types principaux de roches :

(\*) - La parenthèse signifie que le minéral n'est pas en équilibre avec les constituants de la paragenèse.

- 1.a)- dans des schistes amphiboliques à grain fin; la matrice est alors formée par des microblastes de plagioclase, An 8-10, mâclés albite ou albite-karlsbad, d'épidote, de hornblende vert-bleuté et accessoirement de quartz et de leucoxène. L'épidote forme parfois des agrégats étirés dans  $S^1$  ou des petits nids dans lesquels elle est associée à un plagioclase très altéré et une seconde amphibole (actinote) aciculaire bleu-vert pâle. Cette localisation de l'actinote est la plus fréquente; il n'est toutefois pas rare de retrouver ce minéral parmi les blastes de hornblende vert-bleuté.
- 1.b)- toujours dans des schistes amphiboliques : la hornblende vert-bleuté couronne ici, et dans tous les cas, une amphibole incolore d'indice moyen plus petit (cf. Photo A-Pl, IX ) on note alors que ces deux minéraux ont en commun les mêmes éléments cristallographiques. Le plagioclase forme des blastes poecilithiques riches en inclusions cryptocristallines de hornblende; il présente souvent une zonation inverse (coeur An 20, bordure An 8-10) où l'individu central, xénomorphe et de taille variable, passe sans transitions nettes au plagioclase enveloppant.
- 2°/- L'association (1') extrêmement rare, caractérise deux petits affleurements de métadolérites très schistosées et intensément linéées incluses au sein du dyke antétectonique de Galaroza. L'examen attentif des actinotes a révélé (cf. Ph. B-IX) au coeur de certains individus la présence d'une crossiste (pléochroïsme bleu pâle (Ng) à bleu-lavande (Nm) ;  $2V_p = 12^\circ \pm 4^\circ$ ) englobée et remplacée par une actinote vert-jaune; cette amphibole bleue apparaît de ce fait comme une phase protogène qui a cristallisé dans un stade "précoce" du métamorphisme régional. Le reste de la roche est constitué par de l'actinote et de l'épidote formant des petits amas étirés et orientés dans la schistosité ou dispersés, sous la forme de cristallites, dans des métablastes xénomorphes de plagioclase An 7.
- 3°/- L'association du type (2) caractérise les schistes amphiboliques qui se trouvent à la limite des Zones A et  $B^1$ , dans la partie supérieure de la série d'Acebuches. Ces roches montrent souvent des grains sub-automorphes de plagioclase et d'amphibole vert-bleuté inclus dans une mésostase granoblastique très fine. Dans celle-ci, les minéraux (plagioclase An 8-10, épidote, amphibole vert-bleuté) dessinent une structure planaire qui moule étroitement des gros grains de feldspaths et d'amphiboles dont le développement est légèrement antérieur à la surimposition de  $S^1$ . Il s'agit de plagioclases An 35 à An 40 mâclés karlsbad, albite-karlsbad, rarement albite-péricline, qui se caractérisent par la présence d'inclusions ultra-microscopiques de teinte brun-rosé; ces inclusions forment un halo au coeur du minéral alors que la bordure est limpide et de basicité moins élevée (An 18-20).

Les amphiboles en gros grain sont des hornblendes vert-bleuté ( $2V_x = 62^\circ$  à  $70^\circ \pm 2^\circ$ ; Ng c =  $12^\circ$  à  $16^\circ \pm 1^\circ$ ) très riches en inclusions de leucoxène, épidote et granules isotropes; elles forment des petits prismes dont l'axe C est grossièrement allongé dans  $S^1$  dessinant ainsi une linéation de direction moyenne NW-SE. De nombreuses inclusions sub-isotropes généralement concentrées au coeur du minéral (Ph. F-Pl, IV), rappellent certains faciès de la transformation des clinopyroxènes protogènes de la Zone A. Cette comparaison suggère vivement que les amphiboles à gros grain, seraient des fragments directement liés à d'anciens pyroxènes totalement transformés et auraient en quelque sorte une hérédité antémétamorphique.

Les plagioclases se retrouvent également dans des petites recurrences de micaschistes (ex-grauwackes) à biotite -quartz-actinote qui alternent au sein des schistes amphiboliques. Cette observation prouve qu'une grande partie des niveaux basiques étudiés (et en particulier ceux de la série d'Acebuches) est issue de niveaux volcano-sédimentaires (tufs), conclusion à laquelle nous étions déjà arrivés en nous basant sur la présence des microlites de composition différente alternant sporadiquement dans les schistes amphiboliques.

- 4°/- Les associations du type (3) sont les plus répandues dans la Zone B<sup>1</sup>; le plagioclase An 10 à An 15 faiblement zoné (zonation normale) est généralement xénomorphe, mais certains niveaux renferment des feldspaths anté-schisteux tels ceux décrits plus haut; dans ce cas, la bordure du feldspath est légèrement poecilithique et de basicité An 10-15. L'amphibole est une hornblende vert-bleuté à vert-émeraude (suivant Ng), elle forme des petits prismes qui englobent sur leur bordure des épidotes jaune-verdâtre très pâles, des petits amas de sphène (leucoxène) et des grains de plagioclase.

## B/- SOUS-ZONE B<sup>2</sup>.

### 1°/- Paragénèses et structures

La sous-zone B<sup>2</sup> est caractérisée par la disparition quasi totale de l'épidote, une augmentation très rapide de la teneur en anorthite des plagioclases, l'apparition d'un clinopyroxène de la série diopside-hédenbergite et celle de cummingtonite. La hornblende continue à être vert-bleuté dans les niveaux les moins métamorphiques; toutefois dans les zones plus profondes, la teinte bleu suivant Ng disparaît et l'amphibole devient verte, vert émeraude, rarement vert-brunâtre.

Au point de vue structural, le débit en feuillets des schistes amphiboliques s'atténue fortement dans les amphibolites de la partie moyenne et profonde de la Zone B<sup>2</sup>. Ce phénomène est contemporain d'une augmentation très sensible de la granulométrie des constituants et confère à la roche une allure généralement massive.

Dans la série d'Acebuches, les amphibolites présentent un bandage déterminé par des lits millimétriques à centimétriques de composition feldspathique, quartzo-feldspathique ou quartzo-feldspatho-diopsidique. Ce microlitage permet de mettre en évidence des petites charnières isoclinales, parfois laminées (cf. Photo C- Pl. II), dont le plan axial est parallèle à la foliation régionale (il est à remarquer ici que ce laminage des charnières peut aboutir par endroit à la formation de figures dont la géométrie est analogue à celle des microstratifications entrecroisées).

Plusieurs assemblages paragénétiques peuvent être mis en évidence dans la sous-zone B<sup>2</sup> et se résument comme suit :

- (1) plagioclase-hornblende vert-bleuté ± sphène ± épidote ± magnétite ± quartz
- (1') plagioclase-hornblende verte ± sphène ± quartz ± magnétite-ilménite
- (1'') plagioclase-hornblende vert-brunâtre ± quartz ± magnétite/ilménite
- (2) plagioclase-hornblende verte-clinopyroxène ± sphène ± quartz ± magnétite/ilménite
- (3) plagioclase-hornblende verte-cummingtonite ± sphène ± quartz ± magnétite/ilménite
- (4) plagioclase-hornblende verte ± biotite ± sphène ± quartz ± magnétite/ilménite
- (5) plagioclase-hornblende verte-cummingtonite-grenat-magnétite-quartz ± biotite.

### 2°/- Pétrographie.

Les associations précédentes se rencontrent dans les divers groupes naturels d'amphibolites qui suivent :

- amphibolites normales
- amphibolites à diopside
- amphibolites à cummingtonite
- amphibolites à biotite.

## 2.1- Les amphibolites normales.

Dans ces roches, le plagioclase et la hornblende constituent environ les 90 % de la composition modale; ces minéraux dessinent une structure granonématoblastique qui tend à devenir franchement granoblastique dans les zones les plus transformées. Le plagioclase est une andésine ou un oligoclase calcique xénomorphe à sub-automorphe, polysynthétiquement mâclé albite-karlsbad ou albite-péricline. Le minéral est généralement limpide et englobe des petites aiguilles d'amphibole ainsi que des grains d'apatite. L'étude de la zonation montre que le phénomène s'effectue le plus souvent de façon "normale"; localement toutefois le feldspath néoformé englobe un plagioclase hérité xénomorphe, séricitisé<sup>et</sup> de composition labradorique. L'amphibole forme des blastes sub-automorphes dont l'axe C, d'abord allongé dans la foliation des amphibolites schisteuses (elles dessinent alors une linéation), tend à prendre n'importe quelle position tandis que la taille des minéraux augmente. Il s'agit d'une hornblende le plus souvent vert-émeraude, pouvant acquérir dans les parties profondes de B<sup>2</sup> une teinte brunâtre. Ce minéral est parfois mâclé suivant (010); il englobe fréquemment des petits prismes trapus d'apatite ainsi que des grains automorphes de sphène disposés dans certains cas suivant des chapelets parallèles à la foliation mésostructurale de la roche.

Ces amphibolites renferment de façon accessoire du quartz (déterminé aux R-X) de l'apatite, des minéraux opaques (magnéto-ilménite) de l'épidote et des chlorites vert pâle; ces dernières, associées à du leucoxène, proviennent de la transformation de rares cristaux de biotite brune.

## 2.2- Les amphibolites à diopside.

Dans les parties moyennes et profondes de la Zone B<sup>2</sup>, les amphibolites précédentes peuvent renfermer un clinopyroxène incolore à vert pâle de la série diopside-hedenbergite. Ce nouveau constituant forme des prismes trapus sub-automorphes associés ou inclus dans les hornblendes. Dans certains niveaux de la série d'Acebuches, le clinopyroxène apparaît préférentiellement dans des microlites feldspathiques et quartzo-feldspathiques; ce phénomène s'accroît quelquefois jusqu'à donner des véritables passées feldspatho-diopsidiques. Dans les niveaux amphiboliques à clinopyroxène, le plagioclase est une andésine calcique pouvant présenter une zonation inverse tandis que dans les micropassées sans hornblendes, le feldspath est généralement plus basique et de composition labradorique. Comme dans les amphibolites normales le sphène, l'apatite et les minéraux opaques sont les constituants accessoires les plus fréquemment observés; les chlorites ainsi que l'épidote parfois présentes sont respectivement issues de la pseudomorphose d'anciennes biotites et de l'altération des plagioclases; certains niveaux quartzo-feldspathiques présentent en plus de ces constituants accessoires, une scapolite xénomorphe, moyennement birefringente et de composition mizzonitique.

## 2.3- Les amphibolites à cummingtonite.

Les niveaux d'amphibolites normales peuvent renfermer en plus de la hornblende, une seconde amphibole incolore appartenant à la série cummingtonite-grünérite. Ce minéral se présente sous quatre habitus différents :

- a)- dans les hornblendes: sous l'aspect de très fines lamelles "perthitiques" qui se parallélisent à la face (001) de l'amphibole-hôte.
- b)- toujours dans les hornblendes: mais sous l'aspect de petites plages irrégulières distribuées de façon non cohérente au sein de l'amphibole verte.

- PLANCHE VIII -

Roches basiques orthodérivées de la série de Acebuches

Photo A - Charnière isoclinale intrafoliaire de la Phase I, dessinée par des lits feldspathiques antétectoniques (métatuf basique - série de Acebuches au NNE de Higuera de la Sierra - Zone B<sup>1</sup>).

Photo B - Micropli isoclinal de la Phase II dans les schistes amphiboliques (métatufs basiques) de la série de Acebuches (au SE de El Huron - Zone B<sup>2</sup>).

Photos C-D-E - Divers faciès des "striped-amphibolites" de la série de Acebuches; les lits plagioclasiques ont une origine sédimentaire et la différenciation originelle est accentuée par la différenciation métamorphique. (Zone B<sup>2</sup>).



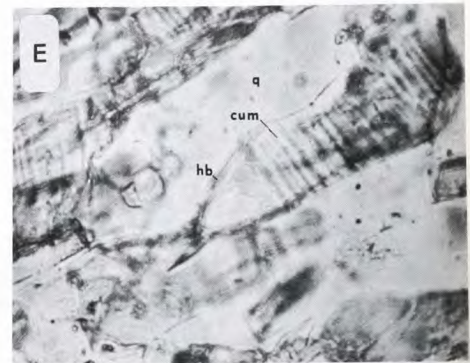
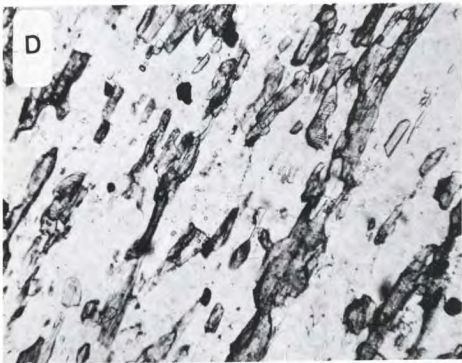
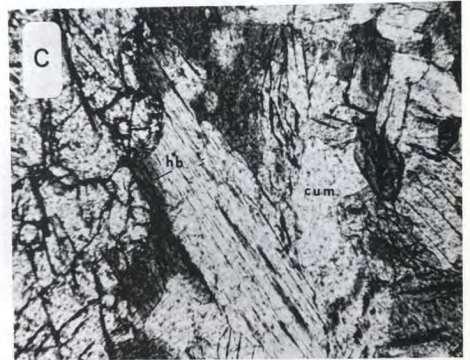
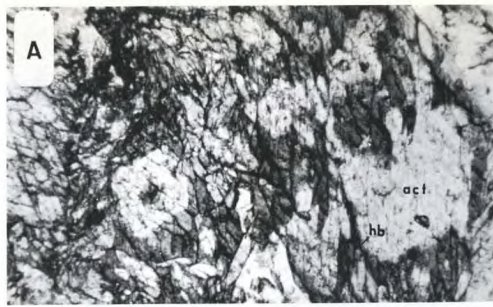
- PLANCHE IX -

Roches basiques orthodérivées.

—

- Photo A - Orthoamphibolite à actinote blindée par une hornblende (Zone B<sup>1</sup>) (L. N.) x 40
- Photo B - Métadolérite schistosée à crossite blindée par de l'actinote (Zone B<sup>1</sup>) (L. N.) x 40
- Photo C - (Para)amphibolite à hornblende-cummingtonite (Type C)- grenat calcique (Zone B<sup>2</sup>) (L. N.) x 40
- Photo D - (Para)amphibolite à hornblende-cummingtonite-quartz (Zone B<sup>2</sup>) (L. N.) x 70
- Photo E - Détail de la photo D ; la cummingtonite forme des exsolutions lamellaires (001) dans la hornblende tschermakitique, (Zone B<sup>2</sup>) (L. N.) x 80

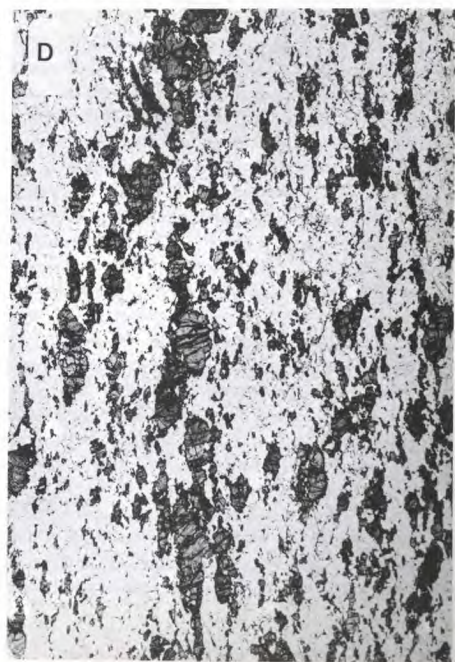
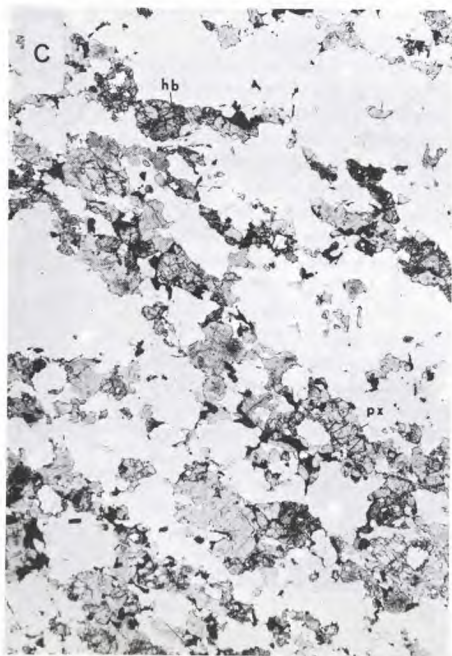
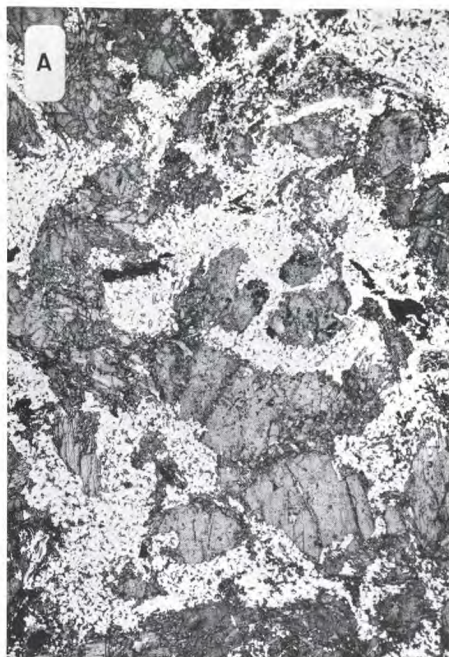
—



- PLANCHE X -

Roches basiques ortho- et paradérivées.

- Photo A - Structure ophitique héritée dans le coeur d'une orthoamphibolite d'origine lavique (Zone B<sup>1</sup>) (L. N. ) x 10
- Photo B - (Para)amphibolite à grenat grossulaire - hornblende - cummingtonite (Zone B<sup>2</sup>) (L. N. ) x 10
- Photo C - Paragneiss (pyriclasite) calcomagnésien à hornblende brune - orthopyroxène - clinopyroxène - plagioclase (Zone C), (L. N. ) x 10
- Photo D - Paragneiss (pyriclasite) à hornblende brune - clinopyroxène - plagioclase (Zone C) (L. N. ), x 10





- c)- sous l'aspect de cristaux incolores frangés d'une couronne de hornblende verte; dans ce cas les deux amphiboles mettent en commun les mêmes éléments cristallographiques.
- d)- sous l'apparence de prismes sub-automorphes distribués à côté des hornblendes parmi les autres constituants de la roche.

Nous avons remarqué que les types a) et b) sont souvent réunis dans une même section, alors que les habitus c) et d) moins fréquents peuvent soit cohabiter, soit se développer séparément suivant les niveaux;

Dans ces amphibolites particulières, le plagioclase est une andésine An 30-40; le quartz ( 5 %) et la biotite forment avec les minéraux opaques, les constituants accessoires de ces roches.

#### 2.4 - Les amphibolites à biotite.

Ce quatrième groupe naturel caractérise des roches que l'on trouve toujours associées à des paragneiss à biotite-cordiérite et des quartzites feldspathiques, amphiboliques ou micacés; ces diverses roches passent graduellement, en s'enrichissant en hornblende, à des amphibolites à biotite. Dans ces dernières le plagioclase est un oligoclase basique et plus rarement une andésine; les hornblendes vertes à vert-émeraude sont associées à des lamelles de biotite brune peu ou pas chloritisées. Le quartz, constituant accessoire toujours présent, avoisine avec du sphène, de l'apatite, du zircon, du rutile, des minéraux opaques (ilménite) et, dans certaines sections, avec unescapolite xénomorphe.

#### 2.5 - Les amphibolites à grenat - cummingtonite.

Ces roches sont extrêmement rares dans la bande d'Aracena. Le seul affleurement que nous leur connaissons se situe au S de Valdezufre dans les gneiss à cordiérite-sillimanite-grenat de la série de Fuente de Oro où elles forment, en association avec des ségrégations stratoides de magnétite, un petit niveau mélanocrate lenticulaire. Ces amphibolites particulières sont faiblement foliées et présentent une structure granonématoblastique grossière. Le plagioclase An 38-40 sub-automorphe renferme de nombreuses inclusions d'amphibole, de quartz et de biotite. Le quartz relativement abondant (10 % à 30 % du mode) forme des petites gouttes dans les feldspaths ou bien des amygdales polycristallines étiées dans la foliation. Il y a deux amphiboles (cf. Photo C - Pl. IX ) : une hornblende vert-émeraude à vert-foncé renfermant des petits grains de zircon frangés d'un halo pléochroïque, et une cummingtonite fréquemment mâclée suivant (100). Ce dernier minéral se présente avec les habitus a), b) et surtout d) décrits précédemment. Le type a), caractérisé par le développement de petites lamelles incolores, parallèles à (001) de la hornblende, existe réciproquement dans les individus sub-automorphes de cummingtonite (type d) où l'on observe des lamelles très fines de hornblendes vertes parallèles à la face (001) de la cummingtonite. Le grenat se présente sous l'aspect de larges blastes rosés sub-automorphes (cf. Photo B - Pl. X ) renfermant de très nombreuses et fines inclusions hélicitiques de cummingtonite ou de quartz ; ces inclusions se disposent parfois suivant une structure planaire déformée et prise en relais en dehors du minéral, par des lamelles allongées de hornblende et de cummingtonite. Un autre caractère également présenté par ces grenats réside dans la présence d'une auréole polycristalline constituée de cummingtonite très fine et aciculaire. La biotite brune est un constituant accessoire dans ces roches où elle se concentre dans les microlites à cummingtonite, plagioclase, quartz, minéraux opaques.

II. - LES ROCHES BASIQUES DE LA ZONE C  
(à hornblende vert-brunâtre à brune)

A/- MODE DE GISEMENT.

Dans la Zone C, les niveaux basiques orthodérivés des séries de La Corte et de Jabugo affleurent dans les deux complexes très métamorphiques désignés sous les termes de série d'Acebuches et d'Almonaster. Dans la formation d'Almonaster, les amphibolites affleurent le plus souvent sous l'aspect de lentilles d'extension décamétrique à hectométrique; toutefois au SW de La Garrapota (à l'E d'Aroche) il se développe une puissante lentille très homogène d'orthoamphibolites qui représenterait, après cartographie, un ancien laccolite basique antémétamorphique.

L'étude des paragenèses issues de ces roches montre qu'il existe plusieurs groupes naturels d'amphibolites, tous caractérisés par la présence d'une hornblende vert-brunâtre à brune.

B/- PETROGRAPHIE.

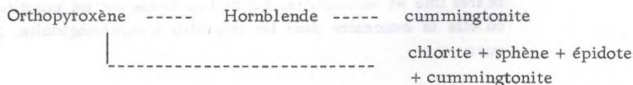
1°/- Les amphibolites normales.

L'association minéralogique la plus simple se trouve dans ces roches où nous avons :

- (1) -plagioclase An 35 à An 48 - hornblende brune - ilménite (et/ou magnétite) <sup>±</sup> cummingtonite <sup>±</sup> (chlorite).

Le plagioclase andésinique à labradorique parfois zoné (zonation normale) présente des mâcles polysynthétiques souvent complexes, fusiformes et distordues. La hornblende est fréquemment zonée (en particulier dans des bandes de dioritoïdes interstratifiées à la base de la série d'Acebuches); dans ce cas le coeur de l'amphibole de couleur vert-brunâtre, à brun sépia passe progressivement à une bordure vert-pâle ou incolore elle-même frangée par une couronne étroite et discontinue de cristallites "d'ouralite" vert-bleutée et, parfois de chlorite.

La partie vert-pâle de ces hornblendes zonées est constituée par une cummingtonite polysynthétiquement mâclée (100) que l'on doit différencier, dans certains niveaux d'une autre cummingtonite se présentant sous l'aspect de plages corrodées incluses au coeur des hornblendes. Ces plages corrodées renferment, en plus de la cummingtonite, des lamelles de chlorite, des grains d'épidote et de sphène; par comparaison avec ce qui se passe dans des niveaux gneissique de composition "horitique" de cette même Zone C, il semble que ces trois minéraux proviennent de la transformation d'anciens orthopyroxènes. S'il en est ainsi, la hornblende devait être postérieure au pyroxène et dans un stade ultérieur ces deux minéraux se sont transformés en cummingtonite <sup>±</sup> chlorite <sup>±</sup> épidote <sup>±</sup> sphène; on aurait alors la succession minéralogique suivante :



2°/- Les amphibolites à clinopyroxène.

Ces roches intercalées le plus souvent dans les niveaux d'amphibolites normales présentent la paragenèse :

- (2) plagioclase An 28 à An 65 - hornblende - clinopyroxène  $\pm$  magnétite et/ou ilménite  $\pm$  scapolite  $\pm$  biotite.

Le clinopyroxène vert-pâle (diopside-hédenbergite) est, soit antérieur à l'amphibole et inclus dans celle-ci sous l'aspect de petites plages xénomorphes, soit contemporain de ce minéral aux côtés duquel il se développe avec un habitus subautomorphe. Il se présente parfois sous l'aspect de poeciloblastes en éponge ou sous celui de plages allongées dans la foliation et renferme alors suivant les plans de clivage, des lamelles homoaxiales de hornblende brune. Une fine couronne d'ouralite peut franger tous ces minéraux tandis que dans certains amphibolites, les minéraux opaques (ilménite) servent de support à la cristallisation de petites biotites, de hornblende vert-bleuté et parfois de sphène. Dans plusieurs niveaux basiques de la région d'Aracena (Sierra La Barquera et Maria Mateo) on note, en plus de ces minéraux, le développement tardif d'une scapolite poeciloblastique remplaçant partiellement ou totalement les plagioclases.

3°/- Les amphibolites à biotite.

Comme dans la Zone B<sup>1</sup>, les amphibolites à biotite se trouvent fréquemment à proximité immédiate de niveaux alumineux ici très migmatiques. Dans ces niveaux basiques la biotite se présente avec divers habitus que l'on peut résumer comme suit :

- a)- sous l'aspect de blastes sub-automorphes parfois distordus et chloritisés; dans ce cas on note que le mica s'est développé de façon statique et qu'il est équant sur la foliation microscopique dessinée par des agrégats allongés de minéraux mafiques (hornblende brune et clinopyroxène).
- b)- dans les microfissures et filonnets obliques ou parallèles à la foliation.
- c)- autour des cristaux d'ilménite et de magnétite où les micas forment une petite couronne plus ou moins continue.
- d)- sous l'aspect de cristaux anédriques parfois inclus dans les hornblendes ou bien englobant ces dernières.
- e)- sous la forme de plaquettes tabulaires qui se développent de façon homoaxiale avec l'amphibole.

Ces habitus indiquent deux origines possibles pour le mica :

- les textures a) b) et c) montrent que la biotite peut être un constituant tardif, vraisemblablement lié à une remise en mouvement de  $K_2O$  dans la roche ou à une métasomatose potassique.
- les textures d) et e) indiquent par contre que le mica est primaire et qu'il a cristallisé à peu près en même temps que les autres minéraux.

III. - RESUME SYNTHETIQUE DES VARIATIONS DE STRUCTURE  
DANS LES METABASITES ORTHODERIVEES.

Dans la bande d'Aracena, la fréquence des niveaux basiques est telle qu'il est possible de suivre le développement d'une gamme extrêmement variée d'amphibolites aux structures différentes.

Comme cela est montré ci-dessous, ces structures sont loin d'être homogènes car elles diffèrent grandement selon que le matériel originel est un tuf pyroclastique ou une lave. En ce qui concerne les matériaux franchement éruptifs, les évidences texturales plus que les critères de terrain, montrent que certaines volcanites on pu se mettre en place dans une période pénécotemporaine de la première phase tectogénique, dans un "climat thermique" qui était très élevé; de ce fait, trois lignées principales de variations structurales peuvent être mises en évidence :

- a)- dans des roches pyroclastiques plus ou moins remaniées,
- b)- dans des volcanites antérieures à la phase I,
- c)- dans des laves tardi- ou post-phase I.

A/- LIGNEE PYROCLASTIQUE.

Nous entendons par "pyroclastique" des roches volcano-sédimentaires au sens large, c'est-à-dire des matériaux qui résultent soit de l'accumulation de cendres et cinérites, soit du remaniement de niveaux laviques ou d'anciens tufs volcaniques.

Zone A à B<sup>1</sup>.

Les roches se présentent sous l'aspect de niveaux stratiformes où les éléments clastiques peuvent avoir une taille variable ce qui détermine l'apparition locale (région de Corterrangel-Carboneros par exemple) de figures sédimentaires grano-classées. Certains niveaux situés dans la série de La Corte et surtout d'Acebuches présentent un microlitage (cf. Fig. 30. a-b-c) où alternent des passées foncées d'amphibolites à grain très fin ( $d \ll 0,05$  mm) et des passées vert-pâle à épidote - plagioclase  $\pm$  actinote  $\pm$  chlorite donnant à la roche une allure "varvée". Les microlits vert-pâle montrent fréquemment des petits grains de plagioclase hérité qui pivotent sous les effets de la surimposition de  $S^1$  (généralement parallèle à S) pour donner des chapelets discontinus; ces feldspaths se distribuent parfois dans des lits qui désinent des microcharnières isoclinales admettant  $S^1$  comme plan axial. Un autre type de microlitage fréquemment observé dans la Zone A, est représenté par l'alternance d'épidotites dont l'épaisseur, généralement de 1 à 3 mm, peut aller jusqu'à 3 cm. Ces épidotites parfois boudinées et tronçonnées, dessinent rarement des charnières isoclinales intraschisteuses et paraissent le plus souvent contemporaines ou légèrement postérieures à  $S^1$ ; leur composition chimique anormale pour une roche d'origine sédimentaire ou éruptive montre qu'il s'agit de matériaux issus de la précipitation de fluides saturés en Ca, Al, Fe, Si, circulant entre les feuillets de la roche. Ce phénomène placé dans le contexte métamorphique pourrait correspondre à la phase "hydrothermalaloïde" invoquée par K. R. Mehnert (1965) dans les processus prémonitoires de la migmatitisation.

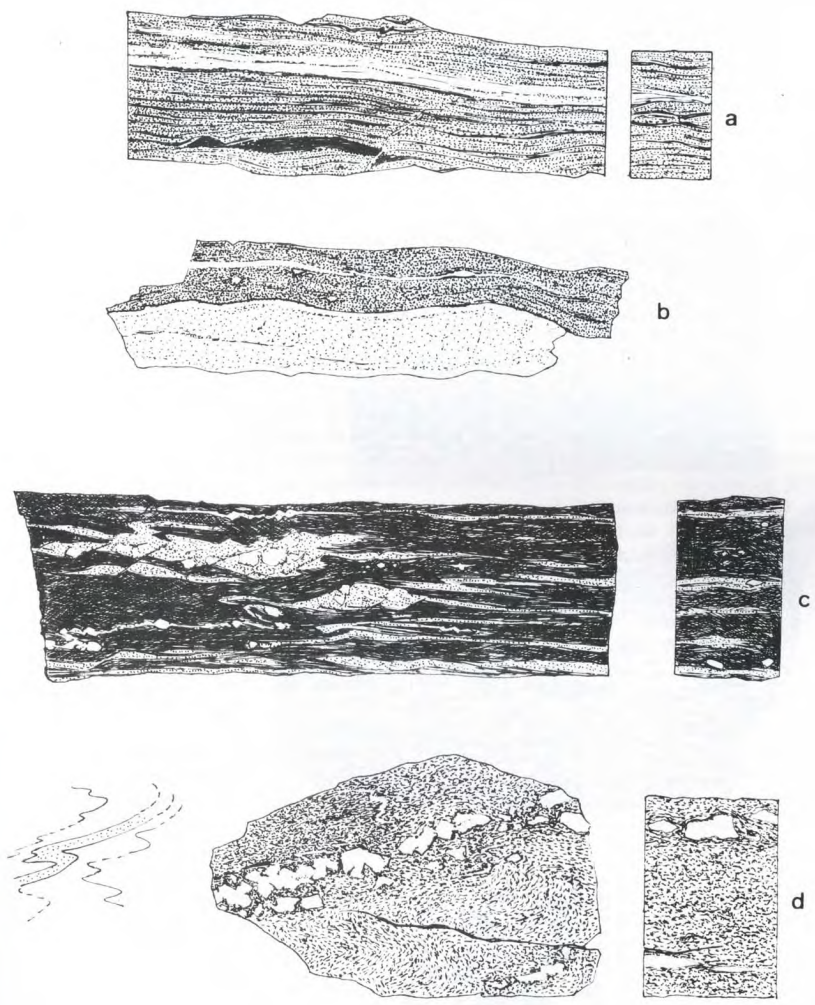
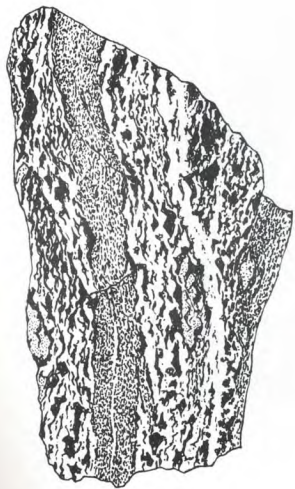


Fig. 30 - Faciès litológicas y variaciones progradas de las estructuras en las ortoamfibolitas de origen piroclástico (Serie de Acebuches), (TSVP)

e



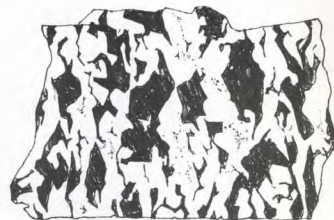
f



g



h



## Zone B<sup>2</sup>

Dans cette zone, les minéraux des metabasites d'origine volcanodétritique acquièrent une granulométrie plus élevée (de 0,05 mm à 1,5 mm). Les petits lits leuocrates à vert-pâle signalés plus haut ont une bordure diffuse mais restent parfaitement reconnaissable : ils permettent de mettre en évidence des microchamnières isoclinales qui admettent la foliation mésostructurale de la roche (c'est-à-dire  $S^1$ ) comme plan axial.

Certaines de ces passées claires sont essentiellement constituées par du plagioclase-diopside-quartz  $\dagger$  hornblende dont la granulométrie tend à être plus élevée que les constituants de l'amphibolite s.s. Les petits chapelets de plagioclase signalés plus haut existent toujours dans la Zone B<sup>2</sup> (cf. Fig. 30 d) ces feldspaths prennent un habitus automorphe et augmentent notablement de taille (cristaux de 0,3 cm à 1,5 cm) en réponse à une métablastèse.

Dans les parties profondes de la Zone B<sup>2</sup>, les metabasites prennent le faciès des "striped amphibolites" des auteurs anglo-saxons (voir par exemple Evans et al., 1960). Ce faciès est déterminé (cf. Fig. 30d,e) par l'alternance de bandes d'amphibolites à très gros grains (0,2 à 1 cm) qui alternent, suivant des niveaux dont l'épaisseur varie de 1 à 50 cm, avec des amphibolites à grain fin (0,05 à 1,5 mm). Les passées à gros grain d'amphibole, plagioclase, diopside et quartz sont sillonnées par des petits lits clairs essentiellement quartzo-plagioclasiques ou foncés et hornblendo-diopsidiques; ces petits lits tendent à se paralléliser avec la foliation des bandes d'amphibolites à grain fin mais il n'est pas rare d'observer des figures compliquées où les niveaux à gros grain leuco- ou mélanocrates se recourent, se laminent ou s'immiscuent brusquement. Le fait que ces passées puissent englober des petites lamelles plus ou moins résorbées d'amphibolites à grain fin montre, avec ce qui précède, que les "striped-amphibolites" sont des roches en cours de différenciation; on note de plus que les niveaux leuco- ou mélanocrates à gros grain sont affectés d'une mobilité plus élevée que les amphibolites à grain fin, de telle sorte que l'on retrouve ici une série de caractères comparables aux néosomes pegmatoides des migmatites granitiques de K.R. Mehnert (1957). S'il en est ainsi, les amphibolites à grain fin représenteraient le stock ancien et non fondu des roches-mères, c'est-à-dire un paléosome.

## Zone C

Dans les parties les moins métamorphiques de la Zone C, les passées d'amphibolites à gros grain deviennent très épaisses. On n'observe plus de lits leuco- ou mélanocrates mais une roche relativement homogène où les ferromagnésiens (hornblende brunâtre et clinopyroxène) forment des amandes de 0,3 cm à 1,5 cm, allongées parallèlement à la foliation régionale. Des "enclaves" d'amphibolites à grain fin subsistent sporadiquement dans la roche où elles dessinent des petits lits boudinés parallèles à la foliation. Au niveau de l'isograde Hypersthène + le stade le plus avancé de cette évolution structurale consiste en une roche dioritique grossièrement orientée à très gros grains de ferromagnésiens (hornblende brune frangée de cummingtonite et  $\dagger$  de clinopyroxène) regroupés en amandes ou en monocristaux de grande taille et des plages feldspathiques polycristallines plus ou moins quartzifères.

## B/- LIGNEE VOLCANIQUE ANTECINEMATIQUE

### Zone A - B<sup>1</sup>

Dans les zones superficielles, les volcanites mises en place antérieurement à la surimposition du clivage schisteux  $S^1$  présentent des structures variables héritées ou néoformées.

Les structures héritées sont de règle dans la Zone A (cf. Chapitre II) où les effets de la tectonique se réduisent à une fracturation des éléments accompagnée d'une blastèse de minéraux de basse température. Dans la partie profonde de A et dans B<sup>1</sup>, les petites extrusions laviques se transforment en une orthoamphibolite massive à grain moyen (0,1 à 3 mm). Ces amphibolites montrent une structure planaire grossière dans laquelle on peut reconnaître des fantômes de structure ophitique. Comme le montre la Photo A, Pl. X certains niveaux peuvent présenter des plages amygdalaires à texture lavique qui ont été épargnées par le cisaillement tectonique. Dans le cas général, le passage d'une structure ophitique à une structure grano-nématoblastique se traduit par une réorganisation in situ des ferromagnésiens (cf. Fig. 31a, b, c) qui recristallisent sous l'aspect de petits fuseaux

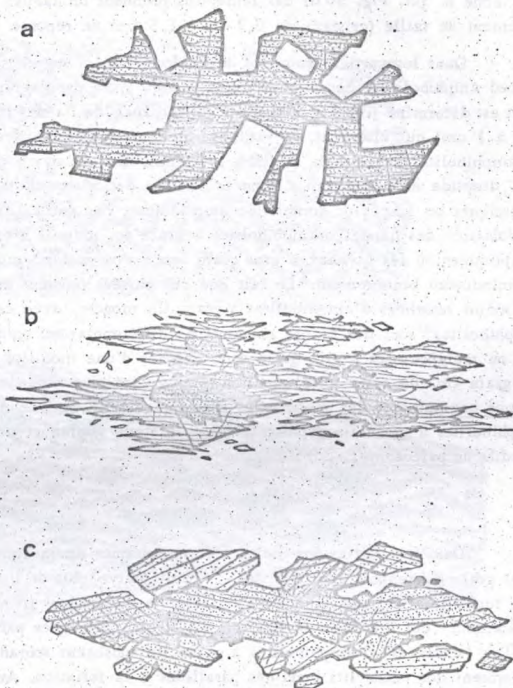


Fig. 31 - Passage d'une structure ophitique à une structure grano-nématoblastique - a) structure lavique originelle (dolérite) b) structure ophitique héritée (métadolérite dans la Zone A et B<sup>1</sup>) - c) structure ophitique très estompée (orthoamphibolite massive des Zones B<sup>2</sup> et C).

d'actinote-chlorite-leucoxène-ilménite dessinant une linéation. Les plagioclases dans ce processus donnent des amandes à "mortar-texture" très fines, également allongées suivant une linéation grossière. Cette évolution structurale n'est toutefois pas la règle absolue car on observe,

dans les zones vraisemblablement plus écrasées, le passage d'une métadolérite à une amphibolite à grains très fins, non linéée et à texture grano-nématoblastique.

L'évolution structurale (et minéralogique) des grandes intrusions antétectoniques diffère d'autre part, selon que l'on considère le coeur ou la bordure des massifs. Ainsi, dans la région de Galaroza ou de Alajar on note que les structures d'origine volcanique sont préservées au centre des dykes antéschisteux alors que leur bordure est caractérisée par le développement de structures métamorphiques granoblastiques, grano-nématoblastiques ou grano-lépidoblastiques; par ailleurs les transformations minéralogiques sont généralement de plus haut grade sur la bordure de ces massifs qu'au centre. Vers ce dernier, il est courant d'observer des remplacements pseudomorphiques de clinopyroxènes laviques en actinote ou hornblende vert-bleuté tandis que les plagioclases basiques recristallisent sans changer de forme en donnant des albites limpides plus ou moins riches en inclusions de calcite-épidote  $\pm$  actinote  $\pm$  chlorite et légèrement poecilithique sur leur bordure.

### Zones B<sup>2</sup> et C

Les corps éruptifs basiques antétectoniques se reconnaissent aisément dans les zones plus profondes par leur homogénéité et l'absence de figures (litage, bandage, etc..) comparables à celles qui ont été décrites dans les roches d'origine pyroclastique.

L'exemple de l'intrusion de la Garrapota illustre parfaitement ce phénomène où l'on voit l'ancienne dolérite se transformer en une amphibolite massive grossièrement foliée et très linéée. Au point de vue structural la figure observée ne diffère pratiquement pas du cas général décrit plus haut dans la Zone A à propos de la transformation métadolérite --- orthoamphibolite ; dans les zones profondes comme dans la Zone A, on peut reconnaître dans le plan de la foliation, les restes évidents d'anciennes structures ophitiques

### C/- LIGNEE VOLCANIQUE TARDI- A POSTCINEMATIQUE (Phase I)

Dans les Zones A, B<sup>1-2</sup> et C, nous avons échantillonné des affleurements de métabasites qui présentent des textures ophitiques, sub-ophitiques non affectées par S<sup>1</sup>. Ces roches sont injectées dans des métamorphites de degrés divers et se présentent sous l'aspect de sills intrafoliaux. Elles ne peuvent être confondues avec les injections discordantes de dolérites pigeonitiques ou de microdiorites quartziques et constituent un groupe de volcanites particulier caractérisé, en plus des structures, par leurs associations minéralogiques, apparemment en équilibre dans les diverses zones métamorphiques où elles se sont mises en place.

## IV. - PETROCHIMIE DES ORTHOAMPHIBOLITES DANS LES ZONES B<sup>1-2</sup> et C

Dans ce qui précède, nous avons mis l'accent sur le fait que les amphibolites des Zones B<sup>1-2</sup> et C devaient être les équivalents très métamorphiques des métavolcanites et métatufs de la Zone A. Cette affirmation, essentiellement fondée sur les données lithostratigraphiques et structurales, est également en accord et complétée par les données chimiques (Tabl. XII) établies sur un éventail assez large d'amphibolites.

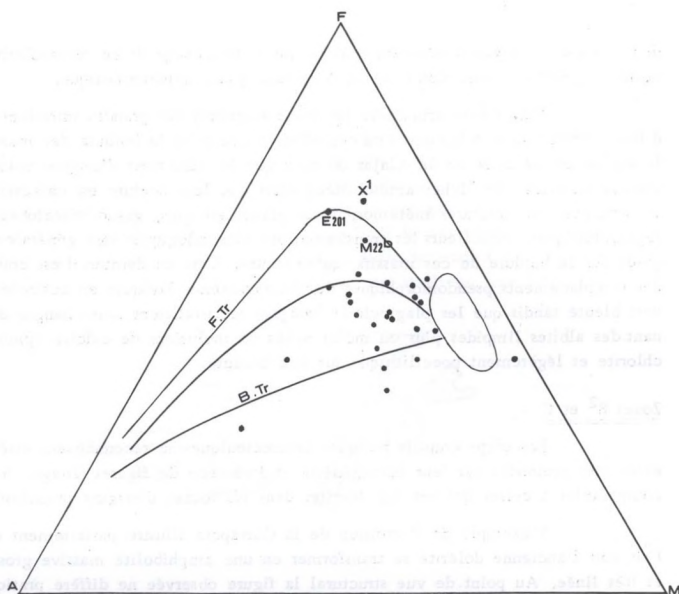


Fig. 32 - Diagramme AFM des orthoamphibolites des Zones B<sup>1-2</sup> et C (comparer avec la Figure 26).

1°/- DIAGRAMME AFM.

La distribution des amphibolites dans le diagramme AFM (Fig.32) montre que la majorité des roches présente une composition chimique qui les place à proximité du champ des basaltes. Les deux tiers environ des points représentatifs se répartissent dans un nuage situé à proximité du champ des basaltes et dans le domaine des séries calco-alcalines de telle sorte que l'on retrouve ici une des caractéristiques essentielles des volcanites étudiées dans la Zone A. Dans ce diagramme AFM, la présence d'amphibolites au "Fenner trend" très accentué témoigne de l'existence, non pas de roches tholéitiques englobées dans la série magmatique originelle, mais de niveaux anormalement riches en fer (échant. n° M 22b, E 201 et X<sup>1</sup>) qui trahissent la présence de matériaux ferrifères particuliers d'origine soit pyroclastique, soit hybride.

Sample	Time (min)	Area	Height	Width	Retention Time	Area	Height	Width	Retention Time
1	1.20	1000	1000	1.00	1.20	1000	1000	1.00	1.20
2	1.40	1000	1000	1.00	1.40	1000	1000	1.00	1.40
3	1.60	1000	1000	1.00	1.60	1000	1000	1.00	1.60
4	1.80	1000	1000	1.00	1.80	1000	1000	1.00	1.80
5	2.00	1000	1000	1.00	2.00	1000	1000	1.00	2.00
6	2.20	1000	1000	1.00	2.20	1000	1000	1.00	2.20
7	2.40	1000	1000	1.00	2.40	1000	1000	1.00	2.40
8	2.60	1000	1000	1.00	2.60	1000	1000	1.00	2.60
9	2.80	1000	1000	1.00	2.80	1000	1000	1.00	2.80
10	3.00	1000	1000	1.00	3.00	1000	1000	1.00	3.00
11	3.20	1000	1000	1.00	3.20	1000	1000	1.00	3.20
12	3.40	1000	1000	1.00	3.40	1000	1000	1.00	3.40
13	3.60	1000	1000	1.00	3.60	1000	1000	1.00	3.60
14	3.80	1000	1000	1.00	3.80	1000	1000	1.00	3.80
15	4.00	1000	1000	1.00	4.00	1000	1000	1.00	4.00
16	4.20	1000	1000	1.00	4.20	1000	1000	1.00	4.20
17	4.40	1000	1000	1.00	4.40	1000	1000	1.00	4.40
18	4.60	1000	1000	1.00	4.60	1000	1000	1.00	4.60
19	4.80	1000	1000	1.00	4.80	1000	1000	1.00	4.80
20	5.00	1000	1000	1.00	5.00	1000	1000	1.00	5.00
21	5.20	1000	1000	1.00	5.20	1000	1000	1.00	5.20
22	5.40	1000	1000	1.00	5.40	1000	1000	1.00	5.40
23	5.60	1000	1000	1.00	5.60	1000	1000	1.00	5.60
24	5.80	1000	1000	1.00	5.80	1000	1000	1.00	5.80
25	6.00	1000	1000	1.00	6.00	1000	1000	1.00	6.00
26	6.20	1000	1000	1.00	6.20	1000	1000	1.00	6.20
27	6.40	1000	1000	1.00	6.40	1000	1000	1.00	6.40
28	6.60	1000	1000	1.00	6.60	1000	1000	1.00	6.60
29	6.80	1000	1000	1.00	6.80	1000	1000	1.00	6.80
30	7.00	1000	1000	1.00	7.00	1000	1000	1.00	7.00
31	7.20	1000	1000	1.00	7.20	1000	1000	1.00	7.20
32	7.40	1000	1000	1.00	7.40	1000	1000	1.00	7.40
33	7.60	1000	1000	1.00	7.60	1000	1000	1.00	7.60
34	7.80	1000	1000	1.00	7.80	1000	1000	1.00	7.80
35	8.00	1000	1000	1.00	8.00	1000	1000	1.00	8.00
36	8.20	1000	1000	1.00	8.20	1000	1000	1.00	8.20
37	8.40	1000	1000	1.00	8.40	1000	1000	1.00	8.40
38	8.60	1000	1000	1.00	8.60	1000	1000	1.00	8.60
39	8.80	1000	1000	1.00	8.80	1000	1000	1.00	8.80
40	9.00	1000	1000	1.00	9.00	1000	1000	1.00	9.00
41	9.20	1000	1000	1.00	9.20	1000	1000	1.00	9.20
42	9.40	1000	1000	1.00	9.40	1000	1000	1.00	9.40
43	9.60	1000	1000	1.00	9.60	1000	1000	1.00	9.60
44	9.80	1000	1000	1.00	9.80	1000	1000	1.00	9.80
45	10.00	1000	1000	1.00	10.00	1000	1000	1.00	10.00
46	10.20	1000	1000	1.00	10.20	1000	1000	1.00	10.20
47	10.40	1000	1000	1.00	10.40	1000	1000	1.00	10.40
48	10.60	1000	1000	1.00	10.60	1000	1000	1.00	10.60
49	10.80	1000	1000	1.00	10.80	1000	1000	1.00	10.80
50	11.00	1000	1000	1.00	11.00	1000	1000	1.00	11.00
51	11.20	1000	1000	1.00	11.20	1000	1000	1.00	11.20
52	11.40	1000	1000	1.00	11.40	1000	1000	1.00	11.40
53	11.60	1000	1000	1.00	11.60	1000	1000	1.00	11.60
54	11.80	1000	1000	1.00	11.80	1000	1000	1.00	11.80
55	12.00	1000	1000	1.00	12.00	1000	1000	1.00	12.00
56	12.20	1000	1000	1.00	12.20	1000	1000	1.00	12.20
57	12.40	1000	1000	1.00	12.40	1000	1000	1.00	12.40
58	12.60	1000	1000	1.00	12.60	1000	1000	1.00	12.60
59	12.80	1000	1000	1.00	12.80	1000	1000	1.00	12.80
60	13.00	1000	1000	1.00	13.00	1000	1000	1.00	13.00
61	13.20	1000	1000	1.00	13.20	1000	1000	1.00	13.20
62	13.40	1000	1000	1.00	13.40	1000	1000	1.00	13.40
63	13.60	1000	1000	1.00	13.60	1000	1000	1.00	13.60
64	13.80	1000	1000	1.00	13.80	1000	1000	1.00	13.80
65	14.00	1000	1000	1.00	14.00	1000	1000	1.00	14.00
66	14.20	1000	1000	1.00	14.20	1000	1000	1.00	14.20
67	14.40	1000	1000	1.00	14.40	1000	1000	1.00	14.40
68	14.60	1000	1000	1.00	14.60	1000	1000	1.00	14.60
69	14.80	1000	1000	1.00	14.80	1000	1000	1.00	14.80
70	15.00	1000	1000	1.00	15.00	1000	1000	1.00	15.00
71	15.20	1000	1000	1.00	15.20	1000	1000	1.00	15.20
72	15.40	1000	1000	1.00	15.40	1000	1000	1.00	15.40
73	15.60	1000	1000	1.00	15.60	1000	1000	1.00	15.60
74	15.80	1000	1000	1.00	15.80	1000	1000	1.00	15.80
75	16.00	1000	1000	1.00	16.00	1000	1000	1.00	16.00
76	16.20	1000	1000	1.00	16.20	1000	1000	1.00	16.20
77	16.40	1000	1000	1.00	16.40	1000	1000	1.00	16.40
78	16.60	1000	1000	1.00	16.60	1000	1000	1.00	16.60
79	16.80	1000	1000	1.00	16.80	1000	1000	1.00	16.80
80	17.00	1000	1000	1.00	17.00	1000	1000	1.00	17.00
81	17.20	1000	1000	1.00	17.20	1000	1000	1.00	17.20
82	17.40	1000	1000	1.00	17.40	1000	1000	1.00	17.40
83	17.60	1000	1000	1.00	17.60	1000	1000	1.00	17.60
84	17.80	1000	1000	1.00	17.80	1000	1000	1.00	17.80
85	18.00	1000	1000	1.00	18.00	1000	1000	1.00	18.00
86	18.20	1000	1000	1.00	18.20	1000	1000	1.00	18.20
87	18.40	1000	1000	1.00	18.40	1000	1000	1.00	18.40
88	18.60	1000	1000	1.00	18.60	1000	1000	1.00	18.60
89	18.80	1000	1000	1.00	18.80	1000	1000	1.00	18.80
90	19.00	1000	1000	1.00	19.00	1000	1000	1.00	19.00
91	19.20	1000	1000	1.00	19.20	1000	1000	1.00	19.20
92	19.40	1000	1000	1.00	19.40	1000	1000	1.00	19.40
93	19.60	1000	1000	1.00	19.60	1000	1000	1.00	19.60
94	19.80	1000	1000	1.00	19.80	1000	1000	1.00	19.80
95	20.00	1000	1000	1.00	20.00	1000	1000	1.00	20.00
96	20.20	1000	1000	1.00	20.20	1000	1000	1.00	20.20
97	20.40	1000	1000	1.00	20.40	1000	1000	1.00	20.40
98	20.60	1000	1000	1.00	20.60	1000	1000	1.00	20.60
99	20.80	1000	1000	1.00	20.80	1000	1000	1.00	20.80
100	21.00	1000	1000	1.00	21.00	1000	1000	1.00	21.00

Nº Echantillons	C.246	C.39	C.30	C.29	C.277	II.M 38	II.M 36	II.M 25	II.M 22 b	II.M 22 a	C.216	C.293	A.286	C.441
SiO <sub>2</sub>	41,20	51,10	43,00	46,40	49,60	60,50	53,45	51,45	46,95	57,90	49,40	47,10	46,60	51,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,00	14,85	10,70	15,30	15,06	16,45	13,65	14,20	12,70	17,05	14,33	16,82	15,10	15,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,65	7,25	3,14	4,76	6,02	1,65	3,00	5,45	9,45	1,95	4,20	5,55	5,90	9,35
FeO	7,15	5,40	9,43	7,70	6,35	4,00	6,80	6,50	7,90	4,00	7,25	3,55	6,75	3,05
MnO	0,20	0,22	0,18	0,18	0,20	0,11	0,33	0,77	0,35	0,15	0,19	0,18	0,15	0,18
MgO	24,75	5,30	17,14	7,75	6,60	3,95	7,56	4,87	6,45	3,88	7,70	9,07	8,15	7,90
CaO	4,05	6,50	8,70	8,90	10,95	6,20	6,95	7,35	6,15	5,05	11,20	9,75	12,95	8,25
Na <sub>2</sub> O	0,25	5,35	0,65	3,35	2,97	3,86	4,21	4,50	4,04	5,45	2,80	2,02	1,95	2,64
K <sub>2</sub> O	0,05	0,20	0,05	0,15	0,53	1,32	0,95	0,90	0,26	0,70	0,13	1,14	0,20	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,55	1,60	1,03	1,70	1,65	0,95	1,00	2,25	4,70	0,80	1,65	0,90	1,65	1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,16	0,12	0,24	0,21	0,19	0,41	0,19	0,42	0,14	0,14	0,06	0,19	0,13
H <sub>2</sub> O (110º)	0,07	0,13	0,25	0,12	0,02	0,25	0,20	0,35	0,25	0,35	0,02	0,30	0,10	0,02
Perte à 1000º C	5,53	1,95	5,06	3,50	1,29	1,30	0,95	1,35	0,70	1,40	0,80	2,46	0,65	0,57
TOTAL	99,50	99,91	99,40	99,05	100,62	99,73	99,46	100,43	100,35	99,62	99,81	99,70	100,34	100,02
Nº des hornblendes analysés			1		2						3	4		5
Nº des clinopyroxènes analysés														

Analyses chimiques des amphibolites (suite au verso)

N° Echantillons	B.220	E.131	A.284	X <sup>1</sup>	F.5	E.18	E.24 <sup>C</sup>	C.410	A.329	E.201	E.247	E.88	E.200
SiO <sub>2</sub>	50,85	49,95	49,65	60,10	48,90	48,50	48,65	50,70	50,85	47,05	49,35	50,80	51,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	13,55	14,80	9,69	17,53	14,70	17,85	19,05	14,63	12,50	14,40	14,20	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,20	4,45	4,10	3,77	6,26	4,97	3,05	2,35	5,80	6,35	5,42	6,13	4,07
FeO	6,00	8,70	6,20	11,83	2,66	4,45	4,65	2,95	4,45	11,80	6,20	5,70	5,80
MnO	0,24	0,25	0,15	0,37	0,13	0,17	0,15	0,08	0,15	0,37	0,23	0,23	0,17
MgO	5,98	5,80	9,05	4,23	6,08	7,42	7,14	5,85	6,75	3,91	8,10	5,72	6,65
CaO	6,50	9,31	11,20	5,38	11,70	14,18	9,91	12,10	10,70	7,63	8,75	9,53	10,54
Na <sub>2</sub> O	5,40	3,92	2,70	0,92	3,38	2,53	2,73	3,42	3,73	4,42	3,91	4,80	3,84
K <sub>2</sub> O	0,51	0,53	0,25	1,75	0,12	0,38	1,86	0,30	0,10	0,57	0,61	0,49	0,61
TiO <sub>2</sub>	2,20	2,25	1,05	0,44	1,55	1,40	0,68	0,50	1,75	3,05	1,25	1,50	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,22	0,18	0,05	0,30	0,18	0,08	0,08	0,20	1,20	1,25	0,18	0,14
H <sub>2</sub> O ( $\bar{1}10^{\circ}$ )	0,30	0,05	0,10	0,25	0,05	0,05	0,05	0,10	0,12	0,05	0,10	0,05	0,05
Perte à 1000° C	1,20	0,45	0,15	0,45	0,83	1,15	3,25	1,55	0,40	0,45	1,50	0,70	0,90
TOTAL	100,83	99,28	100,90	99,18	99,44	100,03	99,90	99,65	99,33	99,30	99,82	99,28	99,42
N° des hornblendes analysées		8	9	10	11	12		14	19	24	26	27	28
N° des clinopyroxènes analysés					1	4			7			8	6

Analyses chimiques des amphibolites (suite)



## 2°/- PARAMETRES DE NIGGLI.

L'existence de roches pyroclastiques au sein des amphibolites peut être prouvée dans la comparaison des paramètres magmatiques de Niggli. Comme le montre la Fig.

il est possible d'établir des analogies ou des différences entre les produits issus de la cristallisation d'un magma (volcanites de la Zone A) et les amphibolites issues de la transformation des roches pyroclastiques plus ou moins évoluées ; une telle comparaison repose sur l'observation et l'analyse des faits suivants :

- a)- Dans les amphibolites et les volcanites basiques, les variations des paramètres al et fm en fonction de si sont approximativement identiques. L'examen détaillé du diagramme fm montre toutefois que la pente de la courbe de variation dans les amphibolites est plus raide que celle des laves. Ce phénomène traduit dès lors des variations notables dans les teneurs relatives en ferromagnésiens des amphibolites ce que l'on peut mettre en relation avec les faits suivants :
- certaines amphibolites proviennent du métamorphisme d'anciens tufs pyroclastiques plus ou moins remaniés et granoclassés.
  - les effets de la différenciation métamorphique présentés par certains niveaux méso- à catazonaux n'ont pas été totalement masqués par l'échantillonnage.
- b)- La variation des paramètres c et alk dans les amphibolites diffèrent sensiblement des volcanites. Le paramètre alk des amphibolites tend tout d'abord à se distribuer suivant une courbe dont la pente positive est moins asymptotique que dans la lignée volcanique; on retrouve ici quelque chose de comparable (mais de sens contraire) avec ce qui se passe dans le diagramme fm et si l'on admet que la majeure partie des alcalins se concentre dans les plagioclases, on constate que ces minéraux se distribuent avec des teneurs relatives différentes dans certaines amphibolites. S'il en est ainsi les variations conjuguées des paramètres fm et alk doivent se répercuter sur c puisque les ferromagnésiens, comme les plagioclases, sont les deux principales phases calciques des amphibolites. L'existence d'un nuage de points dans le diagramme c rend effectivement compte de ce phénomène qui ne va pas toutefois jusqu'à effacer les similitudes avec le "trend" volcanique.

En conclusion, l'étude de la variation des paramètres de Niggli montre deux groupes de faits importants :

- certaines amphibolites présentent une parenté chimique étroite avec les roches volcaniques épizonales.
- d'autres ont, par contre, leurs éléments majeurs qui se répartissent suivant une loi de distribution différente des volcanites. Comme aucune relation ne semble exister entre le chimisme des amphibolites et le degré du métamorphisme (les roches de la Zone C sont dispersées au sein des metabasites des sous-zones B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup>) les caractères chimiques de ce groupe reflètent soit (et surtout) une propriété antémétamorphique (présence d'anciens tufs pyroclastiques) soit des variations liées aux processus de différenciation métamorphique.

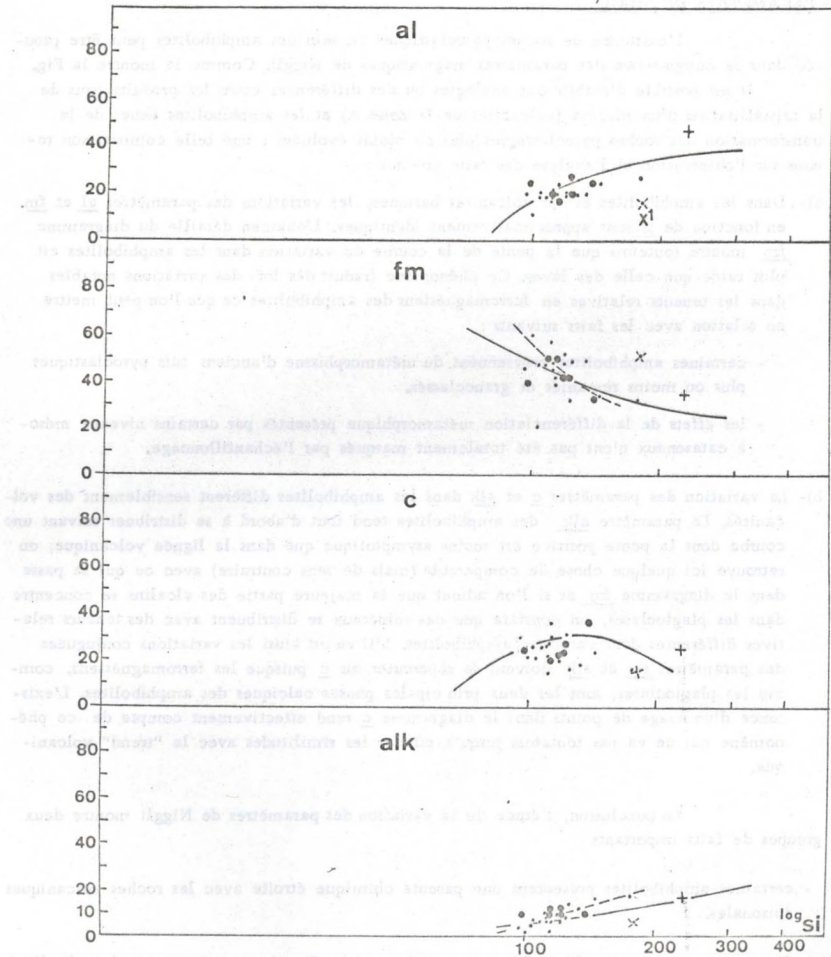


Fig. 33 - Diagrammes de variation semilogarithmiques de Niggli dans les orthoamphibolites (petits points) et les métavolcanites basiques d'Aracena (gros points).

Dans un autre ordre d'idées les analogies étroites entre amphibolites et volcanites basiques, telles qu'elles ressortent de l'étude du sens de variation des paramètres de Niggli, permettent d'établir (Evan et al., 1960 - Leake, 1964 - Elliot et al., 1966), un critère discriminatoire entre ortho- et para-amphibolite. En effet, une série magmatique pouvant être caractérisée (\*) par la relation  $c = f(mg)$  (\*\*), toute série d'amphibolites qui se placerait suivant une courbe vérifiant cette relation peut être considérée comme orthodérivée.

En accord avec cette hypothèse, la Figure 34 montre que les amphibolites des Zones B<sup>1-2</sup> et C se disposent grosso modo sur une courbe de variation analogue à celle d'une série basique ignée et sont bien, de ce fait, dues au métamorphisme de roches d'origine ortho.

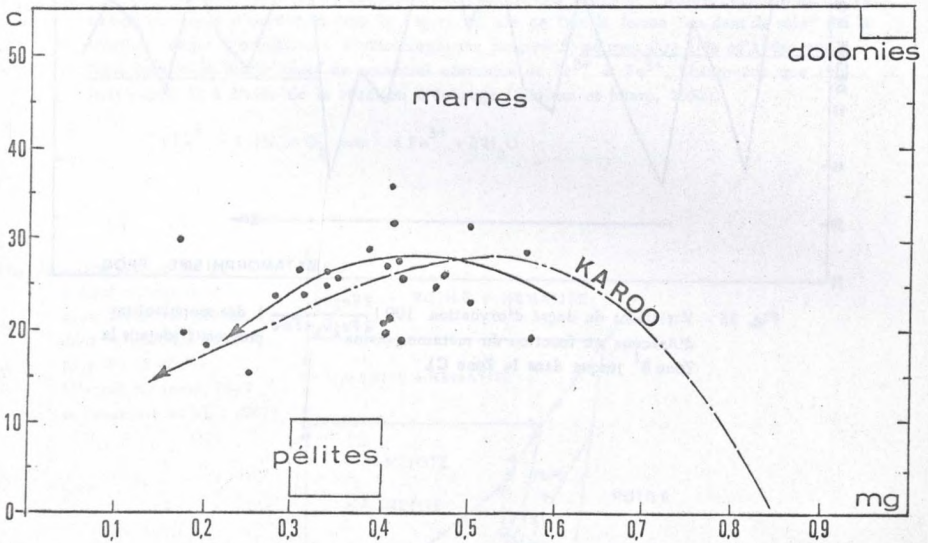


Fig. 34 - Diagramme de variation des paramètres c et mg de Niggli.

(\*) - Pour illustrer ce phénomène, nous avons reporté (Figure 34) la série classique des dolérites du Karoo (Walker et Poldevaart, 1949).

(\*\*) -  $mg = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}$

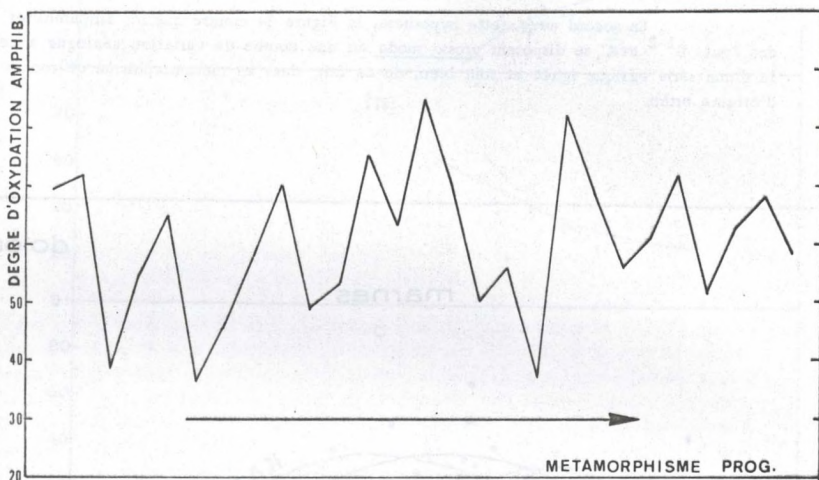


Fig. 35 - Variations du degré d'oxydation  $100 \left( \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \right)$  des amphibolites d'Aracena en fonction du métamorphisme progressif (depuis la Zone B<sup>1</sup> jusque dans la Zone C).

3°/- VARIATIONS CHIMIQUES AU COURS DU METAMORPHISME.

Divers auteurs (Engel et al., 1961 - Fabriès, 1963 - Elliot et al., 1966) ont montré que le rapport  $2Fe_2O_3 / 2Fe_2O_3 + FeO$  ("degré d'oxydation" de R.A. Chinner, 1960) dans les orthoamphibolites marquait une tendance à diminuer en réponse à une augmentation des conditions de P/T du métamorphisme. Cette variation prograde ne semble pas se manifester dans les metabasites d'Aracena. L'application du test statistique des comparaisons de variance (cf. Schwartz, 1960) pour le risque 5 %, montre en particulier que les moyennes de 100 ( $2Fe_2O_3 / 2Fe_2O_3 + FeO$ ) dans nos roches ne différaient pas de façon significative depuis la Zone  $B_{1-2}$  jusqu'à la Zone C (\*).

Avant d'aborder la discussion sur le problème que pose l'absence de corrélation entre degré d'oxydation et métamorphisme prograde, il est nécessaire de s'assurer que le phénomène n'est pas lié au dosage imparfait de Fe. La méthode utilisée (\*\*\*) pour le dosage de FeO, permet d'avancer que les pourcentages pondéraux sont obtenus avec une erreur relative qui n'excède pas 1 %, ce qui a pour effet de ne pas modifier l'allure générale de la variation du degré d'oxydation dans la Figure 35. De ce fait la forme "en dent de scie" de la relation : degré d'oxydation = f(métamorphisme progressif) ne peut être liée qu'à des variations locales et discontinues du potentiel chimique de  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$ , phénomène que l'on peut exprimer à l'aide de la réaction d'échange (Addison et Sharp, 1962),

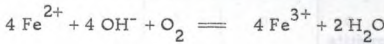
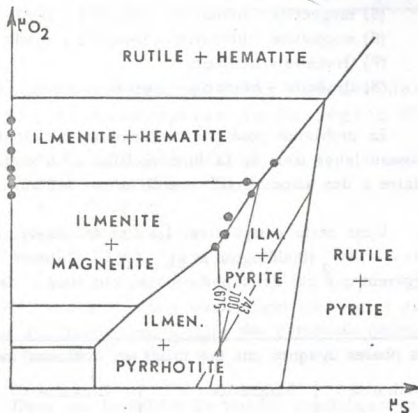


Fig. 36 - Diagramme de potentiel chimique et associations de phases dans le système : (Ti)- Fe - S - O (d'après Kullerud, 1959 et Hounslow et al., 1967)



(\*) Nous admettons que les deux populations d'amphibolites ont une loi de probabilité normale et nous avons éliminé le cas très particulier de l'amphibolite à grenat-cumingtonite-magnétite ( $X^1$ )

(\*\*\*) Par oxydation avec une solution titrée de bichromate de K.

Etant donné que l'augmentation prograde des conditions de T (et  $P_F = P_L$ ) n'est pas accompagnée par un déplacement progressif et continu de l'équilibre précédent, nous pouvons supposer que la fraction molaire  $X_{O_2}$  dans la phase fluide contrôle largement le rapport  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  des amphibolites méso- ou catazonales. Le problème qui se pose alors est de savoir si les teneurs en  $O_2$  et  $H_2O$  dépendent de l'état des systèmes (clos ou ouverts à  $H_2O$  ou à  $O_2$ ) ou si elles sont fixées dès l'origine dans le matériel qui a donné naissance aux amphibolites. Cette seconde hypothèse, envisagée et discutée par de nombreux auteurs (Chinner, 1960 - Buddington et al., 1963 - 1964; Klein, 1966; Hounslow et al. 1967), implique que les systèmes naturels soient clos pour  $O_2$  mais ouverts ou fermés à  $H_2O$ . Dans les deux cas, on doit s'attendre à ce que la pression partielle de l'oxygène varie indépendamment des autres variables intensives du métamorphisme, phénomène que l'on peut mettre en évidence par l'étude des minéraux opaques et/ou les teneurs relatives en  $Fe^{2+}$  dans les silicates ferromagnésiens des amphibolites.

a)- Paragénèse des minéraux opaques.

L'analyse aux R-X (\*) des constituants opaques de treize amphibolites des Zones B<sup>1-2</sup> et C montre que ces roches renferment essentiellement des oxydes de Fe et de Ti (magnétite s.l., hématite s.l., ilménite s.l.) et plus rarement des sulfures de fer sous la forme de pyrrhotite et de pyrite. Ces divers minéraux constituent des assemblages di- à tétraphasés que l'on peut résumer de la manière suivante :

- (1) ilménite - magnétite
- (2) magnétite - ilménite - pyrrhotite - pyrite
- (3) magnétite - ilménite - pyrite
- (4) magnétite - hématite - ilménite
- (5) magnétite - hématite - ilménite - pyrite
- (6) magnétite - hématite - ilménite - pyrrhotite
- (7) ilménite - hématite
- (8) ilménite - hématite - pyrite

Le problème posé par ces associations est de savoir si nous sommes en présence d'assemblages issus de la surimposition d'un métamorphisme progressif ou si nous avons affaire à des associations contrôlées par les variations de  $\mu_{O_2}$  ou de  $\mu_S$ .

Dans cette perspective, les données expérimentales ou théoriques sur les systèmes Fe- O- TiO<sub>2</sub> (Buddington et al., 1963 - Chinner, 1960) ou Fe- O- S (Kullerud, 1959) suggèrent que ces deux phénomènes ont joué à des degrés variables. En effet,

(\*) - Les principales phases opaques ont été mises en évidence avec les réflexions suivantes ( $\theta$  Co K $\alpha$ ) :

Pyrite :	Pyrrhotite :	Magnétite :	Ilménite :	Hématite :
(113) = 33°23	(1012) = 25°45	(113) = 20°70	(1014) = 18°99	(1014) = 19°34
(022) = 27°81	(1120) = 31°16	(115-333) = 33°63	(0224) = 28°60	(1120) = 19°80
(115-333) = 59°32	(2020) = 42°35	(004) = 37°09	(1126) = 31°25	(0224) = 29°03

Zones	Nº Echant.	Magné- tite	Ilméné- nite	Héma- tite	Pyrrho- tite	Pyrite	Goe- thite	$100 \left( \frac{2 \text{Fe}_2 \text{O}_3}{2 \text{Fe}_2 \text{O}_3 + \text{FeO}} \right)$
B1	C.277	tr	*	*	*	***	o	65
	C.216	o	***	*	o	o	tr	53
	C.293	**	*	*	o	o	tr	75
B2	C.441	*	**	**	tr	o	tr	85
	E.131	o	***	*	o	o	tr	50
	X <sup>1</sup>	***	*	*	o	**	tr	37
	F. 5	***	*	*	o	*	tr	82
	C.410	o	***	*	o	o	o	61
C	A.329	o	***	*	o	o	o	72
	E.201	**	**	*	o	*	o	51
	E.247	**	**	*	o	o	tr	63
	E. 88	***	*	*	tr	*	*	68
	E.200	*	*	**	o	o	o	58

Tab. XIII - Paragenèses des minéraux opaques des amphibolites méso- et catazonales de la région d'Aracena.

\*\*\* 70 % à 100 %  
 \*\* 40 % à 70 %  
 \* < 40 %  
 tr < 10 %

nous voyons (Tableau XIII) que si certains assemblages sont liés à des variations T, d'autres trahissent par contre des fluctuations locales des potentiels chimiques de l'oxygène et/ou du soufre dans les Zones B<sup>1-2</sup> et C.

- Variations liées à T. Dans une hypothèse de travail simplificatrice, nous avons retenu les données expérimentales de G. Kullerud (opt. cit.) sur le système Fe-O-S. (\*)

Comme cela peut être déduit de la Figure 36, les associations (2), (3) et (5) pourraient représenter des assemblages stables à des températures inférieures à 675°C (P<sub>O<sub>2</sub></sub> = 1 atm) tandis que l'association (6) ne commencerait à être stable qu'aux conditions de T supérieures à 675°C. Ces considérations très théoriques ne sont pas en con-

(\*) - Toutes nos associations contenant de l'ilménite, il s'ensuit que Ti peut être considéré comme un constituant en "excès".

tradiction avec les données de terrain. Le développement de l'association (2) dans la catazone d'Aracena ( $T \geq 700^\circ\text{C}$ ) implique toutefois que les conditions de  $P_{O_2}$  (ou la composition de la phase fluide) soient inférieures ou égales à celles qui ont pu régner dans la mésozone.

- Variations liées à  $\mu_{O_2}$ .

Comme cela a été discuté par A. W. Hounslow et al. (1967), la coexistence (Fig. 36) aussi bien dans la Zone B<sup>1-2</sup> que dans la Zone C, d'associations à magnétite (+ ilménite), magnétite - hématite (+ ilménite) ou hématite (+ilménite) ne peut être que le fait de changements discontinus de  $\mu_{O_2}$ . Ce phénomène se produirait en première approximation, indépendamment du métamorphisme progressif. Une meilleure connaissance du chimisme des phases (en particulier les teneurs en Ti et  $\text{Fe}^{3+}$ ) seraient toutefois susceptibles de nous renseigner sur d'éventuelles variations de détail liées à des différences de T (Buddington et al., 1963-1964).

En conclusion, il semble que l'alternance dans les Zones B<sup>1-2</sup> et C de metabasites à hématite-ilménite ou à magnétite - ilménite, traduit des changements de  $\mu_{O_2}$ , qui paraissent liées à un effet de matrice plutôt qu'une anisotropie due à la surimposition du métamorphisme (\*).

b)- Diagrammes ACF.

Dans la grande majorité des cas, les schistes amphiboliques et les amphibolites des Zones B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C, peuvent être considérés comme des systèmes chimiques simplifiés et définis par les proportions relatives des quatre constituants indépendants  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{O}$ .

D'après Eskola (1920) et si l'on admet que  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_L$  (\*\*), nous devons trouver au maximum 3 phases solides en équilibre entre deux isogradés réactionnels univariants. A l'isograde d'une réaction, ce nombre de phases doit être augmenté d'une unité.

Si l'on admet par contre que  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  est différent (et, généralement plus petit que  $P_L$ ); les associations à trois phases critiques  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  solides doivent représenter des équilibres trivariants tandis que les associations à quatre phases correspondent à des assemblages réactionnels divariants. Dans ce dernier cas, deux des trois variables  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $P_L$  et T doivent être maintenues constantes.

Ces considérations préliminaires permettent d'aborder le problème du caractère "à l'équilibre" des principales paragenèses présentées par les metabasites.

b. 1- Associations de la Zone B<sup>1</sup>.

Comme le montre la Figure 37a, les trois schistes amphiboliques qui ont été analysés dans la Zone B<sup>1</sup> se disposent dans des aires délimitées par cinq phases, c'est-à-dire :

anorthite + épidote + chlorite + actinote + homblende  
(dans le plagioclase)

(\*) D'après G. A. Chinner (1960) la conséquence directe de ce phénomène s'exprime par des variations dans les teneurs en Mg (et/ou Mn) des phases ferromagnésiennes. Comme cela sera discuté ultérieurement, il est en effet possible de faire une liaison entre le degré d'oxydation des roches (et par conséquent la paragenèse des minéraux opaques) avec le rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  des homblendes et des clinopyroxènes des amphibolites.

(\*\*)  $\text{SiO}_2$  est alors un constituant en "excès".  $P_L = \text{pression moyenne} = 1/3 T^1 + T^2 + T^3$ .

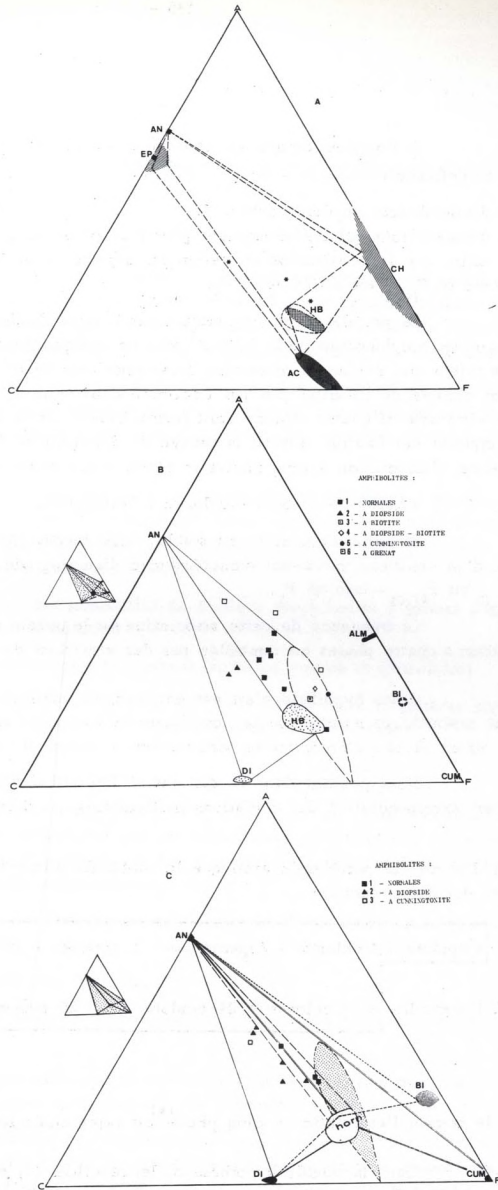


Fig. 37 - Diagrammes ACF des orthoamphibolites des Zones B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C.

Si l'on tient compte des remarques précédentes, cela voudrait dire que nous sommes en présence :

- soit d'assemblages en déséquilibre,
- soit d'associations qui renferment des phases métastables ou en déséquilibre,
- soit enfin, que la coexistence de ces minéraux traduit un équilibre univariant dans un système où  $P_{H_2O}$  est différent de  $P_L$ .

Le premier point couperait court à toute discussion; on devrait toutefois admettre que les amphibolites de la Zone B<sup>1</sup> sont en déséquilibre, ce qui ne semble pas fondé si l'on se réfère aux évidences texturales. La seconde éventualité pourrait être envisagée si l'on tient compte de l'habitus pris par l'actinote dans certains niveaux (cf. p. ). Nous avons en effet observé que ce minéral était parfois blindé par la hornblende; de ce fait on peut interpréter cet habitus comme la preuve du déséquilibre de ce minéral. Par voie de conséquence, l'association à cinq phases se réduit d'une constituant et devient :

anorthite + épidote + chlorite + hornblende.

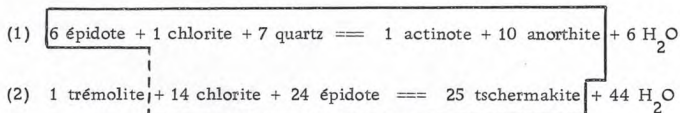
Si cette association est stable, nous devons admettre que nous sommes en présence d'un équilibre univariant caractéristique d'un isograde réactionnel aux conditions  $P_L = P_{H_2O}$  ou  $P_{H_2O} = cste \neq P_L$ .

La fréquence de cette association sur le terrain suggère dans ce cas, que l'association à quatre phases est contrôlée par des variations de  $P_{H_2O}$ .

Cette hypothèse n'est pas entièrement satisfaisante si l'on considère maintenant les assemblages naturels où la hornblende et l'actinote se développent séparément dans le même niveau d'amphibolite (associations à "lacune de miscibilité" d'amphiboles).

Nous pensons dans ce cas que si l'équilibre a effectivement été réalisé, ce dernier correspondrait à des conditions particulières qui doivent tenir compte des faits suivants :

- tout d'abord, la hornblende ainsi que la molécule d'anorthite proviennent respectivement des deux réactions :



- sur le terrain l'association à cinq phases<sup>(\*)</sup> est représentée sur environ 500 à 1000 m.

Dans la double hypothèse où les réactions (1) et (2) sont respectivement divariantes et contrôlées par diverses conditions de  $P_{H_2O} = cste \neq P_L$  et qu'elles jouent simultanément de la gauche vers la droite, on peut concevoir que la coexistence des membres réactionnels est la preuve d'un équilibre univariant.

Dans un diagramme  $P_L/T$ , cette conclusion se traduit par une droite à pente positive faiblement inclinée par rapport à l'axe des températures. Cette droite est alors

(\*) Six avec le quartz toujours présent en excès.

Le lieu géométrique des points d'intersection de plusieurs courbes correspondant aux réactions (1) et (2) à diverses conditions  $P_{H_2O} = cste \neq P_L$ .

### b. 2 - Associations de la Zone B<sup>2</sup>.

Les analyses effectuées sur plusieurs amphibolites de cette zone montrent (Fig. 37b) dans la plupart des cas qu'il y a accord entre la position des roches et la paragenèse minérale. Cette observation suggère que les amphibolites de cette zone sont des roches très proches de l'équilibre car leur paragenèse vérifient la règle des phases.

Cette conclusion est évidente pour les amphibolites normales et les amphibolites à diopside. L'apparition d'un clinopyroxène dans ces dernières reflète en particulier une composition chimique originellement différente des amphibolites normales (teneurs en  $Ca > 30\%$ ).

Le problème posé par la position des amphibolites à biotite doit tenir compte du fait que  $K_2O$  devient un "constituant inerte déterminant" ignoré dans le diagramme ACF. On peut toutefois vérifier que ces roches se disposent dans un triangle limité par les trois phases anorthite + hornblende + biotite.

Le cas très particulier de l'unique amphibolite à grenat n'est pas très clair. Cette roche renferme l'association :

hornblende - cummingtonite - grenat (riche en pyrope et grossulaire)

et son caractère "à l'équilibre" ne peut pas être discuté dans un système où  $FeO$  et  $MgO$  ne sont pas considérés comme des "constituants inertes déterminants".

### b. 3 - Associations de la Zone C.

Le dernier triangle ACF (Fig. 37c) n'est pas fondamentalement différent du précédent et l'on peut considérer que les associations minérales des amphibolites de la Zone C, sont proches de l'équilibre. On doit toutefois tenir compte de trois faits qui ne se dégagent pas d'une telle représentation, à savoir :

- les hornblendes de la Zone C sont plus riches en Ti et en Na que les amphiboles calciques de la Zone B<sup>2</sup>.
- les plagioclases sont plus basiques,
- les clinopyroxènes changent légèrement de composition (plus magnésiens que dans la Zone B<sup>2</sup>)

Comme cela sera discuté ultérieurement (\*) ces trois variations s'effectuent en fonction d'une augmentation prograde des conditions de T/P.

L'apparition de cummingtonite dans certaines amphibolites n'est pas fondamentalement en désaccord avec la répartition des roches dans le diagramme ACF. On doit toutefois tenir compte du fait que cette phase se développe postérieurement aux hornblendes brunes et qu'elle se présente parfois comme un constituant rétomorphique. Ce fait, confronté avec l'existence de paragneiss à bronzite-hornblende dans la Zone C, suggère :

---

(\*) - Chapitre de Minéralogie comparée.

- que la cummingtonite n'est pas une phase stable dans les conditions de la Zone C.
- que ce minéral est un constituant rétro-morphique qui prend la place d'un orthopyroxène sous des conditions de T et  $P_{H_2O}$  qui peuvent être assimilées à celles de la Zone B<sup>2</sup>.

Comme cela sera discuté p.200, le problème de l'apparition d'un orthopyroxène dans la Zone C est en liaison étroite avec le statut de  $H_2O$  dans cette zone. Dans le cas présent, le développement d'associations en équilibre à hornblende dans les parties profondes de la région d'Aracena prouve que le système catazonal est susceptible de renfermer des niveaux "hydratés".

#### V. - CONCLUSIONS.

L'étude des associations minéralogiques dans les roches basiques orthodérivées des Zones B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C, montre que celles-ci sont très proches de l'équilibre.

Indépendamment des variations progrades de la couleur des hornblendes, l'analyse paragenétique permet de faire des estimations sur les variations des paramètres  $P_{O_2}$  et  $P_{H_2O}$ .

Si le premier ( $P_{O_2}$ ) suggère que les métamorphites basiques se sont comportées comme des systèmes clos, il n'en est pas de même pour  $P_{H_2O}$ .

Dans la Zone B<sup>1</sup>, la phase  $H_2O$  contrôle étroitement les assemblages minéralogiques par les variations de sa pression partielle. Cette conclusion n'est pas évidente dans la Zone B<sup>2</sup> et on peut admettre ici que  $P_{H_2O}$  était peu différent de  $P_L$  (systèmes ouverts à  $H_2O$ ). Dans la Zone C, une conclusion  $P_{H_2O}$  identique peut être déduite des associations dans les amphibolites. Le fait toutefois qu'un orthopyroxène puisse se développer dans cette même zone laisse supposer que  $P_{H_2O}$  est susceptible d'être inférieur à  $P_L$ . Dans ces conditions, la destruction d'une amphibole devrait se produire sous des conditions de T supérieures à celles qui ont pu régner dans la Zone C.

DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA

Chapitre II

Les roches calcomagnésiennes d'origine paradérivée

Nous avons regroupé dans ce chapitre toute une gamme de roches calcomagnésiennes dont le mode de gisement et la composition minéralogique témoignent d'une ascendance sédimentaire. Ces roches se rencontrent essentiellement dans les Calcaires et dolomies d'Aracena, la série de Jabugo, la base de la série de la Corte et dans les équivalents très métamorphiques de ces deux dernières unités, c'est-à-dire la partie sommitale de la série Fuente de Oro et les séries d'Almonaster et d'Acebuches. Dans ces diverses formations, les roches basiques paradérivées peuvent être regroupées dans deux grands groupes naturels :

- a - les marbres et cipolins à minéraux
- b - les roches calcomagnésiennes à silicates calciques représentant à l'origine des calcschistes, des grès à ciment calcaro-dolomitique, des marnes et argiles plus ou moins gréseuses, calcareuses, dolomitiques, etc...

I - LES MARBRES ET CIPOLINS A MINERAUX.

a)- MODE DE GISEMENT.

En dehors de l'importante masse calcaro-dolomitique et relativement homogène qui constitue la série d'Aracena, il existe (cf. carte) de nombreuses intercalations, généralement lenticulaires, de marbres et de cipolins (\*) dans les formations suivantes :

- Série de Jabugo : à la base : des calcaires finement lités parfois en plaquette (entre Corteconcepcion et Zufre) passent latéralement (entre Corteconcepcion et Los Marinos) à des calcschistes dans lesquels alternent des petits niveaux franchement calcaires ou calcaro-dolomitiques; au sommet : dans la région de Galaroza et de Castano del Robledo par exemple, des lentilles massives de cipolins parfois riches en "accidents siliceux" (metacherts) se développent sporadiquement au sein de niveaux volcano-sédimentaires acides (porphyroïdes) ;
- Série de La Corte-Acebuches.

Dans la région de Cortegana-Aroche ainsi que sur le versant Sud de l'anticlinal de Cortegana entre Alajar et El Huron, les niveaux orthodérivés d'amphibolites renferment à leur base des lentilles épaisses de un à trente mètres de cipolins, fréquemment rubannés et affectées de nombreux plis décamétriques isoclinaux.

(\*) - Le terme de cipolin correspond ici à des marbres impurs à minéraux.

- Série de Almonaster.

Cette formation regroupe des roches très métamorphiques dont les équivalents se trouvent dans la partie sommitale de l'unité de Jabugo et dans la Série de La Corte (type III). Les niveaux carbonatés sont très fréquents ; ce sont des cipolins qui constituent des masses lenticulaires homogènes ou rubanées d'extension et de puissance très variable (Puerto de Acebuches au S d'Aroche, Sierra de S<sup>a</sup> Barbara, Sierra d'Almonaster, région de Santa Ana, Alajar, Aracena et les sierras comprises entre Jabuguillo et Higuera). Ces cipolins passent latéralement à des gneiss calcomagnésiens ou des skams s. l. et sont parfois, interstratifiés (région de Aracena-Alajar) dans des matériaux d'origine volcano-sédimentaire acide (leptynites et feldsites quartzo-feldspathiques),

Ces niveaux carbonatés sont fréquemment mouchetés de magnétite, pyrite, chalcopryrite, blende dont les concentrations localement importantes ont pu justifier des petites exploitations minières (Linares, Aracena),

b)- PETROGRAPHIE.

- Zone A de l'actinote.

Les marbres et cipolins de cette zone sont remarquables par la pauvreté des minéraux autres que la calcite et la dolomite; en effet, les associations minérales inventoriées dans cette zone se résument comme suit :

- (1) calcite † chlorite † quartz † épidote
- (2) calcite + dolomite † chlorite † m. opaques
- (3) dolomite + calcite † phlogopite † chlorite † m. opaques
- (4) calcite † phlogopite † quartz † feldspath alcalin † m. opaques
- (5) calcite † dolomite † quartz † phlogopite
- (6) calcite † dolomite † sphère † chlorite † microcline
- (7) calcite † actinote † sphère † chlorite † microcline † albite
- (8) calcite + dolomite † scapolite † phlogopite + chlorite + m. opaques

Dans ces associations, la dolomite est généralement de très petite taille (0,1 à 0,5 mm) et forme une texture en mosaïque très fine. La phlogopite brun-jaune pâle à incolore se présente sous l'aspect de microblastes sub-automorphes très biréfringents. Les chlorites vert pâle à incolores forment des cristaux isolés ou des petits amas palmés qui polarisent avec des teintes anormales grisâtres (clinochlores). L'amphibole vert-bleuté pâle constitue des petits prismes aciculaires légèrement poecilithiques dont l'angle d'extinction ( $N_g \wedge C \simeq 12^\circ - 14^\circ$ ) le léger pléochroïsme et la biréfringence dans la fin du premier ordre placent ce minéral dans la série trémolite-actinote. Dans de rares niveaux une scapolite rose sub-automorphe se développe isotropiquement dans la roche; au microscope, ce minéral est criblé d'inclusions cryptocristallines de calcite et polarise dans le 1<sup>o</sup> ordre (Dipyre),

- Zone B<sup>1-2</sup> de la homblende-vert bleuté à verte.

Les calcaires et les dolomies impurs (surtout siliceux) donnent naissance dans cette zone à des cipolins parfois très riches en silicates calciques. Les associations minérales présentées par ces roches se résument comme suit :

- (9) calcite + diopside + actinote + spinelle + plagioclase
- (10) calcite + trémolite + diopside † scapolite † microcline † plagioclase.
- (11) calcite + forstérite † trémolite † phlogopite † spinelle † m. opaques † (chlorite) † (serpentine)

- (12) calcite + forstérite  $\pm$  spinelle  $\pm$  (serpentine)
- (13) calcite + diopside + forstérite  $\pm$  trémolite  $\pm$  phlogopite  $\pm$  spinelle  $\pm$  m, opaques  
 $\pm$  (chlorite)  $\pm$  (serpentine)
- (14) dolomite - calcite + actinote  $\pm$  sphène  $\pm$  microcline
- (15) calcite + trémolite  $\pm$  phlogopite  $\pm$  m, opaques
- (15') calcite - phlogopite - m, opaques
- (16) calcite + diopside  $\pm$  trémolite  $\pm$  phlogopite  $\pm$  scapolite  $\pm$  microcline  $\pm$  quartz

Les cipolins de la zone B<sup>1-2</sup> sont caractérisés par l'apparition de clinopyroxènes du groupe diopside-hedenbergite et de forstérite; d'autre part ces roches renferment fréquemment un spinelle brun-verdâtre et une scapolite de type mizonitique.

Les clinopyroxènes forment le plus souvent de petits prismes sub-automorphes, parfois poeciloblastiques, généralement incolores et plus rarement verts. L'habitus de ces minéraux est couramment trapu mais dans certains niveaux le pyroxène (blanc nacré sur échantillon) se présente sous l'aspect de tablettes (100).

La forstérite est sub-automorphe et peut prendre, comme le clinopyroxène, la forme de prismes ici très aplatis suivant (010). Ce minéral est généralement pseudomorphosé en une serpentine (antigorite) qui se développe de façon reticulée; dans les niveaux où ce minéral était bien représenté mais où la serpentinisation est totale, la roche se transforme en une véritable "ophicalcite" d'origine paradérivée. La pseudomorphose du péridot est accompagnée, en plus de l'invasion serpentineuse, par la formation des granules automorphes de magnétite; ce minéral est réparti dans des fractures (001) héritées de l'ancienne olivine ou se concentre, avec une chlorite, à la périphérie de l'ancien péridot.

La phlogopite est fréquente dans tous ces cipolins; c'est un mica brun-jaune très biréfringent qui se présente sous l'aspect de petites lamelles automorphes, souvent distordues et parfois incluses dans les blastes de clinopyroxène ou d'olivine. La scapolite, (\*) polarisant dans le deuxième ordre, est une mizonite qui forme de grands blastes sub-automorphes et plus rarement des petites plages amiboïdes et poeciloblastiques.

Le spinelle brun rougeâtre et plus rarement bleuté qui se développe parfois autour des magnétites est un pléonaste; il présente souvent un système de clivages orthogonaux (111) et montre une zonation (gradient de composition) avec un coeur plus foncé que la bordure.

Les clin amphiboles (actinote verte et/ou trémolite incolore au 2 Vnp de 80° à 88°  $\pm$  2°) sont le plus souvent bien individualisées sous l'aspect de prismes allongés sub-automorphes qui avoisinent, sans réactions de bordure notables, avec le clinopyroxène ou l'olivine. Dans le cas de la paragenèse (15) ce minéral est avec la phlogopite le seul silicate important en équilibre avec la dolomite; par contre dans certains niveaux qui présentent l'association (9) et (11) ces amphiboles se développent tardivement avec un faciès aciculaire dans des traînées mimétiques d'un réseau de fractures. Le quartz est très rare dans toutes ces roches; dans l'association (16) il se présente sous l'aspect de petites plages xénomorphes associées à des agrégats de clinopyroxène. Dans la quasi totalité des cipolins de la zone B<sup>1-2</sup> les chlorites (pennines et clinochlores) sont généralement tardives et croissent soit aux dépens des ferromagnésiens (en particulier autour des minéraux opaques) soit dans un réseau de petites fractures tardives.

#### - Zone C des homblendes brunes.

Les cipolins de la zone C constituent des lentilles interstratifiées dans la série d'Almonaster. Ces lentilles, associées à des skams et des roches à silicates calciques, passent latéralement à des gneiss diopsidiques, des paragabbros et des paraamphibolites particulières

(\*)- La présence de ce minéral est connue en Sierra Morena depuis les travaux de Lacroix(1889).

à mégacristaux de hornblende brune et/ou de clinopyroxène.

Ces divers niveaux sont souvent boudinés et tronçonnés et montrent des faciès pseudo-bréchiques (agmatites) envahis par un matériel quartzo-feldspathique à texture pegmatitique.

Les associations de ces divers cipolins sont relativement simples et se résument comme suit (dans l'ordre décroissant de leur fréquence) :

- (17) calcite + forstérite + (serpentine)  $\pm$  m. opaques
- (18) calcite + forstérite + (serpentine)  $\pm$  spinelle  $\pm$  phlogopite  $\pm$  m. opaques
- (19) calcite + diopside + forstérite  $\pm$  phlogopite  $\pm$  m. opaques  $\pm$  plagioclase An 52 + (serpentine)
- (20) calcite + diopside + forstérite  $\pm$  phlogopite  $\pm$  spinelle  $\pm$  m. opaques + (serpentine)
- (21) calcite + diopside  $\pm$  dolomite  $\pm$  trémolite  $\pm$  scapolite  $\pm$  sphène  $\pm$  microcline  $\pm$  plagioclase
- (22) calcite + diopside + forstérite  $\pm$  phlogopite  $\pm$  trémolite  $\pm$  (serpentine)  $\pm$  (chlorite)
- (23) calcite + diopside  $\pm$  grenat  $\pm$  quartz  $\pm$  microcline
- (24) wollastonite + diopside + grossulaire  $\pm$  calcite  $\pm$  sphène
- (25) wollastonite + diopside + plagioclase + grossulaire  $\pm$  quartz  $\pm$  calcite  $\pm$  sphène  $\pm$  apatite.

Les minéraux des associations (17) à (22) présentent des caractéristiques optiques et texturales peu différentes de celles qui ont été décrites précédemment dans la zone B<sup>1-2</sup>. Les associations (24) et (25) sont par contre propres à la zone C où elles se développent localement (Puerto de Acebuches au SE d'Aroche et région de Veredas) au sein de lentilles de cipolins. Dans ces roches, la wollastonite ( $2V_{np} = 35^\circ \pm 2^\circ$ ) sub-automorphe forme des petits prismes allongés, fréquemment maclés suivant (100) et (101) qui renferment (assoc. 24) suivant les clivages (102) des petites plages tabulaires de calcite.

Le clinopyroxène est une ferrosalite vert-foncé (assoc. 24) ou incolore (assoc. 25) souvent polysynthétiquement maclée. Les plagioclases (andésine basique - labrador) sont sub-automorphes et le plus souvent totalement damouritisés. Dans l'association (25), le quartz (< de 2 % du mode) forme de grandes plages polycristallines riches en inclusions ultramicroscopiques orientées et localement associées à une calcite primaire xénomorphe. Dans les deux associations à wollastonite on trouve un grenat calcique incolore à brun-jaune pâle; ce minéral forme parfois des poeciloblastes de grande taille (10 cm au maximum) qui englobent des clinopyroxènes automorphes et parfois une épidote primaire.

### c)- PETROGENESE.

Les cipolins des zones A, B<sup>1-2</sup> et C montrent des associations minérales parfois complexes où les carbonates et les silicates calciques et/ou ferromagnésiens sont dominants. Le bilan chimique estimé d'après la nature et la quantité des phases en présence montre qu'il s'agissait au départ de calcaires plus ou moins dolomitiques ou de dolomies siliceuses. La présence de phlogopite, plagioclase, microcline, scapolite, montre que ces roches renferment un peu d'alumine et des alcalins provenant d'argiles ou de sédiments argileux. Le chlore des scapolites primaires pourrait être issu de la destruction d'halite ou de sylvine sans qu'il soit nécessaire de faire appel à des apports de fluide lointains.

Ces minéraux (micas, etc.) rassemblent à eux seuls les éléments faiblement concentrés dans la roche (c'est-à-dire Al, Na, K, Cl, etc.) de telle sorte que l'on peut, à priori, négliger leur présence dans un système où les cipolins se résoudraient aux cinq constituants indépendants SiO<sub>2</sub>, CaO, (Mg,Fe)O, H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>.

Dans ce système la règle de Gibbs nous indique que  $P^S$  (\*)<sub>3</sub> ; à l'équilibre la variance, généralement égale à deux dans le cas des roches carbonatées (Winkler, 1965) montre alors

(\*) Nombre des phases solides; H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> sont alors des constituants "idéalement mobiles".

que la température d'équilibre dépend de la pression des fluides  $P_F$  (que nous admettrons égale à la charge  $P_L$ ) elle-même dépendante de la concentration de  $\text{CO}_2$  dans  $\text{H}_2\text{O}$ , autrement dit de la fraction molaire du  $\text{CO}_2$ .

Ces remarques faites, nous pouvons montrer que les associations (1) à (24) sont issues d'un métamorphisme progressif que l'on peut étudier dans une lignée de sous-faciès  $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  qui passent (cf. Fig. 38) les uns aux autres par une (rarement deux) réaction dont certaines sont expérimentalement connues.

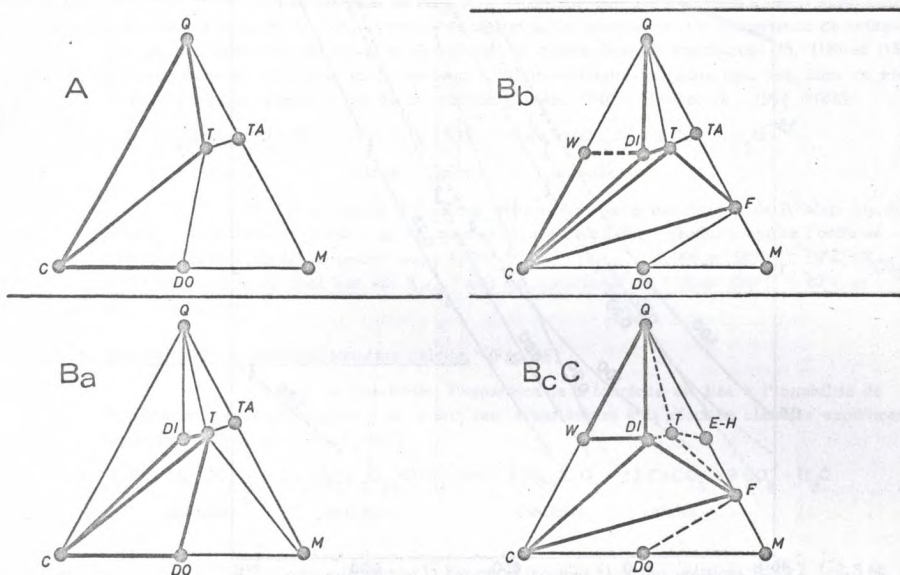
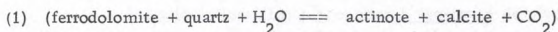


Fig. 38 - Sous-faciès minéralogiques  $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} - (\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$  dans les marbres impurs.

1)- Sous-faciès A : calcite-quartz-trémolite.

Dans ce premier sous-faciès, les associations les plus fréquentes et les plus typiques, sont à trémolite-calcite. Le développement d'une actinote vert-bleuté à la place de la trémolite serait dû à l'existence d'inclusions ferrifères (limonite, pyrite, etc..) ; il n'est pas exclu toutefois que la genèse de l'actinote soit liée (Klein, 1966) à la destruction de ferrodolomite suivant une réaction du type :



Les associations (1), (4), à calcite-quartz et (3), (6), (8) à calcite-dolomite ne sont pas caractéristiques car elles se rencontrent tout aussi bien dans les roches peu ou pas métamorphiques que dans le sous-faciès précédent. Les associations (2) à quartz-dolomite et (5) à quartz-dolomite-calcite sont issues de niveaux qui affleurent au début de la Zone A ;

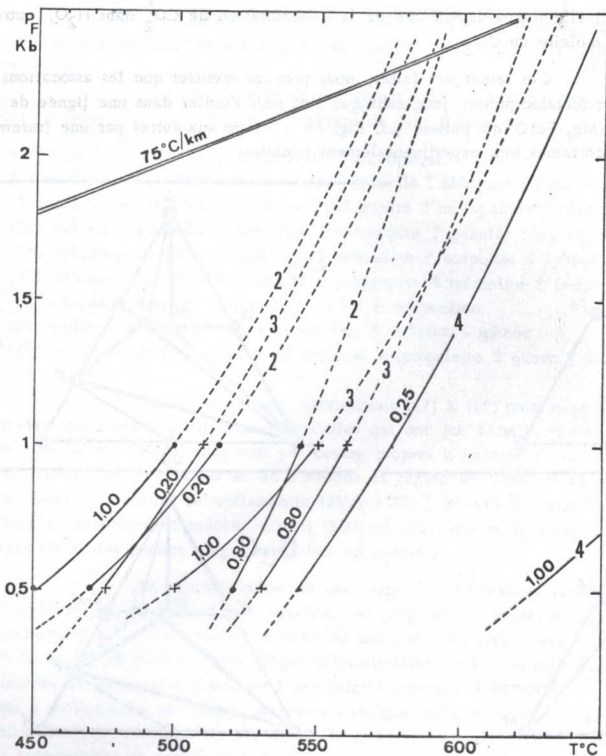
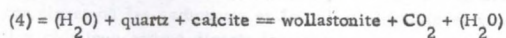
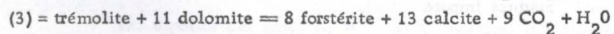
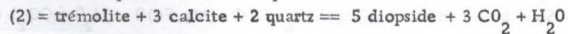


Fig. 39 - Courbes d'équilibre semi-interprétatives des réactions :



pour diverses conditions de X<sub>CO<sub>2</sub></sub> (données extrapolées d'après P.W. Metz et al., 1964-1966-1968 (Réact. CO<sub>2</sub> 2 et 3) et H.J. Greenwood, 1962) ;

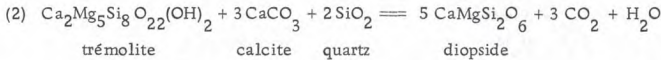
$$(P_F = P_{H_2O} + P_{CO_2} = P_L)$$

nous les avons également rencontré dans l'importante masse des calcaires d'Aracena métamorphisés dans la Zone B<sup>1</sup> où elles seraient alors métastables.

Nous n'avons pas rencontré d'associations à magnésite; si ce minéral a existé, on doit s'attendre (Winkler, 1965) à ce qu'il réagisse en présence de quartz et de H<sub>2</sub>O pour donner (Johannes, 1966) : 3 magnésite + 4 quartz + H<sub>2</sub>O == 1 talc + 3 CO<sub>2</sub>.

2)- Sous-faciès B<sub>a</sub> à diopside-trémolite-calcite-dolomite. (Fig. 38)

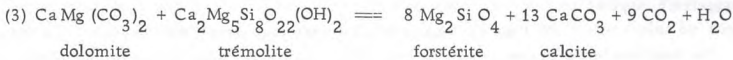
L'entrée dans la Zone B<sup>1-2</sup> se traduit dans les marbres s.l. par l'apparition d'un clinopyroxène de la série diopside-hédenbergite. Ce minéral, stable en présence de trémolite (ou plus rarement d'actinote) et de calcite, se trouve dans les associations (9), (10) et (15) qui avoisinent par ailleurs avec des niveaux à calcite-dolomite-trémolite (ass. 14). Dans ce sous-faciès, le clinopyroxène est issu de la réaction (Bowen, 1940 - Metz et al., 1964, 1968) :



Les conditions d'équilibre extrapolées à partir des courbes de P. Metz (op. cit.) pour P<sub>F</sub> 1 kb laissent penser (Fig. 39, courbes 2) que pour 1 degré géothermique de l'ordre de 75°C/km, la réaction (2) se produit entre 560°C ± 10°C (X<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 1,00) et 580°C ± 10°C (X<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 0,80) c'est-à-dire (et quel que soit X<sub>CO<sub>2</sub></sub>) sous des conditions<sup>2</sup> de T/P<sub>F</sub> de 570°C ± 20°C et 2,3 - 2,4 kb. (\*)

3)- Sous-faciès B<sub>b</sub> à trémolite-forstérite-calcite. (Fig. 38)

Dans ce sous-faciès, l'apparition de la forstérite est liée à l'instabilité de l'association trémolite-dolomite ; de ce fait nous avons affaire à la réaction classique expérimentalement étudiée par P. Metz (1967) :



Comme le montre la Figure 39 (courbes 3), à des pressions P<sub>F</sub> de 2,4-2,5 kb et pour des conditions X<sub>CO<sub>2</sub></sub> de l'ordre de 0,80 à 1,00, la réaction précédente se produirait vers 620°C ± 10°C (c'est-à-dire sous des conditions de T/P<sub>F</sub> légèrement supérieures à la réaction (2)).

Toutes ces considérations, fondées sur l'acquis expérimental, sont en accord avec les données de terrain. A l'échelle où nous avons travaillé nous avons effectivement rencontré des associations à trémolite-quartz-calcite-diopside dans des zones moins métamorphisées que celles où se développait la paragenèse dolomite-trémolite-calcite-forstérite. La portion de terrain qui sépare l'isograde diopside + de l'isograde forstérite + est toutefois extrêmement réduite (environ 50 m sur le versant S de l'anticlinal d'Aracena), ce qui peut s'expliquer par les faits suivants:

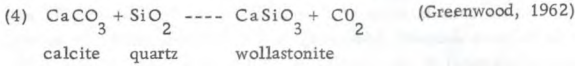
- imprécision des courbes extrapolées
- variations importantes de X<sub>CO<sub>2</sub></sub>

Les associations (13) rencontrées à proximité de niveaux qui présentent les paragenèses (11) et (12) paraissent hors d'équilibre puisqu'elles sont constituées par quatre phases réactionnelles et n'obéissent plus de ce fait à la règle de Gibbs.

(\*) On suppose ici que P<sub>F</sub> = P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> + P<sub>CO<sub>2</sub></sub> = P<sub>L</sub>

Cette conclusion est en désaccord avec les évidences pétrographiques qui suggèrent plutôt une composition originelle particulière définie par l'alternance, à l'échelle microscopique, de niveaux ou de nodules boudinés calcaro-dolomitiques.

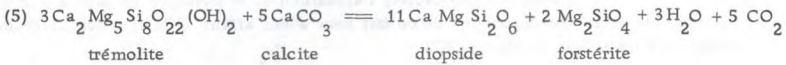
Dans la région d'Acebuches, dans les parties profondes de la Zone B<sup>2</sup>, des lentilles de roches carbonatées renfermant l'association (24) à wollastonite-diopside-calcite<sup>±</sup> (grossulaire). Dans ces roches, la wollastonite forme, avec la calcite, des nids qui semblent relier la formation du silicate à la réaction classique : (Harker et Tuttle, 1955)



Les températures d'équilibre de cette réaction dépendent grandement de la composition de la phase fluide. Comme le montre la Fig.39 (courbes 3) l'apparition de wollastonite dans le domaine de stabilité du sous-faciès B<sub>0</sub> serait liée à une forte dilution du CO<sub>2</sub> dans H<sub>2</sub>O car les courbes univariantes correspondant à des X<sub>CO<sub>2</sub></sub> compris entre 0,13 et 0,25 recouvrent largement le champ des réactions (2) et (3) invoquées précédemment.

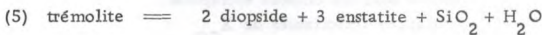
4)- Sous-faciès B<sub>C</sub> à diopside-forstérite-calcite.

Dans la partie profonde de la zone B<sup>2</sup> ainsi et surtout dans la zone C, les cipolins présentent fréquemment des associations du type (20) à forstérite-calcite-diopside ou du type (17) et (18) à calcite-forstérite. Ces associations montrent que la trémolite n'est plus stable dans les zones profondes lorsqu'elle est en présence de calcite ; on aurait en effet la réaction :



S'il en est vraiment ainsi, les associations (21) et (22) caractérisées par la coexistence de quatre phases, c'est-à-dire calcite-diopside-forstérite-trémolite, doivent représenter un état d'équilibre correspondant précisément à l'isograde de disparition de la trémolite en présence de calcite. Cette interprétation si elle est acceptable pour les associations (21) et (22) que l'on trouve dans la partie profonde de la zone B<sup>2</sup>, ne paraît plus valable dans la zone C où la trémolite doit être considérée soit comme un minéral métastable, soit comme un produit rétomorphique (cette dernière éventualité n'étant alors pas en accord avec les évidences texturales).

Le sous-faciès B<sub>C</sub> renferme également des associations (25) à wollastonite diopside-quartz issues de cipolins interstratifiés dans une formation (S, d'Almonaster) où les niveaux pélitiques subissent une anatexie différentielle. Cette même série renferme d'autre part des niveaux de gneiss à diopside-hornblende-hypersthène de telle sorte qu'il semble que nous soyons ici en présence d'une réaction du type (Ernst, 1968, p. 38),



La réaction (5) encore inexplorée expérimentalement ne nous permet pas de préciser les conditions d'apparition des associations du sous-faciès C ; le fait toutefois que les niveaux pélitiques de la zone profonde puissent se granitiser suggère, sur les bases d'un degré géothermique estimé à 75° C/Km, que la courbe de fusion du granite est dépassée et que nous sommes dans une zone où les conditions de T et P<sub>L</sub> = P<sub>f</sub> étaient de l'ordre de 680°C - 700°C et 3 kb. S'il en est ainsi, la réaction (5) doit se produire aux environs de 650°C et l'apparition de wollastonite suivant la réaction (4) correspondrait alors des conditions de X<sub>CO<sub>2</sub></sub> d'environ 0,40 à 0,50.

II. - LES ROCHES CALCOMAGNESIENNES IMPURES

a)- MODE DE GISEMENT.

Les marbres et les cipolins lenticulaires qui affleurent dans les séries de Jabugo et de La Corte et que l'on trouve, sous des faciès métamorphiques élevés, dans les formations de Fuente de Oro, Almonaster et Acebuches, sont toujours associés à des roches calcomagnésiennes paradérivées. Ces dernières ont à l'origine des compositions extrêmement variables liées aux conditions même de leur genèse. En effet, comme nous l'avons signalé antérieurement, les activités volcaniques acides (série de Jabugo) ou basiques (séries de Jabugo et surtout de La Corte) sont venues perturber par leur dynamisme de mise en place, l'émission puis le remaniement de leurs produits dans des milieux à sédimentation carbonatée. Cette superposition de phénomènes, à laquelle il faut ajouter une activité subsidente très irrégulière, est responsable du développement de toute une gamme de roches hétérogènes à ciment calcaire ou marno-calcaire alternant ou passant latéralement à des cipolins. Ces conditions de gisement ont une incidence pétrographique importante car elles donnent naissance à des roches aux compositions chimiques très diversifiées et, par là, à des assemblages minéralogiques complexes où il n'est pas rare d'observer une dizaine de minéraux au cm<sup>3</sup>.

b)- PETROGRAPHIE.

- Zone A de l'actinote.

Dans le versant N de l'anticlinal de Fuenteheridos-La Umbria, les séries de Jabugo et de La Corte montrent des niveaux acides (porphyroïdes) ou basiques (métagrauwackes) remaniés dont les éléments pyroclastiques sont englobés dans une matrice plus ou moins calciteuse.

Latéralement ou suivant des alternances centimétriques, ces roches passent progressivement à des calcschistes et des quartzites à petits niveaux carbonatés plus ou moins purs. Ces niveaux ont une épaisseur souvent millimétrique et forment des lamelles boudinées et étirées dans la schistosité de flux ; comme nous le verrons plus loin il s'agit là d'un phénomène que l'on suit jusque dans les zones profondes et qui est en majeure partie responsable de la complexité de certaines associations minérales multiphasées apparemment hors d'équilibre.

Les principales paragenèses relevées dans les matériaux les plus homogènes se résument dans la zone A, comme suit :

- (1) quartz - albite - calcite - muscovite
- (2) quartz - calcite - clinocllore - albite
- (3)  $\left\{ \begin{array}{l} a \text{ quartz - calcite - épidote - clinocllore} \\ b \text{ quartz - microcline - calcite} \end{array} \right.$
- (4)  $\left\{ \begin{array}{l} a \text{ quartz - albite - trémolite - clinocllore - calcite} \\ b \text{ quartz - albite - épidote - calcite} \end{array} \right.$

- Zone B de la hornblende vert-bleuté à verte,

Dans la partie la moins métamorphique de la zone B, c'est-à-dire dans la zone où les métabasites orthodérivées montrent une hornblende vert-bleuté fréquemment associée à l'actinote et de l'épidote, les roches calcomagnésiennes impures présentent les paragenèses suivantes :

- (5) quartz - hornblende - microcline - andésine - épidote - sphène - m, opaques
- (6) quartz - microcline - albite - hornblende - diopside - calcite - (chlorite) - sphène
- (7) quartz - albite en damier { - trémolite - épidote - sphène - m, opaques  
                                          - diopside - grossulaire - calcite

Ces roches sont généralement finement litées et alternent soit avec des amphibolites orthodérivées (assoc. 5) soit avec des passées lenticulaires de cipolins (assoc. 6).

Dans la sous-zone B<sup>2</sup> à hornblende verte, les associations minérales des roches calcomagnésiennes sont très variables et parfois complexes du fait de l'alternance souvent microscopique de microséquence d'origine pélitique, quartzo-feldspathique ou basique orthodérivée.

1°/- Roches calcomagnésiennes mélangées à des niveaux pélitiques,

- (8) a { quartz - microcline - An 38 - biotite  
      b { scapolite - diopside - hornblende - sphène - (chlorite) - (épidote)
- (9) a { microcline - biotite - muscovite - m, opaques  
      b { grossulaire - scapolite - diopside - calcite - sphène
- (10) a { quartz - microcline - An 30 - biotite - hornblende - sphène  
      b { biotite - hornblende - m, opaques - sphène  
      c { quartz - diopside - épidote - calcite - sphène
- (11) a { quartz - An 38 - biotite - calcite - m, opaques  
      b { quartz - An 40 - microcline - hornblende - diopside - scapolite - sphène - m, opaques
- (12) a { quartz - microcline - phlogopite  
      b { diopside - scapolite - hornblende - calcite - sphène
- (13) a { microcline - biotite - diopside - cummingtonite - scapolite  
      b { microcline - diopside - hornblende - scapolite - sphène
- (14) a { quartz - microcline - An 30 - biotite - hornblende - sphène  
      b { quartz - An 30 - calcite - diopside - grossulaire - scapolite - sphène
- (15) a { quartz - microcline - biotite - sillimanite  
      b { diopside - scapolite - hornblende - épidote
- (16) a { microcline - An 48 - diopside - hornblende - sphène - m, opaques  
      b { quartz - calcite - diopside - scapolite  
      c { wollastonite - grossulaire - calcite - diopside - épidote.

2°/ - Niveaux calcomagnésiens mélangés à des matériaux quartzo-feldspathiques.

- (17) quartz - microcline - plagioclase - hornblende - diopside - scapolite - grossulaire - calcite sphène.
- (18) a { quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite  
b { grossulaire - épidote - scapolite - sphène - hornblende
- (19) quartz - microcline - biotite - diopside - hornblende - calcite - sphène - (scapolite) - épidote - tourmaline.
- (20) quartz - microcline - biotite - muscovite - épidote - calcite - sphène - m. opaques
- (21) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - hornblende - grossulaire - épidote - scapolite - sphène.
- (22) quartz - orthose - diopside - hornblende - biotite - sillimanite - calcite - tourmaline.
- (23) quartz - microcline - biotite - hornblende - diopside - sillimanite - scapolite - calcite - sphène.

3°/ - Niveaux calcomagnésiens mélangés à des metabasites orthodérivées.

- (24) a { quartz - An 40 - diopside - sphène - m. opaques  
b { quartz - An 40 - hornblende - diopside - m. opaques
- (25) a { quartz - An 35 - hornblende - biotite  
b { quartz - An 35 - diopside - épidote - sphène

4°/ - Les paragneiss diopsidiques et roches associées.

- (26) quartz - An 30 - microcline - diopside - sphène
- (27) quartz - An 38 - microcline - diopside - hornblende - calcite - sphène - m. opaques
- (28) quartz - microcline - plagioclase - diopside - commingtonite - calcite - sphène
- (29) quartz- microcline - plagioclase - diopside - hornblende - biotite - sphène - calcite - muscovite.
- (30) quartz - microcline - An 75 - diopside - hornblende - phlogopite - sphène - calcite
- (31) quartz - microcline - diopside - calcite - biotite - scapolite - sphène
- (32) quartz - microcline - An 40 - antiperthite - diopside - hornblende - calcite - épidote - sphène.
- (33) quartz - microcline - diopside - hornblende - biotite - (scapolite) - sphène - calcite - épidote.
- (34) plagioclase - diopside - sphène - m. opaques
- (35) quartz - An 20 - diopside - hornblende - biotite - grossulaire - épidote - sphène
- (36) quartz - An 30 - diopside - hornblende - biotite - sphène
- (37) plagioclase - diopside - hornblende - calcite - sphène - épidote
- (38) An 50 - diopside - hornblende - sphène
- (39) plagioclase - grossulaire - diopside - sphène
- (40) diopside - scapolite - calcite - biotite - sphène
- (41) scapolite - diopside - hornblende - sphène
- (42) microcline - trémolite - scapolite - épidote - calcite
- (43) plagioclase - microcline - trémolite - calcite - sphène-(prhenite)

- Habitus des minéraux.

1)- Les feldspaths potassiques.

Dans la majorité des paragenèses précédentes, le microcline se présente sous l'aspect de métablastes subautomorphes à quadrillage plus ou moins fin. Dans les niveaux issus du métamorphisme d'anciennes porphyroïdes à ciments calcomagnésiens (assoc. 18), le feldspath potassique se présente sous l'aspect d'amandes dont les pointes sont allongées dans la foliation, montrent que le feldspath avait une origine antétectonique. Dans ce cas, le passage entre le feldspath protérogène et le microcline néoforme est marqué par une phase transitoire caractérisée par le développement de perthites en damiers (assoc. 7). Entre les localités d'Aracena et de Valdezufre, au sein d'une bande de cipolins et de roches calcomagnésiennes (skarns s.l.) très diversifiées, le microcline forme des blastes poecilithiques envahissant secondairement les plagioclases dans lequel ils forment des "antiperthites" de remplacement ayant la forme de taches et de filonnets. Dans ces roches, le feldspath potassique réagit avec la scapolite primaire, en donnant des bourgeons de type myrmékitique.

2)- Les plagioclases.

Ce sont généralement des andésines basiques et des labradors faiblement zonés, toujours polysynthétiquement mâclés et se présentant sous l'aspect de métablastes le plus souvent xénomorphiques.

3)- Les clinopyroxènes.

Les clinopyroxènes, vert-pâle à vert-jaune foncé, sont des diopsides qui se présentent sous les deux habitus principaux suivants :

- sous l'aspect de métablastes sub-automorphes de taille très variable (0,5 à 10 mm)
- sous la forme de blastes poecilithiques spongi formes.

Dans ces deux cas, le minéral peut englober de façon homoaxiale des lamelles de hornblende verte à vert brunâtre et plus rarement des petites plages de quartz ou de calcite. Les relations entre pyroxènes et amphiboles sont parfois différentes; ainsi, dans des niveaux du début de la zone B<sup>2</sup>, le diopside couronne parfois une hornblende vert-foncé alors que dans la partie profonde de cette même zone le contraire se produit c'est-à-dire que le diopside est blindé par une auréole de hornblende verte, parfois brunâtre. Dans tous ces habitus, une amphibole rétro-morphique de composition vraisemblablement actinolitique (ouralite) frange finement le clinopyroxène ou l'amphibole.

4)- Les clin amphiboles.

Ce sont généralement des hornblendes souvent zonées et plus rarement des cumingtonites vert pâle. Les variations de couleur (Ng) des amphiboles calciques suggère des variations de composition importantes; on note en particulier que les niveaux riches en minéraux opaques ont une amphibole (parfois zonée) d'un vert très foncé vraisemblablement riche en fer.

Comme les clinopyroxènes, les amphiboles sont généralement subautomorphes et fréquemment poeciloblastiques.

5)- Les biotites.

Ces minéraux se concentrent le plus fréquemment dans des niveaux qui renferment parfois une amphibole, des minéraux opaques et très rarement un clinopyroxène. Il s'agit de micas brun-rouge, brun-vertâtre quelquefois brun-pâle (phlogopite) localement trans-

formés en chlorite et/ou leucoxène; leur habitus est généralement sub-automorphe et ils sont parfois épitaxiaux avec les hornblendes,

#### 6)- Les scapolites.

Dans la grande majorité des cas, les scapolites se présentent suivant l'aspect de petites plages xénomorphes étroitement associées aux autres minéraux et paraissant primaires; dans certains niveaux toutefois, les scapolites sont nettement tardives et elles présentent sous l'aspect de blastes poecilites englobant les cristaux de la mésostase ou remplaçant les feldspaths potassiques et les plagioclases.

#### - Zone C à hornblende vert-brunâtre à brune.

Dans la zone C, les niveaux basiques paradérivés sont essentiellement représentés par des gneiss calcomagnésiens massifs ou finement rubanés dans lesquels s'interstratifient localement des roches franchement carbonatées, des quartzites à graphite et divers gneiss alumineux.

Ces divers niveaux se situent dans un complexe extrêmement diversifié appartenant à la série d'Almonaster ainsi que dans des passées basiques paradérivées associées aux lentilles de cipolins de la base de la série d'amphibolites d'Acebuches. Comme cela sera montré plus loin, ces roches calcomagnésiennes subissent dans la zone C un début d'anatexie différentielle donnant naissance à des corps stratolïdes ou des massifs diffus de diorites quartzites et de syénites; ces roches du fait de leur origine particulière seront traitées dans un chapitre ultérieur portant sur les produits migmatites acides et basiques

Au point de vue pétrographique, nous avons fait la distinction entre trois grandes familles de métabasites paradérivées :

- les gneiss amphiboliques
- les gneiss diopsidiques
- les gneiss hypersthéniques

#### 1)- Les gneiss amphiboliques.

C'est le groupe naturel qui nous a posé le plus de problèmes quant à l'origine du matériel qui lui a donné naissance. Ce sont en effet des niveaux qui peuvent à priori représenter d'anciennes volcanites basiques ou d'anciens tufs et qui seraient de ce fait d'origine orthodérivée.

Cette attribution si elle paraît satisfaisante pour certains niveaux dont la puissance est de l'ordre de la dizaine de centimètres, ne l'est pas pour la majeure partie des microlites (5 cm à 25 cm). Les rapports ferromagnésiens/éléments blancs varient entre 30 et 80 % et suggèrent que nous avons affaire à des matériaux d'origine sédimentaire (marnes, tufs basiques très remaniés, grauwackes) dont le litage originel a pu être légèrement modifié par la différenciation métamorphique. L'inventaire des paragenèses dans ce groupe naturel de roches où le minéral mafique dominant est une hornblende vert-brune à brun-sépià s'établit comme suit :

#### 1-1 - Associations à quartz et feldspaths potassiques

- (44) quartz - microcline - plagioclase - hornblende - biotite
- (45) quartz - microcline - plagioclase - hornblende - biotite - diopside
- (46) quartz - microcline - plagioclase - hornblende - diopside.

- PLANCHE XI -

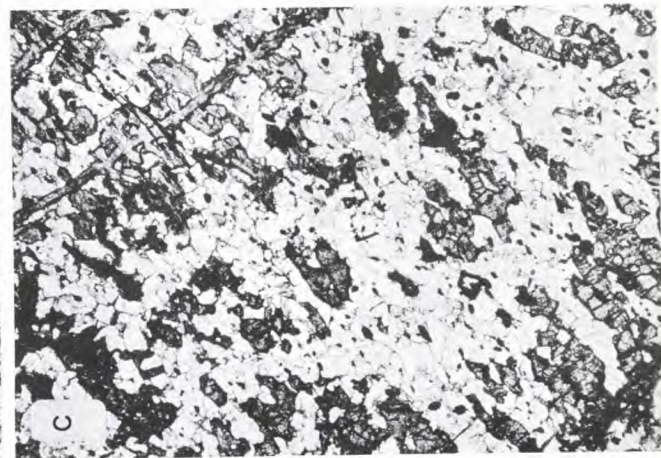
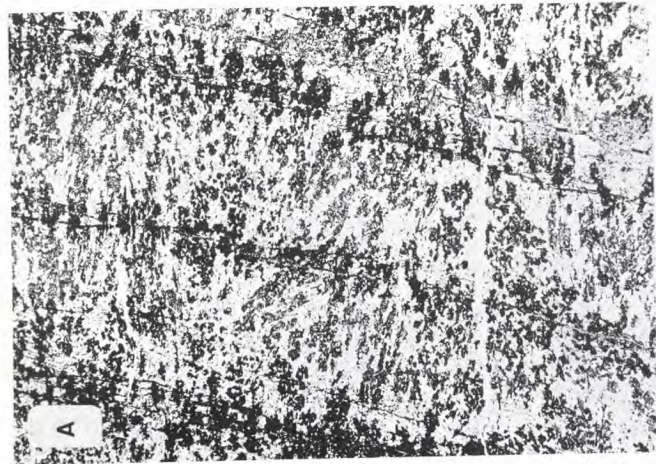
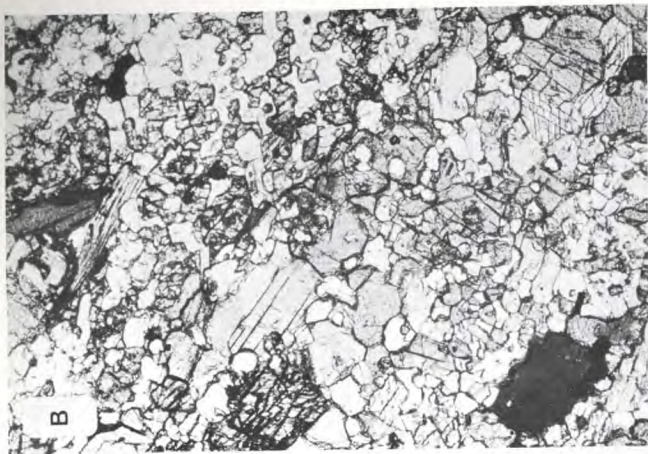
Roches calcomagnésiennes paradérivées.

Photo A - Paragneiss orthopyroxénique traversé par un clivage de fracture  $S^2$  (Zone C) (L. N.)

Photo B - Paragneiss amphiboliques à hornblende brune - clinopyroxène - biotite - plagioclase, (les ferromagnésiens prennent un habitus poecilitique) (Zone C) (L. N.)

Photo C - Détail de la photo A : les orthopyroxènes dessinent une structure "granulitique" et sont rétomorphosés en chlorite le long des fractures  $S^2$  (Zone C) (L. N.).

Photo D - Paragneiss calcomagnésien finement lité avec alternances de lits calciques, amphiboliques, pyroxéniques et micacés. (Zone B<sup>2</sup>) (L. P.)





1.2 - Associations sans feldspaths potassiques.

- (47) quartz - plagioclase - hornblende
- (48) quartz - plagioclase - hornblende - biotite
- (49) quartz - plagioclase - hornblende - biotite - diopside
- (50) quartz - plagioclase - hornblende - diopside.

1.3 - Associations sans quartz libre (0 à 1 %)

- (51) plagioclase - hornblende
- (52) plagioclase - hornblende - diopside
- (53) plagioclase - hornblende - diopside - biotite
- (54) plagioclase - hornblende - cummingtonite - biotite

2)- Les gneiss diopsidiques.

Ce second groupe naturel (le plus important par le volume) est constitué par des roches rubanées indubitablement paradérivées car interstratifiées ou passant latéralement à des passées de cipolins et/ou des quartzites feldspatho-diopsidiques. Les paragenèses recensées dans ces gneiss se résument ainsi :

- (55) quartz - microcline - plagioclase - diopside
- (56) quartz - plagioclase - diopside
- (57) microcline - plagioclase - diopside
- (58) plagioclase - diopside
- (59) plagioclase - diopside - hornblende

Comme l'amphibole dans le groupe précédent, c'est ici le clinopyroxène qui est le ferromagnésien quantitativement le plus important.

3)- Les gneiss orthopyroxéniques (pyriclasites à orthopyroxène)

Dans la région de El Brinculo, au SE d'Aroche, les gneiss amphiboliques et diopsidiques du sommet de la série d'Almonaster renferment des passées parfois rubanées plus ou moins foncées dominées par la présence d'un orthopyroxène. Ces roches ont chimiquement une composition de norite et, selon la quantité de ferromagnésiens, nous avons fait dans une étude préliminaire (Bard, 1967) la distinction entre des gneiss leuconoritiques (clairs) et des gneiss noritiques (foncés). Ce type de nomenclature utilisé par divers auteurs dans les zones profondes scandinaves doit à notre avis être abandonné; dans le cas de nos roches car il implique trop une origine éruptive, en désaccord avec leur mode de gisement ou leur origine. Nous préférons utiliser le terme de gneiss orthopyroxéniques en acceptant, comme le discute P. Giraud (1964) l'appellation tout aussi valable de "pyriclasite" donnée à ces roches dans les séries "chamockitiques. africaines".

Les paragenèses observées dans ces gneiss sont très variables car la nature et le mode des ferromagnésiens associés à l'orthopyroxène sont susceptibles de fluctuations importantes. Ces associations sont les suivantes :

3.1 - Associations avec quartz

- (60) quartz - plagioclase - hypersthène
- (61) quartz - plagioclase - hypersthène - biotite
- (62) quartz - plagioclase - hypersthène - hornblende
- (63) quartz - plagioclase - hypersthène - diopside

- (64) quartz - plagioclase - hypersthène - hornblende - biotite
- (65) quartz - plagioclase - hypersthène - hornblende - diopside
- (66) quartz - plagioclase - hypersthène - diopside - hornblende - biotite
- (67) quartz - plagioclase - hypersthène - hornblende - cummingtonite.

3, 2 - Associations sans quartz.

- (68) plagioclase - hypersthène - hornblende
- (69) plagioclase - hypersthène - hornblende - biotite
- (70) plagioclase - hypersthène - diopside
- (71) plagioclase - hypersthène - diopside - hornblende - biotite

3, 3 - Associations à forstérite blindée.

- (72) plagioclase - hypersthène - hornblende - (forstérite)
- (73) plagioclase - hypersthène - hornblende - diopside - (forstérite)

3, 4 - Associations à forstérite.

- (74) plagioclase - hypersthène - diopside - forstérite.

4)- Les roches à silicates calciques particulières.

Il s'agit pour l'essentiel d'"accidents" au sein des gneiss précédents, Les associations suivantes à deux phases constituent en particulier des produits de différenciation métamorphique ou des roches réactionnelles (skarns) dans les cipolins ou en bordure de ces derniers :

- (75) diopside - phlogopite
- (76) diopside - phlogopite - scapolite - calcite - sphène
- (77) diopside - scapolite - sphène
- (78) quartz - microcline - plagioclase - diopside - scapolite
- (79) quartz - microcline - plagioclase - diopside - scapolite - grossulaire
- (80) quartz - diopside - scapolite
- (81) hornblende - calcite - spinelle - chlorite
- (82) plagioclase - hornblende - diopside.

5)- Pétrographie détaillée des paragneiss (pyriclasites) à orthopyroxène de la Zone C.

Etant donné leur importance pétrogénétique, une brève description de la pétrographie des pyriclasites à orthopyroxène peut être établie comme suit :

- ce sont des roches rubanées ou les minéraux ferromagnésiens sont faiblement orientés, Au microscope, les plagioclases xénomorphes forment avec les autres constituants une structure granuloblastique (Binns, 1964) caractéristique, Il s'agit de labrador An 55 ou de bytownite An 70-80 faiblement zonés et polysynthétiquement mûlés (mâcles albite-péricline dominantes); les plans de mâcles sont fréquemment incomplets, fusiformes et distordus.

L'orthopyroxène est une bronzite (rarement un ferro-hypersthène) pléochroïque  
(Ng = vert pâle;

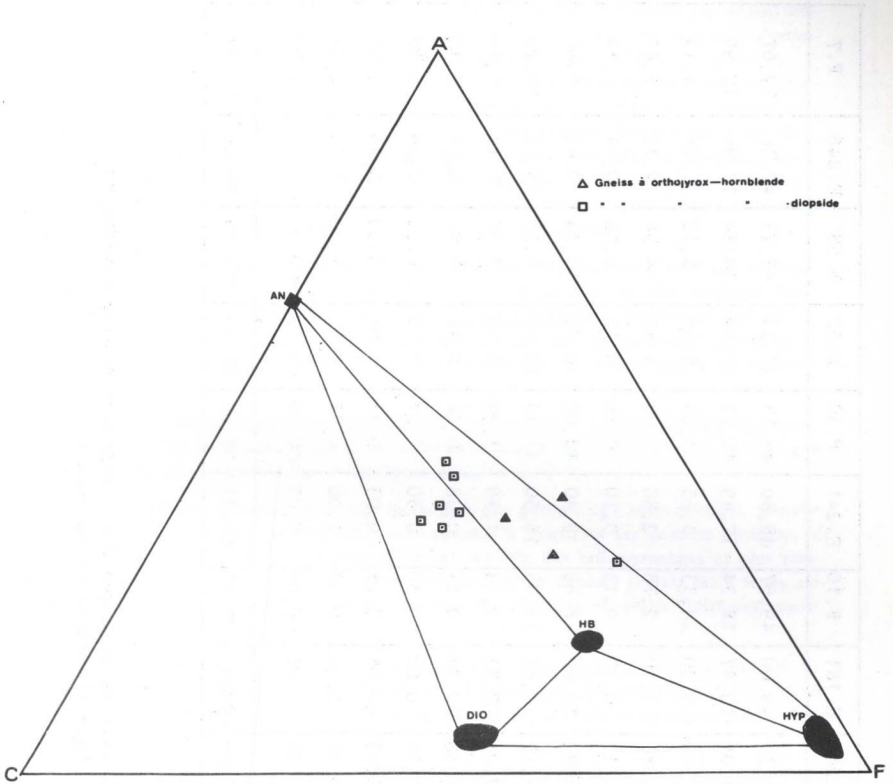


Fig. 40 - Diagramme ACF des paragneiss (pyriclasites à orthopyroxène) de la Zone C.

Nº Echantil.	E.175	E.178	E.245	E.181	F.10	E.241	F.50	F.52	F.58	E.246	F.7
Si O <sub>2</sub>	50,00	51,60	48,70	49,00	49,67	48,30	48,33	47,55	47,73	47,46	52,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,90	18,35	17,05	10,87	18,34	17,49	16,71	17,12	14,88	17,94	17,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,34	6,52	4,00	9,00	4,33	3,65	4,03	5,66	5,35	3,78	4,13
Fe O	1,50	2,15	3,80	3,10	2,78	2,80	4,03	3,47	4,38	2,73	2,87
Mn O	0,14	0,16	0,11	0,17	0,13	0,10	0,16	0,13	0,18	0,11	0,14
Mg O	8,59	6,65	8,80	16,90	8,60	9,40	10,00	10,56	13,74	9,46	6,80
Ca O	13,18	9,98	14,29	9,07	11,75	15,50	11,35	12,45	9,25	15,05	10,25
Na <sub>2</sub> O	1,88	3,03	2,01	0,83	2,34	1,39	1,98	1,23	1,50	1,11	3,16
K <sub>2</sub> O	0,18	0,25	0,38	0,23	0,11	0,38	0,24	0,11	0,96	0,07	2,12
Ti O <sub>2</sub>	0,70	1,00	0,32	0,80	0,50	0,30	1,24	0,77	0,90	0,30	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,05	0,08	0,05	<0,05	0,08	0,05	0,11	0,05	0,08	0,10	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,45	0,25	0,55	0,45	0,58	1,00	0,45	0,10	1,20	1,35	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Total	99,86	100,02	100,06	100,42	99,21	100,41	98,63	99,20	100,15	99,46	99,41

Tab. XIV - Analyse chimique des paragneiss orthopyroxéniques (pyriclasites) de la Zone C.

Np = rose saumon) à tendance plutôt xénomorphe et aux contours arrondis. Ce minéral peut englober sur sa bordure des plages de feldspath, minéraux opaques, diopside et hornblende. Dans certains niveaux les cristaux d'orthopyroxène sont aplatis dans la schistosité (foliation) méso-copique dans laquelle il lance des apophyses dactylitiques. Dans la majorité des cas, l'orthopyroxène se met en évidence par de fines exsolutions lamellaires suivant (010) (cf. photo et des plaquettes orientées constituées par un minéral isotrope (inclusions de Schiller); son altération en un hydromica jaunâtre est également très caractéristique et confère à ces roches un faciès cassonade "malgachitique" (Orliac, 1957). On note d'autre part (et fréquemment) que la bronzite est plus ou moins pseudomorphosée en une clinopyroxène vert-pâle et incolore, souvent aciculaire et polysynthétiquement maclée dont les propriétés optiques ( $2V_{ng} = 85-90^\circ$ ) suggèrent une composition cummingtonitique. Cette amphibole secondaire est frangée comme les orthopyroxènes "propres" par une fine couronne d'ouralite vert bleutée.

La hornblende brun-verdâtre à brun-sepia est très fréquente dans ces roches elle tend à se distribuer préférentiellement dans les lits pyroxéniques où elle constitue des petites plages xénomorphes. Ce minéral couronne très exceptionnellement l'orthopyroxène qui est alors souvent corrodé ou altéré; on note dans ce cas particulier que l'amphibole présente une zonation progressive s'exprimant par la disparition de la couleur quand on se dirige vers la bordure externe du cristal.

Un clinopyroxène diopsido-augitique vert très pâle à rose très pâle se développe fréquemment à côté de l'orthopyroxène; ce minéral peut être dans certains cas le ferromagnésien dominant dans la roche (pyriclastes à clinopyroxène).

L'olivine constitue de façon sporadique des petits amas polycristallins transformés en une serpentine jaune-pâle et des minéraux opaques; il s'agit, sur les données optiques, de forstérite qui dans la majorité des cas se répartissent au sein des orthopyroxènes et plus rarement des hornblendes. Le quartz, mis en évidence par les R. X ne dépasse jamais les 5 % du mode; il forme des petites plages anédriques surtout concentrées dans des microlits clairs des gneiss amphiboliques et diopsidiques.

Ces paragneiss calcomagnésiens contiennent une quantité très variable (0 à 10 %) de minéraux opaques (ilménite et/ou magnétite), d'apatite et des produits rétro-morphiques micacés tels que de la séricite (aux dépens des plagioclases) et du talc (aux dépens des orthopyroxènes).

Au point de vue chimique, la disposition de ces roches dans le diagramme ACF de la figure 40 montre que la majorité des gneiss à orthopyroxène-diopside-hornblende se distribue dans une aire distincte de celle où figurent les gneiss à ~~bronzite~~ -hornblende. Par comparaison avec le chimisme des roches basiques orthodérivées des zones précédentes, il apparaît assez clairement que les roches triphasées du premier groupe sont relativement plus riches en CaO et  $Al_2O_3$ . Cette observation est un argument assez valable pour considérer que les metabasites à orthopyroxène faisant l'objet de cette étude, sont issues du métamorphisme de roches paradérivées que l'on pourrait comparer (Winkler, 1965) à une série de marnes, <sup>de</sup> grès à ciment argilo-calcaireux, etc... ou à une série de sédiments grauwakeux. Cette seconde éventualité nous paraît la plus vraisemblable car les gneiss orthopyroxéniques se raccordent à un complexe épimétamorphisé (Série de la Corte) dominé par des grauwaves plus ou moins feldspathiques. Devant cette évidence structurale il n'est donc pas surprenant de retrouver deux gammes principales de matériaux :

- a)- d'anciennes grauwaves feldspathiques (riches en Al et Ca) qui donneront naissance aux gneiss à orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende.
- b)- d'anciennes grauwaves plus basiques (au rapport F/A+C élevé) qui exclueront (en partie) le développement de clinopyroxène.

c)- PETROGENESE,

1°/- Remarques préliminaires,

L'extraordinaire variété des roches et des paragenèses à silicates calciques et ferromagnésiens justifierait à elle seule une étude originale détaillée. En ce qui nous concerne, nous limiterons ce travail à un ensemble de généralités sans pénétrer dans la complexité des problèmes posés par ces matériaux.

La première difficulté rencontrée dans les roches calcomagnésiennes est liée en grande partie à une hétérogénéité des sédiments originels qui se manifeste schématiquement soit par l'alternance parfois microscopique de niveaux calcomagnésiens impurs et de niveaux pélitiques, quartzo-feldspathiques ou quartzeux, soit par des compositions chimiques très particulières et extrêmement variables comme c'est le cas des sédiments détritiques à ciment carbonaté.

Dans le premier de ces deux cas, la surimposition du métamorphisme ne semble pas avoir effacé l'alternance des niveaux chimiquement différents à l'origine. En effet, nous avons fréquemment observé l'alternance "rythmique" de petits niveaux de gneiss à biotite avec des passées à silicates calciques, calcite, etc., ou celle de passées quartzo-feldspathiques avec des microlites à amphibole, diopside, etc., de telle sorte que ces roches paraissent avoir subi un métamorphisme qui est, dans son ensemble, topochimique. Les niveaux qui résultent de la transformation de sédiments détritiques à ciment carbonaté donnent dans cette hypothèse topochimique des roches où les silicates calciques se distribuent de façon éparse au sein d'une mésostase généralement quartzo-feldspathique ou feldspathique.

La conséquence directe de ces "effets de lithologie" réside dans le fait que l'inventaire paragenétique aboutit parfois à des associations minérales où l'on peut avoir dix à douze phases différentes par unité de surface (une lame mince de 6 cm<sup>2</sup>). Les évidences texturales suggèrent dans de nombreux cas que ces phases sont en équilibre de telle sorte qu'il n'y a souvent contradiction entre l'observation et la règle de Gibbs (plus de phases que de constituants indépendants); il s'ensuit que pour vérifier les lois de cette règle, nous sommes obligés de restreindre le champ d'inventaire à des portions de roches parfois très petites pour que les microsystèmes ainsi constitués conduisent à des concordances "satisfaisantes".

La seconde difficulté à laquelle on se heurte dans l'étude des roches calcomagnésiennes concerne plus particulièrement les niveaux qui ont manifestement subi des transformations chimiques importantes en liaison avec des processus métagénétiques. Nos observations sur les contacts cipolins-gneiss alumineux dans la Sierra de Almonaster montrent qu'il existe des skarns "réactionnels" du type de ceux qui ont été décrits par M. Fontelles (1962). D'autre part, divers échantillons montrent une série de minéraux qui, par leur habitus et leur mode de gisement, se sont manifestement formés par apports métagénétiques tels que :

- apports de Na : les feldspaths potassiques (microcline) sont localement envahis par une albite limpide se développant en tâche (patches) ou en "échelle"; dans de nombreux cas, le feldspath potassique est systématiquement frangé ou corrodé par une auréole d'albite An<sub>0</sub> à An<sub>8</sub>, souvent mûlée.
- apports de Cl, SO<sub>4</sub>, etc., comme cela a été signalé, la scapolite peut localement remplacer le microcline en gardant la forme du minéral-hôte; dans d'autres cas, ce minéral peut se développer sous l'aspect de grands poeciloblastes xénomorphes englobant homoaxialement des tablettes de clinopyroxène.

- apports de K : dans certains niveaux, les plagioclases sont envahis par du microcline quadrillé xénomorphe. Ce phénomène se manifeste le plus souvent par le développement de petites taches (antiperthites de remplacement) plus ou moins éparées au sein minéral-hôte. Une seconde preuve d'un apport potassique s'exprime par la croissance de petites couronnes de biotite autour des minéraux opaques et par le développement statique de lamelles de biotite brun-rougeâtre dans une mésostase finement rubanée.

A côté des évidences texturales et en liaison avec une circulation de fluides, nous devons signaler l'existence de petites fractures comblées par de la calcite, de l'albite, de l'épidote, ou de la prehnite; d'autre part dans la zone C on note l'existence d'un chevelu filonien à bords francs ou diffus, constitué par des pegmatites sur lesquelles nous reviendrons plus loin.

## 2°/- Sous-faciès et diagrammes ACFK

Les observations précédentes montrent que le problème des associations minéralogiques présentées par les roches calcomagnésiennes est extrêmement complexe. Il est toutefois possible, en prenant le maximum de précautions, de dégager une série de sous-faciès minéralogiques depuis la zone A jusqu'à la zone C, en tenant compte des observations microscopiques et de la répartition géographique des paragenèses. Les problèmes du mode de représentation se posent alors et peuvent être résolus provisoirement en adoptant, à la suite de G. Guitard (1967), la méthode de Korzhinskij (1957) :

- dans une portion de roche supposée homogène, les systèmes chimiques des roches à quartz en excès sont constitués par les composés inertes déterminants  $(Al, Fe^{3+})_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $(Fe^{2+}, Mg)O$  et  $K_2O$ ; d'autre part on admettra que les constituants  $H_2O$  et  $CO_2$  sont parfaitement mobiles et que  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , ... sont indifférents.

Dans cette hypothèse le nombre  $P^S$  des minéraux réactionnels et typomorphes ne peut dépasser le nombre des constituants inertes et  $P^S \ll 4$ .

### • Sous-faciès de la Zone A

Le premier sous-faciès que l'on puisse mettre en évidence dans la Zone A peut être caractérisé par la paragenèse épidote-calcite-clinochlore; les associations trémolite-épidote ou trémolite-muscovite n'ont pas été rencontrées et seraient instables.

### • Sous-faciès de la Zone B

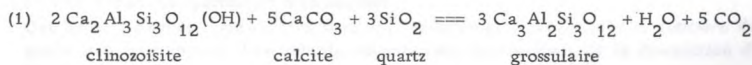
Deux sous-faciès permettent de rassembler les associations de cette zone.

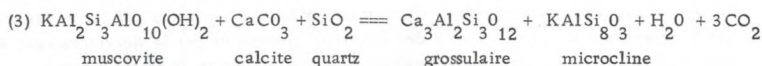
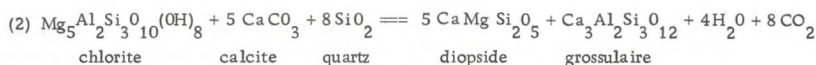
#### a) - sous-faciès B<sup>1</sup>cm

Il est caractérisé par l'apparition de grossulaire, diopside et hornblende

- Origine du grossulaire.

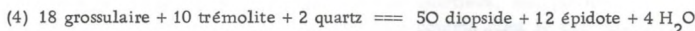
Le grenat calcique se serait développé à la suite des trois réactions suivantes, correspondant à la disparition d'épidote et de chlorite dans la Zone B :



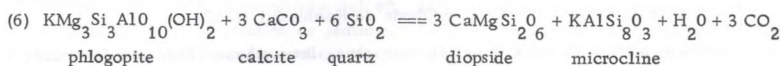
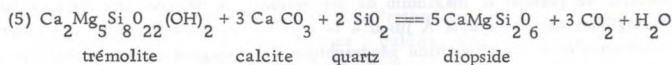


- Origine du diopside.

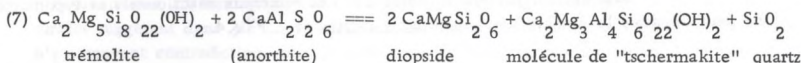
Dans les roches à excès de quartz (mais à déficit de calcite) de la partie profonde de la Zone B<sup>1</sup>, le diopside provient de la réaction (4) (Guitard, 1967)



Dans la plupart des cas, les gneiss calcomagnésiens présentent un excès de calcite et de quartz et le clinopyroxène est issu des réactions (5) (\*) et (6).



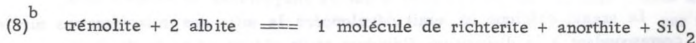
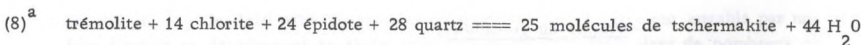
Dans les gneiss diopsidiques à amphibole, le clinopyroxène proviendrait de la réaction :



Cette équation serait à l'origine (Fabriès, 1963) de certains petits niveaux de paragneiss diopsidiques qui alternent au sein des amphibolites orthodérivées de la série d'Acebuches.

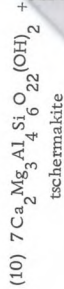
- Origine de la homblende.

L'apparition de homblende vert-bleuté de composition richterito-tschermakitique coïncide avec la disparition d'associations à épidote-chlorite-trémolite suivant les réactions classiques :



(\*) - Cette réaction est vraisemblablement couplée avec la réaction (2) car les paragneiss diopsidiques sont dépourvus de chlorite.

DIVERS GROUPES DE MINÉRAUX DE



- sous la forme de cristaux de H. Ramberg et al. (1951), 1950-1961 ; Bartholomé, 1960 ; C'est le cas de la répartition de certains diments carbonés qui obéissent à la loi de Kranck, 1960. Cette loi largement expérimentée par Kern et Weisbrod, (11)  $2Fe$

N et

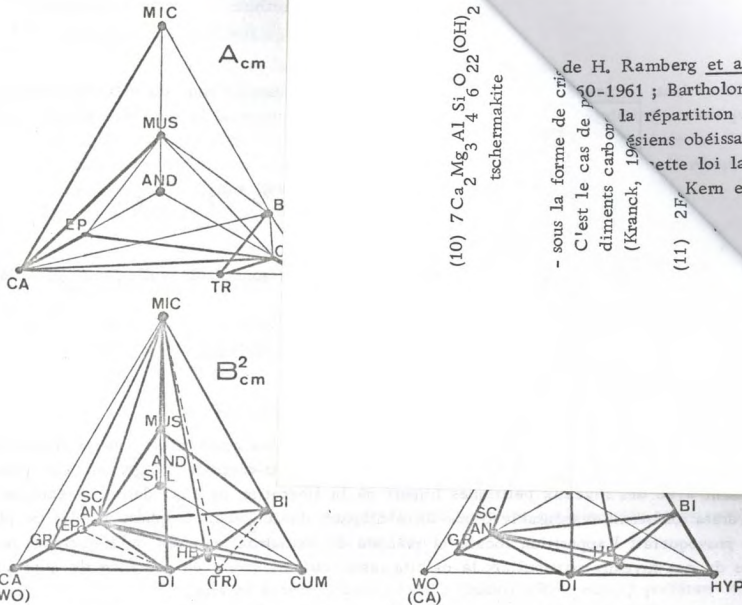
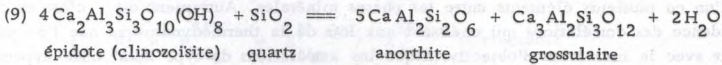


Fig. 41 - Sous-faciès minéralogiques  $(Al, Fe^{3+})_2O_3 - CaO - (Fe^{2+}, Mg)O - K_2O$  dans les roches calcomagnésiennes impures d'Aracena.

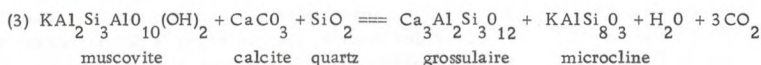
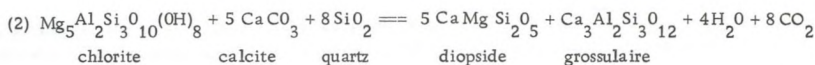
b) - sous-faciès  $B_{cm}^2$

La disparition complète de chlorite et d'épidote primaires dans la zone profonde  $B^2$ , l'absence d'associations à épidote-grossulaire-diopside et la fréquence relative des paragenèses à grossulaire-diopside-plagioclase montrent que l'épidote n'est plus stable en présence de quartz et que l'on aurait la réaction :



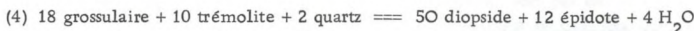
Il n'est pas rare de trouver d'autre part, dans la Zone  $B^2$ , des associations à cummingtonite; comme nous l'avons décrit précédemment ce minéral se présente sous deux habitus différents qui suggèrent (apparemment) deux origines également différentes :

- sous la forme de "perthites" d'exsolution :  
Cet habitus fréquemment observé dans les metabasites orthodérivées se retrouve dans les gneiss calcomagnésiens; l'amphibole magnésienne proviendrait de la destruction d'une hornblende tschermakitique suivant la réaction :

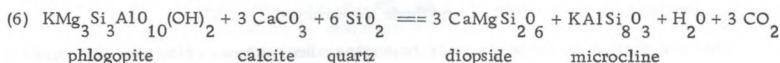
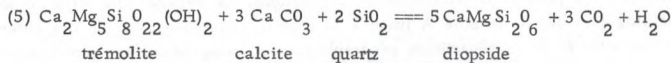


- Origine du diopside.

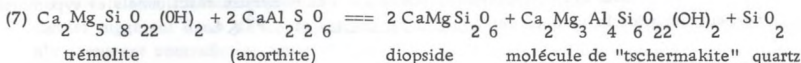
Dans les roches à excès de quartz (mais à déficit de calcite) de la partie profonde de la Zone B<sup>1</sup>, le diopside provient de la réaction (4) (Guitard, 1967)



Dans la plupart des cas, les gneiss calcomagnésiens présentent un excès de calcite et de quartz et le clinopyroxène est issu des réactions (5) (\*) et (6).



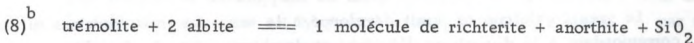
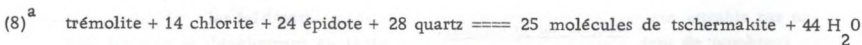
Dans les gneiss diopsidiques à amphibole, le clinopyroxène proviendrait de la réaction :



Cette équation serait à l'origine (Fabriès, 1963) de certains petits niveaux de paragneiss diopsidiques qui alternent au sein des amphibolites orthodérivées de la série d'Acebuches.

- Origine de la hornblende.

L'apparition de hornblende vert-bleuté de composition richterito-tschermakite-cuevasite coïncide avec la disparition d'associations à épidote-chlorite-trémolite suivant les réactions classiques :



(\*) - Cette réaction est vraisemblablement couplée avec la réaction (2) car les paragneiss diopsidiques sont dépourvus de chlorite.

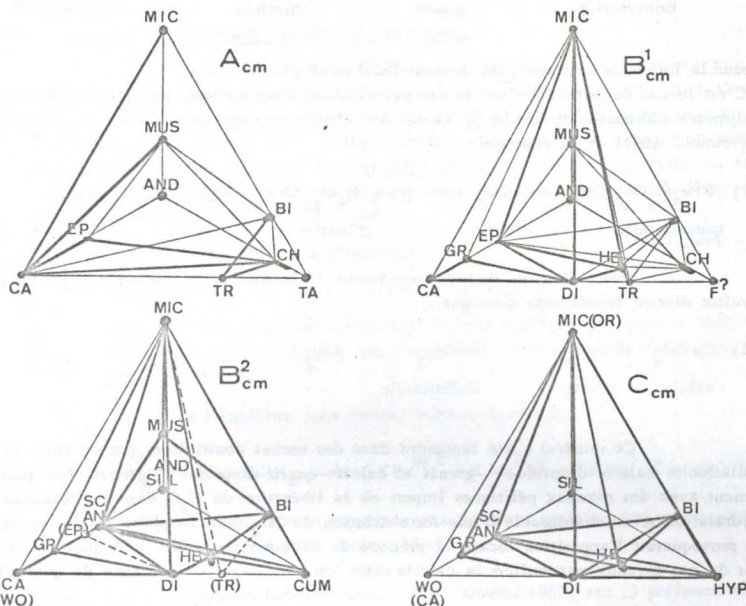
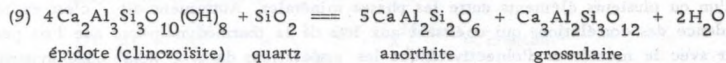


Fig. 41 - Sous-faciès minéralogiques  $(Al, Fe^{3+})_2O_3 - CaO - (Fe^{2+}, Mg)O - K_2O$  dans les roches calcomagnésiennes impures d'Aracena.

b)- sous-faciès B<sup>2</sup><sub>cm</sub>

La disparition complète de chlorite et d'épidote primaires dans la zone profonde B<sup>2</sup>, l'absence d'associations à épidote-grossulaire-diopside et la fréquence relative des paragenèses à grossulaire-diopside-plagioclase montrent que l'épidote n'est plus stable en présence de quartz et que l'on aurait la réaction :



Il n'est pas rare de trouver d'autre part, dans la Zone B<sup>2</sup>, des associations à cummingtonite; comme nous l'avons décrit précédemment ce minéral se présente sous deux habitus différents qui suggèrent (apparemment) deux origines également différentes :

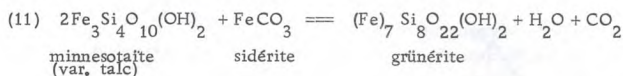
- sous la forme de "perthites" d'exsolution :

Cet habitus fréquemment observé dans les metabasites orthodérivées se retrouve dans les gneiss calcomagnésien; l'amphibole magnésienne proviendrait de la destruction d'une hornblende tschermakitique suivant la réaction :

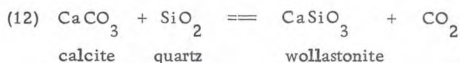


- sous la forme de cristaux parfaitement individualisés :

C'est le cas de petits niveaux riches en minéraux opaques issus du métamorphisme de sédiments carbonatés et ferrifères. La cummingtonite de type grünéritique pourrait provenir (Kranck, 1961) de la réaction :



Enfin, dans ce dernier sous-faciès de la zone B, la wollastonite peut déjà apparaître suivant la réaction classique :



Ce minéral a été rencontré dans des roches constituées par de fines passées à wollastonite-calcite-diopside-granat et calcite-quartz-diopside-granat. Ces passées altèrent avec des niveaux pélitiques impurs où la libération de H<sub>2</sub>O dans les réactions de déshydratation serait responsable d'une forte dilution du CO<sub>2</sub> dans la phase fluide; ce phénomène provoquerait l'apparition locale et précoce de wollastonite tandis qu'à quelques millimètres de ces niveaux particuliers la calcite reste toujours stable en présence de quartz. (\*)

#### c) Sous-faciès C<sub>cm</sub>

La principale différence entre le sous-faciès B<sub>2cm</sub> et ce nouveau sous-faciès réside dans l'apparition d'un orthopyroxène. Ce minéral, caractéristique du faciès Granulite, forme dans la majorité des roches d'Aracena, des assemblages apparemment stables à plagioclase, clinopyroxène, hornblende et/ou biotite. Il s'agit là d'une remarque extrêmement importante dont les conséquences pétrogénétiques vont bien au delà du simple cadre régional. Le problème de ces associations est en effet systématiquement lié à la question de savoir si nous sommes en présence de roches polymétamorphiques ou bien si nous avons affaire à des assemblages effectivement en équilibre et issus d'un seul et même métamorphisme. Les arguments texturaux étant toujours discutables, on sait qu'un des meilleurs critères prouvant que l'équilibre chimique a (ou n'a pas) été atteint, est celui qui fait appel au partage d'un ou plusieurs éléments entre les phases minérales. Autrement dit, c'est en mettant en évidence des corrélations qui obéissent aux lois de la thermodynamique que l'on peut prouver avec le maximum d'objectivité que les associations du type hornblende-hypersthène, hornblende-hypersthène-diopside, etc., peuvent être stables et non nécessairement liées à un polymétamorphisme.

Dans le but de vérifier ces possibilités d'équilibre, nous avons étudié la distribution du fer et du magnésium entre hornblende, clinopyroxène et orthopyroxène issus de divers gneiss calcomagnésiens de la zone C.

---

(\*) Cette hypothèse invoquée par divers auteurs dont W. G. Melson (1966) est en accord avec les données expérimentales de H. J. Greenwood (1962) sur le domaine de stabilité des associations à wollastonite.

d)- ETUDE DE LA REPARTITION DE Fe et Mg DANS DIVERS GROUPES DE MINERAUX DE LA ZONE C.

1°/- Considérations thermodynamiques préliminaires.

A la suite de V. M. Goldschmidt (1937) et de H. Ramberg et al. (1951), de nombreux auteurs (Mueller, 1961-1966 ; Kretz, 1959-1960-1961 ; Bartholomé, 1960 ; Binns, 1962 ; Banno et al., 1966) ont montré qu'à l'équilibre, la répartition de certains éléments majeurs (dont Fe<sup>2+</sup> et Mg) dans les silicates ferromagnésiens obéissait à la loi d'Action de Masse appliquée aux solutions idéales. La théorie de cette loi largement exposée par divers manuels de thermodynamique chimique (par exemple Kern et Weisbrod, 1964, p. 165) se résume comme suit :

soit la réaction d'échange :



où a, b, c, d, sont des coefficients stoechiométriques et (Mg)M, (Fe)M, (Mg)N et (Fe)N des solutions idéales qui entrent dans la structure de deux solutions solides parfaites M et N.

A l'équilibre nous devons vérifier la relation :

$$(2) \quad -\frac{(\Delta G)_T^P}{RT} = \ln K_x = \ln (X_{\text{Fe}}^{\text{M}})^c \cdot (X_{\text{Mg}}^{\text{N}})^d / (X_{\text{Mg}}^{\text{M}})^a \cdot (X_{\text{Fe}}^{\text{N}})^b$$

où  $K_x$  est une constante rapportée aux fractions molaires (ou atomiques)  $X_{\text{Mg}}^{\text{M}}$ ,  $X_{\text{Fe}}^{\text{M}}$ ,  $X_{\text{Mg}}^{\text{N}}$  et  $X_{\text{Fe}}^{\text{N}}$  dans les phases M et N.

Certains auteurs (Kretz, 1960 ; Onuki, 1967, etc. .) préfèrent écrire  $K_x$  sous une forme légèrement différente,

$$\text{soit : } \begin{aligned} X_{\text{Mg}}^{\text{M}} &= X_{\text{Mg}}^{\text{M}} & X_{\text{Mg}}^{\text{N}} &= X_{\text{Mg}}^{\text{N}} \\ X_{\text{Fe}}^{\text{M}} &= (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{M}}) & X_{\text{Fe}}^{\text{N}} &= (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{N}}) \end{aligned}$$

la relation (2) s'écrit alors :

$$(3) \quad -\frac{(\Delta G)_T^P}{RT} = \ln K_x^{\text{Mn}} = (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{M}})^c \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{N}d} / X_{\text{Mg}}^{\text{M}a} \cdot (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{N}})^b$$

lorsque l'un des éléments (par exemple Mg) est présent en petite quantité dans les deux phases M et N, on peut écrire :

$$(4) \quad K_x = K_{\text{Mg}}^{\text{Mn}} \approx X_{\text{Mg}}^{\text{N}d} / X_{\text{Mg}}^{\text{M}a} = \text{constante}$$

ce qui n'est autre que la loi de distribution de Nernst.

Pour des conditions de P, T fixes, le coefficient  $K_x$  reste constant et la relation  $X_{\text{Mg}}^{\text{N}d} = K_{\text{Mg}}^{\text{Mn}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M}a}$  se traduit alors par une droite dans un diagramme de concentration. La pente de cette droite étant surtout une fonction de T (cas des solutions idéales), le facteur K a donc deux intérêts :

- il permet de vérifier que l'équilibre chimique a été atteint ou très approché,
- il peut servir de "thermomètre" géologique.

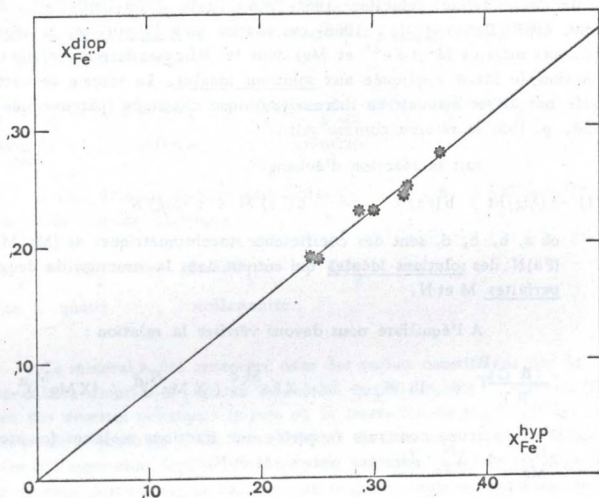


Fig. 42 - Distribution de  $Fe^{2+}$  (fer total) entre orthopyroxène (hypersthène s.l.) et clinopyroxène (diopside s.l.) dans les paragneiss calcomagnésiens de la Zone C.

2°/- Propriétés cristalochimiques des minéraux étudiés.

- Orthopyroxènes.

Dans les orthopyroxènes,  $Fe^{(*)}$  et  $Mg$  (et de façon négligeable,  $Mn$ ) se distribuent dans les deux sites hexacoordinés  $M^1$  et  $M^2$ . Cette distribution ne semble pas se faire au hasard et comme l'ont discuté R. A. Binns (1962), puis S. Banno et al. (1966), certaines anomalies observées dans la répartition de  $Fe^{2+}$  et  $Mg^{+}$  dans des paires ortho-clinopyroxènes pourraient trouver leur explication dans l'existence de sites préférentiels

(\*) - Dans nos analyses nous supposons que le Fer total dosé était présent dans le minéral sous la forme d'ion  $Fe^{2+}$ .

chez l'orthopyroxène où  $Fe^{2+}$  "entrerait" plus facilement dans les sites  $M_2^2$  que  $M_1^1$ , autrement dit K peut également varier en fonction de la composition chimique des phases, elle-même contrôlée par le chimisme de la roche-hôte.

- Clinopyroxènes.

Dans les clinopyroxènes du type diopside-hedenbergite, seul le site  $M_1$  (notation de Warren) peut renfermer les éléments  $Fe^{2+}$ , Mg et Mn. Il n'est toutefois pas exclu qu'une certaine quantité de  $Fe^{2+}$  plutôt que Mg, puisse remplacer Ca dans les sites  $M_2$  car les clinopyroxènes de haute température renferment des solutions solides d'orthopyroxènes (Binns-opt. cit.)

- Hornblendes.

En ce qui concerne les amphiboles calciques le problème de la localisation du fer et du magnésium est compliqué; il faut tout d'abord faire la distinction entre  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$  et la confiance relative que l'on doit accorder au dosage de ces éléments à dès le départ une incidence sur l'étude de leur répartition. Théoriquement  $Fe^{3+}$  peut rentrer dans n'importe lequel des trois sites hexacoordinés  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$  de la molécule fondamentale de trémolite; il en est de même pour Mg et  $Fe^{2+}$  sauf dans le cas des solutions solides de cummingtonite-grüne-rite où Mg et/ou  $Fe^{2+}$  peuvent remplacer presque entièrement Ca dans le site  $M_4$ . Enfin, en ce qui concerne  $Fe^{3+}$ , il faut noter que l'introduction (ou le départ) de  $Al^{VI}$  en réponse à des variations de composition dans les sites "A"<sup>XII</sup> ou  $Z^{IV}$  vient compliquer, par les phénomènes de balancement électrique que cela occasionne, le problème du partage de Fe, et par conséquence de Mg, dans les associations à amphibole. Comme cela a été montré dans le cas des biotites, le degré d'oxydation du fer est contrôlé par  $\mu O$  (ou sa fugacité) ce qui implique nécessairement l'adjonction d'une variable supplémentaire à T et  $P_F$  dans l'étude de la répartition du fer entre plusieurs phases ferromagnésiennes, (\*)

3°/- Etude des variations du coefficient de partage,  $K_{Fe^{2+}}$

3-a)- Cas des associations à orthopyroxène-clinopyroxène.

Sept paires d'ortho-clinopyroxènes ont été séparées dans des niveaux de gneiss orthopyroxéniques relativement homogènes renfermant de 0 % à 2 % de hornblende; toutes ces roches contiennent d'autre part une quantité variable d'ilménite et/ou de magnétite de telle sorte que les silicates mafiques semblent à priori, toujours saturés en  $FeO$ .

Comme le montre clairement la figure 42, les points représentant la variation du coefficient de partage :

$$K_{Fe^{2+}} = \frac{X_{Fe^{2+}}^{Diop}}{X_{Fe^{2+}}^{Hyp}} / X_{Fe^{2+}}^{Hyp} = 0,75$$

(où nous avons :  $X_{Fe^{2+}}^{Hyp} = Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg$  dans l'orthopyroxène (\*\*))

et  $X_{Fe^{2+}}^{Diop} = Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg$  dans le clinopyroxène),

se disposent régulièrement sur une droite  $y = a \cdot x$  vérifiant la loi de Nernst et prouvant que dans un intervalle où T, P peuvent être considérés comme constants, les minéraux étudiés se comportent comme des solutions idéales.

(\*) - Les orthopyroxènes des gneiss pyriclasiques sont des bronzites et des ferrohpersthènes.

(\*\*) Les données récentes de R.G. Burns et lit. (crystal-field phenomena and iron enrichments in pyroxenes and amphiboles, V° Congrès Général, Cambridge - I. M. A. ; Min. Soc., 1968, 170-183) confirment cette hypothèse.



3-b)- Associations à orthopyroxène-hornblende.

Nous avons séparé six paires d'orthopyroxène-hornblende dans des gneiss orthopyroxéniques qui présentaient les deux types d'associations :

- plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende-m, opaques (paires n° 8, 9, 10),
- plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende-m, opaques (forstérite) (paires 1, 2, 3) où la forstérite est toujours blindée par l'orthopyroxène et transformée en produits serpentiniteux.

En raison de la faible quantité de poudre purifiée, les deux oxydes de fer de certaines amphiboles n'ont pu être dosés de telle sorte que les données concernant cet élément ont été présentées sous l'aspect de fer total ( $Fe^T$ ) exprimé en  $Fe^{2+}$ .

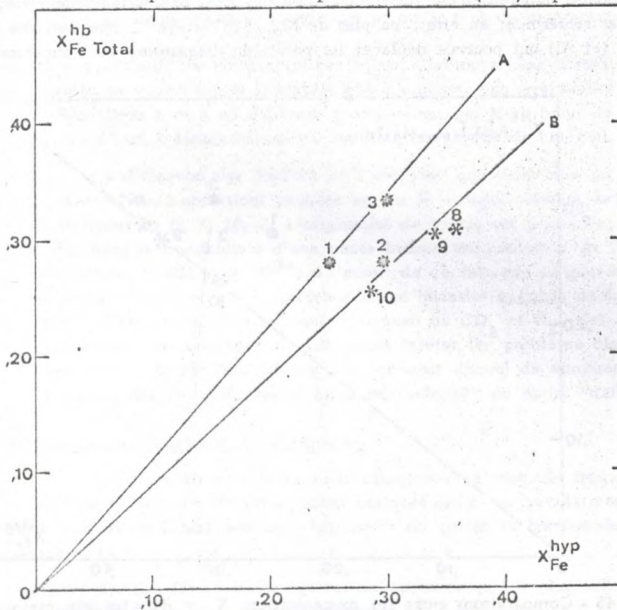


Fig. 44 - Distribution de  $Fe^T$  entre hornblende et orthopyroxène dans les paragneiss orthopyroxéniques à hornblende.

L'étude comparative des concentrations atomiques  $X_{Fe^T}$  dans les six paires à hornblende-orthopyroxène montre (figure 44) qu'il existe apparemment deux types de corrélations entre les groupes d'individus (1, 3) et (2, 8, 9, 10) car les analyses se disposent respectivement sur les droites A et B d'expression :

$$(A) \quad X_{Fe^T}^{Hb} = 1,15 \cdot X_{Fe^T}^{Hyp}$$

$$(B) \quad X_{Fe^T}^{Hb} = 0,90 \cdot X_{Fe^T}^{Hyp}$$

La première conclusion que l'on pourrait tirer de ces deux observations laisserait supposer que les coefficients  $K_{Fe} = 1,15$  et  $0,90$  traduisent des conditions de P, T différentes dans les paragenèses (1,3) et (2, 8, 9, 10); cette hypothèse nous paraît en fait peu vraisemblable car l'association (2) est du même type que (1) et (3) et, d'autre part, les échantillonnages de (1), (3) et (10) proviennent du même gisement.

Dans de telles circonstances, R. Kretz (1960) a invoqué l'influence de trois autres paramètres :

- a)- La distribution de  $Fe_T$  et de Mg est directement ou indirectement contrôlée par les concentrations d'un ou plusieurs autres éléments dans l'un des deux minéraux; cette éventualité dans le cas des paires homblendes-orthopyroxènes peut être testée si l'on raisonne rigoureusement sur l'occupation des sites octaédriques de l'amphibole. Ces sites renferment en effet, en plus de Mg,  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$ , une certaine quantité de Ti (et Al) qui pourrait déplacer les points du diagramme des concentrations,

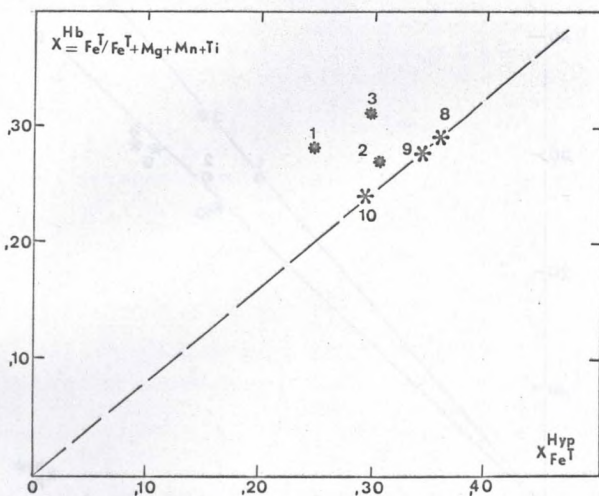


Fig. 45 - Comparaisons entre les concentrations  $X_{Fe}^{Hb}$  dans les orthopyroxènes et les concentrations en cations octaédriques  $X_{Fe}^{Hyp}$  dans les sites  $M^1$ ,  $M^2$  et  $M^3$  des homblendes.

La vérification de cette hypothèse, bien qu'incomplète puisque  $Al^{VI}$  et Ti n'ont pas été systématiquement dosés dans les paires de homblende-orthopyroxène, montre que les variations dans la répartition relative des points de la figure 45 comparée au diagramme sont faibles; la corrélation linéaire entre les points (8, 9, 10, 2) est toujours respectée et le nouveau  $K_{Fe}$  entre homblende et orthopyroxène prend la forme :

$$\boxed{X_{Fe}^{Hb} \approx 1,25 \cdot X_{Fe}^{Hyp}}$$

Dans le même esprit d'analyse on pourrait s'attendre à ce que les variations précédentes puissent rendre compte du fait que la quantité de  $Fe^{3+}$  des hornblendes est contrôlée en partie par le jeu des substitutions autre que  $Mg - Fe$  par exemple  $(Na + K)^A - (Fe^{3+} + Al)^{VI}$ ; dans cette hypothèse, le caractère incomplet de nos analyses ne permet pas à l'heure actuelle de vérifier la validité de ce genre de corrélations.

- b)- Les minéraux analysés contiennent des inclusions ferromagnésiennes qui contaminent les données chimiques; cette éventualité peut jouer un rôle non négligeable malgré le soin pris lors de la séparation des minéraux. Purifiées aux alentours de 99 %  $\pm$  0,5 %, nos amphiboles peuvent en particulier renfermer des petites inclusions de magnétite et de pyroxènes à l'origine d'une contamination. Nous ne pensons pas toutefois qu'une quantité d'impuretés estimées au maximum à 1 % puisse être à l'origine de la dispersion aussi grande des points 1 et 3 du diagramme.
- c)- Il y a déséquilibre entre certaines paires d'orthopyroxène-hornblende; dans ce cas les évidences texturales ne laissent guère supposer une éventualité de ce type car les échantillons 1 et 3 ne diffèrent pratiquement pas à ce point de vue, des échantillons 8, 9, 10 et 2 apparemment en équilibre ou proche de cet état.

La dispersion des points 1 et 3 est donc problématique mais il n'est pas exclu que ces deux associations puissent en fin de compte traduire des conditions physiques différentes de 8, 9, 10, 2. L'originalité de toutes ces paires de minéraux réside en effet dans la coexistence d'une phase hydroxylée contenant du  $Fe^{3+}$  et d'une phase dépourvue de OH et de  $Fe^{3+}$ ; il s'ensuit de ce fait, que la genèse de ces minéraux doit être contrôlée par la présence d'une quantité variable de fluides vraisemblablement riches en  $H_2O$ , mais contenant aussi du  $CO_2$  et  $O_2$ . Cet aspect de la question encore inabordable dans la littérature rejoint le problème classique posé par les associations du faciès Granulite s.l. au sujet duquel de nombreux auteurs s'accordent à reconnaître le caractère si ce n'est "anhydre" du moins "déficient en fluides".

### 3-c)- Associations à hornblende-clinopyroxène.

Les associations à hornblende-clinopyroxène sont très fréquentes dans la Zone C où elles se répartissent dans des roches basiques ortho- et paradérivées; dans cette courte étude nous avons limité nos investigations à six paires de hornblende-diopside réparties comme suit :

- paires (1), (2), (3) : dans des gneiss orthopyroxéniques à plagioclase-bronzite-diopside-hornblende brune - m. opaques- (forstérite),
- paires (6), (7), (8) : dans des orthoamphibolites litées ou massives à plagioclase-hornblende-diopside - m. opaques.

L'étude de la distribution de  $Fe_T$  et Mg dans ces paires de minéraux montre que les individus issus de paragneiss orthopyroxéniques sont caractérisés par un rapport  $Fe_T/Fe_T + Mg$  moins élevé que dans les couplets hornblende-diopside provenant des orthoamphibolites; ce phénomène s'exprime par la dispersion différente des points 10, 15, 16 et (6, 7, 8) dans le diagramme 46 et pourrait servir semble-t-il de critère discriminatoire entre metabasites ortho- et paradérivées.

La première conclusion que l'on pourrait tirer de ces deux observations laisserait supposer que les coefficients  $K_{Fe} = 1,15$  et  $0,90$  traduisent des conditions de P, T différentes dans les paragenèses (1, 3) et (2, 8, 9, 10); cette hypothèse nous paraît en fait peu vraisemblable car l'association (2) est du même type que (1) et (3) et, d'autre part, les échantillonnages de (1), (3) et (10) proviennent du même gisement.

Dans de telles circonstances, R. Kretz (1960) a invoqué l'influence de trois autres paramètres :

- a)- La distribution de  $Fe_T$  et de Mg est directement ou indirectement contrôlée par les concentrations d'un ou plusieurs autres éléments dans l'un des deux minéraux; cette éventualité dans le cas des paires homblendes-orthopyroxènes peut être testée si l'on raisonne rigoureusement sur l'occupation des sites octaédriques de l'amphibole. Ces sites renferment en effet, en plus de Mg,  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$ , une certaine quantité de Ti (et Al) qui pourrait déplacer les points du diagramme des concentrations.

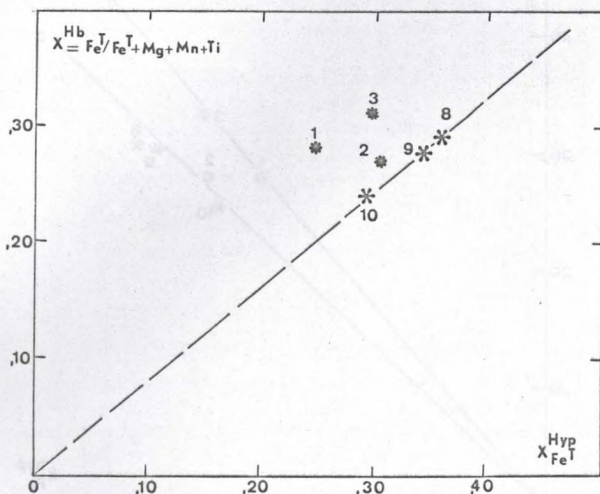


Fig. 45 - Comparaisons entre les concentrations  $X_{Fe}^{Hb}$  dans les orthopyroxènes et les concentrations en cations octaédriques dans les sites  $M^1$ ,  $M^2$  et  $M^3$  des homblendes.

La vérification de cette hypothèse, bien qu'incomplète puisque  $Al^{VI}$  et Ti n'ont pas été systématiquement dosés dans les paires de homblende-orthopyroxène, montre que les variations dans la répartition relative des points de la figure 45 comparée au diagramme sont faibles; la corrélation linéaire entre les points (8, 9, 10, 2) est toujours respectée et le nouveau  $K_{Fe}$  entre homblende et orthopyroxène prend la forme :

$$X_{Fe}^{Hb} \approx 1,25 \cdot X_{Fe}^{Hyp}$$

Dans le même esprit d'analyse on pourrait s'attendre à ce que les variations précédentes puissent rendre compte du fait que la quantité de  $Fe^{3+}$  des hornblendes est contrôlée en partie par le jeu des substitutions autre que  $Mg - Fe$  par exemple  $(Na + K)^A - (Fe^{3+} + Al)^{VI}$ ; dans cette hypothèse, le caractère incomplet de nos analyses ne permet pas à l'heure actuelle de vérifier la validité de ce genre de corrélations.

- b)- Les minéraux analysés contiennent des inclusions ferromagnésiennes qui contaminent les données chimiques; cette éventualité peut jouer un rôle non négligeable malgré le soin pris lors de la séparation des minéraux. Purifiées aux alentours de 99 %  $\pm$  0,5 %, nos amphiboles peuvent en particulier renfermer des petites inclusions de magnétite et de pyroxènes à l'origine d'une contamination. Nous ne pensons pas toutefois qu'une quantité d'impuretés estimées au maximum à 1 % puisse être à l'origine de la dispersion aussi grande des points 1 et 3 du diagramme.
- c)- Il y a déséquilibre entre certaines paires d'orthopyroxène-hornblende; dans ce cas les évidences texturales ne laissent guère supposer une éventualité de ce type car les échantillons 1 et 3 ne diffèrent pratiquement pas à ce point de vue, des échantillons 8, 9, 10 et 2 apparemment en équilibre ou proche de cet état.

La dispersion des points 1 et 3 est donc problématique mais il n'est pas exclu que ces deux associations puissent en fin de compte traduire des conditions physiques différentes de 8, 9, 10, 2. L'originalité de toutes ces paires de minéraux réside en effet dans la coexistence d'une phase hydroxylée contenant du  $Fe^{3+}$  et d'une phase dépourvue de OH et de  $Fe^{3+}$ ; il s'ensuit de ce fait, que la genèse de ces minéraux doit être contrôlée par la présence d'une quantité variable de fluides vraisemblablement riches en  $H_2O$ , mais contenant aussi du  $CO_2$  et  $O_2$ . Cet aspect de la question encore inabordé dans la littérature rejoint le problème classique posé par les associations du faciès Granulite s.l. au sujet duquel de nombreux auteurs s'accordent à reconnaître le caractère si ce n'est "anhydre" du moins "déficientaire en fluides".

### 3-c)- Associations à hornblende-clinopyroxène.

Les associations à hornblende-clinopyroxène sont très fréquentes dans la Zone C où elles se répartissent dans des roches basiques ortho- et paradrivées; dans cette courte étude nous avons limité nos investigations à six paires de hornblende-diopside réparties comme suit :

- paires (1), (2), (3) : dans des gneiss orthopyroxéniques à plagioclase-bronzite-diopside - hornblende brune - m. opaques- (forstérite).
- paires (6), (7), (8) : dans des orthoamphibolites litées ou massives à plagioclase-hornblende-diopside - m. opaques.

L'étude de la distribution de  $Fe_T$  et Mg dans ces paires de minéraux montre que les individus issus de paragneiss orthopyroxéniques sont caractérisés par un rapport  $Fe_T/Fe_T + Mg$  moins élevé que dans les couplets hornblende-diopside provenant des orthoamphibolites; ce phénomène s'exprime par la dispersion différente des points 10, 15, 16 et (6, 7, 8) dans le diagramme 46 et pourrait servir semble-t-il de critère discriminatoire entre metabasites ortho- et paradrivées.

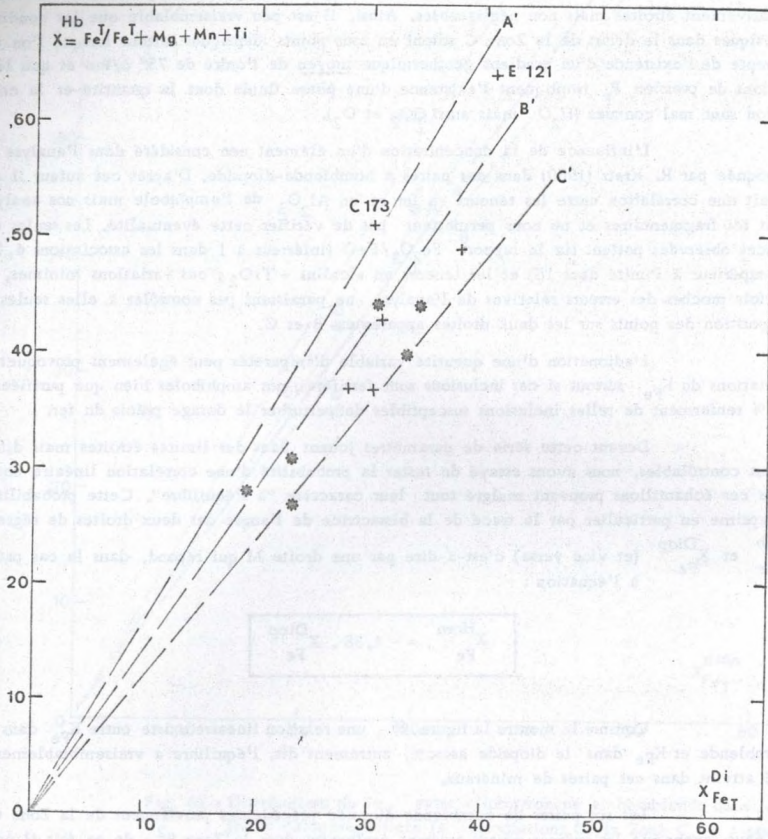


Fig. 47 - Comparaisons entre les concentrations  $X_{FeT}$  dans les clinopyroxènes et les concentrations en cations octaédriques dans les sites  $M^1$ ,  $M^2$ ,  $M^3$  des hornblendes (x : associations de la Zone C ; + : associations de la Zone B<sup>2</sup>).

$$\ln K_{\text{Fe-Mg}}^{\text{Horn-diop}} = - \frac{(\Delta G)_T^P}{RT} \neq - \frac{(\Delta H)_T^\circ}{RT} + \frac{(\Delta S)_T^\circ}{R} - \frac{P(\Delta V)}{RT}$$

appliquée à l'équilibre schématique :



se heurte malheureusement à l'absence totale de données expérimentales sur les valeurs des  $\Delta H$ ,  $\Delta S$  et  $V$ .

Une seconde interprétation du parallélisme des  $K_{\text{Fe}}$  entre hornblende et diopside des zones B<sup>2</sup> et C consisterait à admettre que l'équilibre entre ces deux minéraux dans la Zone C reflète des conditions tardi-métamorphiques (les conditions catazonales étant redevenues celles de la mésozone profonde). Cette hypothèse rejoint la notion de "plurifacial métamorphisme" défendue ces dernières années par divers auteurs dont H.J. Zwart (1967) et permettrait, dans une certaine mesure, d'expliquer l'anomalie apparente que constituent les assemblages à hornblende-orthopyroxène du faciès Granulite à hornblende.

Dans cette discussion nous avons volontairement omis de parler du cas particulier de la paire C.173 issue de la Zone B<sup>2</sup>. Cette analyse s'écarte nettement de la droite M et parmi les paramètres qui peuvent être à l'origine de ce phénomène nous avons testé celui qui met en cause les éléments hexacoordinés autre que Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> et Mg, c'est-à-dire en particulier Mn et Ti. Dans les clinopyroxènes diopsidiques des roches métamorphiques calcomagnésiennes, Mn et Ti sont généralement faiblement concentrés (cf. Deer et al., 1963, p. 47); ces cations et bien que non dosés ces cations sont peu susceptibles de provoquer des variations importantes dans la valeur de  $X_{\text{Fe}}^T$  du clinopyroxène. Le même raisonnement ne peut pas être appliqué dans le cas des amphiboles où Mn et Ti peuvent présenter des variations parfois importantes. De ce fait nous avons recalculé la valeur du paramètre des concentrations :

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Horn}} = \text{Fe}_T / \text{Fe}_T + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti} \quad \text{et comparé ce dernier à } X_{\text{Fe}}^{\text{Diop}} = \text{Fe}^T / \text{Fe}^T + \text{Mg};$$

comme le montre la figure 47, on constate que la nouvelle distribution des points du diagramme

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Diop}} = K \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Horn}} \quad \text{est sensiblement analogue à celle du diagramme 46, sauf toutefois en}$$

ce qui concerne la paire E.121 qui se place à proximité de C.173. Après vérification, il ressort que ces deux paires d'analyses sont issues de metabasites rubanées où alternent des niveaux centimétriques plagioclase-diopsidiques et plagioclase-hornblendiques ; cette remarque signifierait que l'écart constaté par rapport à la droite M doit être corrélé avec le caractère "hors équilibre" des paires C.173 et E.121 car dans ces deux roches l'amphibole et le clinopyroxène sont issues de microsystemes chimiques différents où le fer comme le magnésium se répartissent différemment.

#### 4° - Conclusions sur la signification pétrogénétique de $K_{\text{Fe}}$

Dans la perspective limitée que nous nous étions proposée, il ressort de cette étude que la distribution du fer dans les paires (A-B) à orthopyroxène-clinopyroxène, orthopyroxène-hornblende et clinopyroxène-hornblende, obéit à une corrélation du type  $X_{\text{Fe}}^A = K \cdot X_{\text{Fe}}^B$ . Dans un domaine où P et T sont supposés à peu près constants, la pente de l'équilibre précédente (c'est-à-dire  $K_{\text{Fe}}^{A-B}$ ) est approximativement constante mais elle change en valeur absolue selon les paires minérales étudiées. (cf. figure ci-dessus)

Associations \ Coefficients de partage	$K_{Fe}$
orthopyroxène - clinopyroxène	0,75
orthopyroxène - hornblende	à 1,15 0,80
hornblende - clinopyroxène - Zone C	- 1,38
hornblende - clinopyroxène - Zone B <sup>2</sup>	- 1,38

En nous réservant ultérieurement la place pour une discussion plus approfondie de ces résultats, il est permis d'affirmer dès maintenant que les associations précédentes constituent des assemblages minéralogiques très proches de l'équilibre chimique, autrement dit, que les associations du type hornblende-orthopyroxène sont stables et vraisemblablement issues d'un seul et même métamorphisme régional.

L'étude de la répartition de Fe-Mg dans les associations à amphibole-ortho- ou clinopyroxène montre qu'il existe des variations qui masquent partiellement la corrélation idéale de  $K_{Fe}^{A-B}$  avec T (et P). Ces variations peuvent avoir des origines très diverses ; si l'on admet que la hornblende est une solution idéale, sa cristalchimie complexe ainsi que sa composition dépendent alors étroitement des conditions de  $P_T$  et T ainsi que de  $f_O$  et  $f_{H_2O}$ . Ces deux dernières variables, et en particulier la fugacité de l'oxygène ( $f_O$ ) contrôlent l'état d'oxydation du fer et jouent directement sur le coefficient de partage  $K_{Fe}$  entre ferromagnésiens.

Le fait que  $H_2O$  et O puissent varier n'implique pas nécessairement que nous ayons affaire à des roches polymétamorphiques mais montre en accord avec ce qui a été dit plus haut, que les conditions du métamorphisme dans la Zone C, sont susceptibles de varier d'un niveau à l'autre.

##### 5°/- Origine des orthopyroxènes dans les paragneiss catazonaux d'Aracena.

Le problème de l'origine des orthopyroxènes des paragneiss pyriclasiques doit être discuté sur la base des données suivantes :

- a)- Le matériel originel est essentiellement paradérivé (série sédimentaire constituée d'une variété de grauwackes plus ou moins quartzzeuses, calcareuses, feldspathiques, etc...)
- b)- Par comparaison avec les niveaux de la zone B<sup>2</sup>, certains gneiss orthopyroxéniques représentent les stades très transformés d'une série de gneiss et de quartzites feldspathiques à cummingtonite; ces roches sont interstratifiées dans l'horizon carbonaté situé à la base de la série de La Corte, c'est-à-dire dans la formation structurellement raccordable avec celle où affleurent les gneiss orthopyroxéniques.

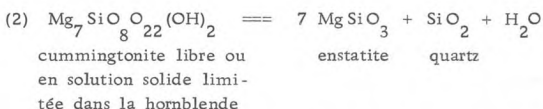
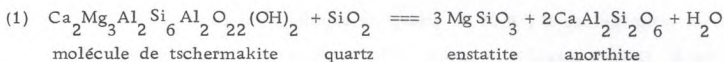
D'autre part, comme cela sera montré plus loin (chapitre de la minéralogie comparée) nous savons :

- c)- que les orthopyroxènes issus des paragneiss pyriclasiques sont surtout des bronzites et rarement des ferrohpersthènes,

- d)- que les clinopyroxènes associés sont des augites diopsidiques,
- e)- que les hornblendes brun-verdâtre associées à ces minéraux présentent de façon caractéristique des faibles teneurs en tschermakite par comparaison avec les clin amphiboles calciques de la Zone B<sup>2</sup>.
- f)- que les plagioclases sont des labradors ou des bytownites.
- g)- que la forstérite, (lorsqu'elle est présente) est pratiquement toujours localisée dans les niveaux pyroxéniques où elle est toujours blindée par l'orthopyroxène et rarement l'amphibole.
- h)- que le quartz est rare et souvent absent.

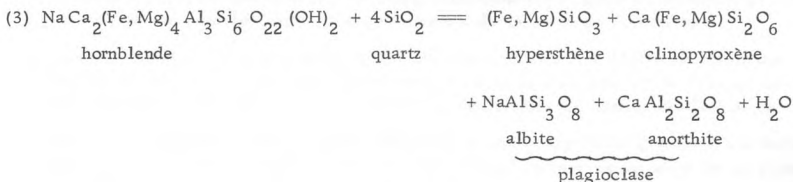
Ces diverses données nous conduisent à admettre trois origines simultanées de l'orthopyroxène dans ces roches.

Tout d'abord l'appartenance à une série basique paradérivée suggère que la molécule d'enstatite contenue au sein des bronzites proviendrait de la destruction de hornblendes tschermakitiques ou de cummingtonite selon les réactions (1) et (2) fonctionnant de la gauche vers la droite :



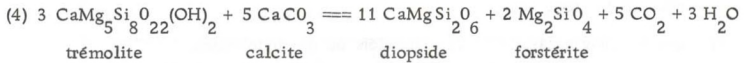
La libération de quartz dans la réaction (2) favoriserait la destruction de la molécule de tschermakite contenue dans la hornblende. L'appauvrissement en SiO<sub>2</sub> et l'enrichissement en anorthite des plagioclases est alors en accord avec les observations faites dans les paragenèses des gneiss orthopyroxéniques ; d'autre part la restitution locale de cummingtonite par rétrogenèse pourrait signifier que la réaction (2) est réversible et joue en retour, de la droite vers la gauche, quand P<sub>F</sub> et T varient ou que les roches recouvrent les conditions de la Zone B<sup>2</sup>. Dans cette hypothèse, le développement de ferrohypersthène serait favorisé dans les niveaux ferrifères, par la destruction des molécules de Fe - tschermakite et d'amphiboles grüneritiques.

La présence, extrêmement fréquente, d'augite diopsidique à côté de la bronzite est classiquement expliquée par la réaction (3) (Binns, 1964) :



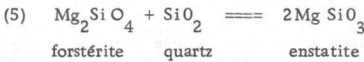
Cette réaction présentée ainsi sous un aspect très général n'est toutefois pas pleinement satisfaisante car elle paraît surtout jouer dans les roches basiques orthodérivées. Nous préférons expliquer l'origine du clinopyroxène à partir d'équations propres aux metabasites paradé-

vées. Ainsi la réaction :



qui s'est produite au début de la Zone B<sup>2</sup>, a donné des assemblages pouvant expliquer la forstérite protogène (relique) de certaines paragenèses et l'abondance relative de clinopyroxène.

La libération de SiO<sub>2</sub> à la suite de la réaction (2) déstabiliserait presque spontanément l'olivine qui donnerait un orthopyroxène suivant la réaction :



DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME PROGRESSIF DES SIERRAS D'ARACENA

Chapitre III

Les roches silico-alumineuses

Nous avons regroupé dans ce chapitre divers matériaux d'origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire acide qui se distribuent dans les trois grandes séquences suivantes :

- séquence quartzitique (% quartz  $\geq$  70 % du mode)
- séquence quartzo-feldspathique (% quartz  $\geq$  30 % ; % de feldspaths alcalins  $\geq$  50 %)
- séquence pélitique (% quartz  $\leq$  30 % ; micas et silicates d' $Al_2O_3$   $\geq$  50 %)

A/- SEQUENCE QUARTZITIQUE IMPURE.

Les roches de cette séquence ont une répartition très large au sein des séries de la région d'Aracena. Du point de vue minéralogique, on trouve à côté du quartz ( 70 % du mode), divers silicates , oxydes et carbonates qui diversifient par leur présence la monotonie de cette séquence.

Le développement de ces minéraux montre que nous avons affaire à des sédiments quartzitiques impurs dont certains ont une position bien déterminée dans l'échelle litho-stratigraphique exposée au Chapitre I :

- quartzites à silicates calciques (amphiboles, clinopyroxènes, grenats, épidotes) et carbonates (base de la série de La Corte ; à divers niveaux de la série de Almonaster)
- quartzites micacés = grès à ciment argilo-chloriteux (niveaux à répétition rythmique dans la série de El Cubito ; niveaux lenticulaires dans la série de La Corte et de Jabugo ; niveaux à alternance flyschoidé dans la partie supérieure de la série de Fuente de Oro et de Umbria),
- quartzites graphiteux = grès carbonés, lydiennes et méta-ampélites gréseuses; ces roches se trouvent localisées au sommet de la série de El Cubito; à la base de la série de La Corte; dans la série de La Umbria et dans les équivalents très métamorphiques de ces niveaux (S. de Almonaster et de Fuente de Oro),

L'étude du métamorphisme progressif de ces diverses roches est quelque peu décevante du fait de l'absence de minéraux index. L'inventaire paragenétique établi dans les trois principales zones se résume comme suit :

A. 1- ZONE A DE L'ACTINOTE.

- (1) quartz  $\pm$  chlorite  $\pm$  albite
- (2) quartz  $\pm$  chlorite  $\pm$  muscovite  $\pm$  albite
- (3) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  albite
- (4) quartz  $\pm$  épidote  $\pm$  muscovite
- (5) quartz  $\pm$  épidote  $\pm$  albite
- (6) quartz  $\pm$  chlorite  $\pm$  albite
- (7) quartz  $\pm$  chlorite  $\pm$  épidote
- (8) quartz  $\pm$  actinote  $\pm$  sphène
- (9) quartz  $\pm$  chlorite  $\pm$  épidote  $\pm$  actinote
- (10) quartz  $\pm$  chlorite  $\pm$  épidote  $\pm$  actinote  $\pm$  albite
- (11) quartz  $\pm$  albite en damier (ex. orthose)  $\pm$  séricite
- (12) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  chlorite  $\pm$  biotite  $\pm$  m. opaques
- (13) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  biotite  $\pm$  m. opaques
- (14) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  andalousite - chlorite
- (15) quartz  $\pm$  graphite  $\pm$  leucoxène  $\pm$  séricite

Les paragenèses (9), (10), (11), (12), (13), (14), sont surtout localisées dans la partie "profonde" de la Zone A et dans la sous-zone B<sup>1</sup> (à hornblende vert-bleuté-actinote).

A. 2- ZONE B<sup>1-2</sup> A HORNBLÉNDÉ VERT-BLEUÉ A VERTE.

On retrouve les paragenèses (9), (10), (11), (12), (13), et (14) ainsi que les associations :

- (15) quartz  $\pm$  biotite
- (16) quartz  $\pm$  biotite  $\pm$  grenat  $\pm$  chlorite  $\pm$  muscovite
- (17) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  calcite
- (18) quartz  $\pm$  biotite  $\pm$  muscovite  $\pm$  allanite
- (19) quartz - biotite - muscovite - tourmaline
- (20) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  épidote
- (21) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  microcline  $\pm$  albite
- (22) quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  microcline  $\pm$  albite  $\pm$  actinote
- (23) quartz  $\pm$  actinote  $\pm$  épidote  $\pm$  albite
- (24) quartz  $\pm$  cummingtonite
- (25) quartz  $\pm$  cummingtonite  $\pm$  hornblende
- (26) quartz  $\pm$  cummingtonite  $\pm$  biotite  $\pm$  microcline  $\pm$  m. opaques
- (27) quartz  $\pm$  plagioclase  $\pm$  microcline  $\pm$  grenat  $\pm$  muscovite
- (28) quartz  $\pm$  plagioclase  $\pm$  microcline  $\pm$  diopside
- (29) quartz  $\pm$  plagioclase  $\pm$  diopside
- (30) quartz  $\pm$  plagioclase  $\pm$  diopside  $\pm$  actinote
- (31) quartz  $\pm$  plagioclase  $\pm$  diopside  $\pm$  épidote
- (32) quartz  $\pm$  épidote  $\pm$  sphène

- (33) quartz † hématite † microcline
- (34) quartz † hématite † biotite † chlorite
- (35) quartz † hématite † cordiérite † muscovite † tourmaline
- (36) quartz † biotite † muscovite † andalousite † tourmaline

A. 3- ZONE C A HORNBLENDE VERT-BRUNATRE A BRUNE.

La plupart des paragenèses précédentes, subsistent dans la zone "profonde" sauf celles qui renferment de la muscovite. Ce minéral tend en effet à disparaître ou à se présenter sous l'aspect de métablastes poecilithiques tardifs et isotropiquement distribués dans la roche. Nous avons relevé les associations suivantes :

- (37) quartz † plagioclase † microcline
- (38) quartz † biotite † cordiérite † grenat
- (39) quartz † plagioclase † biotite † cordiérite
- (40) quartz † cordiérite † andalousite † grenat
- (41) quartz - hématite
- (42) quartz † cordiérite † andalousite † biotite † graphite.
- (43) quartz † graphite † grenat † cordiérite
- (44) quartz † graphite † grenat † biotite
- (45) quartz † biotite † microcline † sillimanite -(andalousite)- (muscovite)
- (46) quartz † cummingtonite
- (47) quartz † plagioclase † hornblende brune
- (48) quartz † plagioclase † diopside

B/- SEQUENCE QUARTZO-FELDSPATHIQUE,

Les roches de cette séquence sont surtout localisées dans la série de Jabugo, de La Corte I et les équivalents très métamorphiques de ces deux formations (séries de Fuente de Oro - à la base - et d'Almonaster). Dans les zones A et B<sup>1-2</sup> le matériel original est représenté par une gamme très variée de porphyroïdes. Dans la partie profonde de la zone B et dans la zone C, ces roches ont complètement recristallisé et se transforment en gneiss leptyniques et en leptynites, (c'est-à-dire des matériaux orthodérivés essentiellement quartzo-feldspathiques). Dans ces roches, l'inventaire paragenétique est relativement simple mais dans la zone A, on se heurte toutefois à la difficulté de différencier pleinement les minéraux hérités des phases néoformées.

- PARAGENESES.

B. 1- ZONE A.

Les principales associations se résument comme suit :

- | r/<br>motar | structure       |   |                      |  |
|-------------|-----------------|---|----------------------|--|
| (1)         | quartz - albite | - | muscovite            |  |
| (2)         | quartz - albite | - | muscovite - chlorite |  |
| (3)         | quartz - albite | - | muscovite - calcite  |  |

Dans ces trois paragenèses les cristaux de quartz d'origine rhyolitique, sont toujours reconnaissables par leur habitus globulaire et la présence de golfes de corrosion (cf. Photo, A Pl. IV ). Les feldspaths potassiques protérogènes sont séricitisés et albitisés (perthites en "damier" caractéristiques). Les plagioclases hérités sont écrasés et recristallisent dans des petites plages felsitiques en donnant une albite limpide.

B. 2 - ZONE B<sup>1-2</sup>.

- (1) quartz - albite - microcline - muscovite
- (2) quartz - albite - microcline - muscovite - chlorite
- (3) quartz - albite - microcline - muscovite - épidote
- (4) quartz - albite - microcline - muscovite - actinote
- (5) quartz - albite - microcline - muscovite - grenat
- (6) quartz - albite - muscovite - épidote - microcline - (chlorite)
- (7) quartz - plagioclase - microcline  $\pm$  muscovite
- (8) quartz - plagioclase - microcline  $\pm$  muscovite  $\pm$  biotite

Les associations (1) à (6) caractérisent des métaporphyroïdes où les fantômes des éléments hérités sont encore reconnaissables.

Les associations (7) et (8) se trouvent fréquemment dans des leptynites; la mésostase de ces dernières est constituée de cristaux de quartz et de feldspaths alcalins équi-granulaires et de petite taille qui englobent des "yeux" de quartz et de feldspath potassique albitisé. Par leur texture extrêmement fine nous pensons que ces roches représentent d'anciens tufs rhyolitiques ou même des rhyolites très métamorphisés.

B. 3- ZONE C.

Les associations ne diffèrent pratiquement pas des paragenèses de la Zone B<sup>1-2</sup>. Les roches quartzo-feldspathiques constituent des gneiss leptyniques ou des leptynites massives de teinte blanche à rosée. Les assemblages minéralogiques sont réduits à trois ou quatre phases principales :

- (9) quartz - orthose (ou microcline perthitique)
- (10) quartz - plagioclase antiperthitique - orthose perthitique  $\pm$  biotite
- (11) quartz - orthose perthitique - biotite.

Dans ces roches, le feldspath potassique est une orthose ou un microcline "minimum" blastique fréquemment perthitique, 'et pseudomorphosé par un plagioclase secondaire An 12-15. Les plagioclases de la matrice (An 12-15) sont parfois envahis par des petites taches de microcline "quadrillé".

C/- SEQUENCE PELITIQUE.

L'évolution pétrogénétique des roches de cette séquence est extrêmement intéressante à suivre car les minéraux auxquels elles donnent naissance lors du métamorphisme progressif, ont des domaines de stabilité expérimentalement bien connus. Malheureusement en ce qui concerne la bande d'Aracena, nous n'avons pu que regretter le manque d'affleurements de niveaux pélitiques à la base de la zone A, et dans la partie supérieure de B. En effet, les trois-quart des matériaux plongés dans ces zones sont constitués de roches basiques ortho- ou paradérivées ou par des niveaux quartzo-feldspathiques; de ce fait, il existe des haüts géants lorsque l'on veut tracer certains isogrades ou délimiter l'aire de stabilité de certaines associations critiques.

C. 1- PARAGENESES.

L'inventaire paragénetique établi sur environ 250 plaques minces, nous a permis de mettre en évidence les associations minérales suivantes :

C. 1. 1- Zone A

- (1) quartz - muscovite
- (2) quartz - muscovite - chlorite  $\pm$  albite
- (3) quartz - muscovite - chlorite - épidote  $\pm$  albite
- (4) quartz - muscovite - épidote  $\pm$  albite
- (5) quartz - muscovite - biotite - chlorite  $\pm$  albite
- (6) quartz - muscovite - biotite - chlorite - épidote
- (7) quartz - chlorite - leucoxène  $\pm$  albite
- (8) quartz - chlorite - épidote  $\pm$  albite
- (9) quartz - chlorite - muscovite - chloritoïde
- (10) quartz - muscovite - chlorite - chloritoïde - andalousite
- (11) quartz - muscovite - biotite - chlorite - calcite.

C. 1. 2- Zone B<sup>1</sup> transitionnelle ente A et B<sup>2</sup>

- (13) quartz - muscovite
- (14) quartz - muscovite - chlorite
- (15) quartz - muscovite - albite - chlorite
- (16) quartz - muscovite - épidote
- (17) quartz - muscovite - albite - tourmaline
- (18) quartz - muscovite - microcline
- (19) quartz - muscovite - microcline - albite
- (20) quartz - muscovite - plagioclase - microcline - épidote
- (21) quartz - muscovite - calcite - chlorite
- (22) quartz - muscovite - biotite - chlorite - épidote - calcite - microcline
- (23) quartz - muscovite - biotite - tourmaline
- (24) quartz - muscovite - biotite - plagioclase - tourmaline
- (25) quartz - muscovite - biotite - plagioclase - microcline - tourmaline
- (26) quartz - muscovite - biotite - plagioclase - épidote
- (27) quartz - biotite - plagioclase - tourmaline
- (28) quartz - muscovite - grenat - plagioclase - tourmaline

- (29) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - grenat - tourmaline
- (30) quartz - biotite - muscovite - grenat
- (31) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - andalousite
- (32) quartz - plagioclase - hornblende - épidote - muscovite
- (33) quartz - plagioclase - actinote - épidote - biotite
- (34) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - calcite - épidote.

C. 1. 3- Zone B<sup>2</sup>

a)- Associations à micas

- (35) quartz - plagioclase - muscovite - chlorite
- (36) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - tourmaline
- (37) quartz - plagioclase - microcline - biotite † tourmaline
- (38) quartz - microcline - biotite - muscovite
- (39) quartz - plagioclase - biotite - tourmaline
- (40) quartz - plagioclase - biotite - muscovite † tourmaline

b)- Associations à grenat

- (41) quartz - plagioclase - biotite - grenat
- (42) quartz - plagioclase - microcline - biotite - grenat
- (43) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - grenat † tourmaline
- (44) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - grenat

c)- Associations à Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>

- (45) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - andalousite
- (46) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - andalousite - grenat
- (47) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - andalousite - grenat - spinelle
- (48) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - andalousite - sillimanite
- (49) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - sillimanite
- (50) quartz - microcline - biotite - sillimanite.

d)- Associations à cordiérite

- (51) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite
- (52) quartz - plagioclase - microcline - biotite - cordiérite
- (53) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - cordiérite
- (54) quartz - microcline - biotite - muscovite - sillimanite - cordiérite
- (55) quartz - plagioclase - microcline - biotite - muscovite - sillimanite - cordiérite
- (56) quartz - plagioclase - microcline - biotite - sillimanite - cordiérite

e)- Associations à silicates calciques

- (57) quartz - plagioclase - biotite - diopside - épidote
- (58) quartz - plagioclase - microcline - biotite - hornblende - épidote
- (59) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - hornblende
- (60) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - grenat - hornblende
- (61) quartz - plagioclase - muscovite - allanite
- (62) quartz - plagioclase - épidote - chlorite

f)- Associations à gédrite-quartz

- (63) quartz - plagioclase - orthose (ou microcline) - biotite - muscovite - gédrite

C. 1.4- Zone C.

a)- Associations à micas seuls.

- (64) quartz - orthose (ou microcline) - biotite  
(65) quartz - orthose (ou microcline) - biotite - muscovite  
(66) quartz - plagioclase - orthose (ou microcline) - biotite  
(67) quartz - plagioclase - biotite - muscovite

b)- Association à  $Al_2SiO_5$

- (68) quartz - orthose (ou microcline) - biotite - sillimanite  
(69) quartz - plagioclase - orthose (ou microcline) - biotite - sillimanite

c)- Associations à grenat

- (70) quartz - orthose (ou microcline) - plagioclase - biotite - grenat  
(71) quartz - orthose (ou microcline) - plagioclase - biotite - muscovite - grenat

d)- Associations à cordiérite

- (72) quartz - plagioclase - microcline - biotite - cordiérite sil. <sup>(1)</sup> ou pas. (muscovite)  
(73) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite sil.  
(74) quartz - plagioclase - cordiérite sil. - biotite - muscovite  
(75) quartz - plagioclase - biotite - muscovite - cordiérite sil. - spinelle - corindon

e)- Associations à  $Al_2SiO_5$  - cordiérite

- (76) quartz - cordiérite - andalousite - biotite - hématite  
(77) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite sil. - andalousite  
(78) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite - sillimanite - (muscovite)  
(79) quartz - plagioclase - orthose (ou microcline) - cordiérite - sillimanite  
(80) quartz - plagioclase - orthose (ou microcline) - biotite - muscovite  
(81) cordiérite - sillimanite  
(82) quartz - orthose (ou microcline) - biotite - muscovite - cordiérite - sillimanite

f)- Associations à grenat - cordiérite

- (83) quartz - plagioclase - biotite - grenat - cordiérite sil. - (muscovite)  
(84) quartz - plagioclase - biotite - grenat - cordiérite - spinelle - (muscovite)  
(85) quartz - biotite - cordiérite - grenat - corindon  
(86) quartz - **graphite** - cordiérite - grenat

g)- Associations à grenat - cordiérite -  $Al_2SiO_5$  ("kinzigite")

- (87) quartz - biotite - cordiérite - sillimanite - grenat  
(88) quartz - grenat - cordiérite - andalousite - sillimanite  
(89) quartz - cordiérite - grenat - andalousite  
(90) quartz - biotite - cordiérite sil. - andalousite - grenat - **graphite**

---

(1) inclusions héli citiques de sillimanite dans la cordiérite.

- (91) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite sil. - andalousite - grenat  
(92) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite sil. - andalousite - grenat - spinelle -

h)- Associations à hypersthène

- (93) quartz - orthose - plagioclase - biotite - hypersthène - (gédrite)- m. opaques  
(94) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite - hypersthène - (gédrite)- m. opaques  
(95) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite - hypersthène - m. opaques.

C. 2- HABITUS DES PHASES CRITIQUES PRINCIPALES.

C. 2. 1- Chloritoïde.

Ce minéral est très rare. Il caractérise dans la partie supérieure de la Zone A, une bande étroite de schistes argileux verts à lie-de-vin stratigraphiquement situés au sommet de la série (gothlandienne ?) de El Cubito. Au microscope, le chloritoïde se présente sous l'aspect de petites tablettes généralement riches en inclusions isotropes parfois distribuées sous la forme d'un sablier (cf. Photo APL. XII). L'étude des relations entre la schistosité  $S^1$  et la blastèse de ce minéral montre que certains individus ont commencé à cristalliser dans un stade antérieur à  $S^1$ ; les minéraux sont alors localisés au centre d'une amande quartzreuse étirée dans la schistosité et sont pris en sandwich par une muscovite ou une chlorite à développement homoaxial. Dans la majorité des cas, le chloritoïde est toutefois syncinématique; il constitue des métablastes squelettiques plus petits que les individus pré- $S^1$  et dispose ses faces (001) en à plat dans la schistosité  $S^1$ .

C. 2. 2- Andalousite.

Dans la Zone A, les niveaux à chloritoïde renferment des petits prismes d'andalousite dont l'axe C est parallèle à la schistosité  $S^1$ ; dans ces roches le polymorphe de  $Al_2O_5Si_2$  se développe préférentiellement dans les petits lits quartzeux plutôt que dans les niveaux à phyllosilicates. Au fur et à mesure que l'on pénètre vers la Zone B<sup>2</sup>, l'andalousite tend à se présenter sous l'aspect de cristaux poecilithiques sub-automorphes à développement statique par rapport à  $S^1$  mais antérieur à  $S^2$ . Ces cristaux englobent fréquemment des inclusions hélicitiques isotropes ou quartzo-micacées (cf. photo APL. XIV) disposées, soit dans le prolongement de la structure planaire définie par les micas ( $S^1$ ), soit suivant des microplis qui représenteraient (?) l'ancienne stratification déformée du sédiment original.

Dans la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup> et à la limite B<sup>2</sup>-C, l'andalousite peut constituer des individus subautomorphes, faiblement poeciloblastiques et souvent oblique sur la foliation mésoscopique ( $S^1$ ). Dans les roches alumineuses de la Zone C, ce minéral forme des prismes trapus fréquemment associés à des cristaux de cordiérite (cf. photo B, PIXIV). Toujours dans cette zone, lorsque l'andalousite est associée à de la sillimanite il s'agit le plus souvent de sillimanites incluses dans les cordiérites ou se développant (rarement) à l'extérieur des andalousites sous l'aspect de minutes très fines. Dans une seule plaque mince nous avons pu observer de façon très évidente (cf. photo Pi. XII) que la sillimanite incluse dans les cordiérites provenait de la transformation d'andalousite. Dans la partie profonde de B<sup>2</sup> et dans C, l'andalousite, comme la cordiérite, est partiellement ou

totalement pseudomorphosée en donnant des amas polycristallins de micas blancs à vert pâle (pinnite s.l.); la disposition d'inclusions opaques au sein des anciens cristaux d'andalousite permet d'identifier dans ces pseudomorphoses les contours de l'ancien cristal,

### C. 2. 3- Sillimanite.

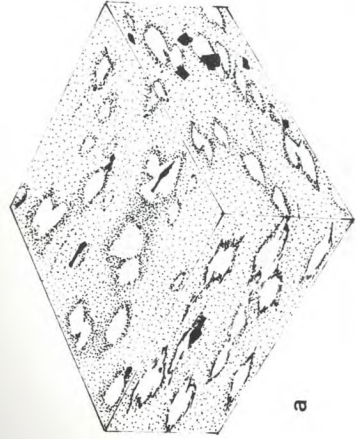
Dans la majorité des cas, ce minéral est représenté sous l'aspect de paquets ovoïdes de fibrolite. Ces paquets, parfois cernés de biotite, peuvent avoir dans la Zone C une taille dépassant le centimètre, conférant à la roche un aspect glanduleux tout à fait caractéristique (cf. Fig. 48),

Dans la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup> et surtout dans la Zone C, l'examen microscopique de la répartition des aiguilles de sillimanite montre que ce minéral se localise au sein de la plupart des autres constituants de la roche :

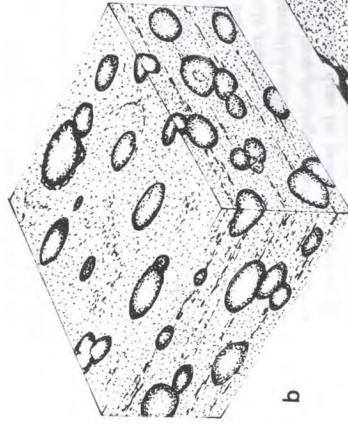
- dans le quartz et les plagioclases : les paquets de fibrolite très homogènes vers le centre, s'effilochent sur leur bordure où les aiguilles de sillimanite sont alors incluses dans certaines plages de quartz et de plagioclase (cf. Photo G, Pl. XIV).
- dans la biotite : la fibrolite est souvent localisée dans les niveaux biotitiques où elle paraît antérieure au mica noir qui l'englobe isotropiquement. La destruction du mica en sillimanite n'est jamais des plus évidente sauf dans de rares niveaux où le silicate d' $Al_2O_3$  prend un prisme et se développe aux extrémités et sur les faces (001) de biotites décolorées ou vert-pâle (cf. photo E, Pl. XII).
- dans la muscovite : la fibrolite présente avec le mica blanc deux types de relations. Dans le premier type (le plus fréquemment observé) la sillimanite constitue des petites traînées parallèles à  $S^1$ ; celles-ci sont englobées dans de larges blastes de muscovite obliques sur la schistosité et généralement cantonnés dans les passées biotitiques. Dans le second type, la sillimanite forme avec des plages de quartz et un minéral globulaire d'indice  $< 1,54$  (orthose ?), des petits amas qui se développent au cœur ou sur la bordure de cristaux de muscovites corrodés. Ce deuxième habitus suggère vivement que la sillimanite est postérieure au mica blanc et provient de la réaction classique  $quartz + muscovite = orthose + sillimanite + H_2O$ .
- dans la cordiérite : dans certains niveaux gneissiques de la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup>, la fibrolite constitue des petits amas englobés par des cristaux poecilithiques de cordiérite. Dans la Zone C, la sillimanite appartient par contre à deux générations différentes :
  - la première est représentée par de petites aiguilles de fibrolite s.l. incluses au cœur des cristaux automorphes de cordiérite; ces aiguilles dessinent les figures sigmoïdes (cf. photo ) et proviennent, comme nous l'avons signalé plus haut, de la destruction de cristaux d'andalousite et de biotite.
  - la seconde génération, parfois observée avec la première, consiste en des petits grains de sillimanite prismatique qui moulent étroitement les cordiérites sillimateuses (cf. photo F, Pl. XIV) sans paraître se substituer à celles-ci.

En dehors de ces divers habitus, une attention particulière doit être portée sur certains niveaux de gneiss alumineux où la sillimanite constitue de façon caractéristique des nodules de 0,5 à 4 cm de long.

Fig. 4E; Principaux faciès des gneiss à nodules de sillimanite



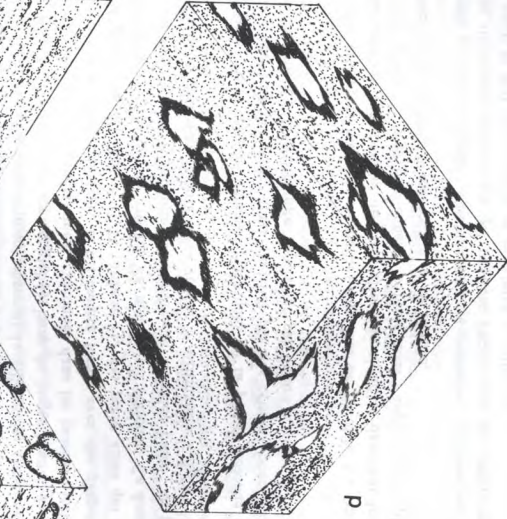
a



b



c



d

Ces niveaux ont une position relativement constante dans l'échelle lithostratigraphique. Situés à la limite des Zones B<sup>2</sup> et C et à la base de la série de Fuente de Oro, ils forment des petits lits de 0,20 cm à 0,50 cm d'épaisseur qui alternent avec des passées de quartzites micacées et des gneiss à grain fins plus ou moins migmatiques.

Comme cela est illustré par la Figure 48, les faciès à nodules de sillimanite se présentent sous quatre types différents :

- Type a - La sillimanite (fibrolite) forme des amandes à bords diffus frangés d'une auréole de petits micas noirs; ces amandes sont parfois associées à de petits grains tabulaires de tourmaline alors que le fond de la roche est généralement dépourvu de ce constituant.

Au point de vue structural, le grand axe des nodules de sillimanite dessine une linéation grossièrement parallèle à l'axe  $b$  des microplis de la région.

On remarque d'autre part, que les nodules sont aplatis dans la foliation régionale et qu'ils ont tendance à se disposer dans une famille de plans obliques sur cette foliation (ex. stratification ?).

- Type b - Les nodules de sillimanite forment ici des noyaux à bords francs et sont couronnés d'une fine enveloppe très biotitique. Bien que ces noyaux disposent leur grand axe dans une direction déterminée ( $b$  ?), ils ne semblent pas se répartir dans des plans comparables au cas précédent et se développent anarchiquement dans la roche après la surimposition de la foliation (dessinée dans la matrice par des traînées allongées de biotite,).
- Type c - Dans ce faciès, les nodules sont très diffus et fortement aplatis dans la foliation de la roche. Certains de ces nodules constituent des lentilles plus ou moins effilochées de plusieurs centimètres de long et il n'y a pas d'autre part, de couronne biotitique.
- Type d - Les nodules de sillimanite constituent des yeux volumineux (jusqu'à 4 cm de long) frangés par une couronne noire de petites lamelles de biotite. Les faces (001) de ces dernières ainsi d'ailleurs que le plan d'aplatissement des nodules, se parallélisent à une surface (foliation) plus ou moins plissotée et fracturée. La matrice est un gneiss migmatique envahi par des filonnets et des taches quartzo-feldspathiques à bords diffus.

Une parenthèse peut être brièvement faite au sujet de la genèse des gneiss à nodules de sillimanite. Ce type de roche a en effet suscité beaucoup de curiosité et comme l'a récemment rapporté J. Losert (1968)(\*) une quinzaine d'hypothèses ont été formulées sur ce problème.

Compte tenu des observations précédentes, nous pensons que les divers faciès de gneiss à nodules de sillimanite d'Aracena peuvent avoir deux origines différentes, c'est-à-dire :

---

(\*) - Losert, Jiri (1968). - On the genesis of nodular sillimanite rocks. XXIII<sup>o</sup> Cong. Geol. Int. Prague, Vol. 4, p. 109-122.

Fig. 49 - Divers habitus des cordiérites, des orthopyroxènes et des biotites dans la zone C ("charnockites" et granodiorites gneissiques à cordiérite).

- A : Cordiérite sillimaniteuse englobant un grenat almandin et des biotites arrondies (x 30).
- B : Cordiérite sillimaniteuse et grenats almandins à développement autonome (x 30).
- C : Cordiérite avec inclusions sigmoïdes de sillimanite (x 30).
- D : Cordiérite avec inclusions orientées de biotite.

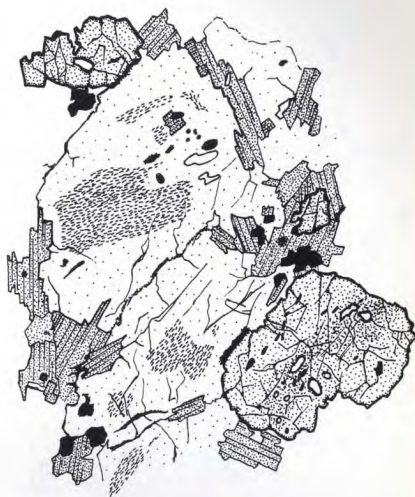
- Page suivante -

- A : Métablaste de cordiérite avec reliques d'orthopyroxène et de biotite I (x 30).
- B-D : "schlieren" à cordiérite - hypersthène - biotite - graphite (x 30).
- C : Métablaste d'hypersthène englobant des cristaux de cordiérite ; l'orthopyroxène se transforme tardivement en une orthoamphibole (x 30).

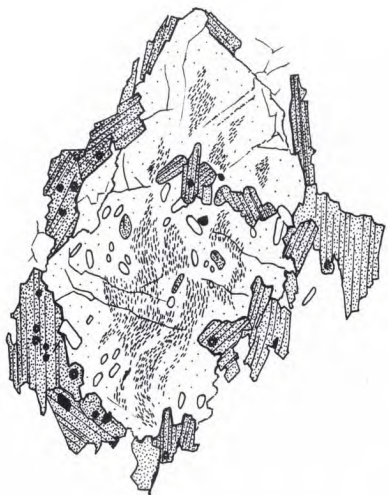
A



B



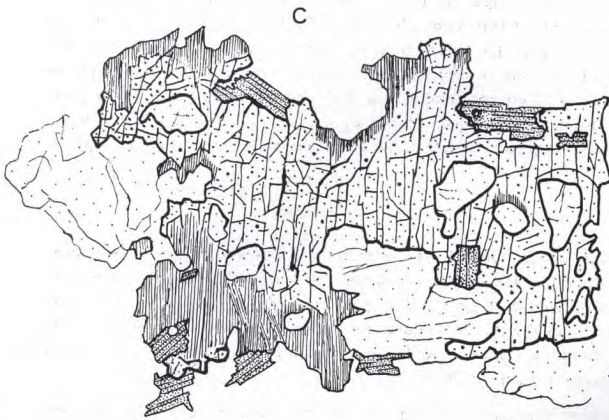
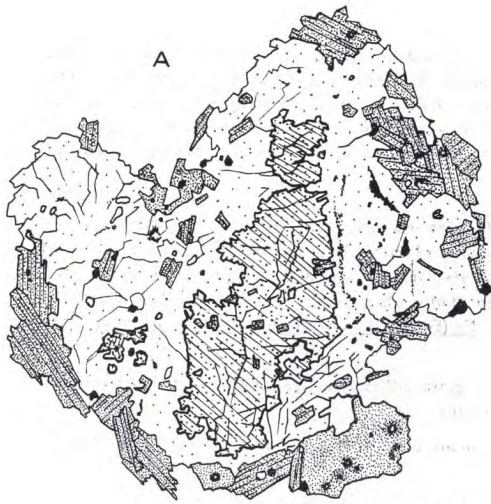
C



D







- 1)- Boudinage de petits lits sédimentaires de quartzites riches en  $Al_2O_3$ .
- 2)- Désalcalinisation des feldspaths et ferromagnésiens et formation d'un "reliquat" de quartz-sillimanite.

La première hypothèse paraît devoir s'appliquer au type c, décrit plus haut. En effet, et contrairement aux types précédents, les lentilles à sillimanite ne sont pas exclusivement constituées par l'association fibrolite + quartz, mais par la paragenèse fibrolite + quartz + plagioclase + biotite + muscovite (corrodée) + feldspath potassique. Cette composition correspond à d'anciens niveaux argilo-gréseux d'origine anté-tectonique puisque ces derniers sont étirés et boudinés dans la foliation.

La seconde hypothèse (désalcalinisation) telle qu'elle a été proposée par J. Losert (op. cit.) nous paraît la plus satisfaisante si l'on considère maintenant les types a, b et d. Dans ces trois types, les nodules sont constitués par du quartz et de la fibrolite et sont d'autre part toujours frangés d'une auréole riche en biotite. On peut donc admettre que leur formation puisse provenir d'une déperle locale en K, Na (Fe, Mg et Ca) des feldspaths et des micas, ce qui pourrait expliquer :

- la composition "anormale" des nodules de quartz-sillimanite (les cations Si et Al des feldspaths et micas préexistants sont restés in-situ).
- la présence d'une couronne biotitique, témoin d'un transfert (centimétrique) de matière (K, Fe, Mg, provenant du nodule).

Le fait, d'autre part, que les nodules de sillimanite soient parfois le lieu de la blastèse de tourmaline montre que les fluides ont pu jouer un rôle dans ce processus de désalcalinisation.

Comme cela a été souligné par divers auteurs, la formation des nodules par différenciation s'est produite dans une période tardi-cinématique et tardi-migmatique. Cette observation est tout à fait compatible avec les évidences texturales des faciès a, b et d. Les deux derniers types montrent en particulier que la croissance des nodules (mimétique d'un ancien niveau sédimentaire dans le faciès a ?) est postérieure à la schistosité (foliation) des gneiss ainsi qu'aux filonnets granitiques d'origine migmatique. (faciès d). Le fait que les amas de quartz-sillimanite puissent être ellipsoïdaux prouve toutefois que le milieu était encore sous un régime de contraintes orientées.

#### C. 2.4- Cordiérite.

Dans la Zone B<sup>2</sup>, la cordiérite se présente sous l'aspect de métablastes poecilithiques; ces cristaux disposent leur axe c dans S<sup>1</sup> et sont fréquemment pinnitisés et peu ou pas mâclés (cf. photo B, Pl. V). Dans la Zone C, ainsi que dans certains niveaux qui font transition entre les Zones B<sup>2</sup> et C, la cordiérite est toujours de tendance automorphe à sub-automorphe; elle se présente sous la forme de cristaux ovoïdes ou globulaires localement groupés en petits lits cimentés par du quartz (cf. photo D, Pl. IV).

Dans les gneiss alumineux, la cordiérite est très fréquemment polysynthétique-ment mâclée. (cf. photo A, XV); elle est souvent concentrée dans des petits lits et présente de façon caractéristique des inclusions non orientées et sphéroïdales de plagioclase, de zircon à halo pléochroïque violacé et, surtout de biotite, de magnétite titanifère et de graphite. Dans un seul échantillon (cf. Fig. 49) la cordiérite peut englober totalement l'orthopyroxène; il s'agit là d'une exception et le cas contraire est largement le plus courant.

Dans les roches à silicates d'alumine et grenat, les cordiérites sont toujours sub-automorphes et exceptionnellement mâclées. Elles sont fréquemment transformées en muscovite - chlorite (pinnite) et montrent très souvent des inclusions parfois sigmoïdes de sillimanite. Dans certains "lits" hyperalumineux les cordiérites (40 % à 70 % du mode) renferment, en plus des aiguilles de sillimanite, des petits cristaux xénomorphes de spinelle brun-rosé (issu de la destruction de biotite), de kornéropine jaune pâle, de corindon et, très rarement, de grenat almandin.

#### C. 2. 5- Grenat.

Dans la partie profonde de la Zone A, ainsi que dans la Zone B<sup>1</sup>, les grenats (pyralspites riches en Mn) sont généralement sphériques et de petite taille. Leur développement paraît concomitant de la schistosité de flux alors que dans les Zones B<sup>2</sup> et C, les grenats (enrichis en Fe<sup>2+</sup>) forment :

- a) - soit des blastes poecilithiques (allongés dans S<sup>1</sup>) riches en inclusions de quartz ;
- b) - soit des cristaux sub-automorphes au coeur parfois riche en inclusions isotropes (cf. photo D, Pl XIII) délimitant les faces d'un dodécaèdre.

Dans certains gneiss alumineux, des gouttelettes de quartz et des petites biotites arrondies constituent, vers le centre du grenat, une guirlande sphérique ou hélicoïdale prouvant que le minéral a subi une rotation pendant les premiers stades de sa croissance (cf. photo E, XIII). L'altération des grenats est provoquée par la surimposition d'un clivage de fracture tardif (S<sup>2</sup>); ce dernier favorise dans le réseau de fractures qu'il occasionne, le développement secondaire de chlorites et de minéraux opaques.

#### C. 2. 6- Gédrite s. l.

La gédrite, très rare, se cantonne dans des petits niveaux de quartzites noirs et de gneiss alumineux foncés; dans la région de El Huron (au SW de Cortegana) ces roches se retrouvent sous la forme d'enclaves au sein d'une granodiorite gneissique d'affinité "charnockitique". Dans ces divers matériaux l'orthoamphibole se présente sous l'aspect de plages sub-automorphes associées à des petits amas de biotite brune; elle constitue parfois des aureoles pseudomorphiques qui frangent, dans les roches "charnockitiques" acides, certains cristaux d'hypersthène (cf. Figure 49).

#### C. 2. 7- Orthopyroxène.

L'orthopyroxène se développe au SW de Cortegana et à l'W de Almonaster dans les lits de gneiss cassonades; ces niveaux sont plus ou moins caractérisés et transformés sous l'aspect de lentilles stratoïdes de granodiorites "charnockitiques". Dans les parties les plus mobilisées, on note la présence de "schlieren" mélanocrates riches en hypersthène-biotite-cordiérite; dans ces niveaux particuliers le pyroxène sub-automorphe et poecilithique englobe (Photo - ) sur sa bordure des lamelles de biotite brun-rouge et des cristaux de quartz, de cordiérite et de plagioclase. Les hypersthènes s'altèrent fréquemment (comme les cordiérites) suivant les cassures et clivages en un hydromica brun-jaunâtre; ce produit secondaire tapisse également les feldspaths et donne à la roche une teinte cassonade typique des faciès "malgachitiques" (Orliac, 1957). Dans certains échantillons l'orthopyroxène se transforme homoaxialement et à partir de sa bordure, en une gédrite analogue à celle qui caractérise les gneiss orthoamphiboliques; cette pseudomorphose est généralement antérieure au remplacement tardif de l'orthopyroxène en petites plages palmées

- PLANCHE XII -

Habitus des minéraux

—

Photo A - Chloritoïde avec "mâcle" en sablier (Zone A) (L.N.)

Photo B - Corindon dans un niveau de gneiss migmatique de la Zone C (L.N.)

Photo C - Grenat corrodé en sillimanite au contact d'un cristal de cordiérite (réaction rétrograde grenat + cordiérite --- sillimanite (+ minéraux opaques + quartz) (L.N.)

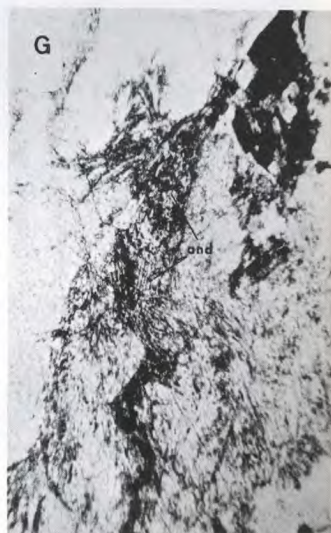
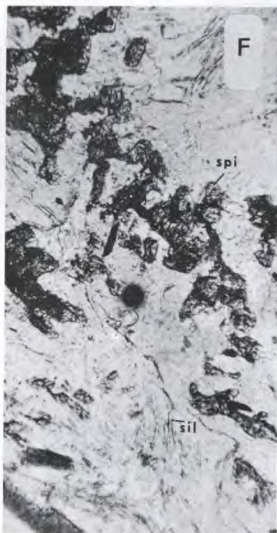
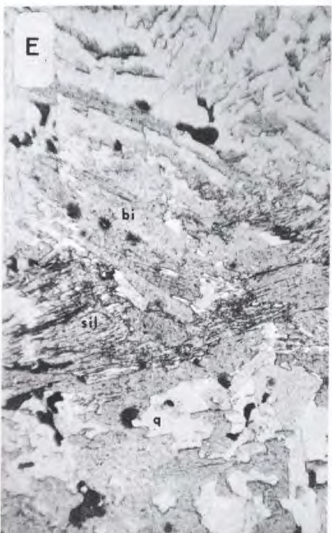
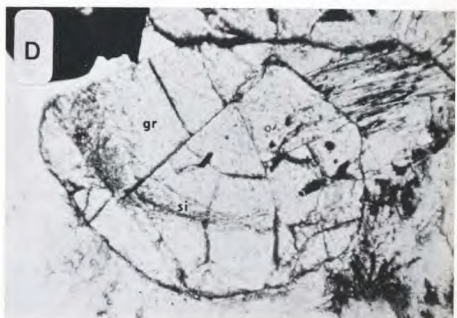
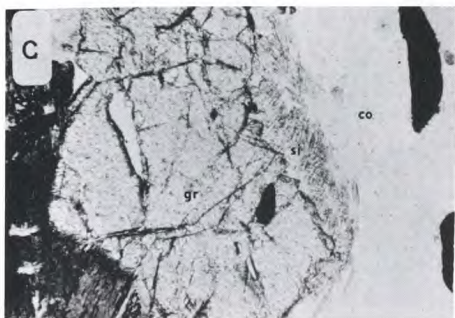
Photo D - Inclusions hélicitiques de sillimanite dans un grenat (réaction divariante : biotite + sillimanite + quartz  $\rightleftharpoons$  grenat almandin + orthose + H<sub>2</sub>O), (L.N.)

Photo E - Transformation prograde : biotite  $\rightleftharpoons$  sillimanite + magnéto-ilménite + orthose + H<sub>2</sub>O (L.N.)

Photo F - Transformation prograde : biotite + quartz  $\rightleftharpoons$  sillimanite + cordiérite + spinelle (+ orthose + H<sub>2</sub>O) (L.N.).

Photo G - Transformation d'andalousite en sillimanite; ces deux minéraux sont inclus dans un métablaste de cordiérite. (L.N.).

—

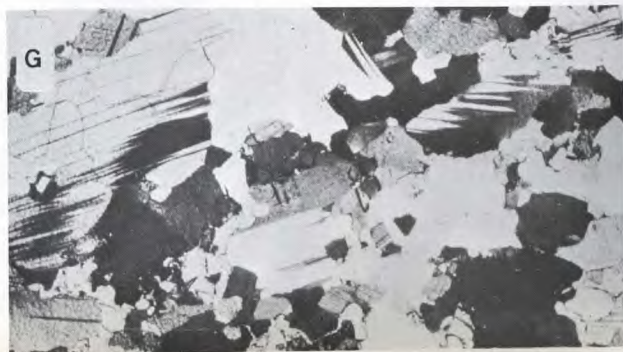
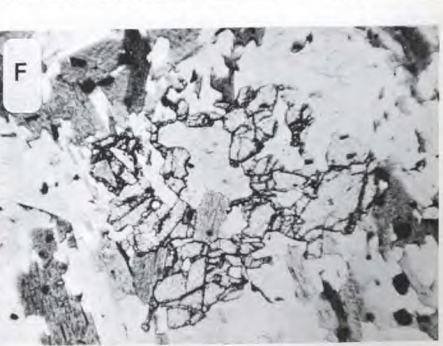
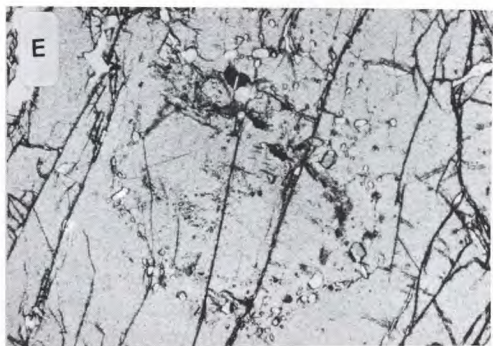
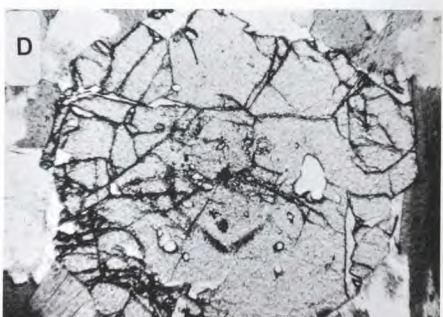
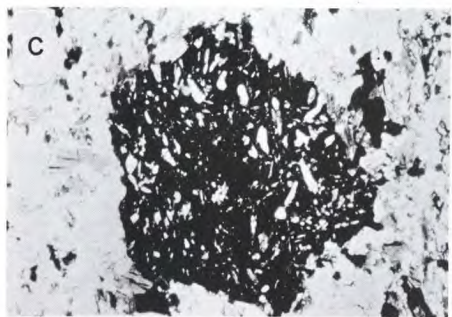
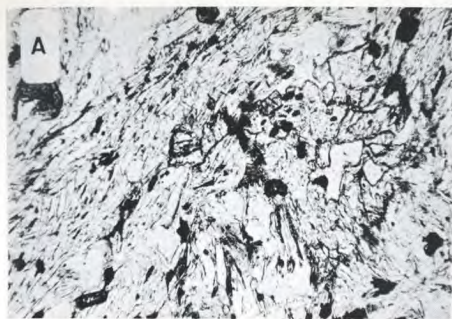


- PLANCHE XIII -

Habitus des minéraux

---

- Photo A - Métablaste poecilitique d'andalouosite dans un micaschiste à deux micas et tourmaline (en haut à gauche) (Zone B<sup>2</sup>) (L. N. ) x 30
- Photos B et C - Métablaste subautomorphe de grenat grossulaire riche en inclusions de cumingtonite (Zone B<sup>2</sup>) (L. N. ) x 40
- Photo D - Inclusions de graphite mimétiques des faces d'un dodécaèdre dans un métablaste de grenat almandin (Zone C) (L. N. ) x 30
- Photo E - Inclusions hélicitiques et hélicoïdales de quartz et de biotite dans un métablaste syncinématique de grenat almandin (Zone C) (L. N. ) x 30
- Photo F - Grenat almandin "en atoll" (gneiss migmatique de la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup>) (L. N. ) x 30
- Photo G - Mâcles mécaniques polysynthétiques et fusiformes (protoclase) dans un paragneiss calcomagnésien (pyriclasite) de la Zone C (L. P. ) x 30
-

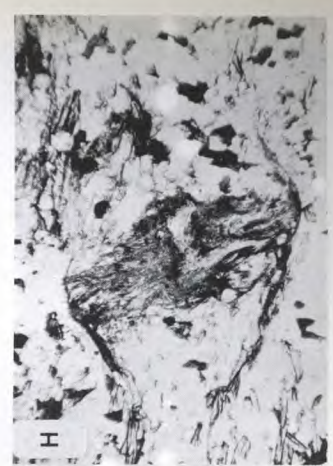
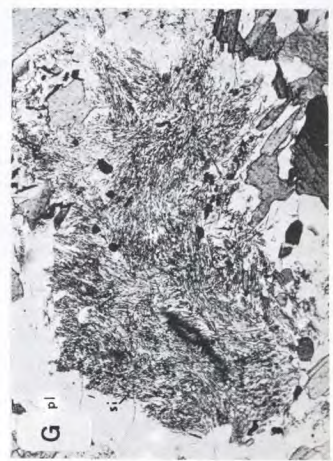
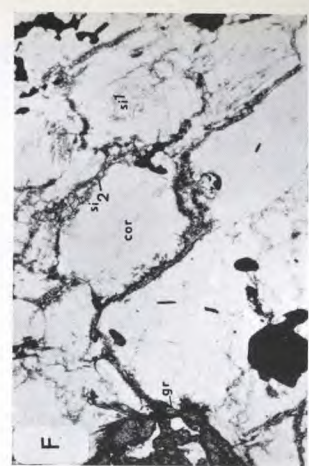
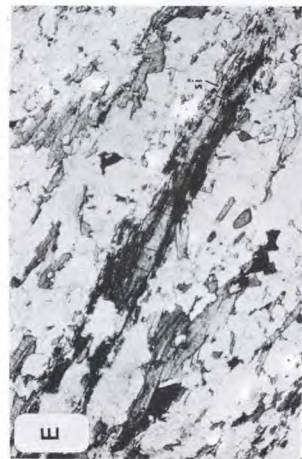
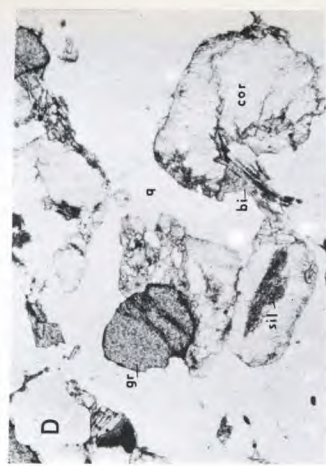
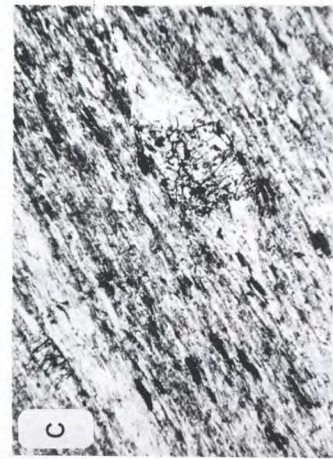
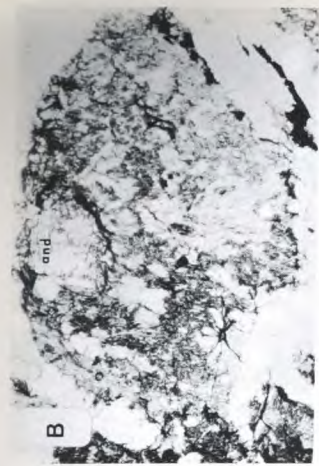


- PLANCHE XIV -

Habitus des minéraux,

---

- Photo A - Métablaste subautomorphe d'andalousite statique sur  $S^1$  (schistosité interne dessinée par des inclusions graphiteuses) et pivotant à la suite de la surimposition de la Phase II (Zone B<sup>1</sup>) (L. N. ) x 30
- Photo B - Métablaste de cordiérite fortement pinnitisé et englobant des grains d'andalousite (réaction  $\text{biotite} + \text{quartz} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 \rightleftharpoons \text{cordiérite} + (\text{orthose} + \text{H}_2\text{O})$ ) (L. N. ) x 30
- Photo C - Andalousite précinématique dans un schiste à chloritoïde (petites baguettes noires intra- $S^1$  ; début de la Zone A) (L. N. ) x 40
- Photo D - Métablaste de cordiérite sillimaniteuse et de grenat (réaction  $\text{biotite} + \text{quartz} \rightleftharpoons \text{cordiérite} + \text{almandin} + (\text{orthose} + \text{H}_2\text{O})$ ) (L. N. ) x 30
- Photo E - Baguettes flexueuses de sillimanite allongées dans  $S^1$  (L. N. ) x 40
- Photo F - Schlieren mélanosomique à cordiérite-sillimanite - grenat - magnétite. Il existe deux générations de sillimanite ; sillimanite  $S^1$  dans les cordiérites et sillimanite  $S^2$  qui cimente les métablastes de cordiérite (Zone C) (L. N. ) x 30
- Photo G - Paquet de fibrolite dans un monocristal de plagioclase : la sillimanite proviendrait d'une désalcalinisation du feldspath (Losert, 1968) (Zone B<sup>2</sup> ; partie profonde) (L. N. ) x 40
- Photo H - Fibrolite mimétique d'une ancienne andalousite précinématique (?) (Zone B<sup>2</sup> ; partie profonde) (L. N. ) x 40
-



- PLANCHE XV -

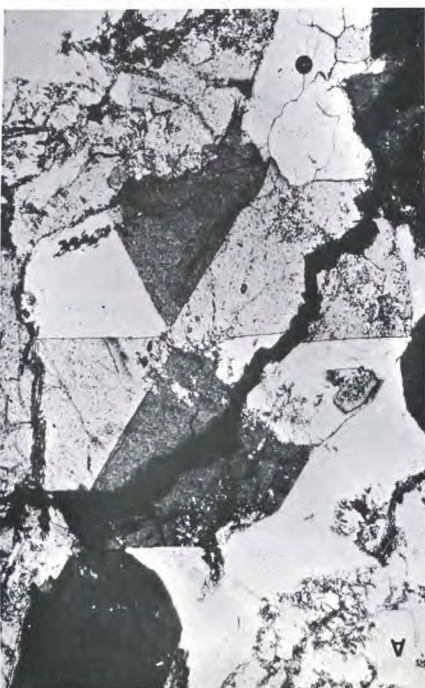
Habitus des minéraux

—

Photo A - Mâcles polycycliques dans un métablaste sub-automorphe de cordiérite ((grano)di-  
rite "charmoakitique" de la région de Acebuches - Zone C) (L. P.) x 70

Photos B-C-D - Biotites dactylitiques et figures symplectitiques entre biotite, quartz et hypersthène  
(réaction divariante  $\text{biotite} + \text{quartz} \rightleftharpoons \text{hypersthène} + (\text{orthose} + \text{H}_2\text{O})$ ) (L. N.) x 70

—





de talc. Il est important de souligner qu'il n'existe pas de preuves évidentes de déséquilibre entre la biotite, la cordiérite et l'hypersthène; seul l'habitus dactylitique (simplectitique) pris par le mica à la bordure de certains orthopyroxènes (Photo-PL XV) suggère l'existence d'une réaction en cours entre ces deux phases et du quartz.

### C.3- PETROGENESE

#### C.3.1- Généralités.

Les nombreuses associations minérales présentées par les niveaux silico-alumineux des Zones A, B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C peuvent être regroupées en une série de sous-faciès minéralogiques. Comme l'ont montré divers auteurs (Thompson, 1957 - Korzinskij, 1957), l'étude des roches pélitiques peut être ramenée à l'étude d'un système simple aux cinq constituants majeurs "déterminants" : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, K<sub>2</sub>O et H<sub>2</sub>O. (\*) Dans ce système H<sub>2</sub>O est considéré comme un constituant "entièrement mobile" (système ouvert à H<sub>2</sub>O) jouant de ce fait, par les variations de son potentiel chimique, sur l'équilibre des phases solides. Cette variable ajoutée à P<sub>L</sub> (pression moyenne) et T, réduit le système aux quatre constituants inerts déterminants : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO et K<sub>2</sub>O.

#### C.3.2- Diagrammes composition-paragenèse et sous-faciès AFMK.

Les associations à quartz (↑ plagioclase) des roches alumineuses peuvent être transposées dans une série de diagrammes tétraédriques AFMK (Fig. 50), puisque les phases typomorphiques (réactionnelles) contiennent les quatre "constituants inerts déterminants" Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO et K<sub>2</sub>O.

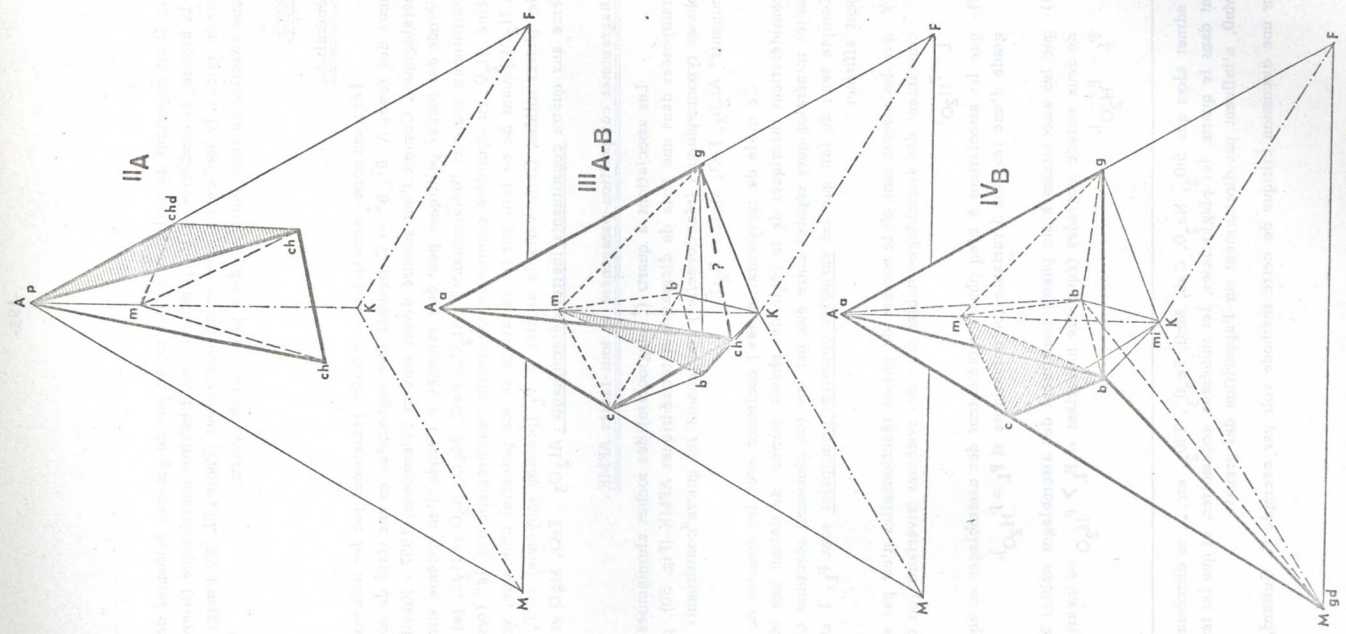
Ce mode de représentation (\*\*\*) confronté avec les données de terrain et les considérations théoriques de la règle des phases, permet de définir une série de sous-faciès minéralogiques séparés entre eux par une (ou plusieurs) réactions chimiques. Compte tenu du fait que les variables intrusives principales sont P<sub>L</sub>, T et H<sub>2</sub>O, on peut affirmer :

- 1)- que les associations où le nombre de phases réactionnelles n'est pas supérieur à 4 constituent des assemblages stables dans des systèmes trivariants (ou divariants si  $P_L = P_{H_2O}$ )
- 2)- que les associations à cinq phases représentent des assemblages en équilibre à l'isograde d'une réaction divariante (ou univariante si  $P_L = P_{H_2O}$ ).
- 3)- que les associations à six phases constituent des assemblages stables à l'intersection de deux surfaces isogradés (équilibre univariant si  $P_L > P_{H_2O}$  ou invariant si  $P_L = P_{H_2O}$ ).

---

(\*) - On admet alors que SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, etc... se distribuent respectivement dans le quartz, les plagioclases, les minéraux accessoires, et que les teneurs en CaO et MnO, n'influent pas directement sur l'apparition des grenats.

(\*\*) - Pour une discussion critique de cette méthode voir par exemple G. Guitard, 1965.



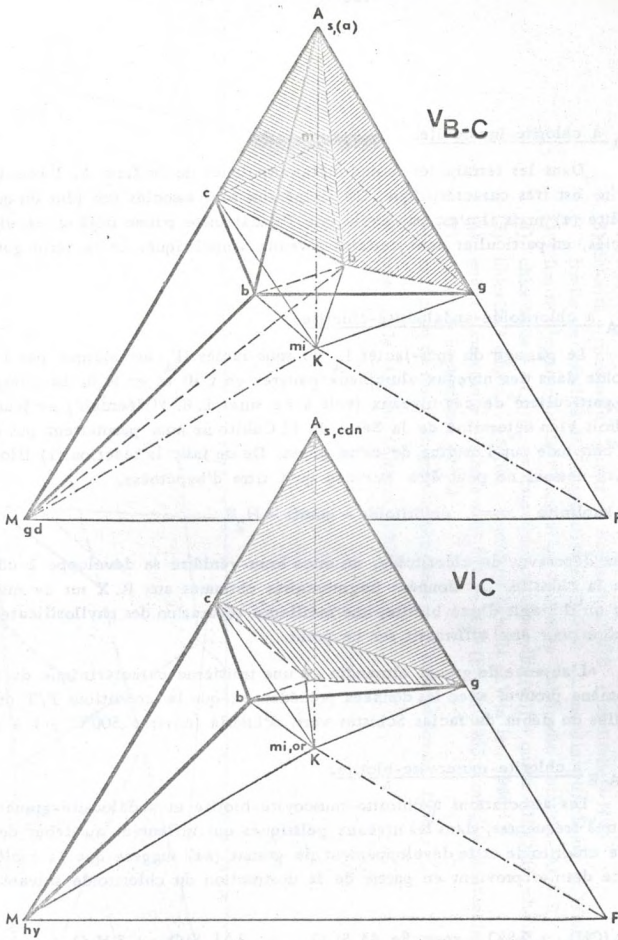


Fig. -50 - Sous-faciès AFMK dans les roches silico-alumineuses de la région d'Aracena.

- Sous-faciès I<sub>A</sub> à chlorite-muscovite.

Dans les terrain les moins métamorphiques de la Zone A, l'assemblage chlorite-muscovite est très caractéristique. Ces minéraux sont associés (en plus du quartz) à de la pyrophyllite (\*) mais il n'est pas exclu que l'andalousite puisse déjà se développer dans ce sous-faciès, en particulier dans certains niveaux ampélitiques de la série gothlandienne.

- Sous-faciès II<sub>A</sub> à chloritoïde-andalousite-chlorite.

Le passage du sous-faciès I<sub>A</sub> au sous-faciès II<sub>A</sub> est marqué par l'apparition de chloritoïde dans des niveaux alumineux pauvres en CaO et en K<sub>2</sub>O. La composition chimique assez particulière de ces niveaux (voir à ce sujet L. B. Halperdahl) et leur localisation à un endroit bien déterminé de la Série de El Cubito ne nous permettent pas de nous prononcer avec certitude sur l'origine de cette phase. De ce fait, la réaction (1) (Hoschek, 1967) invoquée ci-dessous ne peut être avancée qu'à titre d'hypothèse.

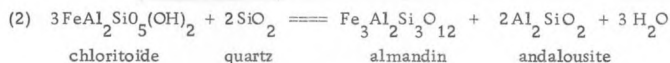


Dans les niveaux dépourvus de chloritoïde, un mica brun-verdâtre se développe à côté de la muscovite et de la chlorite. Les données fragmentaires obtenues aux R, X sur ce minéral, laissent supposer qu'il s'agit d'une biotite; une meilleure séparation des phyllosilicates serait toutefois nécessaire pour être affirmatif sur ce point.

L'absence de grenat almandin est une troisième caractéristique de ce sous-faciès; ce phénomène prouve, avec les données précédentes, que les conditions P/T du sous-faciès II<sub>A</sub> sont celles du début du faciès Schistes verts d'Escola (environ 500°C - 1 à 3 kb).

- Sous-faciès III<sub>A-B</sub> à chlorite-muscovite-biotite.

Les associations à chlorite-muscovite-biotite et andalousite-grenat-biotite-muscovite sont très fréquentes, dans les niveaux pélitiques qui affleurent au début de la Zone B<sup>1</sup>. L'absence de chloritoïde et le développement de grenat (\*\*\*) suggère que la molécule d'almandin de ce dernier provient en partie de la destruction du chloritoïde suivant la réaction :



D'après G. Guitard (1965), cette réaction (2) se ferait sous des conditions de P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> relativement faibles; ces conditions interdiraient la formation de staurotide, minéral qu'il n'a jamais été rencontré dans la région d'Aracena.

La cordiérite apparaît également dans ce sous-faciès mais elle se cantonne dans de rares niveaux dépourvus de grenat. Cette incompatibilité minéralogique prouverait l'existence de la réaction (3) (Hirschberg et Winkler, 1968),

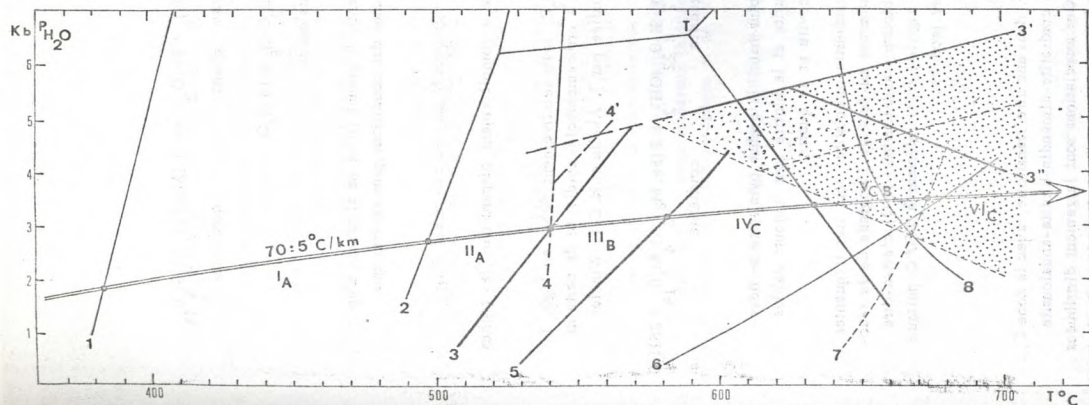
(\*) Reconnue suivant la raie (006) aux R-X

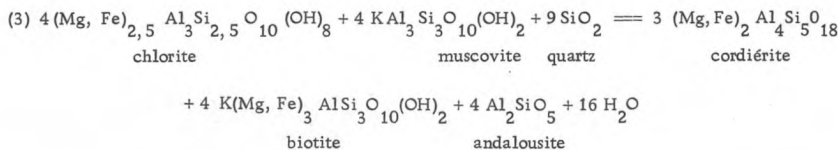
(\*\*) Les données optiques et diffractométriques montrent qu'il s'agit de pyralospite riche en spessartite (cf. Chapitre : Minéralogie comparée).

Fig. 51 - Diagramme P-H<sub>2</sub>O/T et domaines de stabilité des sous-faciès progrades AFMK dans les roches silico-alumineuses d'Aracena (degré géothermique moyen = 70°C ± 5°C/km)

- (1) kaolinite + quartz = pyrophyllite + H<sub>2</sub>O (Carr, 1963)
- (2) pyrophyllite = Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + quartz + H<sub>2</sub>O (Althaus, 1966)
- (3) chlorite + muscovite + quartz = biotite + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + cordiérite + H<sub>2</sub>O
- (3'') limite de stabilité de l'association cordiérite - almandin - biotite - Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>
- (3') limite d'apparition de l'association cordiérite - almandin - biotite - Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>
- (4) chloritoïde + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> = staurotide (ou almandin (4')) + quartz + H<sub>2</sub>O (Höschek, 1967)
- (5) chlorite + quartz = gédrite + cordiérite (Akella et Winkler, 1966)
- (6) quartz + muscovite = orthose + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O (Evans, 1965, corrigée par Winkler et al., 1967, p. 74)
- (7) gedrite = hypersthène + H<sub>2</sub>O
- (8) minimum de fusion du granite (Ab/An = ; Tuttle et Bowen, 1958)

T : point triple Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (Althaus, 1967).



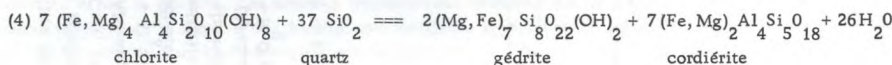


D'après les travaux des auteurs précédents, le grenat riche en almandin n'apparaîtrait qu'aux dépens d'un Fe-chlorite (Thuringite) et sous des conditions plus sévères que celles du sous-faciès III<sub>b</sub>.

- Sous-faciès IV<sub>B</sub> à biotite-cordiérite-muscovite.

Dans ce nouveau sous-faciès la chlorite a complètement disparu dans les roches pélitiques qui contiennent du quartz.

Dans les niveaux pauvres en K<sub>2</sub>O et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mais relativement riches en MgO, la chlorite réagit avec le quartz pour donner les associations à orthoamphibole-cordiérite de certains gneiss de la Zone B<sup>2</sup>; nous avons alors la réaction (4) étudiée par J. Akella et H. G. F. Winkler (1966) :



Pour les raisons qui ont été invoquées plus haut, le grenat pyralspite se développe dans les niveaux dépourvus de cordiérite. L'andalousite et la biotite sont toujours stables en présence de grenat (pyralspite, riche en Mn), de muscovite et de quartz.

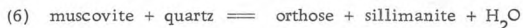
Les associations à andalousite-biotite-cordiérite-muscovite sont très fréquentes dans ce sous-faciès. Elles prouvent clairement que nous sommes au-delà de l'isograde de la réaction (3) (chlorite + muscovite + quartz = cordiérite + biotite + andalousite + H<sub>2</sub>O) c'est-à-dire dans un intervalle de température supérieur à 500°C (cf. Fig. 51) mais inférieur à 650°C puisque l'inversion andalousite = sillimanite ne s'est pas encore produite.

- Sous-faciès V<sub>B-C</sub><sup>1-2</sup> à cordiérite-almandin-biotite-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>.

Dans la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup>, dans une aire transitoire, avec la Zone C, les roches silico-alumineuses montrent des associations à cordiérite-almandin-biotite-andalousite et/ou sillimanite-muscovite et/ou feldspath potassique. Ces associations sont largement distribuées sur le terrain; elles renferment un nombre de phases supérieur à celui que nous dicte la règle de Gibbs et posent de ce fait, le problème de leur caractère "à l'équilibre".

Si l'on considère tout d'abord la coexistence des deux polymorphes de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, les évidences texturales montrent que l'andalousite se transforme localement en donnant des petites aiguilles de sillimanite; ce phénomène observé à l'intérieur des métablastes de cordiérite n'est toutefois pas systématique et l'on peut avoir coexistence des deux polymorphes sans preuves du remplacement de l'un par l'autre. D'après G. Guitard (1965) de telles relations prouveraient que nous sommes légèrement au-delà de la transformation andalousite --- sillimanite dans une zone où le "degré de dépassement" par rapport au point d'inversion serait relativement peu élevé. S'il en est ainsi, l'andalousite doit être considérée comme un minéral métastable, ce qui réduit d'une phase les associations à deux silicates d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

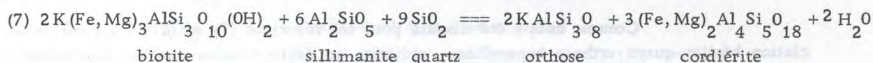
Au sujet de la muscovite, les observations microscopiques suggèrent que ce minéral est le plus souvent tardif. Il se présente en effet sous l'aspect de larges poeciloblastes obliques sur la schistosité (foliation)  $S_1^1$ , ou bien sous celui d'amas polycristallins qui pseudomorphosent les andalousites, les cordiérites (pinnitisation) et les biotites. Ces habits ne sont toutefois pas les seuls. Dans plusieurs plaques minces issues de roches interstratifiées avec celles qui viennent d'être décrites, la muscovite est fortement corrodée; elle réagit avec le quartz pour donner des aiguilles de sillimanite et des petites taches de feldspath potassique selon la réaction classique (Evans, 1965) :



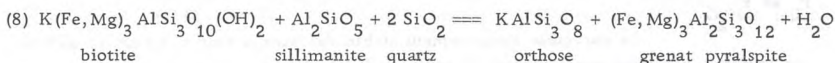
Bien que la preuve formelle du caractère métastable ou métasomatique du mica blanc soit souvent discutable, nous pensons qu'il est possible de distinguer deux sous-faciès :

- a)- sous-faciès  $V_{B-C}^1 = \text{à quartz-muscovite - (biot-cord-alm-sil)}$
- b)- sous-faciès  $V_{B-C}^2 = \text{à quartz-feldspath potassique - (biot-cord-alm-sil)}$

Cette discussion ne résoud pas le problème posé par l'association biotite-cordiérite-grenat-almandin-sillimanite dans les roches à muscovite ou à feldspath potassique. Si l'on se réfère à la géométrie des "tie-lines" du sous-faciès  $IV_B$  et si l'on se souvient que la sillimanite et certaines biotites sont incluses dans les métablastes de cordiérite, il paraît évident que ces deux minéraux (biotite et sillimanite) réagissent en présence de quartz pour donner un feldspath potassique et de la cordiérite suivant la réaction (\*) :



D'autre part, et comme cela est prouvé par la Phot. Pl. XII, le grenat almandin englobe quelquefois des cristallites de fibrolite. L'antériorité de ce minéral montre que la réaction (8) a également joué dans les roches où se produit la réaction (7) ainsi que dans des niveaux différents mais adjacents à celles-ci.



Pour en revenir au problème exposé précédemment, la coexistence des membres de gauche et de droite des réactions (7) et (8) devrait théoriquement signifier que nous sommes sur l'isograde de disparition de l'un des constituants du triplet biotite-quartz-sillimanite. Dans les roches à "excès de silice" cet isograde devrait être biotite- ou sillimanite- à condition que les réactions (7) et (8) soient univariantes dans la nature et, par là, que  $P_L = P_{H_2O}$  ou que  $P_{H_2O}$  soit constant.

Le large développement (sur plusieurs centaines de mètres) des associations réactionnelles (7) et (8) peut alors signifier :

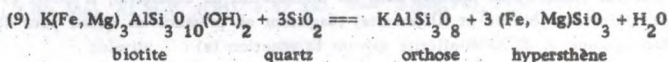
(\*) - Cette réaction est en réalité plus complexe car la destruction de la biotite s'accompagne du développement d'un spinelle et d'ilménite.

- soit que les associations sont en déséquilibre
- soit que les équilibres (7) et (8) ne sont pas univariants mais divariants.

Les données chimiques qui sont en notre possession sur la composition des phases (cf. Chapitre : Minéralogie comparée) suggèrent vivement que les minéraux sont proches de l'équilibre. De ce fait, la seconde hypothèse paraît s'imposer et à la suite de divers auteurs (De Waard, 1965-1966; Chesworth, 1967; Fontelles et al., 1968) nous pensons que les réactions (7) et (8) sont largement contrôlées par  $P_{H_2O}$ .

S'il en est ainsi, la présence des associations à quartz + biotite + sillimanite + cordiérite + orthose ± almandin (± muscovite) de la partie "profonde" de la Zone B<sup>2</sup> reflèterait une "infinité" d'équilibres contrôlés par une "infinité" de conditions où  $P_{H_2O} = cste < P_L$  (cf. Fig. 53).

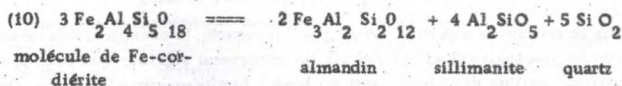
Une seconde caractéristique des roches silico-alumineuses du sommet comme de la base de la Zone C, réside dans le développement par anatexie de plusieurs massifs de granodiorites à cordiérite. Parmi ces massifs, il existe des roches d'affinité charnockitique (granodiorite à cordiérite - hypersthène) qui proviennent de la fusion partielle de gneiss à hypersthène-biotite-cordiérite. Dans ces roches, les évidences texturales montrent (Photo- Pl. XV) que l'orthopyroxène s'est formé aux dépens de la biotite et du quartz suivant la réaction :



Comme cela a été discuté pour les réactions (7) et (8), l'apparition de l'association biotite-quartz-orthose-hypersthène-cordiérite au début comme dans la profondeur de la Zone C, montre que la réaction (9) est divariante et que l'équilibre est contrôlé par  $P_{H_2O}$  sous des conditions  $P_L > P_{H_2O}$ .

Le domaine de stabilité des associations catazonales d'Aracena paraît donc difficile à préciser car les associations du sous-faciès  $V_{B-C}^1$  et  $V_{B-C}^2$  sont contrôlées par  $T$ ,  $P_L$  et  $P_{H_2O}$ .

Le caractère apparemment stable des associations à cordiérite-almandin prouve toutefois que nous avons dépassé le seuil de la réaction :



D'après A. Hirschberg et Winkler (1968, p. 30) cette réaction permet l'existence (le long et au-delà d'une courbe univariante 625°C/5 kb- 700°C/4 kb) d'une Mg-cordiérite avec de l'almandin, du quartz, de la biotite et un polymorphe d' $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ . Le fait que nos associations à almandin-cordiérite puissent renfermer une andalousite métastable prouverait que le sous-faciès  $V_{B-C}^1$  commence à se développer à proximité de l'intersection des courbes andalousite = sillimanite et Fe-cordiérite = almandin +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + quartz. Dans ce cas, les teneurs en spessartite du grenat (7 % à 8 %) seraient responsables (en accord avec les prévisions de A. Hirschberg et al.) de l'abaissement du domaine de stabilité des associations à biotite-cordiérite-pyralspite- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz (cf. Fig. 81).

Compte tenu des données expérimentales, on doit donc s'attendre à ce que les associations de sous-faciès  $V_{B-C}^2$  soient en équilibre à des températures supérieures à 640°C et à des pressions  $P_{H_2O}$  qui ne dépassent pas 5 kb.

#### C. 4- DISCUSSION DES RESULTATS ET CONCLUSIONS.

##### C. 4. 1- Signification pétrogénétique des sous-faciès minéralogiques de la séquence pélitique d'Aracena.

Nous venons de montrer que les paragenèses des roches silico-alumineuses se répartissaient dans plusieurs sous-faciès minéralogiques limités par une ou plusieurs réactions de passage. Ce phénomène est illustré à l'aide d'une représentation tétraédrique qui vérifie la règle des phases, mais qui a le désavantage d'être difficilement lisible. Pour pallier à cette difficulté tout en restant dans l'esprit de la méthode, nous avons adopté un autre type de représentation (triangles AFM) pour les associations à quartz - muscovite (Thompson, 1957) et à quartz-orthose (Barker, 1961). Comme cela est illustré par la Figure 52, les sous-faciès AFM  $K^{Se}$  simplifient en donnant la suite prograde des sous-faciès AFM suivants :

-	Sous-faciès	$I_A$	à chlorite (-muscovite)
"	"	$II_A$	à chloritoïde-andalousite-chlorite
"	"	$III_{A-B}$	à chlorite-biotite (-muscovite)
"	"	$IV_B$	à biotite-cordiérite (-muscovite)
"	"	$V_{B-C}^1$	à biotite-cordiérite-almandin (-muscovite)
"	"	$V_{B-C}^2$	à biotite-cordiérite-almandin (- orthose )

Sur le terrain, le domaine de stabilité de ces sous-faciès est difficile à délimiter de façon précise. Si ce phénomène est essentiellement lié à des haïtus lithologiques, il est également en relation avec le fait que les isogrades d'apparition des phases critiques délimitent des zones relativement étroites (abstraction faite des structures superposées).

Ce dernier point permet de mettre l'accent sur la caractéristique principale du métamorphisme d'Aracena. Comme cela est illustré par la Figure 51 nous avons affaire en effet, à un type de "basse pression" (Miyashiro, 1961) issu de la surimposition d'un degré géothermique élevé. Outre l'étroitesse des zones progrades, les faits suivants sont également des plus caractéristiques (cf. fig. 52).

- La zone de la sillimanite est précédée par une zone à andalousite et il n'y a pas de zone à disthène.
- L'isograde cordiérite + est très proche de l'isograde chloritoïde + et il n'y a pas de zone à staurotide.
- Le grenat almandineux n'est pas stable dans la zone de la biotite ni dans celle de la cordiérite; ce minéral ne commende à apparaître qu'au début de la zone de la sillimanite et il renferme entre 7 % et 8 % de spessartite.

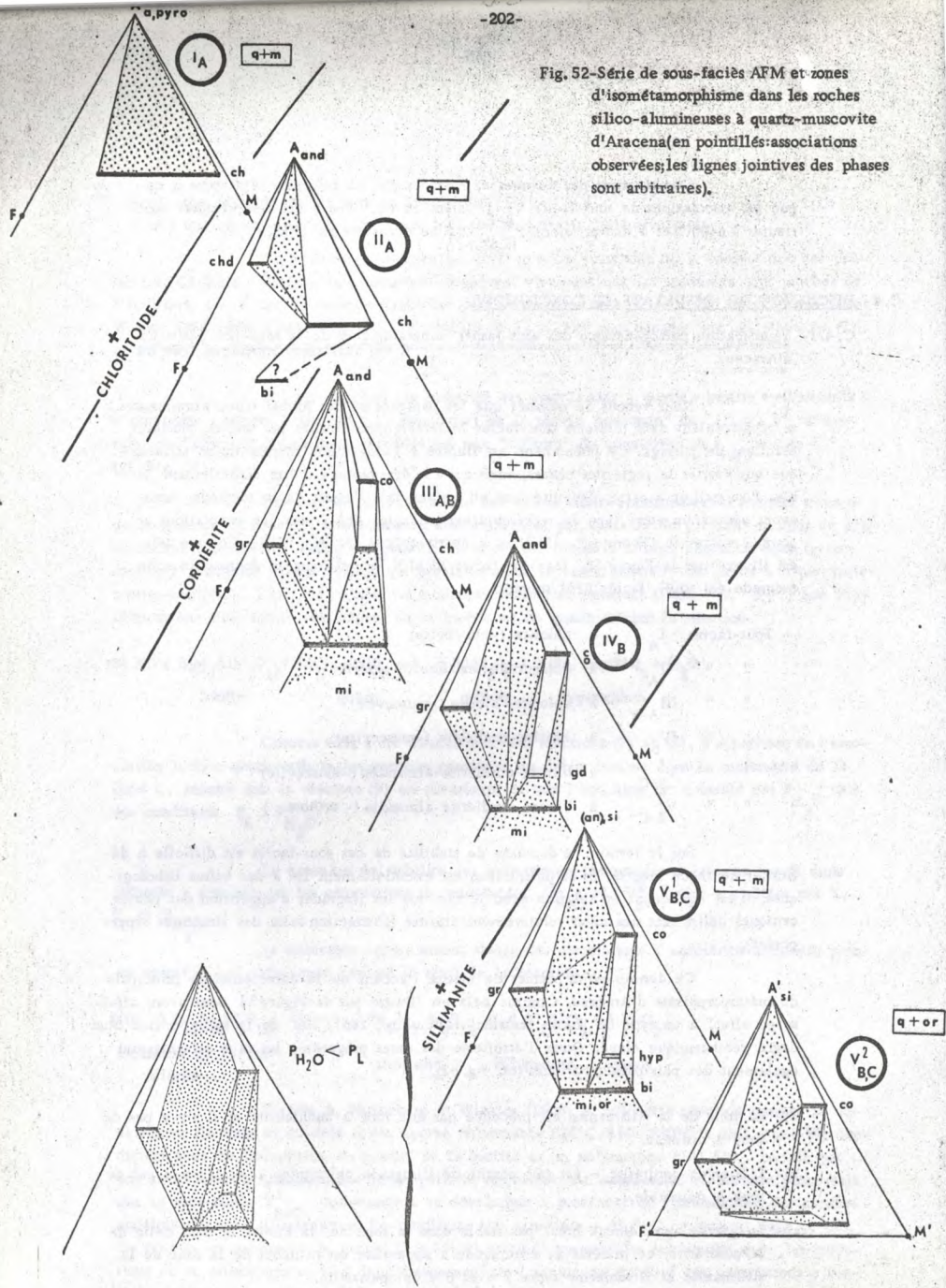


Fig. 52-Série de sous-faciès AFM et zones d'isométamorphisme dans les roches silico-alumineuses à quartz-muscovite d'Aracena(en pointillés:associations observées;les lignes jointives des phases sont arbitraires).

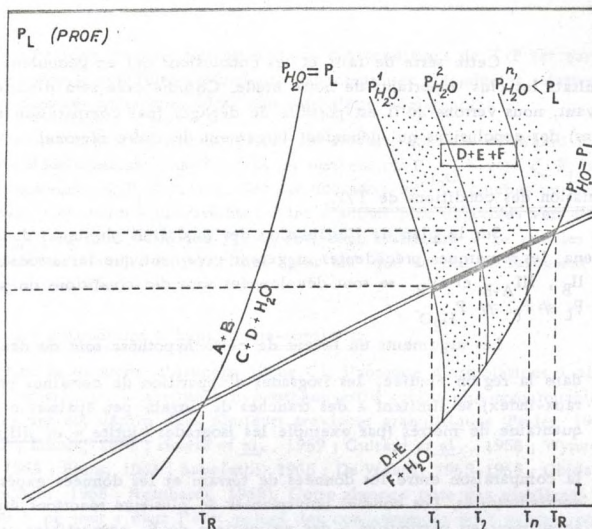


Fig. 53-Diagramme théorique T/Profondeur pour un degré géothermique constant; l'intersection avec les courbes univariantes donne des valeurs différentes de T selon que  $P_L = P_{H_2O}$  ou que  $P_L < P_{H_2O}$  (cette zone pointillée, domaine où réactants et produits d'une même réaction sont susceptibles de coexister sur une grande épaisseur de terrain).

Cette série de faits et les conclusions qui en découlent constituent un des résultats les plus importants de notre étude. Comme cela sera discuté dans le chapitre suivant, nous verrons qu'il est possible de dégager (par comparaison avec d'autres ré- gions) des conclusions qui débordent largement du cadre régional.

#### C. 4. 2- Estimation des conditions de T/P.

Sur le plan de l'estimation des modalités physiques du métamorphisme d'A- racena, les remarques précédentes suggèrent vivement que les associations des sous-faciès  $I_A$ ,  $II_B$ ,  $III_{A-B}$  et  $IV_B$  se sont développées sous des conditions de pression très proches de  $P_L \neq P_F \neq P_{H_2O}$ .

Les arguments en faveur de cette hypothèse sont de deux ordres :

- 1/- dans la région étudiée, les isogrades d'apparition de certaines phases critiques (miné- raux-index) se limitent à des tranches de terrain peu épaisses et de l'ordre de la cin- quantaine de mètres (par exemple les isogrades biotite + et sillimanite +).
- 2/- la comparaison entre les données de terrain et les données expérimentales ne sont pas contradictoires. Les courbes univariantes de plusieurs réactions étudiées au laboratoire aboutissent en particulier à des estimations de  $P_L$  compatibles avec les estimations d'ordre géologique.

Ces deux remarques tendraient donc à prouver que les réactions aux isogra- des sont univariantes (\*) et que  $P_L \neq P_{H_2O}$ .

Ces conclusions sont loin d'être satisfaisantes si l'on considère par contre les deux sous-faciès catazonaux des zones profondes.

Comme nous l'avons discuté plus haut, la coexistence sur plus de 2000 m des membres de gauche et de droite de certaines réactions de passage laisse supposer que ces dernières sont divariantes. Autrement dit, les associations des sous-faciès  $V_{B-C}^1$  et  $V_{B-C}^2$  représenteraient des états d'équilibre où deux des trois variables T,  $P_L$  et  $P_{H_2O} = \text{cste} < P_L$  doivent être fixées.

Par voie de conséquence, nous sommes obligés d'admettre que les roches ca- tazonales constituent des systèmes clos pour  $H_2O$  (\*\*\*) et que la pression partielle de cette phase est inférieure à la charge ( $P_T$ ) ou à la pression ( $P_S$ ) exercée par les constituants de la roche. S'il en est ainsi, la phase fluide riche en  $H_2O$  et issue de la destruction prograde des minéraux hydroxydés, doit rester in-situ et ne peut s'échapper du système.

Cette conclusion à laquelle sont arrivés récemment M. Fonteilles et al, (1968) implique qu'il faille attendre des conditions thermiques très élevées pour que les réactions de passage puissent être complètes.

- (\*) Cette affirmation n'est pas en contradiction avec ce qui a été dit p. 193; la même conclu- sion pourrait être dégagée si l'on suppose que  $H_2O$  est une phase (au même titre que les minéraux réactionnels) en équilibre dans un système divariant.
- (\*\*\*)  $H_2O$  peut être considéré de ce fait comme un "constituant inerte déterminant".

Sur le plan pratique des estimations des conditions de T/P (et par là, de l'allure de la courbe température-profondeur), les remarques précédentes relatives au statut de l'eau dans les zones profondes, sont loin d'être négligeables.

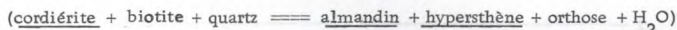
Comme cela a été discuté par divers auteurs, dont D. de Waard (1966), une réaction de déshydratation étudiée dans un système où  $P_{H_2O} = \text{var.} < P_L$  s'exprime dans un diagramme T/P<sub>L</sub> (cf. Fig. 53) par une série de courbes univariantes à pente négative. Ces courbes univariantes étant d'autant plus déportées vers l'axe des pressions que  $P_{H_2O}$  est plus petit que  $P_L$ , on doit donc s'attendre à ce que les réactions de déshydratation catazonales se produisent "plus tôt" que ce que le laissaient prévoir les données expérimentales.

#### C.4.3- Le problème des associations à hypersthène-cordiérite.

Dans la catazone d'Aracena (Zone C), l'absence d'associations à almandin-hypersthène - cordiérite ou à almandin-hypersthène est d'autant plus remarquable que ces assemblages ont été décrits dans plusieurs provinces granulitiques (Prider, 1945 ; Hietanen, 1947 ; Eskola, 1952 ; Howie et al., 1959 ; Guitard et al., 1958 ; Wynne-Edwards et al., 1963 ; Binns, 1964 ; Savolathi, 1966 ; De Waard, 1965-1966 ; Chidambaram, 1967 ; Hapuarachchi, 1968 ; Reinhardt, 1968). Cette absence pose des problèmes qui n'ont pas été abordés à ce jour ; dans l'état actuel des connaissances nous pensons que trois possibilités peuvent être envisagées.

- a) - effet de matrice : les roches silico-alumineuses d'Aracena sont trop magnésiennes (?)
- b) - la Zone C, est insuffisamment érodée pour que l'on puisse vérifier l'éventualité du caractère prograde de l'association hypersthène-almandin (et par là l'existence d'un sous-faciès ultramétamorphique VI<sub>C</sub>).
- c) - le gradient géothermique d'Aracena est plus élevé que celui des provinces granulitiques qui ont été étudiées à ce jour.

Si l'on pose à priori que le point a) ne joue pas un rôle majeur, il faut admettre (Reinhardt, 1968, p. 44) que le joint hypersthène-almandin du sous-faciès (AFM) VI<sub>C</sub> (Fig. 54) se développe avant le joint biotite-cordiérite du sous-faciès V<sub>B-C</sub><sup>2</sup>. Cette hypothèse revient à dire que la réaction :



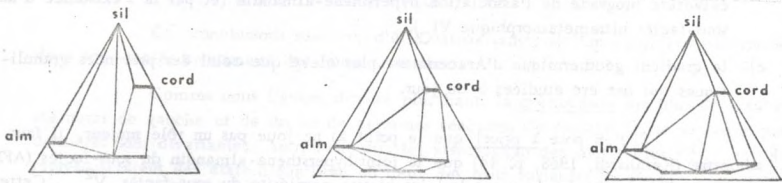
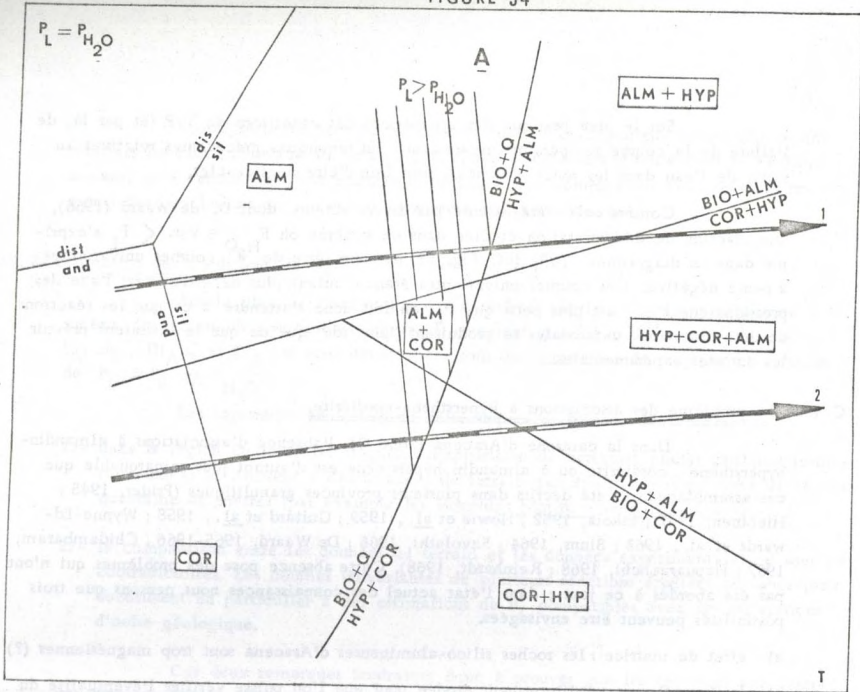
joue de la droite vers la gauche ce qui est contraire au cas général (les réactions progrades sont généralement de déshydratation).

Si le point c) est par contre retenu, il semble que l'on puisse trouver une explication au problème posé. En effet, comme le montre la grille (\*) pétrogénétique de la Figure 54, il est possible d'aboutir à la formation de cordiérite et d'hypersthène aux dépens de l'assemblage quartz-biotite (cas d'un degré géothermique moyen - courbe 1) ou à la formation d'hypersthène et d'almandin à partir de la destruction de la biotite en présence de cordiérite (mais aussi de quartz et de sillimanite).

---

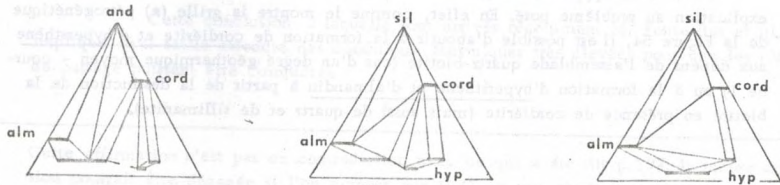
(\*)- Cette grille est fondée, en partie, sur les données expérimentales de A. Hirschberg et Winkler (1968.).

FIGURE 54



2 → 4 → 6

B GANANOQUE (REINHARDT, 1968)



IV<sub>B</sub> → V<sub>B-C</sub><sup>H</sup> → VI<sub>C</sub><sup>H</sup>

ARACENA (cette étude)

Il existerait donc un domaine de l'espace  $T/P_L$  où l'hypersthène, la cordiérite et l'almandin sont en équilibre en présence d'une quantité variable de biotite et/ou de sillimanite, et/ou de quartz et d'orthose.

L'hypersthène mis à part, un tel domaine existe effectivement d'après les données expérimentales de A. Hirschberg et al (op. cit.), L'adjonction d'un orthopyroxène impliquerait nécessairement la superposition :

- soit d'une courbe réactionnelle univariante à  $P_L = P_{H_2O}$  ;
- soit d'une infinité de courbes univariantes à  $P_L = P_{H_2O} = \text{cste}$  ; ces dernières seraient alors situées à des températures moins élevées que celles où se produisent les réactions :

- (1) (biotite + almandin = cordiérite + hypersthène) + orthose +  $H_2O$  )
- (2) (biotite + cordiérite = hypersthène + almandin + orthose +  $H_2O$ )

En conclusion, et comme cela est illustré par la Fig. 54 , on peut concevoir qu'un métamorphisme à gradient géothermique moins élevé que celui d'Aracena puisse être à l'origine de la suite de sous-faciès décrite par E.W. Reinhardt (op. cit.). Cette hypothèse demanderait à être vérifiée dans d'autres régions mais on peut d'ores et déjà remarquer qu'elle n'est pas en contradiction avec le type de basse pression des métamorphites d'Aracena.

UNIVERSIDAD DE HUELVA

Dans les chapitres précédents nous avons admis que les associations qui vérifiaient la règle minéralogique des phases étaient en équilibre.

Cette conclusion ne constitue pas une preuve définitive et le raisonnement doit être complété en tenant compte du chimisme des phases. De ce fait, et dans la perspective essentielle de s'assurer que l'équilibre a été atteint ou très approché, nous nous proposons d'étudier la composition des principales phases critiques dans les roches basiques ortho- et paradérivées des Zones B<sup>2</sup> et C et de certaines roches silico-alumineuses de la Zone C.

I. - LES PLAGIOCLASES.

I, 1 - ZONATION DES FELDSPATHS.

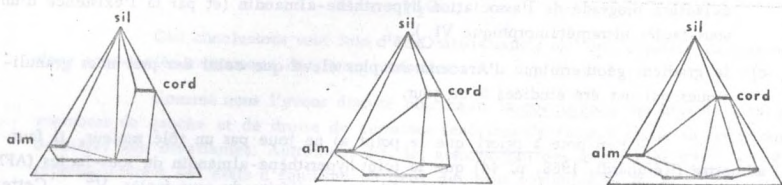
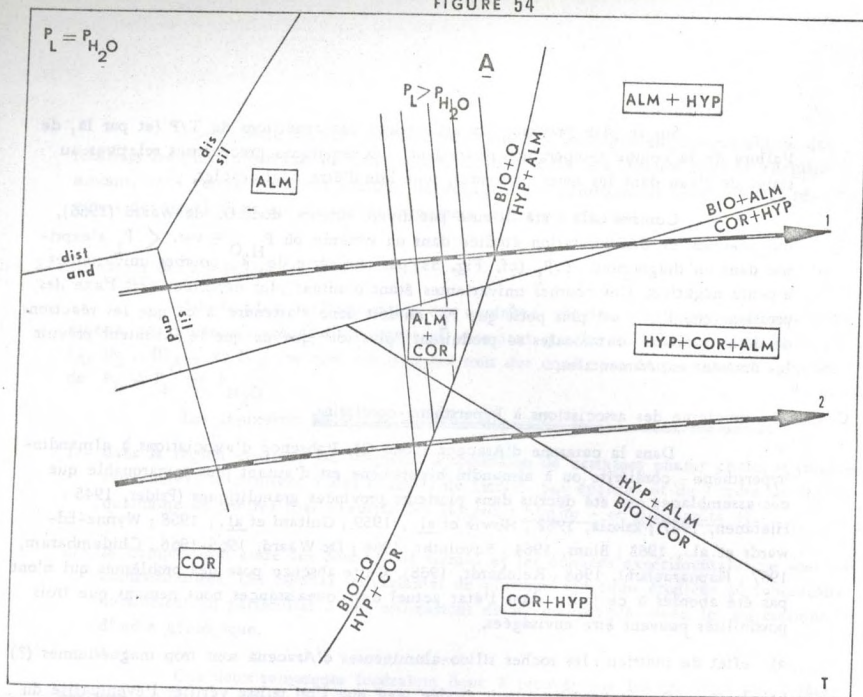
Dans les métabasites, l'étude des plagioclases des Zones B<sup>1-2</sup> et C, montre qu'il y a trois types principaux de zonations (cf. Fig. 55).

I. 1. 1- Zonation normale.

Dans les terminologies de Phemister (1934), la zonation normale correspond à un gradient de composition que l'on peut définir par l'existence d'un coeur plus basique que la périphérie. Les relations entre coeur et bordure du plagioclase montrent que ce phénomène se présente de deux façons différentes :

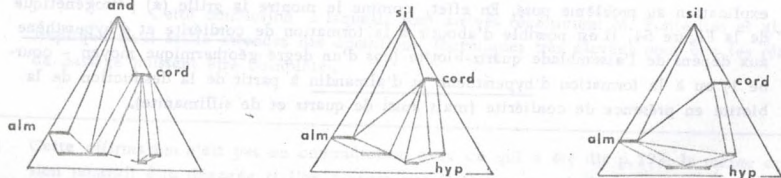
. Zonation continue : l'extinction se fait progressivement du coeur vers la bordure et celle-ci a une basicité variable suivant les métabasites étudiées : An 38-40 dans les amphibolites normales de la Zone B<sup>2</sup> ; An 28-30 dans les amphibolites de la Zone B<sup>1</sup>. Les bordures les plus basiques caractérisent des amphibolites à clinopyroxène tandis que les amphibolites à biotite présentent sur leur périphérie des teneurs en An de l'ordre de 26-28 %.

FIGURE 54



2 → 4 → 6

B GANANOQUE (REINHARDT, 1968)



IV<sub>B</sub> → V<sup>1-2</sup><sub>B-C</sub> → VI<sub>C</sub><sup>H</sup>

ARACENA (cette étude)

Il existerait donc un domaine de l'espace  $T/P_L$  où l'hypersthène, la cordiérite et l'almandin sont en équilibre en présence d'une quantité variable de biotite et/ou de sillimanite, et/ou de quartz et d'orthose.

L'hypersthène mis à part, un tel domaine existe effectivement d'après les données expérimentales de A. Hirschberg et al (op. cit.). L'adjonction d'un orthopyroxène impliquerait nécessairement la superposition :

- soit d'une courbe réactionnelle univariante à  $P_L = P_{H_2O}$  ;
  - soit d'une infinité de courbes univariantes à  $P_L = P_{H_2O} = \text{cste}$  ; ces dernières seraient alors situées à des températures moins élevées que celles où se produisent les réactions :
- (1) (biotite + almandin = cordiérite + hypersthène) + orthose +  $H_2O$  )
  - (2) (biotite + cordiérite = hypersthène + almandin + orthose +  $H_2O$ )

En conclusion, et comme cela est illustré par la Fig. 54 , on peut concevoir qu'un métamorphisme à gradient géothermique moins élevé que celui d'Aracena puisse être à l'origine de la suite de sous-faciès décrite par E.W. Reinhardt (op. cit.). Cette hypothèse demanderait à être vérifiée dans d'autres régions mais on peut d'ores et déjà remarquer qu'elle n'est pas en contradiction avec le type de basse pression des métamorphites d'Aracena.

$\tau = \frac{1}{2} \rho v^2 C_d$

where  $\rho$  is the fluid density

and  $v$  is the velocity

of the fluid flow over the surface.

The drag force is proportional to the square of the velocity.

and the area of the surface.

The drag force is a vector quantity that acts in the direction opposite to the flow velocity. It is caused by the friction between the fluid and the surface, and by the pressure difference between the front and back of the object. The drag force is a function of the shape of the object, the velocity of the flow, and the properties of the fluid.



Dans les chapitres précédents nous avons admis que les associations qui vérifiaient la règle minéralogique des phases étaient en équilibre.

Cette conclusion ne constitue pas une preuve définitive et le raisonnement doit être complété en tenant compte du chimisme des phases. De ce fait, et dans la perspective essentielle de s'assurer que l'équilibre a été atteint ou très approché, nous nous proposons d'étudier la composition des principales phases critiques dans les roches basiques ortho- et paradérivées des Zones B<sup>2</sup> et C et de certaines roches silico-alumineuses de la Zone C.

I. - LES PLAGIOCLASES.

I.1 - ZONATION DES FELDSPATHS.

Dans les métabasites, l'étude des plagioclases des Zones B<sup>1-2</sup> et C, montre qu'il y a trois types principaux de zonations (cf. Fig. 55).

I.1.1- Zonation normale.

Dans les terminologies de Phemister (1934), la zonation normale correspond à un gradient de composition que l'on peut définir par l'existence d'un coeur plus calcique que la périphérie. Les relations entre coeur et bordure du plagioclase montrent que ce phénomène se présente de deux façons différentes :

. Zonation continue : l'extinction se fait progressivement du coeur vers la bordure et celle-ci a une basicité variable suivant les métabasites étudiées : An 38-40 dans les amphibolites normales de la Zone B<sup>2</sup> ; An 28-30 dans les amphibolites de la Zone B<sup>1</sup>. Les bordures les plus basiques caractérisent des amphibolites à clinopyroxène tandis que les amphibolites à biotite présentent sur leur périphérie des teneurs en An de l'ordre de 26-28 %.

. Zonation discontinue : dans ce cas le coeur du plagioclase se présente sous l'aspect de plages sub-automorphes à idiomorphes brutalement couronnées par une bordure plus sodique. Le minéral englobé peut être un feldspath pyrogène dont les teneurs en anorthite correspondent à celle d'un plagioclase de roche basalto-andésitique. La bordure a une largeur variable, généralement de moins en moins étroite lorsque l'on "descend" vers les zones plus profondes. Elle peut présenter une légère zonation normale et continue ; sa basicité comparée à celle des individus du type précédent (également présents dans les roches étudiées) est à peu près identique.

#### I. 1. 2- Zonation inverse.

Les plagioclases de la Zone B<sup>1</sup> et de la partie supérieure de B<sup>2</sup> présentent fréquemment une zonation inverse ; celle-ci est caractérisée par la présence d'un coeur plus sodique que la bordure et se fait soit de façon continue, soit plus rarement, de façon discontinue.

L'étude de la basicité de la bordure des plagioclases à zonation inverse montre, en comparaison avec les individus adjacents parfois non zonés, des variations qui sont celles de l'ordre de l'erreur d'analyse ( $\pm$  3 %). Autrement dit ces zones sont en équilibre avec les autres plagioclases de la roche et blindent un feldspath antérieur, de composition plus albitique.

#### I. 1. 3- Zonation oscillatoire.

Ce type de zonation, très fréquent dans les roches éruptives de composition dioritique à granitique (J. A. Vance, 1962) est caractérisé par l'alternance de nombreuses récurrences très fines et très régulières, de composition bien définie et oscillant autour d'une teneur qui devient progressivement de plus en plus sodique vers la bordure du minéral. Une telle zonation très rare dans les amphibolites étudiées, a été rencontrée dans certaines metabasites à diopside des parties profondes de B<sup>2</sup> et dans des microfilonnets injectés dans les amphibolites de la série de la Corte au N de Los Romeros. En ce qui concerne les metabasites à diopside, le plagioclase peut présenter quatre ou cinq récurrences irrégulières qui passent les unes aux autres, sans limites nettes ; ce type de zonation s'il mérite l'appellation d'oscillatoire est toutefois loin de ressembler à celui que l'on observe dans les roches d'origine franchement plutonique.

#### I. 1. 4- Discussion.

La zonation des plagioclases a surtout intéressé les magmatistes qui voient dans ce phénomène la possibilité de suivre pas à pas l'évolution pétrogénétique d'un magma. De nombreuses hypothèses ont été formulées :

- a)- chute de température due à un refroidissement lent et progressif du magma.
- b)- variations de la pression des composés volatils en liaison avec la cristallisation fractionnée du magma et l'existence de mouvements de convection.
- c)- phénomène de "diffusion supersaturation" marqué par la précipitation rythmique d'un mélange sursaturé en anorthite.
- d)- assimilation de roches carbonatées.
- e)- diffusions tardives dans le solide de Na et Ca.

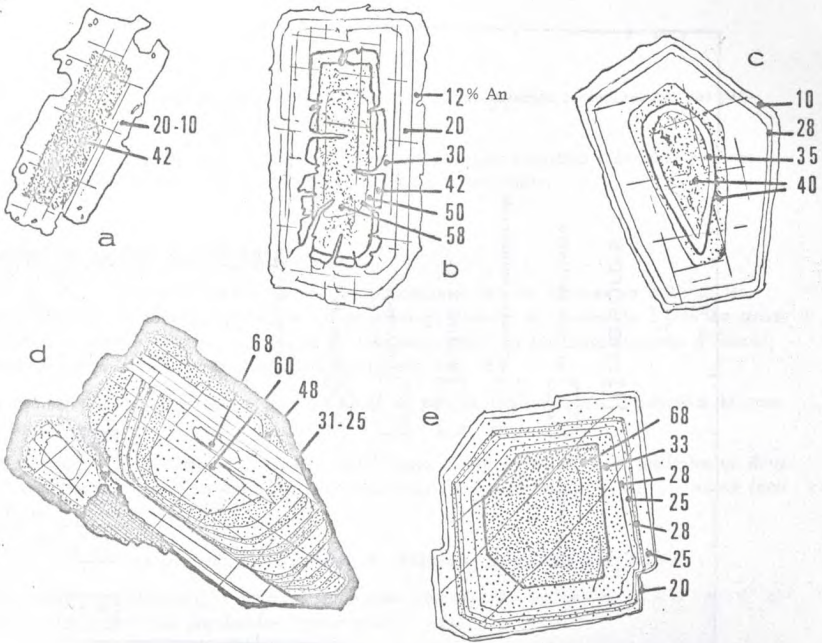


Fig. 55 - Habitus des plagioclases dans les volcanites basiques et intermédiaires de la Zone A. (Légende dans le texte).

Dans les roches métamorphiques et à la suite des travaux de Becke (1913) et de Barth (1956), de nombreux auteurs ont essayé d'établir des corrélations entre zonation des plagioclases et conditions du métamorphisme. Il ressort de ces études, que la zonation présentée par ces témoins de l'existence de déséquilibres entre feldspaths et constituants néoformés. Ces déséquilibres peuvent être dus soit à des processus métasomatiques (Cannon, 1966), soit à l'existence d'états métastables, soit enfin à la présence d'un métamorphisme polyphasé.

Si l'on considère la zonation normale observée dans les plagioclases des Zones B<sup>2</sup> et C, plusieurs origines peuvent être évoquées :

- par analogie avec les roches plutoniques, la zonation du plagioclase témoigne de l'existence d'un gradient de température allant en diminuant pendant le métamorphisme, soit par amortissement du phénomène, soit parce que la roche quitte (par isostasie ?) la zone où elle a commencé à subir ses premières transformations.
- lorsqu'il y a précipitation progressive d'autres phases calciques (diopside, hornblendes) et un enrichissement conséquent en alcalins.

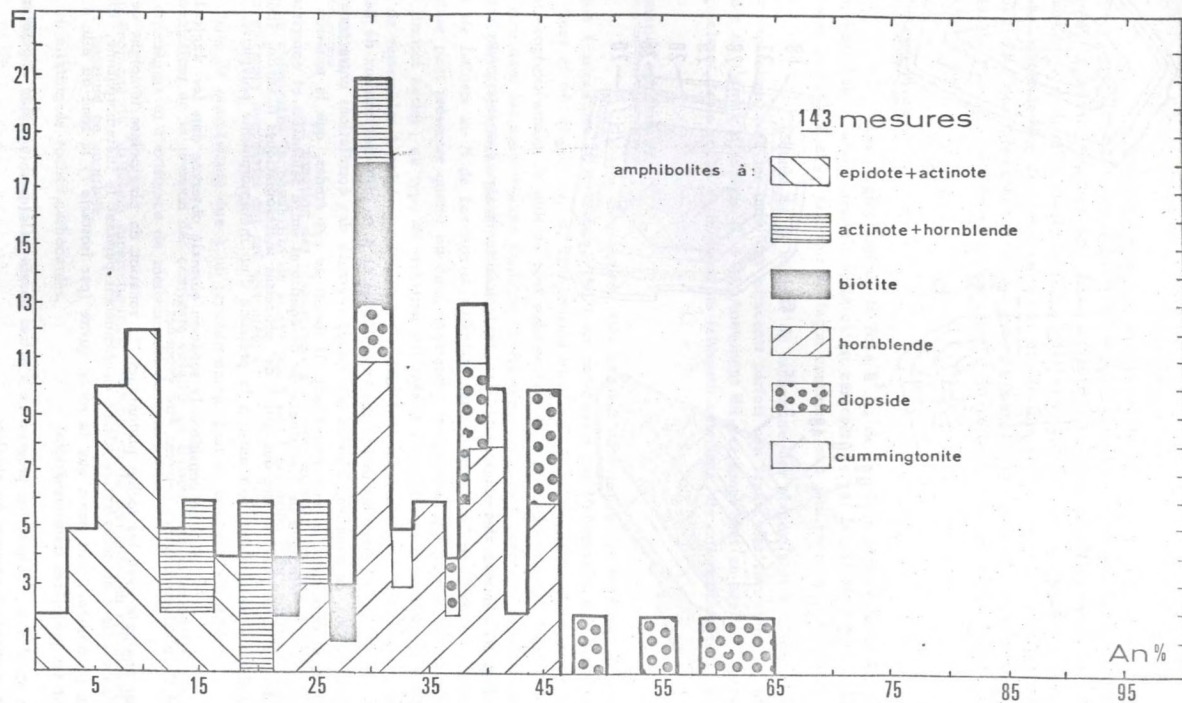


Fig. 56 - Diagramme de fréquence des pourcentages en anorthite des plagioclases issus des metabasites orthodérivées des Zones A, B<sup>1-2</sup>, C (les teneurs en An ont été mesurées avec un intervalle de confiance de  $\pm 3\%$ ).

L'interprétation de l'origine des zonations inverses présentées par les plagioclases de la sous-zone B<sup>1</sup> est plus délicate.

Comme cela sera discuté plus loin plusieurs réactions théoriques peuvent en effet contrôler la teneur en Ca (et Na) des phases en équilibre.

### I. 2- TENEURS EN An DES PLAGIOCLASES.

Les pourcentages en An des plagioclases ont été estimés en utilisant les courbes de B. R. de Köhler (1952) avec un pourcentage d'erreur de l'ordre de  $\pm 3\%$ .<sup>(\*)</sup> La transcription des mesures dans un diagramme de fréquence établi sur 143 déterminations d'échantillons fait alors apparaître deux grandes populations (Fig. 56).

- la première est comprise entre An 0 et An 20 et présente un maximum d'individus de composition An 10.
- la seconde est plus complexe; elle est étalée entre An 20 et An 65 et se subdivise en deux sous-populations comprises entre An 20-An 35 (maximum vers An 30) et An 35- An 65 (maximum vers An 40-45).

D'autre part, le diagramme de fréquence montre les faits suivants :

- les schistes amphiboliques à actinote-hornblende vert-bleuté - épidote de la sous-zone B<sup>1</sup> se placent entre les deux populations "principales".
- les amphiboles normales occupent un domaine relativement vaste où les plagioclases ont des teneurs comprises entre An 22 et An 46.
- les amphibolites à diopside ont également une large répartition An 30 - An 65.
- les amphibolites à cummingtonite se localisent dans un champ très restreint An 32 - An 42 qui correspond à la zone transitoire des deux sous-populations évoquées plus haut.
- les amphibolites à biotite ont des plagioclases dont les teneurs se placent entre An 22 et An 32.

Nous verrons ultérieurement (\*\*\*) quelles conclusions l'on peut tirer de ces observations.

### I. 3- ÉTAT STRUCTURAL DES PLAGIOCLASES.

Les méthodes diffractométriques de J. Goodyear et al. (1954) discutées ultérieurement par J. R. Smith et al. (1956), montrent en particulier que les variations angulaires des réflexions sur les plans (131) et (131) sont en relation avec les teneurs en An du plagioclase et leur état structural. Comme cela peut être déduit de la Fig. 57, les feldspaths étudiés dans les Zones A, B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> présentent une trame du type "basse température" (\*\*\*) alors que les individus de la Zone C sont du type "intermédiaire".

(\*)- Les valeurs obtenues portent, dans la majorité des cas, sur la bordure des feldspaths, supposée en équilibre avec les autres constituants.

(\*\*)- Chapitre des Hornblendes.

(\*\*\*)- La position des points sur ce diagramme est fonction de la teneur en An du feldspath; il apparaît toutefois, que la déviation entraînée par le choix des courbes optiques H. T ou B. T n'entraîne pas de variations importantes qui puissent infléchir le caractère B. T. de nos plagioclases.

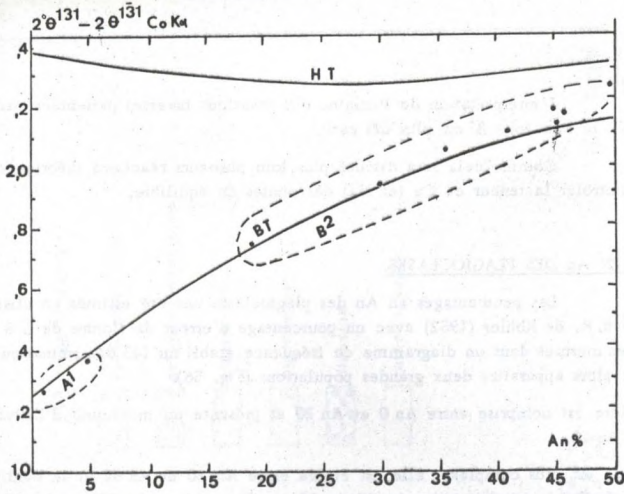


Fig. 57 - Etat structural de quelques plagioclases dans les Zones A et B<sup>1-2</sup> (roches basiques orthodérivées).

II. - LES AMPHIBOLES.

II. 1 - GENERALITES.

a)- Les actinotes s.l. (actinote-trémolite)

Ces amphiboles incolores ou légèrement vert-bleutés se présentent souvent sous l'aspect de fines aiguilles allongées sur c et rarement sous celui de prismes bien individualisés.

L'étude des propriétés physiques de quatre actinotes issues de schistes amphiboliques, a donné les résultats suivants :

$$2V \text{ compris entre } 75-81^{\circ} \pm 2^{\circ}$$

$$Ng^{\times} C = 12^{\circ} \text{ à } 14^{\circ} \pm 1^{\circ}$$

$$Ng \text{ (en lumière monochromatique du Na)} = 1,647 \text{ à } 1,658 \pm 0,002.$$

Ces valeurs portées sur les abaques de Tröger (1956) indiquent qu'il s'agit d'actinotes ferifères.

Leur taille toujours très petite et surtout leur richesse en inclusions diverses (chlorite, épidote, augite protérogène, leuxocène) ne permet pas de les analyser valablement et d'aller au-delà de cette constatation.

b)- Les hornblendes vert-bleuté.

Dans la Zone B<sup>1</sup>, l'actinote peut coexister dans certains niveaux orthodérivés avec une hornblende vert-bleuté, généralement aciculaire et souvent criblée d'inclusions sub-isotropes.

Au point de vue de la composition chimique, les rapports moléculaires calculés suivant la méthode de Shido (1958) montrent (Tab. XVI) que ces hornblendes sont essentiellement tschermakitiques et trémolitiques.

c)- Les hornblendes vertes.

Dans la Zone B<sup>2</sup>, les hornblendes sont généralement trapues et subautomorphes. Elles perdent leur teinte bleutée et la couleur suivant Ng est le plus souvent vert-émeraude à verte.

Au point de vue optique, nous n'avons pas trouvé de différences significatives entre ces amphiboles et les "tschermakites" précédentes.

Comme celles-ci, elles ont des valeurs variables de Ng et de  $2V_x$  et recourent, de ce fait, le champ des variétés bleutées (cf. Fig. 58).

Au point de vue chimique, les hornblendes vertes s'enrichissent nettement en Na<sub>2</sub>O. Le pourcentage moléculaire en tschermakite est moins élevé que celui des hornblendes bleutées, mais les teneurs en richtérite et en édenite augmentent de façon sensible dans des proportions qui restent malgré tout assez variables.

c)- Les hornblendes brunes

Dans les parties profondes de la Zone B<sup>2</sup> et dans la Zone C, les hornblendes prennent une teinte brune qui s'accroît au fur et à mesure que les métamorphismes croissent. Au point de vue optique, ces amphiboles ont des  $2V_x$  de l'ordre de 80-90° et des valeurs de Ng comprises entre 1,663 et 1,678. La relation  $2V_x = f(Ng)$  montre (Fig. 58) que ces hornblendes se placent dans une aire définie de l'espace du diagramme. Cette propriété les différencie nettement (en plus de la couleur suivant Ng) des amphiboles des Zones B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup>.

	ZONE B <sup>1</sup>					ZONE B <sup>2</sup>											ZONE C												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	C. 30	C.277	C.216	C.293	C.441	E.121	C.429	D.131	A.284	X <sub>n</sub> <sup>1</sup>	P. 5	E. 18	C.173	C.410	E. 16	P.111	C.486	P. 10	A.329	F. 52	F. 58	F. 50	E.245	E.201	E.181	E.247	E. 88	E.200	E. 93
Si O <sub>2</sub>	48,40	48,35	46,65	45,20	47,05	n.d	47,30	44,95	46,50	43,40	45,18	44,30	n.d	47,10	41,60	45,26	43,00	n.d	45,75	45,52	45,26	45,18	n.d	42,50	n.d	44,20	43,88	45,55	40,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,55	9,95	8,97	10,10	9,48	n.d	9,68	8,20	8,70	11,11	9,99	10,20	n.d	8,15	11,32	8,05	13,30	n.d	8,82	10,60	11,72	9,89	n.d	8,10	n.d	10,10	9,58	7,50	12,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,39	4,38	6,36	6,45	9,09	14,25	7,32	4,56	7,32	12,97	8,91	6,55	11,95	6,18	10,98	11,07	6,73	7,01	6,51		5,24	6,15		13,24		4,35	9,84	4,70	3,53
Fe <sup>0</sup>	6,78	10,29	10,58	6,90	9,43	9,41	10,70	15,80	9,54	10,92	5,62	9,80	6,85	6,15	4,86	8,78	5,52	5,40	10,58	12,04*	4,75	6,09	11,43*	14,10	11,50*	11,05	7,45	12,80	12,95
Mn O	0,17	0,28	0,27	0,25	0,32	0,32	0,30	0,37	0,25	0,38	0,21	0,27	n.d	0,21	0,32	0,26	0,13	0,12	0,25	0,21	0,14	0,15	n.d	0,48	n.d	0,35	0,35	0,27	0,26
Mg O	16,20	10,08	10,88	13,47	10,56	6,28	10,64	9,67	11,77	7,38	12,12	10,95	9,36	15,24	12,36	10,56	13,30	2,96	11,69	14,10	15,46	14,00	14,38	6,55	15,00	12,05	11,66	11,20	9,12
Ca O	10,87	12,52	11,95	12,33	10,87	11,95	10,87	11,34	12,37	9,65	11,90	13,21	12,15	12,90	10,90	10,95	11,21	11,45	12,21	11,80	11,35	11,40	15,25	9,25	11,40	11,56	10,75	12,11	12,00
Nm <sub>2</sub> O	0,48	1,38	1,20	1,20	1,14	1,60	1,10	1,59	1,15	1,39	1,79	1,51	1,41	1,09	4,07	1,68	2,35	2,76	1,63	2,09	2,15	1,82	n.d	1,86	n.d	2,32	2,35	1,63	2,65
K <sub>2</sub> O	0,23	0,26	0,10	0,64	0,12	1,77	0,08	0,59	0,14	0,47	0,15	0,33	2,25	0,13	0,87	0,50	0,33	0,78	0,14	0,63	0,54	0,58	n.d	0,58	n.d	0,72	0,53	1,58	1,58
Ti O <sub>2</sub>	1,17	1,45	1,18	0,57	1,25	1,15	1,15	1,80	1,22	0,58	1,17	1,20	n.d	1,10	1,47	1,14	3,05	3,22	1,72	2,58	1,54	2,00	n.d	1,70	n.d	1,75	1,85	1,35	3,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,16	0,09	0,05	0,08	n.d	0,08	0,11	0,09	n.d	n.d	0,13	n.d	0,04	n.d	0,08	n.d	<0,05	n.d	0,14	n.d	n.d	n.d	0,35	n.d	0,20	n.d	0,15	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>2</sup>	0,24	<0,05	0,06	0,62	<0,05	n.d	0,08	0,20	<0,05	n.d	n.d	0,20	n.d	0,08	n.d	n.d	<0,05	n.d	0,48	n.d	n.d	n.d	0,60	n.d	1,00	n.d	1,60	0,50	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>1</sup>	3,60	1,10	0,84	2,00	0,70	n.d	0,76	0,25	0,84	n.d	n.d	1,10	n.d	1,28	n.d	n.d	0,98	n.d	0,48	n.d	n.d	n.d	0,60	n.d	1,00	n.d	1,60	0,50	0,50
F <sup>-</sup>	n.d	0,00	0,00	0,05	0,00	n.d	n.d	0,05	0,00	n.d	n.d	0,03	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,03	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,04	n.d	n.d	n.d
Total	100,18	100,20	99,13	99,83	100,09	-	100,06	99,48	99,89	99,25	97,14	99,75	-	99,65	94,68	90,25	99,98	-	100,10	99,97	94,15	97,26	-	99,23	-	99,78	100,12	99,19	99,36
100 Fe Fe+Mg	26	44	45	52	48	57	48	53	43,2	62	38	44	51	30	40	49	34	33	44	30	25	31	27	69	28	40	44	46	49

Fe\* : fer total compté comme Fe 0

Tab. XII - Hornblendes (Analyses chimiques)

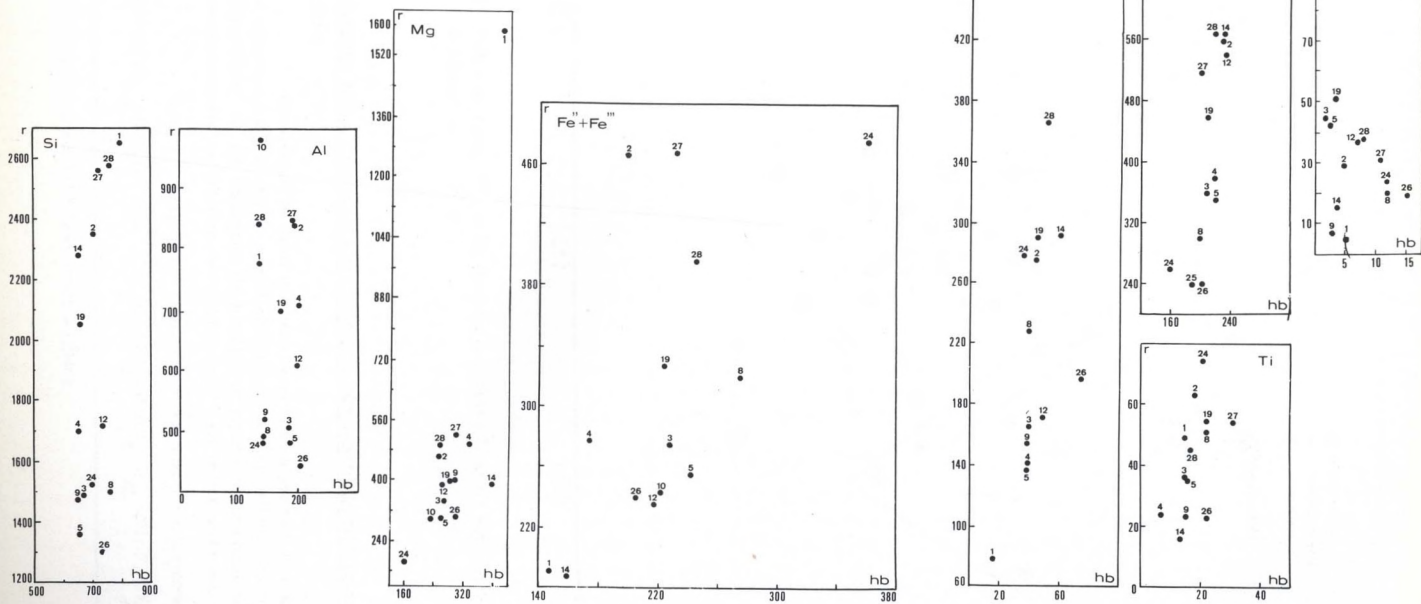


Fig. 60 - Variations des teneurs relatives en Si, Al, Mg, Fe<sup>T</sup>, Ca, Na, K, et Ti dans les amphibolites et les hornblendes correspondantes.

	ZONE B <sup>1</sup>				ZONE B <sup>2</sup>										ZONE C														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	C. 30	C.277	C.216	C.293	C.441	E.121	C.429	D.131	A.284	X <sub>n</sub> <sup>1</sup>	P. 5	E. 18	C.173	C.410	E. 16	P.111	C.486	P. 10	A.329	P. 52	F. 58	F. 50	E.245	E.201	E.181	E.247	E. 88	E.200	E. 93
Si O <sub>2</sub>	48,40	48,35	46,65	45,20	47,05	n.d	47,30	44,95	46,50	43,40	45,18	44,30	n.d	47,10	41,60	45,26	43,00	n.d	45,75	45,52	45,26	45,18	n.d	42,50	n.d	44,20	43,88	45,55	40,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,55	9,95	8,97	10,10	9,48	n.d	9,68	8,20	8,70	11,11	9,99	10,20	n.d	8,15	11,32	8,05	13,30	n.d	8,82	10,60	11,72	9,89	n.d	8,10	n.d	10,10	9,58	7,50	12,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,39	4,38	6,36	6,45	9,09	14,25	7,32	4,56	7,32	12,97	8,91	6,55	11,95	6,18	10,98	11,07	6,73	7,01	6,51	5,24	6,15	5,24	6,15	13,24	4,35	9,84	4,70	3,53	
Fe <sup>0</sup>	6,78	10,29	10,58	6,90	9,43	9,41	10,70	15,80	9,54	10,92	5,62	9,80	6,85	6,15	4,86	8,78	5,52	5,40	10,58	12,04*	4,75	6,09	11,43*	14,10	11,50*	11,05	7,45	12,80	12,95
Mn O	0,17	0,28	0,27	0,25	0,32	0,32	0,30	0,37	0,25	0,38	0,21	0,27	n.d	0,21	0,32	0,26	0,13	0,12	0,25	0,21	0,14	0,15	n.d	0,48	n.d	0,35	0,35	0,27	0,26
Mg O	16,20	10,08	10,88	13,47	10,56	6,28	10,64	9,67	11,77	7,38	12,12	10,95	9,36	15,24	12,36	10,56	13,30	2,96	11,69	14,10	15,46	14,00	14,38	6,55	15,00	12,05	11,66	11,20	9,12
Ca O	10,87	12,52	11,95	12,35	10,87	11,95	10,87	11,34	12,37	9,65	11,90	13,21	12,15	12,90	10,90	10,99	11,21	11,45	12,21	11,80	11,35	11,40	15,25	9,25	11,40	11,56	10,75	12,11	12,00
Na <sub>2</sub> O	0,48	1,38	1,20	1,20	1,14	1,60	1,10	1,59	1,15	1,39	1,79	1,51	1,41	1,09	4,07	1,68	2,35	2,76	1,63	2,09	2,15	1,82	n.d	1,86	n.d	2,32	2,35	1,63	2,65
K <sub>2</sub> O	0,23	0,26	0,10	0,64	0,12	1,77	0,08	0,59	0,14	0,47	0,15	0,33	2,25	0,13	0,87	0,50	0,33	0,78	0,14	0,63	0,54	0,58	n.d	0,58	n.d	0,72	0,53	0,35	1,58
Ti O <sub>2</sub>	1,17	1,45	1,18	0,57	1,25	1,15	1,15	1,80	1,22	0,58	1,17	1,20	n.d	1,10	1,47	1,14	3,05	3,22	1,72	2,58	1,54	2,00	n.d	1,70	n.d	1,75	1,85	1,35	3,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,16	0,09	0,05	0,08	n.d	0,08	0,11	0,09	n.d	n.d	0,13	n.d	0,04	n.d	n.d	0,08	n.d	0,15	n.d	n.d	n.d	n.d	0,12	n.d	0,09	n.d	0,08	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,24	<0,05	0,06	0,62	<0,05	n.d	0,08	0,20	<0,05	n.d	n.d	0,20	n.d	0,08	n.d	n.d	<0,05	n.d	0,14	n.d	n.d	n.d	n.d	0,35	n.d	0,20	n.d	0,15	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>0</sup>	3,60	1,10	0,84	2,00	0,70	n.d	0,76	0,25	0,84	n.d	n.d	1,10	n.d	1,28	n.d	n.d	0,98	n.d	0,48	n.d	n.d	n.d	n.d	0,60	n.d	1,00	n.d	1,60	0,50
F <sup>-</sup>	n.d	0,00	0,00	0,00	0,00	n.d	n.d	0,05	0,00	n.d	n.d	0,03	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,03	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,04	n.d	n.d	n.d
Total	100,18	100,20	99,13	99,83	100,09	-	100,06	99,48	99,89	99,25	97,14	99,75	-	99,65	94,68	90,25	99,98	-	100,10	99,97	94,15	97,26	-	99,23	-	99,78	100,12	99,19	99,36
100 Fe Fe+Mg	26	44	45	52	48	57	48	53	43,2	62	38	44	51	30	40	49	34	33	44	30	25	31	27	69	28	40	44	46	49

Fe\* : fer total compté comme Fe 0

Tab. XII - Hornblendes (Analyses chimiques)

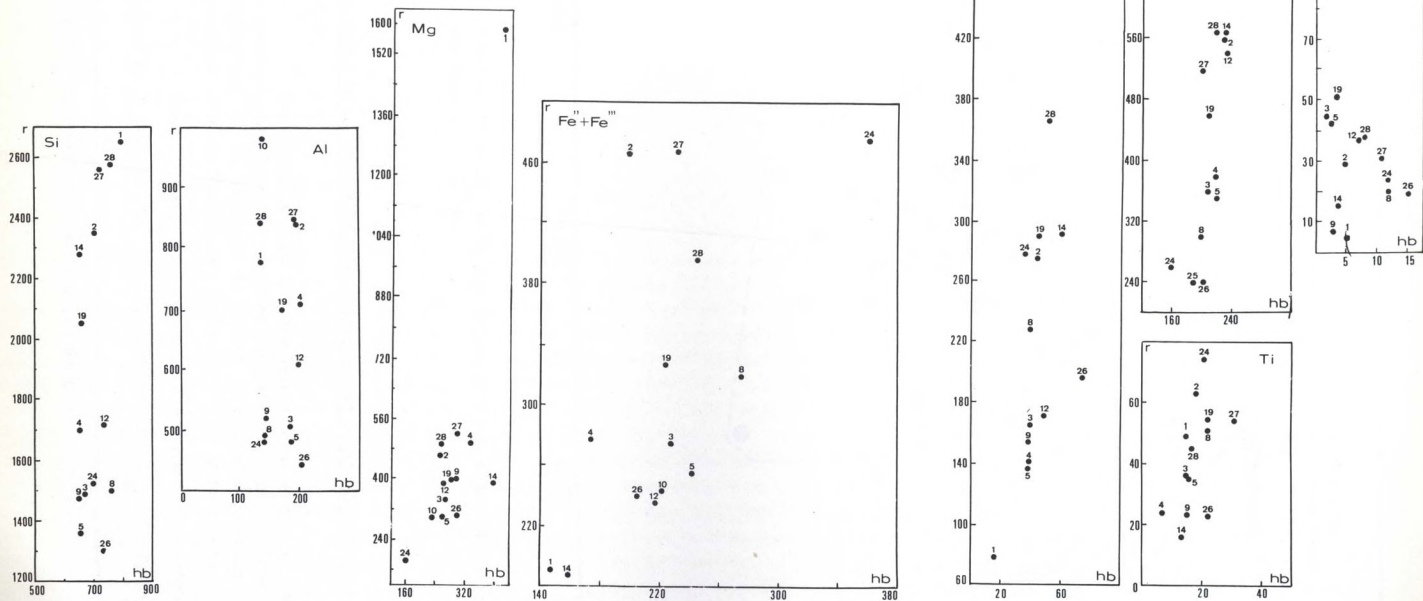


Fig. 60 - Variations des teneurs relatives en Si, Al, Mg, Fe<sup>T</sup>, Ca, Na, K, et Ti dans les amphibolites et les hornblendes correspondantes.

El presente documento es propiedad de la Universidad de Huelva y no debe ser reproducido ni distribuido sin el consentimiento expreso de la Universidad de Huelva.

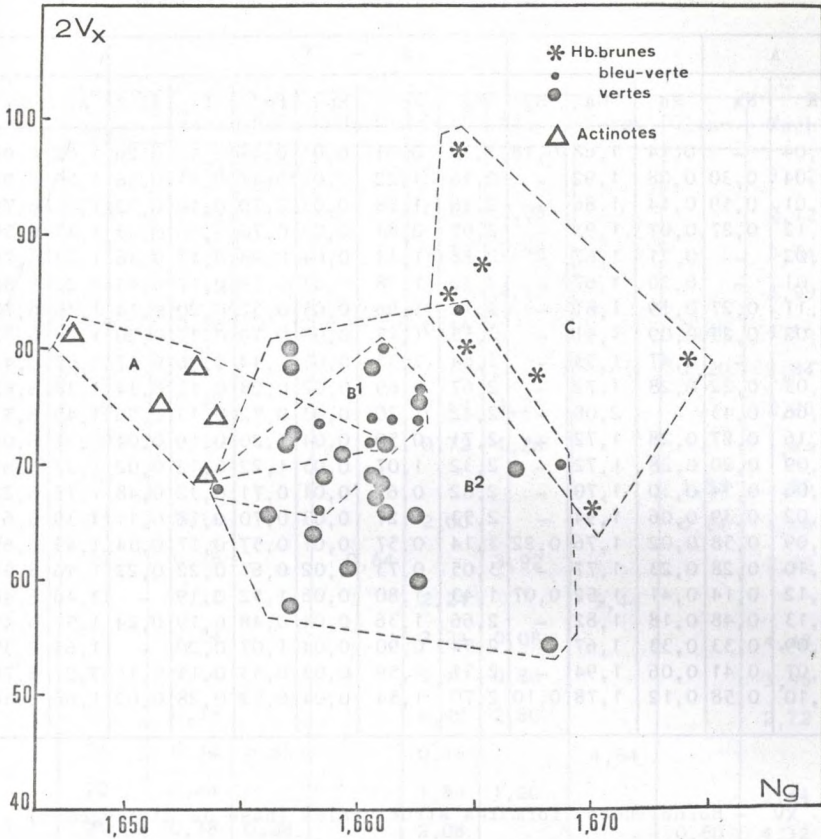
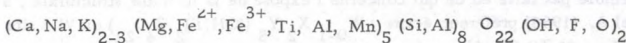


Fig. 58 - Relations entre  $2V_x$  et Ng dans les actinolites s. l. et les hornblendes issues des Zones A, B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C.

II. 2- VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES HORNBLENDES DANS LES ZONES B<sup>1-2</sup> et C.

Etant donné le choix que nous avons fait en prenant la couleur (et par conséquent certaines caractéristiques cristallichimiques) des amphiboles calciques comme index zonéographique, il est nécessaire de justifier ce critère en montrant que le chimisme de ces minéraux varie en fonction des conditions P/T du métamorphisme.

Nous (\*) que la composition moyenne d'une amphibole peut s'écrire :

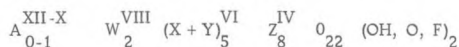


(\*) Warren (1930), Hallimond (1934) et Sundius (1946).

		A		W			X + Y						Z	
		K	Na	Na	Ca	Mg	Mg	Fe <sup>II</sup>	Mn	Fe <sup>III</sup>	Ti	Al	Al	Si
1	C. 30	1,04	-	0,14	1,68	0,18	3,33	0,81	0,01	0,47	0,12	0,26	1,02	6,98
2	C. 277	0,04	0,30	0,08	1,92	-	2,16	1,22	0,03	0,47	0,15	0,58	1,09	6,91
3	C. 216	0,01	0,19	0,14	1,86	-	2,38	1,28	0,03	0,70	0,12	0,32	1,21	6,79
4	C. 293	0,12	0,27	0,07	1,93	-	2,95	0,84	0,03	0,70	0,06	0,33	1,41	6,59
5	C. 441	0,02	-	0,31	1,67	-	2,28	1,13	0,04	0,98	0,13	0,36	1,24	6,76
7	C. 429	0,01	-	0,30	1,67	-	2,30	1,28	0,03	0,79	0,12	0,44	1,20	6,80
8	E. 131	0,11	0,27	0,19	1,81	-	2,16	1,96	0,05	0,51	0,20	0,14	1,30	6,70
9	A. 284	0,02	0,23	0,09	1,91	-	2,55	1,15	0,03	0,79	0,13	0,20	1,28	6,72
10	X <sup>1a</sup>	-	-	0,47	1,53	-	1,64	1,35	0,05	1,44	0,06	0,37	1,57	6,43
11	F. 5	0,03	0,22	0,28	1,72	-	2,67	0,69	0,02	0,98	0,13	0,34	1,38	6,62
12	E. 18	0,06	0,43	-	2,08	-	2,42	1,20	0,03	0,72	0,13	0,28	1,49	6,51
15	E. 16	0,16	0,87	0,28	1,72	-	2,71	0,59	0,04	1,20	0,16	0,04	1,91	6,09
16	F. 111	0,09	0,20	0,28	1,72	-	2,32	1,07	0,03	1,22	0,12	0,02	1,37	6,63
17	C. 486	0,06	0,34	0,30	1,70	-	2,82	0,65	0,01	0,71	0,32	0,48	1,73	6,27
19	A. 329	0,02	0,39	0,06	1,94	-	2,53	1,27	0,03	0,70	0,18	0,11	1,39	6,61
21	F. 58	0,09	0,58	0,02	1,76	0,22	3,14	0,57	0,01	0,57	0,17	0,54	1,45	6,65
22	F. 50	0,10	0,28	0,23	1,77	-	3,05	0,73	0,02	0,67	0,22	0,22	1,46	6,54
24	E. 201	0,12	0,14	0,41	1,52	0,07	1,43	1,80	0,06	1,52	0,19	-	1,46	6,46
26	E. 247	0,13	0,48	0,18	1,82	-	2,66	1,36	0,04	0,48	0,19	0,24	1,51	6,49
27	E. 88	0,09	0,33	0,33	1,67	-	2,54	0,90	0,04	1,07	0,20	-	1,65	6,35
28	E. 200	0,07	0,41	0,06	1,94	-	2,51	1,59	0,03	0,53	0,15	0,11	1,21	6,79
29	E. 93	0,10	0,58	0,12	1,78	0,10	2,70	1,54	0,04	0,52	0,28	0,02	1,66	6,34

Tab. XV - Hornblendes, formules structurales (base de 23 oxygènes)

Cette formule, déduite de la trémolite (Ca<sub>2</sub>Mg<sub>5</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>), peut être étendue aux autres amphiboles comme suit : (\*)



où l'on a :

A : site "vacant" occupé par Na, K à coordinance XII-X

W : position M<sub>4</sub> octacoordonnée

(X+Y) : site hexacoordonné M<sub>1</sub>-M<sub>2</sub>-M<sub>3</sub> où les substitutions isomorphiques font apparaître deux groupements ioniques particuliers

(\*) L'unanimité ne semble pas faite en ce qui concerne l'exposé de la formule structurale ; ainsi des auteurs comme Engel A. (1966) préfèrent écrire : W<sub>0-1</sub> X<sub>2</sub> Y<sub>5</sub> ((OH, F)<sub>2</sub>/Z<sub>4</sub>O<sub>22</sub>) où W = site A ; X = site M<sub>4</sub> ; Y = sites M<sub>1-3</sub> et Z = Si, Al.

Nº Anal.	Tiam	Cum.	Ed.cal.	Rich.	Eden.	Parg.	Glauc.	Tsch.	Trm.
1	0,24	0,72		0,32				3,12	2,88
2	0,30			0,64	2,08			2,12	2,86
3	0,24			2,12	0,48			3,64	2,52
4	0,12			0,56	2,56			3,99	0,88
5	0,26			0,16			2,40	4,16	1,08
7	0,24						1,20	3,84	2,72
8	0,40			0,64	3,28			2,00	1,68
9	0,26			0,72	1,28			3,44	2,28
10	0,12						1,88	5,80	0,20
11	0,16			2,00			0,24	4,48	1,62
12	0,26		0,64		3,92			2,32	0,86
15	0,32			2,24		5,44			
16	0,24			2,24	0,08			4,48	0,96
17	0,64			2,40	0,80			3,96	0,20
19	0,36			0,48	2,80			2,72	1,64
21	0,34	0,88		0,16		4,64			2,18
22	0,44			1,84	1,20			3,44	1,07
24	0,38	0,28		2,08			0,60	4,32	0,26
26	0,38			1,44	3,54			2,80	
27	0,40			2,64		0,72		4,28	
28	0,30			0,48		4,00		2,52	0,92
29	0,54	0,36		1,12	0,77	3,24			0,76

Tab. XVI - Hornblendes, formules molaires selon la méthode de F. Shido (1958) complétée par J. Fabriès (1963).



Z : position hexacoordonnée où se logent  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  (ce dernier se substituant au maximum à 2 Si)

Dans les roches métamorphiques, les principales substitutions isomorphiques(\*) dans les hornblendes aboutissent à la formation des pôles purs idéaux suivants (Shido, 1958, Fabriès, 1963) :

Ti Al ----	Mg Si <sub>2</sub>	dans la hornblende titanifère (tiam)
Mg -- --	Ca	dans la cummingtonite (cum)
Ca Al <sub>2</sub> ---	Si <sub>2</sub>	dans l'édénite calcique (ca-ed)
Na <sub>2</sub> ----	Ca	dans la richtérite (rt)
Na Al ---	Si	dans l'édénite (ed)
Na Al ---	CaMg	dans la glaucophane (gl)
Na Al <sub>2</sub> --	Si <sub>2</sub>	dans la pargasite (pg)
Al <sub>2</sub> ----	Mg Si <sub>2</sub>	dans la tschermackite(tsch)

Comme le montre le Tableau XVI et la Fig. 59, les proportions moléculaires calculées sur la base anhydre (\*\*) de 23 oxygènes varient qualitativement et quantitativement dans le sens d'un métamorphisme prograde (de la gauche vers la droite). Ces variations se traduisent par les caractères suivants :

- les hornblendes deviennent légèrement plus titanifères,
- les substitutions du type  $\text{Na}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}_2$ , autrement dit les teneurs en richtérite sont très variables,
- les remplacements  $\text{Na Al} \rightleftharpoons \text{Si}$  (édénite) augmentent dans le même sens que le métamorphisme,
- les substitutions  $\text{Mg Si}_2$  par  $\text{Al}_2$  ("tschermakite") décroissent depuis B<sup>1</sup> jusque dans C.
- les molécules de cummingtonite, d'édénite calcique et de glaucophane se développent sporadiquement.

Le problème est de savoir si ces variations sont effectivement liées au métamorphisme ou bien si elles traduisent des fluctuations dans le chimisme global des amphibolites.

### II.3 - RELATIONS ENTRE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLES ET CELLE DE LA ROCHE-HÔTE.

Le premier paramètre susceptible de contrôler la composition chimique des minéraux est tout d'abord la composition chimique de la roche-hôte. Afin de tester les effets de celle-ci sur les amphiboles, nous avons comparé les teneurs (en nombre d'atomes) de Si, Al, ... dans les hornblendes et les rapports :  $\frac{\text{Si}_{100}(\text{roche})}{\% \text{ modal hornblende}}$ ,  $\frac{\text{Al}_{100}}{\% \text{ Hb}}$ , etc. dans les amphibolites hôtes.

- (\*) A côté de ces substitutions principales, il existe d'autres remplacements tels que  $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}$  dans les sites octaédriques et  $\text{O} \rightleftharpoons \text{OH}$  dans les "oxyhornblendes".
- (\*\*) Devant le peu de confiance que l'on peut à priori accorder aux dosages de  $\text{H}_2\text{O}$ , il est préférable (Shido, 1958) de calculer la formule structurale des hornblendes sur la base anhydre; cette accommodation est toutefois discutable (Borg, 1967) et son principal intérêt réside surtout dans le fait que les formules structurales paraissent plus "satisfaisantes" calculées sur la base anhydre que sur la base de 24 (O, OH).

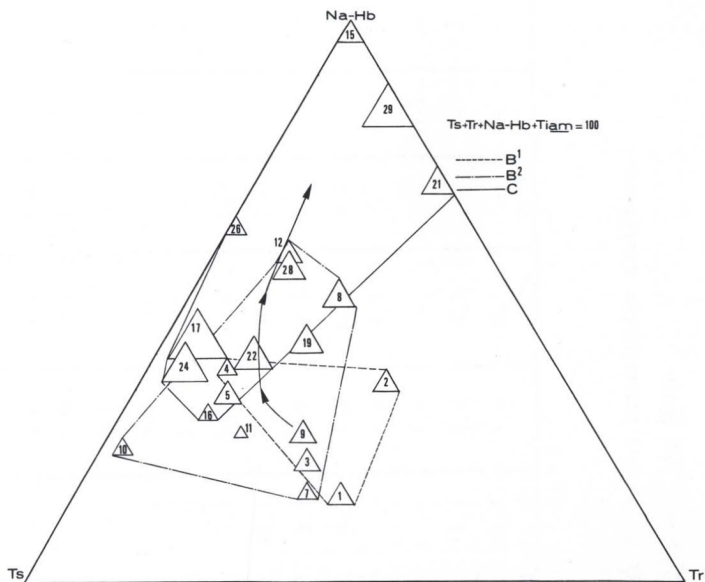


Fig. 59 - Variations progrades des teneurs relatives en trémolite-tschermakite - (richtérite + édenite + pargasite) - "hornblende titanifère" des amphiboles calciques des Zones B<sup>1</sup>-B<sup>2</sup>-C d'Aracena.



Nº Echantil.	Nº Anal.	Quartz	Plag.	Hornb.	Diop.	M. Op.	Apatite	Sphène	Biot.	Epid.
C. 30	1	*	n.d	27	-	n.d	n.d	n.d	-	-
C.277	2	*	n.d	35	-	n.d	n.d	n.d	-	-
C.216	3	*	42	55,1	-	0,9	0,6	1,4	-	-
C.293	4	*	49,2	46,3	-	1,1	0,7	-	1,8	-
C.441	5	0,1	32,8	62,0	-	4,8	0,0	-	-	-
E.131	8	-	38,7	54,8	-	5,8	0,7	-	-	-
A.284	9	*	40,4	56,2	1,9	0,1	0,4	1,0	-	-
E. 18	12	*	27,8	47,6	20,1	0,0	3,5	1,0	-	-
C.410	14	-	56,2	37,6	3,2	0,8	0,2	1,4	-	1,6
A.329	19	*	47,6	40,8	8,7	3,0	0,6	0,8	-	-
E.201	24	0,1	37,8	50,9	-	4,5	6,5	-	0,2	-
E.247	26	-	34,3	63,8	-	1,4	-	-	0,5	-
E. 88	27	-	42,0	32,9	18,5	6,3	0,3	-	-	-
E.200	28	-	49,4	33,7	13,5	3,6	0,5	-	-	-

Tab. XVII - Mode des amphibolites aux hornblendes analysées.

(\* = en trace, décelé aux R-X).

Les différentes valeurs qui ont été ainsi calculées montrent les faits suivants (cf. Figure 60) :

(Fig. 60 a-b) - Si et Al : Il n'y a pas de corrélations significatives (risque 5 %) entre la richesse en Si et Al de la roche et la teneur en Si et Al de la hornblende.

(Fig. 60 c) - Ti : Les teneurs globales en Ti dans les amphibolites varient du simple au quadruple ce qui s'exprime par une quantité très variable de sphène et surtout l'ilménite dans toutes nos amphibolites. La présence de ces phases titanifères permet de penser que les hornblendes analysées sont toujours saturées en Ti et que les variations marquées par les individus de haut grade (12-13-14-15) traduisent un enrichissement en cet élément en réponse à une augmentation de température.

(Fig. 60 d) -  $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$ . Les teneurs en fer total de la hornblende et celles de la roche-hôte évoluent dans le même sens. Le diagramme montre dans le détail une dispersion des points qui est indépendante du métamorphisme progressif et qui est par contre liée à des variations dans les teneurs relatives en  $Fe^{3+}$  dans les amphibolites. Ce phénomène est en particulier illustré par les analyses (4) (19) (29) (27) et (2) dont la distribution anarchique est due à la présence d'une quantité variable d'hématite parmi les constituants opaques.

(Fig. 60 e) - Mg : Les variations en Mg dans les amphibolites se retrouvent dans leur ensemble dans les hornblendes. Comme dans le cas du fer total, on ne voit pas se dessiner de corrélations évidentes entre les teneurs en Mg des amphiboles et la surimposition d'un métamorphisme progressif.

L'existence de substitutions isomorphes du type  $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$  ressort grossièrement des figures 60 d et 60 e, en particulier pour les analyses (24) et (1). On note toutefois l'absence d'une compensation stricte entre les points du diagramme établi pour  $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$  et ceux du magnésium. On peut soupçonner qu'un ou plusieurs paramètres autres que T et  $P_L$  puisse agir sur la répartition de  $Fe_T$  et Mg dans les hornblendes analysées.

(Fig. 60 f) - Ca : Il n'y a pas (sauf peut-être pour les hornblendes 1 et 9) de relations progressives entre les teneurs en Ca de l'amphibole et celles de l'amphibolite-hôte.

(Fig. 60 g) - Na : Les teneurs en Na des hornblendes ne paraissent pas influencées par celles de la roche-hôte ; l'amphibole et l'amphibolite 1 ne traduisent pas ce fait. Nous pensons que cela est dû en grande partie, à des erreurs dans le calcul du mode (schiste amphibolique à grains fins). Les teneurs moyennes en Na dans les hornblendes étant de l'ordre de 40 atomes-grammes % on remarquera, pour la suite de la discussion, que les individus (14) (26)(27)(28) s'écarteront assez nettement de cette valeur pour se distribuer dans une aire déterminée.

(Fig. 60 h) - K : Les corrélations pour ce cation ne sont pas clairement définies. On remarque toutefois les deux faits suivants :  
1) les amphibolites à biotites (4) (12) ont des hornblendes plus potassiques que les amphibolites normales,

- 2) les teneurs en K des hornblendes paraissent augmenter lorsque la teneur globale des amphibolites en cet élément diminue. Cette tendance (qui n'est pas évidente pour les individus 1-9-14 et 4) n'est pas à rattacher à un phénomène prograde mais paraît liée à l'état d'altération (séricitisation) des plagioclases.

II. 4 - RELATIONS ENTRE COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLES ET LES CONDITIONS DU METAMORPHISME.

En accord avec les observations faites par divers auteurs (Deer, 1958 ; Shido, 1958 ; Engel et al., 1962 ; Fabriès, 1963), les teneurs en Si, Al et Ca des hornblendes de la région d'Aracena ne varient pas de façon significative en fonction de la composition globale des amphibolites ou du métamorphisme progressif.

Il n'en est pas de même toutefois des teneurs en  $Fe_{T}$ , Mg, Ti et (Na + K) car les changements de concentration dans les hornblendes reflètent des changements notables, soit dans le chimisme des roches-hôtes, soit dans les conditions de T/P.

II. 4. a - Variations des teneurs en Mg,  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$ .

A. Miyashiro (1958) puis R. A. Binns (1965) ont montré que les variations des teneurs en  $Fe_{Total}$  et en Mg dans les hornblendes traduisent surtout (et de prime abord) des fluctuations dans le chimisme originel des roches-hôtes.

Cette conclusion n'est pas valable dans le détail si l'on tient compte du fait que la quantité de Mg d'une amphibole est surtout liée aux teneurs en  $Fe^{2+}$  dans l'amphibolite. Il paraît en effet évident que des variations dans l'état d'oxydation du fer doivent d'autant plus favoriser les substitutions  $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$  que les conditions du milieu facilitent le développement de cet élément sous la forme de  $Fe^{3+}$ . La quantité de  $Fe^{3+}$  d'une hornblende étant limitée et directement (ou indirectement) contrôlée par le potentiel chimique d'autres cations tels que Ti et  $Al^{VI}$  et  $Na^A$ , il s'ensuit que les roches riches en fer ferrique présenteront des ferromagnésiens relativement riches en Mg et pauvres en  $Fe^{2+}$ .

Ce phénomène comparable à celui qui a été mis en évidence par G. A. Chinner (1960) dans des biotites de roches métamorphiques silico-alumineuses, se retrouve également dans les hornblendes (et des clinopyroxènes associés) d'Aracena.

Comme le montre la Figure 61-A, il existe une corrélation entre :

- 1)- le "degré d'oxydation" des amphibolites (c'est-à-dire le paramètre  $100 (2 Fe_{2/3} O_3 / 2 Fe_{2/3} O_3 + FeO)$ ,
- 2)- la paragenèse des oxydes opaques,
- 3)- le rapport  $100 Mg / Mg + Fe^{2+}$  des hornblendes.

- Corrélation entre le "degré d'oxydation" et les teneurs en Mg des hornblendes.

Dans la Zone B<sup>1-2</sup> ainsi que dans la Zone C, le diagramme 61-A fait apparaître que les teneurs en Mg des hornblendes augmentent lorsqu'il y a un accroissement des teneurs relatives en  $Fe_{2/3} O_3$  dans l'amphibolite-hôte. L'amplitude du

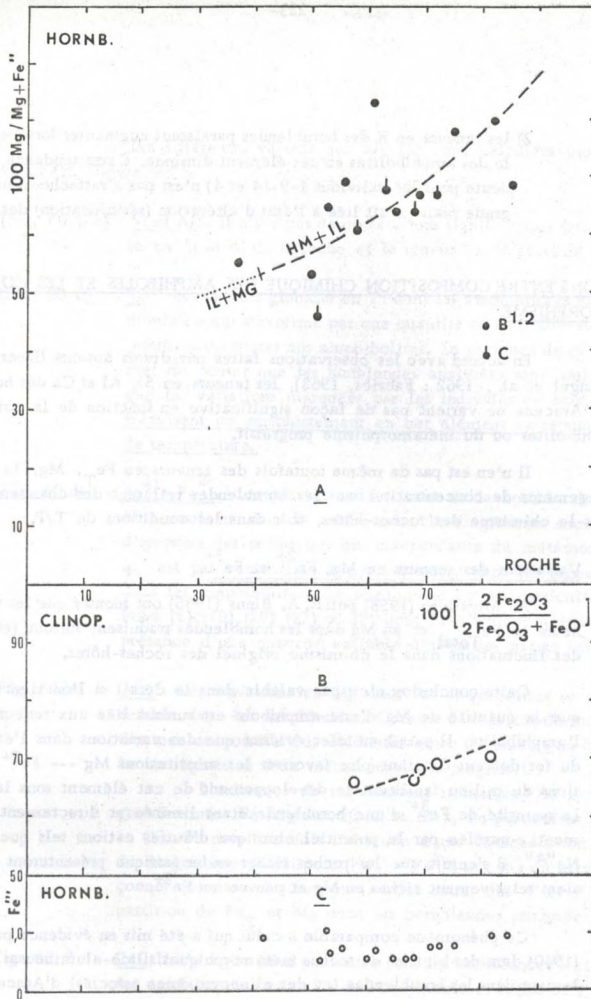


Fig. 3, 61 - Correlations entre le "degré d'oxydation" des amphibolites d'Aracena (d = 100,  $(2 Fe_2O_3 / 2 Fe_2O_3 + FeO)$  et le rapport  $Mg/Mg + Fe^{2+}$  dans les hornblendes (A) et les clinopyroxènes associés (B) (IL = ilménite, MG = magnétite, HM = hématite). En (C), relations entre le degré d'oxydation des amphibolites et les teneurs en  $Fe^{3+}$  des hornblendes analysées.

phénomène (illustré par le tracé empirique de la courbe du diagramme) paraît indépendante (Fig. 61-C) des teneurs en  $\text{Fe}^{3+}$  des hornblendes (\*) et de l'intensité des degrés du métamorphisme. On doit donc s'attendre à ce que la transformation du fer ferreux en fer ferrique ait pour effet d'augmenter la concentration en Mg des hornblendes alors que celles-ci étaient "saturées" en  $\text{Fe}^{3+}$  dans les sites Y.

- Corrélation entre la paragenèse des oxydes et les teneurs en Mg des hornblendes.

La remarque précédente implique nécessairement que les ions  $\text{Fe}^{3+}$  qui ne peuvent pas pénétrer dans la structure des hornblendes se concentrent dans une ou plusieurs phases riches en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Cette évidence théorique est en accord avec la paragenèse des minéraux "opaques" et plus particulièrement des oxydes. Comme nous l'avons souligné antérieurement (p. ), les amphibolites qui présentent des "degrés d'oxydation" élevés renferment en effet une quantité variable d'hématite.

Dans le diagramme 61-A, cette corrélation entre teneurs en Mg des hornblendes et <sup>la</sup> paragenèse des oxydes peut être matérialisée à l'aide de tronçons de la courbe de ce diagramme. Dans le tronçon où la pente est relativement faible, les hornblendes sont associées à de l'ilménite et à de la magnétite tandis que dans le tronçon où cette pente est plus raide, la paragenèse des oxydes est toujours caractérisée par la coexistence d'une quantité grossièrement croissante d'hématite (l'ilménite et la magnétite tendent alors à diminuer).

Toutes ces observations montrent finalement que si les teneurs en Mg des hornblendes sont contrôlées par le chimisme originel des amphibolites, ces mêmes teneurs doivent être également liées à l'état d'oxydation du fer dans la roche-hôte. De ce fait, dans un domaine isothermique le rapport  $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$  dans les hornblendes (ainsi d'ailleurs que les clinopyroxènes associés (cf. Fig. 61-B)) peu varier :

- soit par simple effet de matrice (le rapport  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$  aurait donc été préservé malgré le métamorphisme,
- soit parce que la pression partielle de l'oxygène (ou si l'on veut sa fugacité) est contrôlée de l'extérieur (par exemple : porosité variable des roches),

II. 4. b- Variations des teneurs en Ti et (Na + K) des hornblendes.

Il est classiquement admis qu'une augmentation des conditions de T favorise l'introduction de Ti dans les hornblendes et que ce phénomène se traduit par un accroissement de la couleur brune de ces dernières.

Il semble que la corrélation teinte brune/teneurs en Ti/métamorphisme progressif ne soit pas aussi systématique, car comme le montrent les analyses (Tab. certaines hornblendes vertes peuvent être aussi riches en  $\text{TiO}_2$  que certaines amphiboles brunes catazonales.

---

(\*) Les teneurs en  $\text{Fe}^{3+}$  restent ici pratiquement constantes et indépendantes du degré d'oxydation.

D'après J. Fabriès (comm. orale) la teinte brune des amphiboles calciques serait également contrôlée par la quantité de  $Fe^{3+}$  octaédrique.

De l'avis même des auteurs, les variations des teneurs (Na + K) sont plus délicates à interpréter. Comme nous l'avons souligné plus haut, les hornblendes (14) (26) (27) (28) s'écartent d'une valeur moyenne en réponse à des variations des conditions de P et T. Ces changements traduisent un enrichissement en alcalin dans les sites "W" et "A" où, si l'on veut, une augmentation relative des teneurs en richtérite, en édénite et en pargasite dans les hornblendes (Fig. 61 et 62).

Théoriquement, l'introduction de (Na + K) dans les sites "A" de la molécule d'édénite doit être compensée par une diminution des teneurs en aluminium octaédrique.

Comme le montre la Figure 63, a, on remarque en réalité que cette corrélation se manifeste par une large dispersion des points représentatifs des hornblendes. L'introduction de (Na + K) "A" est en fait plus clairement "balancée" par une diminution relative en  $(Al + Fe^{3+})^{VI}$  (Fabriès, 1963 ; Leake, 1965) ; la Figure 63, c, fait toutefois apparaître que certains individus particulièrement riches en  $Fe^{3+}$  (9) et  $Ca^{2+}$  (7) n'obéissent pas entièrement à cette loi. Quoiqu'il en soit dans le détail, il ressort nettement des Figures 63, a et 63, c, que les amphiboles des Zones B<sup>1-2</sup> et C se répartissent dans des aires différentes ce qui prouve que l'enrichissement en alcalins dans les sites "A" est un phénomène lié à une augmentation des conditions du métamorphisme.

#### II. 4. c - Autres variations.

Parmi les variations cristallogéniques observées dans les amphiboles calciques du métamorphisme, certains auteurs (en particulier Harry, 1950) pensent que les teneurs en aluminium tétracoordonné augmentent régulièrement quand se produit une élévation de température. Cette hypothèse, si elle paraît valable pour certains groupes de minéraux, n'est pas satisfaisante dans le cas des hornblendes. En effet, l'examen de la relation  $(Na + K)^{IV} = f(Al)^{IV}$  montre (cf. Fig. 63, b) que certains individus s'écartent notablement de la courbe représentative de cette fonction et que d'autre part, les amphiboles des Zones B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C sont mélangées. L'interprétation de ce phénomène (Shido, 1958) est fondée sur le fait qu'il faut faire la distinction entre l'aluminium tétracoordonné issu de la substitution édénitique (Na Al -- Si) et celui qui provient du remplacement de MgSi par Al<sub>2</sub> dans la tschermakite. Ces deux substitutions se produisant à des degrés variables au sein d'une même zone, il s'ensuit que l'on ne peut guère utiliser le critère des teneurs en  $(Al)^{IV}$  comme indicateur prograde.

#### II. 5 - INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES VARIATIONS DE COMPOSITION PROGRADE DANS LES HORNBLENDES.

L'accroissement des teneurs en (Na + K) "A" des hornblendes a reçu une interprétation pétrogénétique que l'on peut résumer ainsi (Shido, 1958 ; Fabriès, 1963-1968 ; Binns, 1965) :

- Dans les roches du faciès Schistes verts (partie profonde) et du faciès Amphibolite (Zone B<sup>1-2</sup> et une partie de la Zone C) les molécules de richtérite et d'édénite proviendraient des réactions suivantes:



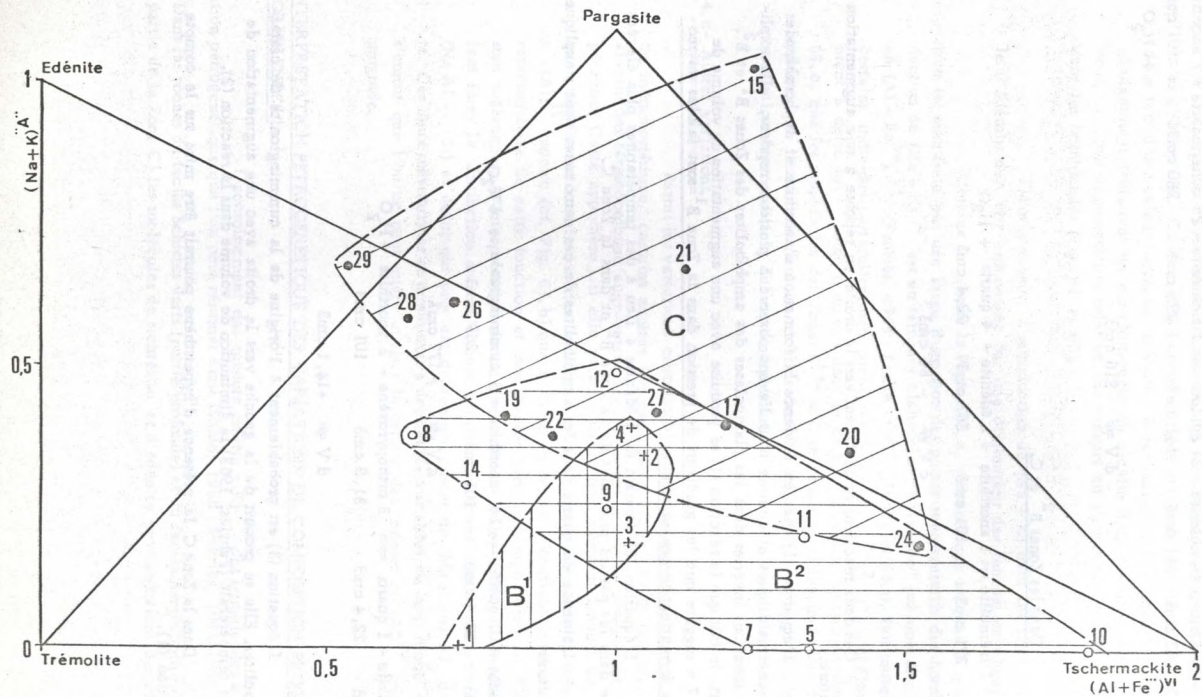


Fig. 62 - Diagramme de Boyd des hornblendes mésozonales (B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup>) et catazonales (C) d'Aracena.

	Hornblende X <sup>1</sup> <sub>a</sub>	Cumingtonite X <sup>1</sup> <sub>b</sub>		Hornblende X <sup>1</sup> <sub>a</sub>	Cumingtonite X <sup>1</sup> <sub>b</sub>
Si O <sub>2</sub>	43,40	≥ 50,00	Si	6,43	7,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,11	2,70	Al <sup>IV</sup>	1,57	0,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,97		Al <sup>VI</sup>	0,37	0,40
Fe 0	10,92	26,75*	Ti	0,06	0,03
Mn 0	0,38	0,79	Fe <sup>3+</sup>	1,44	} 3,18
Mg 0	7,38	10,63	Fe <sup>2+</sup>	1,35	
Ca 0	9,65	2,37	Mn	0,05	0,10
Na <sub>2</sub> O	1,39	0,51	Mg	1,64	2,52
K <sub>2</sub> O	0,47	0,24	Ca	1,53	0,40
Ti O <sub>2</sub>	0,58	0,26	Na	0,39	0,15
Total	99,25	94,25	K	0,09	0,05

	Hornblende X <sup>1</sup> <sub>a</sub>	Cumingtonite X <sup>1</sup> <sub>b</sub>
Tiam.	0,12	0,06
Cum.	1,88	4,92
Glauc.	-	0,80
Tsch.	5,80	0,16
Trem.	0,20	2,24

Tab.XVIII - Analyses chimiques et formules structurales (base de 23 oxygènes) des amphiboles de l'association hornblende-cumingtonite.

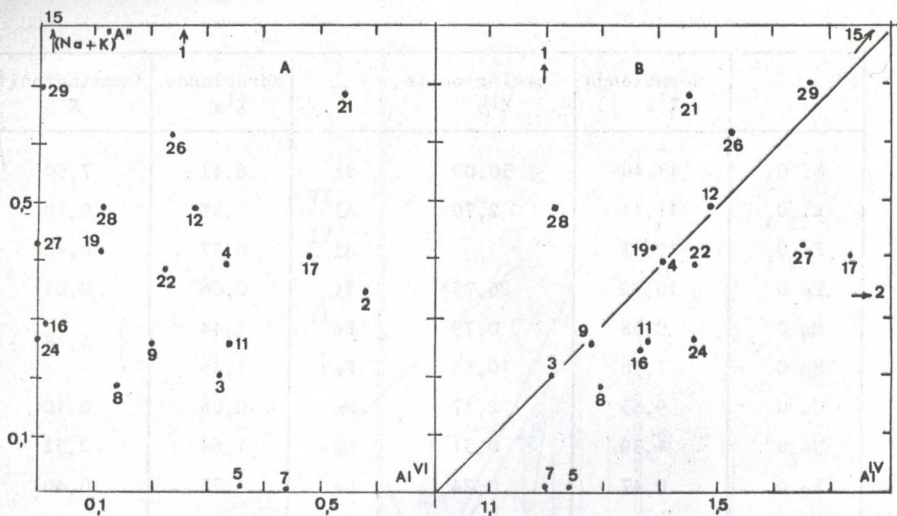


Fig. 63 - Corrélation entre les teneurs en alcalins dans les sites "A" et les teneurs en Al tétraédrique (Fig. A), octaédrique (Fig. B), ainsi que la somme des cations en Y (Fig. C).



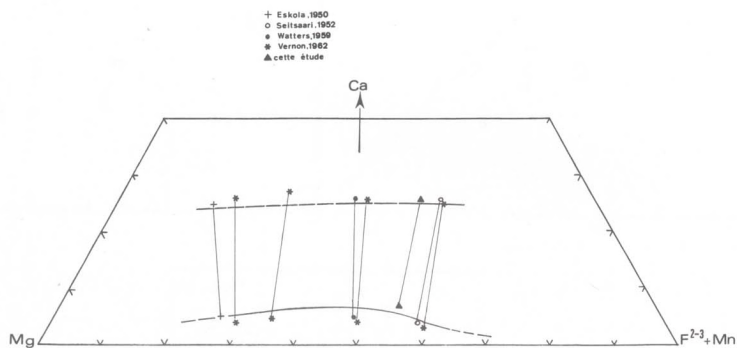


Fig. 64 - Diagramme Ca - Mg - (Fe + Mn)<sup>T</sup> et relations de phases dans les associations à hornblende-cummingtonite.

## II. 6 - LES ASSOCIATIONS A HORNBLLENDE-CUMMINGTONITE.

Nous avons signalé (p. ) la présence de figures analogues à des "perthites" de cummingtonite dans les hornblendes de la Zone B<sup>2</sup> et plus rarement de la Zone C. Ce phénomène se produit dans des amphibolites quartzifères ou dans de rares niveaux riches en magnétite et grenat comparables à la "collobriérite" du Massif des Maures.

En plus de l'allure perthitique de la cummingtonite il existe d'autres habitus qui rappellent les descriptions faites en particulier par R.H. Vernon (1962).

Le problème qui se pose est de savoir si ces associations sont en équilibre. Dans cette perspective, et à la suite de divers auteurs (Eskola, 1950 ; Seitsaari, 1952; Watters, 1959 ; Vernon, op. cit., Ernst, 1968), nous avons réussi à séparer une paire de hornblende-cummingtonite. Les analyses effectuées sur ces minéraux montrent que nous avons affaire (cf. Tabl. XVIII) à une hornblende essentiellement tschermakitique particulièrement riche en fer et à une cummingtonite s.l. de type grüneritique.

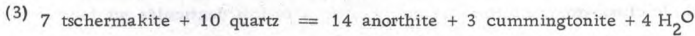
La projection sur le triangle Ca-Mg-(Fe + Mn) de cette paire d'amphiboles ainsi que celle des analyses effectuées par les auteurs précédents, montre (cf. Fig. 64) :

- que les lignes jointives hornblende-"cummingtonite" ne se recoupent pas,
- qu'il existe une corrélation entre les variations des teneurs en (Fe + Mn) et (Mg) dans les paires hornblende "cummingtonite".
- que les teneurs en Ca dans les hornblendes et dans les cummingtonites (au maximum 2,5 % en pourcentage de poids) restent sensiblement identiques quelles que soient les teneurs en (Fe + Mn) et (Mg) de ces deux amphiboles.

Ces trois faits suggèrent vivement que nous sommes en présence d'associations en équilibre. Ils montrent d'autre part qu'il existe une lacune de miscibilité entre hornblende et "cummingtonite" dans des roches ayant au moins subi les conditions P/T de la Zone B<sup>2</sup>.

Ces conditions estimées sur les données d'un degré géothermique d'environ 70°C/km seraient de l'ordre de  $P_L = P_{H_2O} \neq 2,7 \text{ kb} - 3 \text{ kb}$  et  $T = 620^\circ\text{C} \pm 20^\circ\text{C}$ .

Le fait que la hornblende soit essentiellement tschermakitique dans le cas de nos analyses, prouverait que nous sommes dans un domaine de P/T où la réaction (3) évoquée précédemment se trouve en équilibre



S'il en est ainsi, deux origines possibles peuvent être évoquées quant à l'origine de l'association hornblende-cummingtonite :

- = par réaction de la molécule de tschermakite contenue dans la hornblende ne présence de quartz,
- = par démixion de la molécule de cummingtonite contenue en solution solide limitée dans les hornblendes communes (cas fréquent des amphiboles des métamorphismes dits de "basse pression" - Fabriès, 1963).

Dans les deux hypothèses la quantité de cummingtonite formée est contrôlée par la quantité de tschermakite et/ou de quartz dans la roche. Le cas d'une démixion à température élevée (> à 550°C) pourrait rendre compte des habitus finement perthitiques

de la cummingtonite. Dans les associations où ce minéral est représenté sous l'aspect de cristaux non homogénéisés, serait plutôt lié à une réaction entre hornblende tschermakitique et quartz. La coexistence de ces divers habitus de la cummingtonite suggère toutefois que ces deux processus ont pu être simultanés.

### III. - LES PYROXENES.

#### LES CLINOPYROXENES

L'apparition de clinopyroxènes dans les roches basiques ortho- ou paradi-  
vées se produit approximativement en même temps que le développement de la couleur verte  
des amphiboles calciques, c'est-à-dire au début de la Zone B<sup>2</sup>.

D'après les données de terrain le clinopyroxène se développe plus tôt dans  
les roches carbonatées que dans les metabasites orthodérivées. Ce fait laisse penser que l'appari-  
tion de ce minéral est en partie contrôlée par la composition de la roche-hôte.

Quelle que soit la séquence originelle, les clinopyroxènes appartiennent  
dans leur grande majorité à la série Diopside-Hedenbergite. (\*)

#### III. 1. - HABITUS ET MODE DE GISEMENT.

- dans les roches carbonatées : le diopside se présente le plus souvent en petits prismes  
automorphes trapus ou aplatis suivant (100); dans ce cas ils sont fréquemment polysyn-  
thétiquement mâclés.
- dans les gneiss calcomagnésiens : le diopside est sub-automorphe et souvent poeciloblas-  
tique ; il se concentre fréquemment dans des niveaux à matrice quartzo-plagioclasique  
et avoisine avec des clinoamphiboles, des grenats riches en grossulaire, des scapolites  
et de la calcite. Dans les gneiss diopsidiques (pyriclasiques à clinopyroxènes) de la Zone  
C, le clinopyroxène forme des petits prismes parfois denticulés sur leur bordure.
- dans les orthoamphibolites : le diopside est généralement automorphe. Il se développe  
dans les lits hornblendiques ou dans des petites passées millimétriques à centimétriques;  
il est alors dans ces derniers le seul ferromagnésien stable en présence de quartz, de  
plagioclases et/ou de microcline quadrillé.

#### III. 2. - COMPOSITIONS CHIMIQUES.

Nous avons séparé 19 clinopyroxènes dans les metabasites ortho- et paradi-  
vées qui ont subi les conditions du métamorphisme progressif des Zones B<sup>2</sup> et C. Les  
résultats des analyses chimiques partielles ou totales effectuées sur ces minéraux montrent  
(Tabl. XIX ) une série de caractères résumés comme suit :

---

(\*) Pour plus de commodité nous les appellerons "diopsides".

Fig. 55

$\gamma_0$	$\gamma_1$	$\gamma_2$	$\gamma_3$
0,01	0,01	0,05	1,00
0,01	0,02	0,10	1,00
0,02	0,05	0,25	1,00
0,00	0,05	0,10	1,00

... formules d'après ...

la Zone B.

... d'arborescences (c'est-à-dire, les zones 1, 2, ...)

... de distribution ...

la Zone C.

... de la Zone C.

... de la Zone B.

... de la Zone C.

... (1) ...

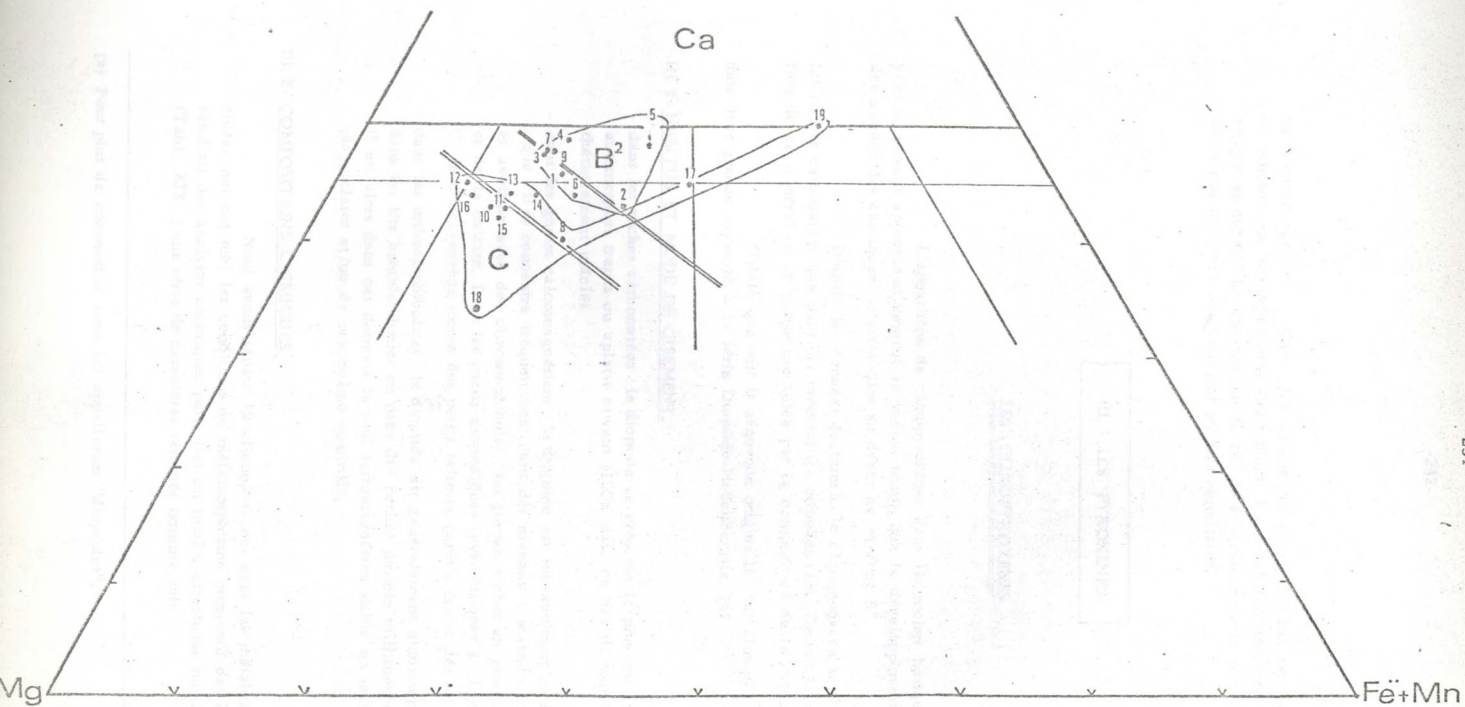


Fig. 65 - Diagramme Ca-Mg-(Fe<sup>2+</sup> + Mn) des clinopyroxènes issus des Zones B<sup>2</sup> et C d'Aracena.

		X + Y					Z	
		Ca	Mg	Mn	Fe	Al	Al	Si
1	F. 5	0,90	0,72	0,01	0,32	0,03	0,08	1,92
2	F.111	0,85	0,50	0,01	0,45	0,07	0,02	1,98
5	E.121	0,90	0,57	0,02	0,39	0,06	0,02	1,98
13	E.175	0,82	0,79	0,00	0,26	0,01	0,14	1,86

Tab. XX - Clinopyroxènes, formules structurales sur la base de 6 oxygènes.

### III. 2. 1 - Clinopyroxènes de la Zone B<sup>2</sup>.

Les clinopyroxènes issus d'orthoamphibolites (c'est-à-dire, les points 1, 2, 3, 4, 7, 9 de la Fig. 65) se placent dans le champ des salites du diagramme Ca-Mg-(Fe<sub>T</sub> + Mn). Ils montrent une tendance très marquée à devenir plus magnésiens lorsque les teneurs en Ca augmentent. Cette observation est généralement interprétée par le fait que les substitutions de Ca par Fe<sup>2+</sup> sont plus aisées que les substitutions de Ca par Mg (\*).

Le cas du clinopyroxène 5 (ferrosalite riche en Ca) traduit une origine particulière du minéral. La roche-hôte est un paragneiss calcomagnésien à plagioclase-clinopyroxène-quartz interstratifié dans des niveaux amphiboliques d'épaisseur centimétrique qui renferme moins de 5 % de clinopyroxène.

### III. 2. 2- Clinopyroxènes de la Zone C.

Dans la Zone C, les clinopyroxènes qui proviennent d'orthoamphibolites et de gneiss (pyriclasites) à diopside-orthopyroxène,<sup>3</sup> diopside-orthopyroxène-hornblende se répartissent dans une aire bien définie et différente de celle qui regroupait les clinopyroxènes de la Zone B<sup>2</sup>.

Comme on peut le déduire de la Figure 65, les individus 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15 et 16 sont dans leur ensemble moins riches en Ca et Fe et plus magnésiens que ceux de la Zone B<sup>2</sup>. Par analogie avec la Zone B<sup>2</sup>, la diminution en Ca des clinopyroxènes s'accompagne d'un enrichissement en (Fe<sup>2+</sup> + Mn).

L'abaissement des teneurs en Ca et les variations simultanées en fer et en magnésium montrent que les clinopyroxènes de la Zone C constituent une série continue

(\*) - Fe<sup>2+</sup> a un rayon ionique (0,38) plus proche de Ca<sup>VIII</sup> (1,06) que Mg (0,78). (Å)

Nº Roche	Nº Amphibole	Nº Clinopyrox.	Nº Orthopyrox.	Nº autres minéraux
C. 30	1	-	-	
C.173	13	9	-	
C.216	3	-	-	
C.277	2	-	-	
C.293	4	-	-	
C.410	14	-	-	
C.429	7	-	-	
C.441	5	-	-	
C.486	17	-	-	
A.284	9	-	-	
A.329	19	7	-	
E. 16	15	3	-	
E. 18	12	4	-	
E. 80	-	17	-	
E. 88	27	8	-	
E. 93	29	-	-	
E.121	6	5	-	
E.131	8	-	-	
E.146	-	-	11	Biot. 1
E.151	-	-	12	Biot. 2
E.175	-	13	6	
E.178	-	14	4	
E.181	25	16	1	
E.187	-	19	-	
E.200	28	6	-	
E.201	24	-	-	
E.241	-	12	5	
E.245	23	15	2	
E.246	-	18	-	
E.247	26	-	-	
F. 5	11	1	-	
F. 7	-	11	7	
F. 10	18	10	3	
F. 50	22	-	8	
F. 51	-	-	13	
F. 52	20	-	9	
F. 58	21	-	10	
F. 97	-	-	-	Biot. 3
F.111	16	2	-	
X <sup>1</sup> a	10	-	-	

Tableau des correspondances de numérotation entre les roches et les minéraux analysés.

entre diopside et augite diopsidique. De ce fait, la diminution des teneurs en calcium dans le ferromagnésien pourrait être en relation avec l'augmentation de la basicité des plagioclases associés aux augites diopsidiques. Ce dernier point n'a pas été vérifié dans le détail car il se confond avec une tendance identique liée à l'évolution du chimisme des hornblendes. Nous pensons qu'il ne reflète pas un phénomène fondamentalement prograde mais qu'il est plutôt lié à un effet de matrice (les roches plus riches en Fer ont en effet des clinopyroxènes du type augite diopsidique).

En dehors de ce groupe relativement homogène, nous avons séparé trois clinopyroxènes qui ont des compositions particulières dues à la nature de la roche-hôte,

- Pyroxène 19 -

Il s'agit d'une ferrosalite très riche en fer et proche du pôle hédénbergitique du diagramme Ca-Mg-Fe. Ce clinopyroxène provient d'une roche paradérivée à wolastonite-grossulaire-(calcite)-(quartz) de la Zone C ; il est caractérisé par une teinte verte très foncée et des teneurs particulièrement élevées en Mn.

- Pyroxène 17 -

Ce clinopyroxène a une composition qui le place à la limite des salites et des ferrosalites; il est issu d'une des nombreuses passées de paragneiss diopsidiques (pyriclasites à clinopyroxène) de la Zone C dans lesquels il constitue le principal minéral ferromagnésien.

- Pyroxène 18 -

Ce dernier individu est relativement pauvre en Ca et tombe dans le champ des augites sub-calciques. La composition chimique originale de ce clinopyroxène paraît être contrôlée par ses conditions de genèse. Ce minéral est en effet issu d'une masse d'ortho-amphibolites de la série d'Acebuches située, dans le cas présent, à proximité immédiate d'une importante intrusion tardive diorito-granitique. Cette intrusion provoque (au SW d'Aroche) une recristallisation totale de la roche sous les conditions du faciès Cornéenne à hornblende.

### III, 3 - RELATIONS ENTRE LA COMPOSITION DES CLINOPYROXENES ET LE CHIMISME DES ROCHES-HOTES.

Les analyses des roches-hôtes de 8 des 19 clinopyroxènes précédents, montrent des compositions chimiques très diverses où les valeurs du rapport  $Ca/Mg/(Fe_T + Mn)$  sont respectivement comprises (cf, Fig. 66) entre 22-55 / 25-55 et 10-35. Ces intervalles de variation sont très larges et se traduisent par des différences qualitatives et quantitatives importantes dans les associations minéralogiques. Il devient de ce fait très difficile de dégager une relation simple et cohérente entre la composition chimique du clinopyroxène et le métamorphisme progressif.

Dans cette perspective, seules les roches qui présentent une composition globale analogue (mais on ne tient pas compte du rôle joué par Na, K, et Al) peuvent être comparées avec succès. C'est le cas précisément réalisé par les échantillons dont proviennent les pyroxènes 6 et 7; dans ces derniers on observe que pour des teneurs identiques en Mg dans les deux minéraux, les teneurs en Ca et  $(Fe^+ + Mn)$  évoluent en sens contraire. Cette relation

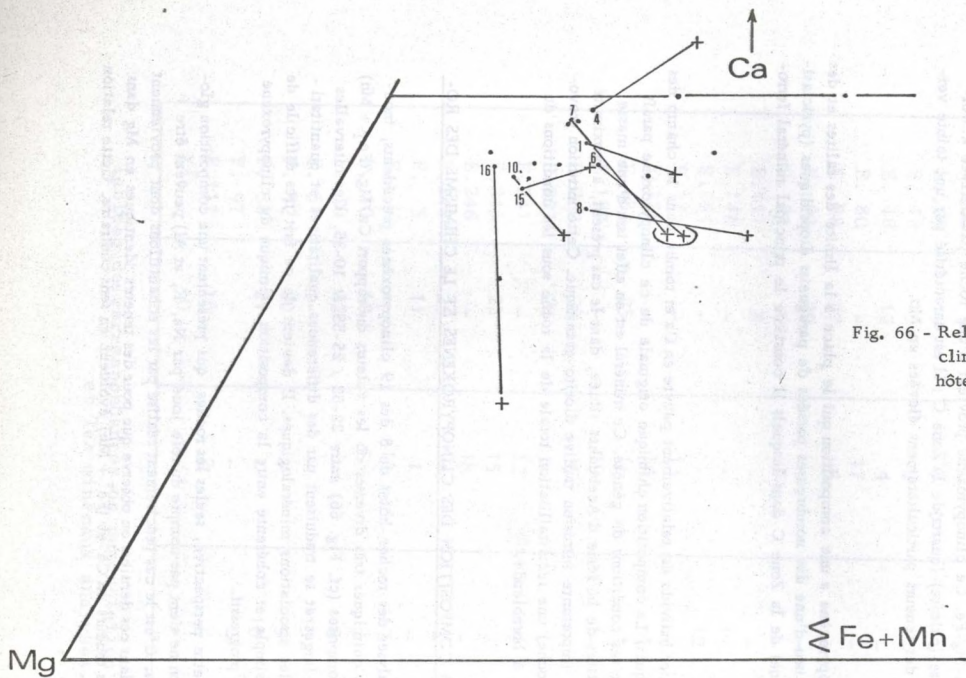


Fig. 66 - Relations entre la composition des clinopyroxènes et celle des roches-hôtes.

paraît directement liée avec les changements des conditions P/T; elle traduirait, comme cela a été évoqué plus haut, l'existence de substitutions progrades  $\text{Ca} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ .

### III. 4 - RELATIONS ENTRE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES CLINOPYROXENES ET LES TENEURS en Ca-Mg-(Fe<sub>T</sub> + Mn) DANS LES FERROMAGNESIENS ASSOCIES.

#### - Considérations théoriques préliminaires.

Il est classiquement admis qu'à l'équilibre la composition chimique de deux phases à trois constituants principaux est contrôlée par la composition de la roche-hôte et par les conditions P/T; dans une représentation triangulaire, l'influence de ces deux variables peut être mise en évidence à la faveur de deux modèles principaux (Atherton, 1964) :

- (A) Cas d'une série de roches à même composition chimique renfermant deux phases aux constituants majeurs A, B, C, tels que A et B peuvent se substituer et C rester fixe. (Fig. 67 a, b, c)

En réponse à un métamorphisme progressif (sens des flèches) on voit que les lignes jointives (1, 1) (2, 2) etc. . . se recoupent en un même point; ce dernier correspond à la composition des roches-hôtes si le système ne renferme pas d'autres minéraux contenant les constituants A, B et C. Dans le cas contraire (Fig. 67 b et c), les variations causées par le développement (ou la présence) de phases supplémentaires qui renferment A, B ou C, se manifestent par la non-intersection des lignes en un même point (Fig. b) ou la non-coïncidence de cette intersection avec le "plot" des roches-hôtes (Fig. 67c).

- (B) Cas d'une série de roches aux compositions chimiques différentes renfermant deux phases aux trois constituants A, B, C, tels que A et C se substituent à B dans les mêmes proportions.

Dans des conditions de T, P fixes, à chaque roche-hôte correspond une paire de minéraux (1, 1) ; (2, 2), etc. . . dont les proportions relatives en A et C sont presque analogues alors que B varie grandement (Fig. 67 d). Il est alors évident que dans le cas d'un mélange des situations précédentes, on doit se trouver devant des figures où les lignes jointives se recoupent de façon quelconque.

### III. 4. 1- Etude des teneurs relatives en Ca, Mg ( $\ll$ Fe + Mn) dans les paires à clinopyroxène-hornblende.

#### - Dans la Zone B<sup>2</sup>.

Si les teneurs relatives en Mg dans le clinopyroxène des orthoamphibolites restent à peu près identiques alors que Ca et (Fe<sup>2+</sup>+ Mn) semblent se substituer mutuellement, le problème est plus complexe si l'on considère les hornblendes associées.

Nous avons montré précédemment que dans la Zone B<sup>2</sup> les substitutions  $\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$  (et plus rarement  $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Mg}$ ) sont très variables; dans le cas de la Fig. 68 ces phénomènes peuvent être responsables d'une dispersion des points représentatifs des hornblendes.

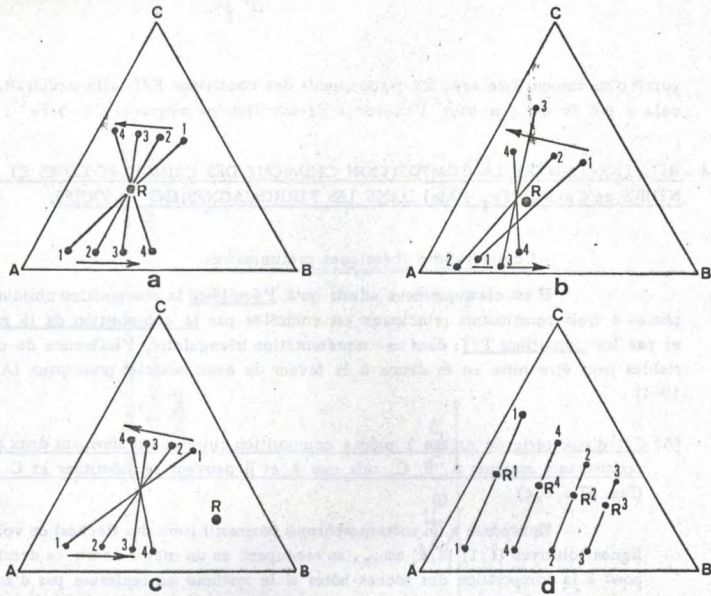


Fig. 67 - Modèles théoriques sur la position des lignes jointives ("tie-lines") dans l'hypothèse d'une corrélation entre la composition chimique d'une roche, celle de deux de ses constituants minéralogiques et un métamorphisme progressif. (inspiré en partie de M. P. Atherton, 1964).

Théoriquement, les variations causées par le jeu des substitutions de constituants autres que ceux du système étudié, ne devraient pas jouer sur l'allure des lignes jointives de la Figure 68. Le problème est alors de savoir quelle est la signification de l'intersection des lignes (9-13) (1-11) et (4-12) et pourquoi les autres lignes jointives ne se recoupent-elles pas. Comme le montre le modèle de la Figure 67b, diverses hypothèses peuvent être envisagées :

- déséquilibre dans certaines associations de la Zone B<sup>2</sup>
- métamorphisme progressif dans la Zone B<sup>2</sup> affectant des roches n'ayant pas les mêmes compositions.

La première hypothèse est rejetée si l'on tient compte des conclusions auxquelles nous avons abouti lors de l'étude du coefficient de partage  $K_{Fe}$  entre ces minéraux (voir p. 238).

La seconde hypothèse nécessite que l'on compare les compositions des roches-hôtes avec les divers couples de clinopyroxène-hornblende.

Dans cette perspective nous avons reporté sur le diagramme 68 les trois analyses totales des roches correspondant aux paires (12,4) (11,1) et (19,7). Bien que ce nombre d'analyses soit restreint, il apparaît clairement que l'intersection des lignes jointives (12,4) et (11,1) ne correspond pas nécessairement à un phénomène prograde mais qu'elle peut être liée au fait que les paires analysées sont issues de roches ayant une composition chimique différente (teneurs en  $Al_2O_3$  et CaO différentes - présence de 3 % minéraux opaques dans la paragenèse 11).

Le parallélisme apparent entre les lignes jointives (5,6), (2,16), (4,12), (7,19) correspond (sur les données de l'analyse des roches-hôtes 12 et 19) au cas 67d des modèles évoqués précédemment. Pour des roches de composition différente il existe une paire de diopside-hornblende particulière, stable dans un domaine où les variations de P, T ont des effets peu perceptibles.

Autrement dit, l'allure des lignes jointives dans le diagramme 68, montre :

- que les paires diopside-hornblende sont issues de roches au chimisme différent,
- que les variations de P, T dans la Zone B<sup>2</sup> n'entraînent pas de variations spectaculaires dans le chimisme des paires diopside-hornblende.

Le sens des variations du chimisme des paires diopside-hornblende en fonction de la composition de la roche-hôte se traduit pas le fait qu'à un accroissement des teneurs en Mg dans les roches 12, 11, 19 correspond des augmentations variables de cet élément dans l'amphibole et dans le clinopyroxène. Ce phénomène est étroitement lié aux nombreuses possibilités de substitution offertes par la hornblende où nous avons :  $Mg^{VI} = (Fe^{2+}, Mn)$ ,  $Mg^{VIII} = Ca^{2+}, Fe^{3+} = Al^{VI}, Fe^{3+} = Ti; (Fe^{3+} + Al)^{VI} = (Na + K)^A$ . En accord avec ce qui a été évoqué lors de la discussion du  $K_{Fe}$  entre hornblende et clinopyroxène, les trois dernières substitutions provoquent par remplacement diodochique et "effet de balancement électrique", des variations dans la valeur du rapport  $Fe_T/Mg + Fe_T$  qui compliquent le problème du partage de ces deux éléments (\*).

- Dans la Zone C.

Les relations entre clinopyroxène et hornblende brunâtre dans la Zone C sont apparemment plus simples que dans la Zone B<sup>2</sup>. Les amphiboles comme les clinopyroxènes tendent à s'enrichir progressivement en magnésium lorsque les teneurs en Ca augmentent dans ces deux minéraux. Ce point particulier pourrait ne pas être lié aux substitutions  $Ca = Fe^{3+}$  (cas des solutions solides de grünerite) mais au jeu des substitutions et balancements électriques qui font intervenir les alcalins dans les sites "A" et M<sup>4</sup> des amphiboles.

L'examen de la géométrie des lignes jointives de la Figure 69 montre que celles-ci sont distribuées avec les éléments de symétrie des modèles 67b et 67d. On remarque en effet que les paires (6-28) (8-27) (10-18) présentent des "tie-lines" parallèles entre elles alors que les paires (15-23) et (16-25) ont une répartition quelconque. L'interprétation de ces deux groupes de faits repose sur l'influence du chimisme de la roche-hôte et celui des hornblendes :

- a)- Si l'on examine tout d'abord le rôle de la roche-hôte, on note que les paires "parallèles" (6-28) (8-27) et (10-18) proviennent de matériaux également riches en Ca mais au rapport  $Mg/Fe_T + Mn$  très différent. Le cas du modèle 67d serait pleinement réalisé s'il n'y

---

(\*) Ce problème est encore plus insoluble si l'on tient compte du rôle joué par les variations de f<sub>0</sub> (cf. discussion p.

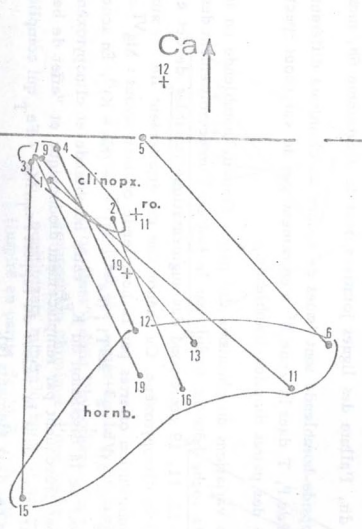
100% Mg

(6) Ca

Mg

Σ Fe+Mn →

Ca ↑





avait pas une anomalie entre les paires (6-28) et (8-27). Cette anomalie tient au fait que la roche 27 est moins riche en Mg que la roche 28 et qu'elle présente une paire hornblende-clinopyroxène (8-27) plus magnésienne que (6-28). L'origine de ce phénomène réside dans des différences de composition minéralogique entre les roches 27 et 28 où nous avons respectivement :

(27) plagioclase + hornblende brune + clinopyroxène +(magnétite + ilménite = 6 % du mode)

(28) plagioclase + hornblende verte + brunâtre + clinopyroxène +(ilménite + magnétite = 1 % du mode).

Autrement dit, l'adjonction de six fois plus de (magnétite + ilménite) dans la roche 27 se traduit par un enrichissement relatif en Mg dans les silicates ferromagnésiens.

- b)- Le cas des paires (15-23) et (16-25) est plus complexe à analyser. Les variations de composition des roches-hôtes paraissent prépondérantes. Par comparaison avec l'échantillon 18, ces roches renferment en effet des teneurs très différentes en Ca et en Mg. Ces deux derniers éléments varient à peu près dans le même sens dans les amphiboles; le comportement du fer diffère toutefois notablement de la tendance marquée par les paires "parallèles" ce que nous interprétons d'après les faits suivants :

- les roches 25 et 23 présentent l'association minérale :

plagioclase - orthopyroxène- clinopyroxène- hornblende brune † magnétite † (forstérite)

- le péridot de cette association est protérogène et il est systématiquement blindé par les pyroxènes dans lesquels il se transforme en serpentine et en agrégats de magnétite. De ce fait, le caractère peu ferrifère des amphiboles doit être corrélé avec l'existence de minéraux reliques magnésioferrifères; ces reliques n'ont pas restitué tout leur fer entre les phases néoformées, mais se sont transformées en donnant de la magnétite et des serpentines.

En conclusion, la comparaison des paramètres chimiques entre clinopyroxènes et hornblendes associées ne contredit pas la tendance à l'équilibre notée dans ces paires de minéraux lors de l'étude du coefficient de partage  $K_{Fe}$ .

Les variations de composition présentées par les clinopyroxènes et les hornblendes des Zones B<sup>2</sup> et C, sont essentiellement dominées par les variations de composition des roches-hôtes analysées, ce qui masque d'éventuelles et théoriques variations progades.

IV. - LES ORTHOPYROXENES.

L'apparition des orthopyroxènes dans les roches basiques ou acides (gneiss d'affinité charnockitique) paradérivées se produit après l'apparition de la teinte brunâtre des amphiboles calciques, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la Zone C.

IV. 1- HABITUS ET MODE DE GISEMENT DES ORTHOPYROXENES.

- Dans les gneiss orthopyroxéniques (pyriclasites) : l'orthopyroxène se développe sous l'aspect de cristaux trapus, isolés ou agglomérés dont l'axe c tend à se disposer dans la foliation mésoscopique.
- Dans les gneiss acides charnockitiques, l'orthopyroxène constitue des petits amas polycristallins étirés dans la foliation qui est alors assez grossière. Il est généralement subautomorphe et tend à englober poecilithiquement sur sa bordure les autres constituants de la roche (cordiérite, biotite, minéraux opaques, etc..)

Dans ces deux types de roches, l'orthopyroxène renferme des petites tablettes isotropes (inclusions de Schiller). Il montre fréquemment vers son coeur des lamelles (010) extrêmement fines et distordues correspondant (Binns et al., 1963) à des exsolutions de clinopyroxène calcique (faciès "Bushveld"). Ce type d'exsolutions existe également dans les clinopyroxènes lorsque ce minéral est associé à l'orthopyroxène; dans ce cas, le minéral lamellaire serait (?) une clinoenstatite ou un clinohypersthène.

En dehors de l'altération malgachitique favorisée par un réseau parfois très dense de fissures, l'orthopyroxène se transforme (dans les gneiss basiques) en une cummingtonite polysynthétiquement mâclée ou, plus rarement, en talc. Ces pseudomorphoses sont toujours incomplètes et d'âge relatif différent; elles sont d'autre part antérieures au développement d'une fine couronne de clin amphibole vert-bleuté du type ouralite.

IV. 2- COMPOSITION CHIMIQUE.

Nous avons séparé treize orthopyroxènes dans des roches appartenant à la série des gneiss basiques (n° 1 à 10 et 13 - Tabl. XXI) et charnockitiques (n° 11 et 12). L'analyse partielle faite sur ces divers minéraux permet de les regrouper en deux catégories :

- bronzites au rapport :  $\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$  à 0,36 (% cationique)
- hypersthènes s. s. au rapport  $\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$  0,40

Les teneurs (en % de poids) en CaO des orthopyroxènes analysés varient largement dans un intervalle compris entre 0,45 (hypersthènes des gneiss acides) et 3,94 (bronzite des metabasites). Ces variations se retrouvent dans la formule structurale (base de 6 O cf. Tabl. XXII) où les nombres d'atomes de Ca oscillent entre 0,06 et 0,08. Ces deux demières

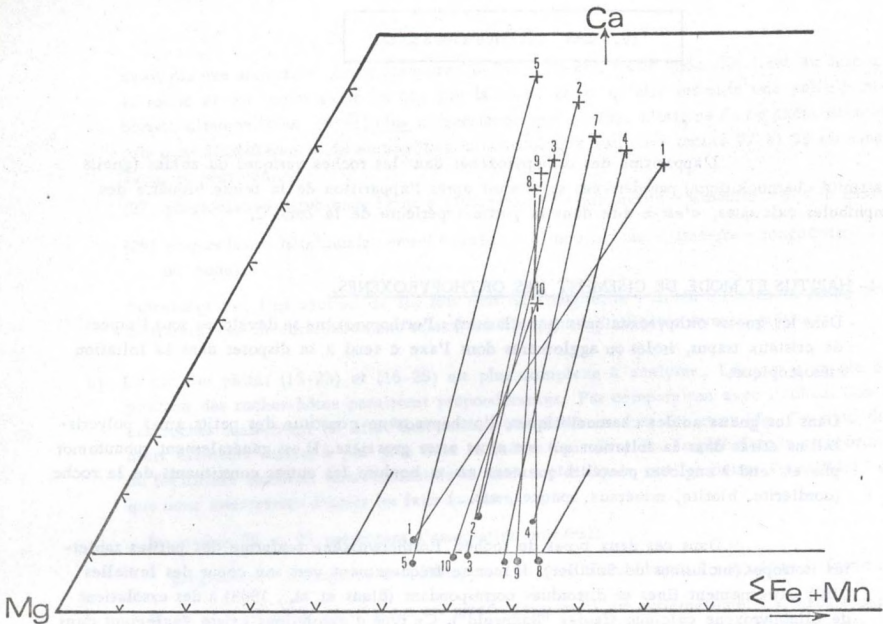


Fig. 70-Relations entre la composition chimique des orthopyroxènes et celle des roches-hôtes correspondantes.

		X + Y					Z	
		Ca	Mg	Mn	Fe <sup>II</sup>	Al	Al	Si
3	F. 10	0,08	1,32	0,01	0,57	0,02	0,10	1,90
5	E. 241	0,07	1,43	0,01	0,49	0,02	0,09	1,91
6	E. 175	0,06	1,29	0,01	0,64	-	0,09	1,89
7	F. 7	0,08	1,26	0,01	0,62	-	0,10	1,89
8	F. 50	0,07	1,22	0,01	0,68	0,03	0,05	1,95
9	F. 52	0,08	1,26	0,01	0,66	0,05	0,03	1,97
10	F. 58	0,07	1,36	0,01	0,55	0,12	0,01	1,99
13	F. 51	0,08	0,87	0,02	0,96	-	0,09	1,88

Tab. XXII - Orthopyroxènes; formules structurales sur la base de 6 oxygènes.

valeurs paraissent trop élevées pour des orthopyroxènes qui ont cristallisé à des températures inférieures à 750°C (Kuno, 1954 - Shairer et al., 1957); de ce fait les teneurs en Ca si elles correspondent à d'éventuelles solutions solides de clinopyroxène, sont surtout à mettre en relation avec la syncrystallisation de deux pyroxènes dont l'un (clinopyroxène calcique) se présente sous l'aspect d'inclusions englobées par l'orthopyroxène.

Si une partie du calcium dosé appartient par contre aux impuretés (estimées entre 1 et 2 %) il faut s'attendre à ce que les teneurs en Mg et Fe ne soient pas strictement représentatives. Par comparaison avec le chimisme des clinopyroxènes calciques, cela entraînerait une diminution négligeable des teneurs en MgO et FeO de l'ordre de 1 % dans les individus où l'on observe la présence d'inclusions calciques. Le problème est alors de savoir quelle est la signification des teneurs en  $Al_2O_3$  présentées par les orthopyroxènes analysés? En effet, l'aluminium dosé peut appartenir soit à l'orthopyroxène, soit au clinopyroxène, soit aux deux minéraux. Dans ce dernier cas, il est pratiquement impossible de préjuger des teneurs effectivement représentatives en cet élément faiblement concentré dans l'orthopyroxène.

Malgré ces diverses causes d'erreurs et bien que Ti, Na et K n'aient pas été dosés, les formules structurales des orthopyroxènes (Tabl. XXII) paraissent dans leur ensemble assez satisfaisantes pour que l'on puisse déduire une série de caractères sur ces minéraux.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	E.181	E.245	F.10	E.178	E.241	E.175	F.7	F.50	F.52	F.58	E.146	E.151	F.51
Si O <sub>2</sub>	n.d	n.d	51,76	n.d	52,18	51,36	51,70	50,86	51,50	52,18	n.d	n.d	49,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d	n.d	2,75	n.d	2,55	1,83	2,34	2,04	1,73	2,85	n.d	n.d	1,73
Fe O*	15,63	17,46	18,46	20,67	16,21	20,58	20,20	21,58	20,46	17,33	23,29	23,65	30,19
Mn O	n.d	0,40	0,36	n.d	0,37	0,43	0,45	0,42	0,32	0,37	n.d	n.d	0,64
Mg O	25,50	23,45	23,88	20,45	25,92	23,16	22,76	21,36	21,80	23,88	18,65	18,65	15,08
Ca O	2,90	3,94	2,05	3,90	1,80	1,45	2,00	2,00	1,90	1,95	0,45	1,45	2,00
$\frac{100 \text{ Fe}^{III}}{\text{Fe}^{II}+\text{Mg}}$	25	29	30	36	25	33	33	36	34	29	40	41	52

Fe O\* : fer total

Tab.XXI- Orthopyroxènes (Analyses chimiques partielles).

Ca	6	8	4	8	4	3,5	4	3,5	4	4	2	3	4
Fe	24	27	29	33	25	32,5	32	35	33	28	40	40	51
Mg	70	65	67	59	71	64	64	61,5	63	68	58	57	45

IV.3 - RELATIONS ENTRE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE L'ORTHOPYROXÈNE ET CELLE DE LA ROCHE-HÔTE.

L'étude de la variation des rapports cationiques  $Ca/Mg/(Fe_T + Mn)$  montre qu'il existe des relations entre la composition de la roche et la composition du pyroxène. Ces relations peuvent être définies en considérant deux groupes principaux de "tie-lines" dans le diagramme de la Figure 70.

a)- Associations (4, 4) (7, 7) (2, 2) (5, 5).

Dans ce premier groupe d'analyses nous avons rassemblé les paires orthopyroxène-roche-hôte dont les lignes jointives présentent un parallélisme évident. Les variations de composition dans les roches-hôtes se traduisent ici par des teneurs relatives en  $(Fe_T + Mn)$  et Ca qui évoluent en sens contraire alors que Mg reste à peu près constant. Dans les orthopyroxènes, Ca montre des variations non significatives (inclusions de clinopyroxène  $\dagger$  plagioclase  $\dagger$  hornblende) et les teneurs en  $(Fe_T + Mn)$  diminuent en réponse à un accroissement de Mg. Autrement dit, dans les niveaux également riches en Mg, une augmentation en  $(Fe_T + Mn)$  dans la roche et dans l'orthopyroxène est compensée de façon différente : par Ca dans la roche, par Mg dans le minéral.

Ces faits placés dans le contexte paragénetique traduisent des variations dans la composition minéralogique des gneiss; les échantillons 5, 2 et 7 sont en effet constitués par une quantité variable de plagioclase, de clinopyroxène, de hornblende dont le développement est contrôlé par les teneurs globales en Ca (mais aussi Na et Al).

b)- Associations (3, 3) (9, 9) (8, 8).

Ce second groupe montre des variations symétriques et opposées au groupe précédent; il est caractérisé par des associations orthopyroxène - roche-hôte dont les lignes jointives se recoupent à la manière d'un faisceau, ce qui correspond aux variations suivantes :

- dans les roches-hôtes : les teneurs en  $(Fe_T + Mn)$  sont constantes mais Ca évolue en sens contraire de Mg.
- dans les orthopyroxènes : Ca reste constant alors que Mg et  $(Fe + Mn)$  varient en sens contraire.

Ces deux remarques montrent que les roches-hôtes également riches en  $(Fe_T + Mn)$  présentent des variations en Mg qui se répercutent sur l'orthopyroxène; dans le cas d'un accroissement en magnésium dans la roche (ou, si l'on veut, d'une diminution en Ca) le pyroxène devient plus ferrifère.

Ces observations reportées sur le plan des paragéneses des roches 3, 9 et 8, c'est-à-dire :

- (3) : plagioclase - orthopyroxène - hornblende - (diopside) 10 %
- (9) : hornblende - orthopyroxène - plagioclase - (diopside) 10 %
- (8) : plagioclase - orthopyroxène - hornblende - (diopside)-(magnétite)  $\neq$  5 %  $\neq$  1 %

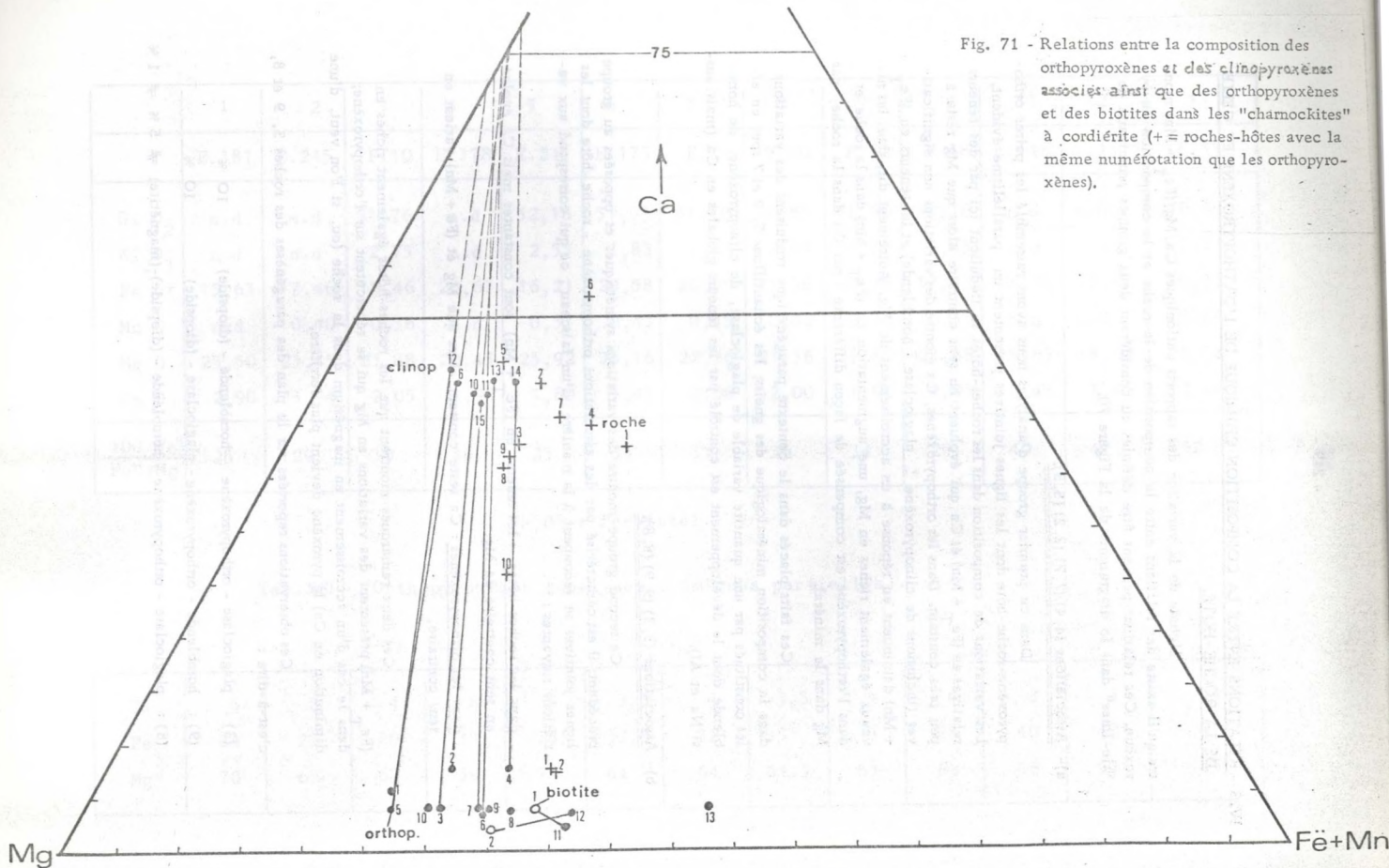


Fig. 71 - Relations entre la composition des orthopyroxènes et des clinopyroxènes associés ainsi que des orthopyroxènes et des biotites dans les "charnockites" à cordiérite (+ = roches-hôtes avec la même numérotation que les orthopyroxènes).

montrent qu'il existe une corrélation positive entre la composition minéralogique et les variations en Ca et Mg de la roche :

- cas des roches relativement pauvres en Mg et riches en Ca (r. 3) : le magnésium se concentre surtout dans l'orthopyroxène alors que l'amphibole capte d'essentiel du fer ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 12,41$  ;  $\text{MgO} = 12,96$ ).
- cas des roches pauvres en Ca et riches en Mg (r. 8) : l'orthopyroxène est moins magnésien et l'amphibole admet plus de Mg ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,99$  ;  $\text{MgO} = 15,46$ ) ce qui favorise l'apparition de magnétite.
- cas intermédiaire (r. 9) : l'essentiel du calcium et du fer est capté par la hornblende (les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$  contrôlent ici le développement du plagioclase) qui est toutefois plus magnésienne que l'amphibole 8 ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 14,44$  ;  $\text{MgO} = 14,10$ ); de ce fait, les teneurs relatives en Mg dans l'orthopyroxène diminuent (ce minéral devient alors plus ferrière).

Dans cette discussion les paires (1,1) et (10,10) s'écartent des deux groupes précédents car la composition de la roche-hôte est particulière.

Dans le cas de (1,1), la roche renferme une grande quantité (3 à 4 %) de magnétite primaire issue de la transformation de reliques blindées de forstérite.

L'association (10,10) pourrait être raccordée au groupe aux "tie-lines" parallèles ; elle provient d'une pyriclasite mélanocrate renfermant moins de 15 % de plagioclase (An 55-60) ce qui explique les teneurs relativement basses en Ca dans la roche (10).

En conclusion, la variation de la composition chimique des orthopyroxènes et plus particulièrement la substitution ( $\text{Fe}_T + \text{Mn}$ ) --- Mg, est étroitement liée à des variations dans les roches-hôtes. Dans ces dernières nous avons pu mettre en évidence deux tendances qui ont les mêmes effets dans l'orthopyroxène, c'est-à-dire :

- lorsque Ca et  $\text{Fe}_T + \text{Mn}$  diminuent dans des roches où Mg est constant, l'orthopyroxène devient plus riche en  $(\text{Fe}_T + \text{Mn})$ .
- lorsque Ca augmente et Mg diminue dans les roches où  $(\text{Fe}_T + \text{Mn})$  est constant, l'orthopyroxène devient également plus riche en  $(\text{Fe}_T + \text{Mn})$ .

#### VI.4 - RELATIONS ENTRE ORTHO- ET CLINOPYROXENES.

L'examen de la disposition des lignes jointives de la Fig. 71 rappelle le modèle 67.d évoqué au chapitre précédent. Dans le cas présent et bien que les roches présentent des rapports Ca/Mg/ $(\text{Fe}_T + \text{Mn})$  différents, on observe un parallélisme des joints ortho-clinopyroxènes prouvant que les associations étudiées sont très proches de l'équilibre (\*) et

---

(\*) - Mis en évidence par H. H. Hess (1941) puis par I. D. Muir et C. E. Tilley (1957), la prolongation des lignes jointives des coupes ortho-clinopyroxènes aboutit en un même lieu de rencontre sur le côté CaMg du diagramme Ca-Mg-Fe de la Fig. 71. L'intersection correspond à une valeur wollastonite 74-75 qui caractérise des associations qui, quelle que soit leur origine, ont leurs deux pyroxènes proches de l'équilibre (Howie, 1955, 1964; Muir et Tilley, 1958). Cette conclusion rejoint ce que nous disions précédemment et en accord avec G. M. Brown (1961) il est guère possible d'aller au delà de cette simple constatation.

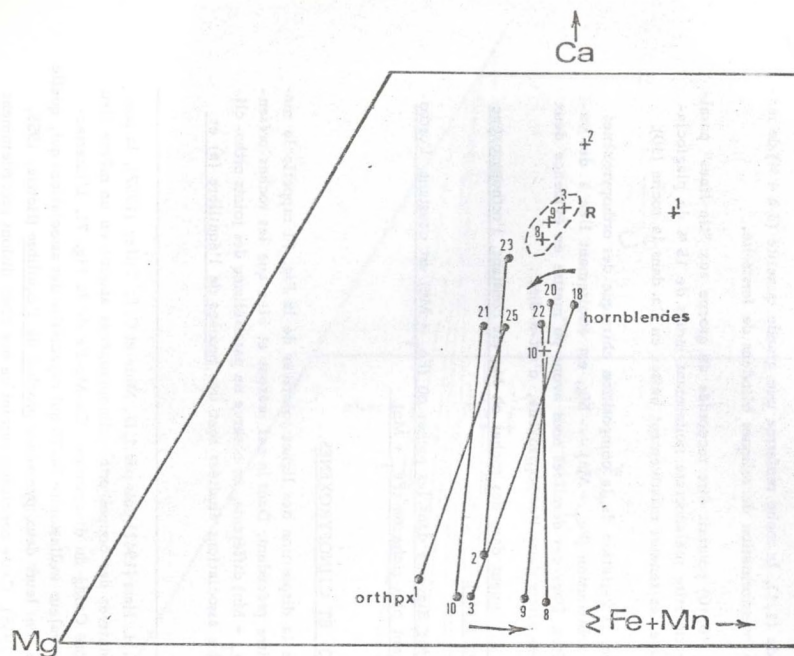


Fig. 72 - Relations entre les orthopyroxènes et les hornblendes associées (+ = roches-hôtes avec la même numérotation que les orthopyroxènes).

que les conditions de P, T sont à peu près constantes.

En accord avec ce qui a été dit précédemment, le diagramme 71 montre que les roches à faible teneur en Mg tendent à avoir des paires de minéraux plus magnésiennes que celles qui sont issues de roches où Mg est plus fortement concentré.

L'origine de ce phénomène réside dans l'adjonction de phases ferromagnésiennes supplémentaires, (généralement une hornblende), à laquelle se surajoute un contrôle des teneurs en calcium dans la roche-hôte originelle.

La tendance soulignée par R. A. Binns (1962) à voir les teneurs en Ca diminuer dans le clinopyroxène et à augmenter dans l'orthopyroxène lorsque ces deux minéraux s'enrichissent en (Fe + Mn), n'est pas évidente en ce qui concerne les paires de minéraux étudiées. On retrouve vraisemblablement sur ce point les effets évoqués précédemment par les inclusions lamellaires de clinopyroxène calcique dans les bronzites et les hypersthènes analysés.

#### IV. 5 - RELATIONS ENTRE ORTHOPYROXENES ET HORNBLENDÉS.

La comparaison des rapports  $Ca/Mg/(Fe_T + Mn)$  entre orthopyroxènes et hornblendes associés montre (Fig. 72) que les "tie-lines" entre ces deux minéraux se recoupent de façon apparemment anarchique. Ce phénomène paraît lié aux différences de composition des roches-hôtes. Si l'on considère toutefois les couples (3, 18) (9, 20) et (8, 22) on remarque que les roches sont dépourvues de clinopyroxènes et ont une composition chimique à peu près identique. Dans ce cas particulier le faisceau déterminé par l'intersection des lignes jointives semble traduire des variations des paramètres P/T, hypothèse d'autant plus séduisante que les échantillons 3, 9, 8, ont été prélevés dans un ordre correspondant à une augmentation des conditions du métamorphisme (de plus en plus profondément dans la Zone C).

De ce fait, il semblerait qu'une augmentation des conditions de T/P puisse se traduire par un accroissement des teneurs en (Fe + Mn) dans l'orthopyroxène et une diminution de la somme de ces éléments dans la hornblende associée.

#### IV. 6 - RELATIONS ENTRE ORTHOPYROXENES ET BIOTITES ASSOCIEES.

La séparation et l'analyse de deux paires d'hypersthène-biotite dans le massif "charnockitique" de Acebuches montre (Fig. 71) que les roches-hôtes, tout en ayant un rapport  $Ca/Mg/(Fe_T + Mn)$  identique, renferment des paires de minéraux aux lignes jointives sécantes.

Si l'on se réfère aux modèles exposés antérieurement, cela signifierait que l'équilibre entre biotite et hypersthène n'est pas réalisé dans ces roches particulières. Le nombre insuffisant d'analyses et surtout le fait que ces roches renferment une quantité variable de cordiérite, de minéraux opaques ferri-fères, et de graphite, laissent toutefois la conclusion précédente dans l'incertitude.

	1	2	3
	E. 146	E. 151	F. 97
Si O <sub>2</sub>	n.d	n.d	34,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d	n.d	20,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d	n.d	11,14
Fe O	*14,14	*14,80	10,32
Mn O	n.d	n.d	0,27
Mg O	12,90	14,10	8,18
Ca O	1,15	0,55	0,45
K <sub>2</sub> O	n.d	n.d	0,27
Na <sub>2</sub> O	n.d	n.d	7,44
TiO <sub>2</sub>	n.d	n.d	2,78
Total	-	-	96,19
$\frac{100 \text{ Fe}''}{\text{Fe}'' + \text{Mg}}$	37	36	58

Fe O \* : fer total

Tab. XXIII- Analyses chimiques des biotites.

((1) et (2) : dans les "charnockites" à cordiérite,  
(3) dans les grano-diorites à cordiérite de la région d'Aracena).

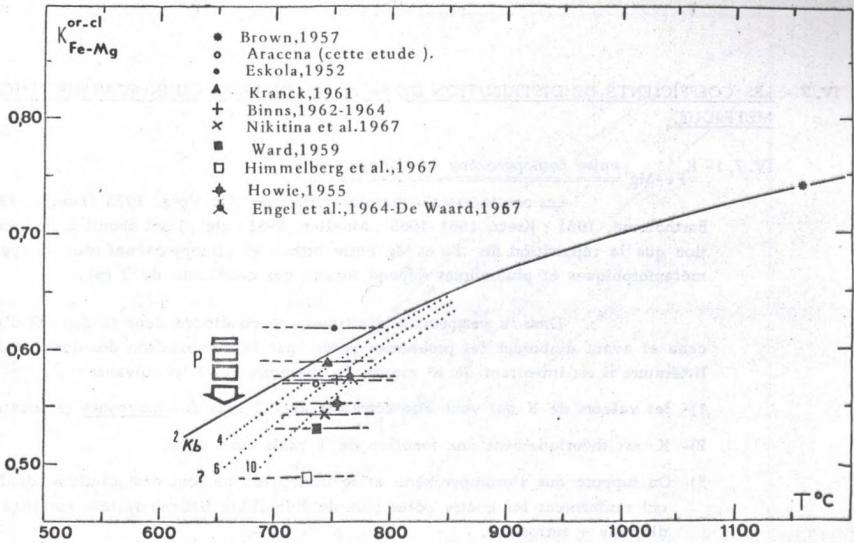


Fig: 73 -Diagramme  $K-f(T)^P$  entre orthopyroxenes et clinopyroxenes pour des conditions de Pression differentes.

IV. 7 - LES COEFFICIENTS DE DISTRIBUTION DE Fe et Mg EN TANT QU'INDICATEUR THERMOMETRIQUE.

IV. 7. 1-  $K_{Fe-Mg}$  entre orthopyroxène et clinopyroxène.

Les considérations thermodynamiques (De Vore, 1955 ; Howie, 1955 ; Bartholomé, 1961 ; Kretz, 1961-1963 ; Mueller, 1961, etc. .) ont abouti à la conclusion que la répartition de Fe et Mg entre ortho- et clinopyroxènes issus de roches métamorphiques et plutoniques dépend surtout des conditions de T (\*).

Dans la perspective d'estimer ces conditions dans la Zone C d'Araucaria et avant d'aborder les problèmes posés par la comparaison des données de la littérature il est important de se mettre en mémoire les faits suivants :

- 1)- les valeurs de K qui vont être corrélées avec T sont des moyennes régionales
- 2)- K est théoriquement une fonction de T mais aussi de P.
- 3)- On suppose que l'orthopyroxène et le clinopyroxène sont des solutions idéales qui renferment les quatre pôles purs de l'équilibre hédénbergite + enstatite == diopside + ferrosillite.

Toutes ces remarques impliquent nécessairement des variations susceptibles de masquer la corrélation idéale et simplifiée de K avec la seule variable T.

- Diagramme (K) = f (T)

Lors de l'élaboration du diagramme de Howie (1965) (Fig. 73) nous avons été frappé par la disposition des points qui obéissent à la relation (K) = f(T). On remarque en effet que dans un intervalle de T d'environ 650°C - 800°C (\*\*\*) la disposition précédente se traduit par un étagement des  $K_{Fe-Mg}^{Or-Cl}$ . Ce phénomène ne paraît pas lié au simple hasard et bien qu'il s'agisse de valeurs moyennes ce pourrait signifier (?) que le terme  $(\Delta V)_T^P dP$  (\*\*\*) n'est pas aussi négligeable que ce qu'on l'admet généralement.

IV. 7. 2-  $K_{Fe}$  entre clinopyroxène et hornblende.

Nous avons montré (p. 169) que les paires amphibole-clino ou (ortho)-pyroxène avaient des  $K_{Fe}$  dont la liaison avec T (et  $P_{Total}$ ) était masquée par le jeu d'autres variables indépendantes telles que  $f_{H_2O}$  et  $f_{O^{2-}}$ . La cristalchimie

(\*) Cette corrélation est en réalité plus complexe et Y. Matsui (1967), à la suite de R. A. Binns (1962) et S. Banno et al. (1966), ont montré que le facteur  $K_{Mg-Fe}^{Or-Cl}$  est aussi une fonction de la composition des phases et en particulier de la cristalchimie de l'orthopyroxène.

(\*\*) C'est-à-dire dans un domaine thermique qui correspond au développement des associations du faciès Granulite s.l.

(\*\*\*) On sait (Kern et al., 1964, p. 141) que  $\ln K = -\frac{(\Delta H)^0}{RT} + \frac{(\Delta S)^0}{R} - \frac{1}{RT} \int_0^P (\Delta V)_T^P dP$ .

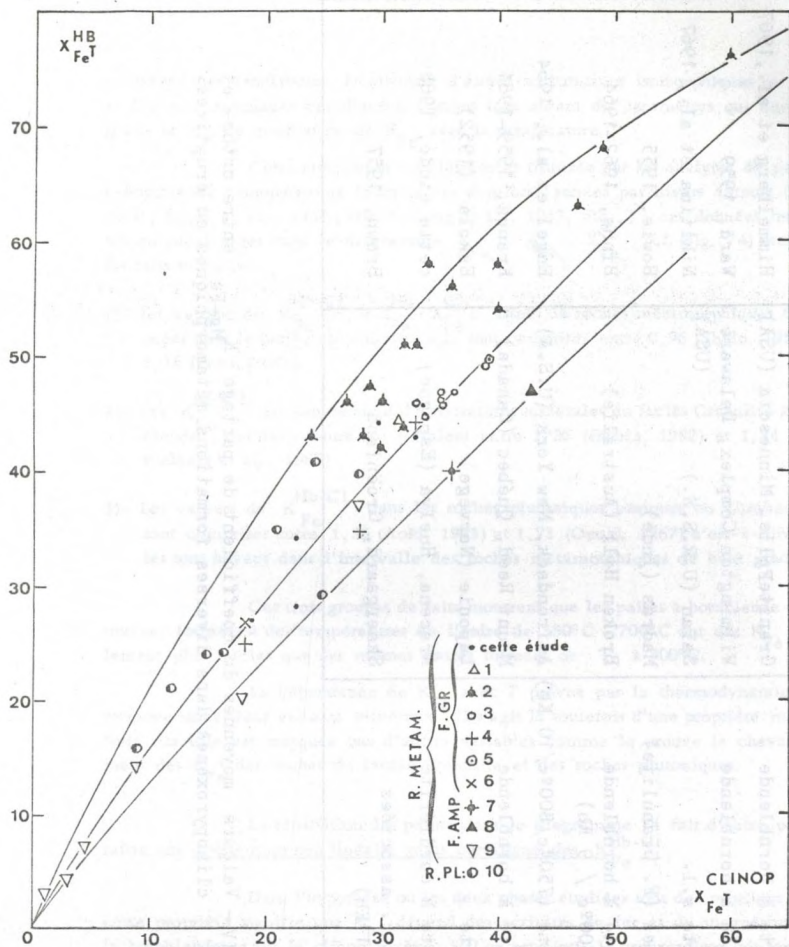


Fig. 74 - Distribution de  $Fe_T$  entre hornblendes et clinopyroxènes dans diverses associations naturelles (données extraites de 1 : Shido, 1958-2 : Miyashiro, 1958 - 3 : Kretz, 1960 - 4 : O'Hara, 1960 - 5 : Eskola, 1952 - 6 : Himmelberg et al., 1967 - 7 : Engel et al., 1964 - 8 : Green, 1964 - 9 : cette étude - 10 : Banno et al., 1964 - 11 : Nikitina, 1967 - 12 : Onuki et al., 1967.)

Moyenne de $K_{Mg-Fe}$	Conditons de T/P ou faciès métamorphiques	Origines	Auteurs
0,49	F. Granulite à hornblende	Granite Falls, Minnesota (USA)	Himmelberg et al., 1967
0,53	F. Granulite à hornblende	Wilmington Complex, Delaware	Ward, 1959
0,54	F. Granulite s.l.	SaTan (U.R.S.S.) (USA)	Nikitina et al., 1967
0,55	Charnockites (F. Granulite)	Madras (Inde)	Howie, 1955
0,57	F. Granulite à hornblende (750°C - 800°C / 9 Kb)	Broken Hill (Australie)	Binns, 1962-1964
0,58	F. Granulite (750°C/800°C/10 Kb)	Adirondack, New York (U.S.A)	Engel et al., 1964
0,59	F. Granulite à hornblende	Mount Reed, Québec (Canada)	Kranck, 1959-1961
0,61	G. Granulite	Laponie (Norvège)	Eskola (1952)
0,57	F. Granulite à cordiérite	Aracena, Huelva (Espagne)	cette étude, 1968
0,73	Gabbros et r. associées (1150°C / 1 Kb)	Skaergaard, Groënland	Brown, 1957

Tab. XXIV - Valeurs moyennes du coefficient de partage  $K_{Mg-Fe}$  entre ortho- et clinopyroxènes dans diverses formations métamorphiques ou éruptives.

complexe des amphiboles, l'existence d'autres substitutions isomorphiques où Fe et Mg sont remplacés par d'autres cations sont autant de paramètres qui compliquent la simple corrélation de  $K_{Fe}$  avec la température.

Cette conclusion est clairement illustrée par les analyses de paires à hornblende-clinopyroxène fournies ces dernières années par divers auteurs (Kretz, 1960 ; Engel et al., 1964 ; Himmelberg et al., 1967, etc.,) ; ces données transcrites ou recalculées dans le diagramme  $X_{Fe_T} = K_{Fe_T} \cdot X_{Fe_T}^{Cl}$  (cf. Fig. 74) montrent les faits suivants :

- 1)- les valeurs de  $K_{Fe}^{Hb-Cl} = X_{Fe}^{Hb} / X_{Fe}^{Cl}$  issues de roches métamorphiques transformées dans le faciès amphibolite s.l. sont comprises entre 0,96 (Shido, 1958) et 1,38 (cette étude),
- 2)- Les  $K_{Fe}^{Hb-Cl}$  qui proviennent d'associations minérales du faciès Granulite à hornblende, ont des valeurs qui s'étalent entre 1,25 (Eskola, 1952) et 1,84 (Himmelberg et al., 1967)
- 3)- Les valeurs de  $K_{Fe}^{Hb-Cl}$  dans les roches plutoniques basiques ou ultrabasiques sont comprises entre 1,56 (Aoki, 1963) et 1,73 (Onuki, 1967) c'est-à-dire qu'elles sont noyées dans l'intervalle des roches métamorphiques de haut grade.

Ces trois groupes de faits montrent que les paires à hornblende-clinopyroxène, formées à des températures de l'ordre de 550°C - 700°C ont des  $K_{Fe}$  généralement plus faibles que les mêmes paires formées de T à 700°C.

La dépendance de  $K_{Fe}$  avec T prévue par la thermodynamique se retrouve donc dans certains minéraux. Il s'agit là toutefois d'une propriété mal définie car elle est masquée par d'autres variables comme le prouve le chevauchement des  $K_{Fe}$  des roches du faciès Granulite et des roches plutoniques.

La répartition des points dans le diagramme 74 fait d'autre part apparaître une distribution non linéaire mais curviligne des  $K_{Fe}^{Hb-Cl}$

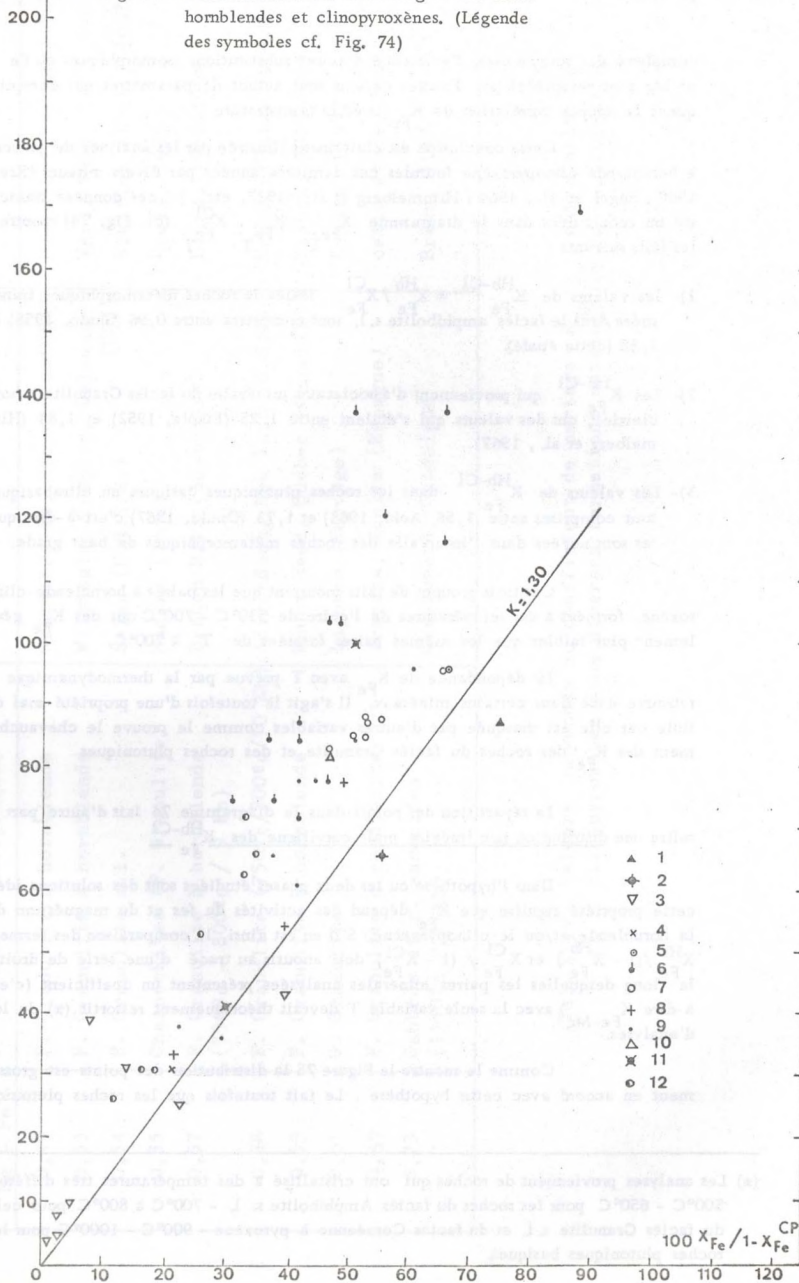
Dans l'hypothèse où les deux phases étudiées sont des solutions idéales, cette propriété signifie que  $K_{Fe}$  dépend des activités du fer et du magnésium dans la hornblende et/ou le clinopyroxène. S'il en est ainsi, la comparaison des termes  $X_{Fe}^{Hb} / (1 - X_{Fe}^{Hb})$  et  $X_{Fe}^{Cl} / (1 - X_{Fe}^{Cl})$  doit aboutir au tracé d'une série de droites le long desquelles les paires minérales analysées présentent un coefficient (c'est-à-dire  $K_{Fe-Mg}$ ) avec la seule variable T devrait théoriquement ressortir (\*) du lot d'analyses.

Comme le montre la Figure 75 la distribution des points est grossièrement en accord avec cette hypothèse. Le fait toutefois que les roches plutoniques

---

(\*) Les analyses proviennent de roches qui ont cristallisé à des températures très différentes: 500°C - 650°C pour les roches du faciès Amphibolite s. l. - 700°C à 800°C pour celles du faciès Granulite s.l. et du faciès Cornéenne à pyroxène - 900°C - 1000°C pour les roches plutoniques basiques.

Fig. 75 - Distribution du fer et du magnésium entre  
hornblendes et clinopyroxènes. (Légende  
des symboles cf. Fig. 74)



$K_{Mg-Fe}$	Conditions de T/P ou faciès métamorphiques	Origines	Auteurs
1,16 1,22 1,47/1,74 (1,62) 1,09/3,06 (1,82)	F. Amphibolite à cordiérite F. Amphibolite à cordiérite F. Amphibolite à cordiérite (650°C/1 kb) F. Amphibolite (Zone de la sillimanite)	Plateau Abukuma (Japon) " " " Aracena, Huelva (Espagne) S.W Québec (Canada)	Shido, 1958 Miyashiro, 1958 cette étude, 1968 Kretz, 1960
1,46/1,73 (1,63) 1,46 1,66 1,69 1,29/1,83 (1,60) 1,66/2,68 (1,81) 1,29/1,94 (1,66)	F. Granulite à hornblende " " " " " " " " " F. Granulite à cordiérite F. Granulite à hornblende F. Granulite s.l.	Addirondack, New York (U. S. A) Laponie (Norvège) Glenelg (Invernessh. ) (G. -B. ) Lutzow, Antarctique Aracena, Huelva (Espagne) Granite Falls, Minnesota (USA) Safan, (U. R. S. S.)	Engel et al. 1964 Eskola, 1952 O'Hara, 1960 Banno et al., 1964 cette étude, 1968 Himmelberg et al., 1967 Nikitina et al., 1967
1,47/1,59 (1,53)	F. Cornéenne à pyroxènes	Lizard (Cornw.) G. -B. )	Green, 1964
1,96/1,87 (1,86) 1,90 2,19	Gabbros et pyroxénites Dolérites alcalines " "	Ketakami Mount. (Japon) Takakusayama (Japon) " "	Onuki, 1965 Aoki (1963 -1965) Tiba, (1966)

Tab. XXV - Valeurs extrêmes et moyennes du coefficient de partage  $K_{Mg-Fe}$  entre hornblendes et clinopyroxènes dans diverses formations métamorphiques et éruptives.

puissent présenter des valeurs de  $K_{\text{Hb-Cl}}$  inférieures ou égales à celles des granulites montrées encore ici que la répartition de  $K_{\text{Fe-Mg}}$   $\text{Fe}_T$  et Mg entre hornblende et clinopyroxène n'obéit pas à des lois simples. En plus des activités de Fe et Mg et du rôle joué par T (et éventuellement P), des éléments tels que Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Na et K, .. exercent (Kretz, 1960) un contrôle sur  $K_{\text{Fe-Mg}}$ . Ces éléments étant essentiellement concentrés dans l'amphibole, c'est finalement la cristalchimie de ce minéral qui complique le partage de Fe et Mg et confère au paramètre  $K_{\text{Fe-Mg}}$  une certaine médiocrité sur le plan de l'évaluation des températures.

T (°C)	Définitions approximatives de $K_{\text{Fe-Mg}}$ et $K_{\text{Hb-Cl}}$	Bibliographie	Références
1450-1725 (1725)	1. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	2. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	3. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	4. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	5. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	6. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	7. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)
1500-1700	8. $K_{\text{Fe-Mg}} = 1$ (hornblende et clinopyroxène)	Frost (1972)	Frost (1972)

LES CORDIERITES.

1°/- HABITUS ET FORME.

Les cordiérites commencent à apparaître dans la partie supérieure de la Zone B<sup>1</sup> où elles constituent le plus souvent des blastes poecilolitiques xénomorphes et riches en inclusions hélicitiques. Ces minéraux ont un développement tardif par rapport à S<sup>1</sup> et sont fréquemment altérés (pinnitisés) dans les zones qui subissent intensément la surimposition du clivage schisteux S<sup>2</sup>.

Dans la Zone B<sup>2</sup>, les cordiérites sont parfois syncinématiques et se présentent (Ph. B Pl. V) sous la forme de poecilocristaux denticulés qui lancent des apophyses allongées dans S<sup>1</sup>; dans ce cas, les minéraux sont polysynthétiquement mâclés (mâcles en "baïonnettes") et souvent transformés en un hydromica brun-jaunâtre à brun-orangé.

Toujours dans la Zone B<sup>2</sup> et surtout dans la Zone C, les cordiérites peuvent être franchement automorphes et légèrement poeciloblastiques sur leur bordure. Elles englobent de nombreuses inclusions dont la nature diffère fondamentalement selon la roche "encaissante".

- dans les gneiss hypersthéniques : les cordiérites englobent des petites biotites ovoïdes brun-rougeâtre et des granules d'ilménomagnétite.
- dans les "charnockites" : les cordiérites renferment en plus des inclusions précédentes, des plages ovoïdes et corrodées de quartz et plagioclase; dans ce cas les minéraux sont souvent mâclés de façon polycyclique et très exceptionnellement altérés.
- dans les gneiss et quartzites à sillimanite et sillimanite-grenat, les cordiérites contiennent de façon très caractéristique des touffes de fibrolite et de rares cristaux corrodés de biotite. A la limite entre la Zone B<sup>2</sup> et C ces cordiérites englobent totalement ou partiellement des cristaux trapus d'andalousite dont on peut suivre parfois la transformation en sillimanite.
- dans les granodiorites à cordiérite et les mélanosomes associés, la cordiérite est sub-automorphe et généralement de section elliptique; elle renferme fréquemment des aiguilles de fibrolite et plus rarement des cristaux ovoïdes de grenat, de biotite, de quartz et de plagioclase. Dans les schlieren cordiérito-biotitiques, la cordiérite peut englober des grains de spinelles brun-rosé ou verdâtres, de komerupine et de corindon qui proviennent en partie de la destruction de biotite. Contrairement à ce qui se passe dans les roches hypersthéniques, la cordiérite est ici souvent altérée et pseudomorphosée en un agrégat de micas blancs à vert pâle (pinnite).

Dans tous ces divers faciès, la cordiérite contient enfin des petits grains de minéraux radioactifs frangés d'un halo pléochroïque violacé à brun-pâle.

---

(\*) Probable.

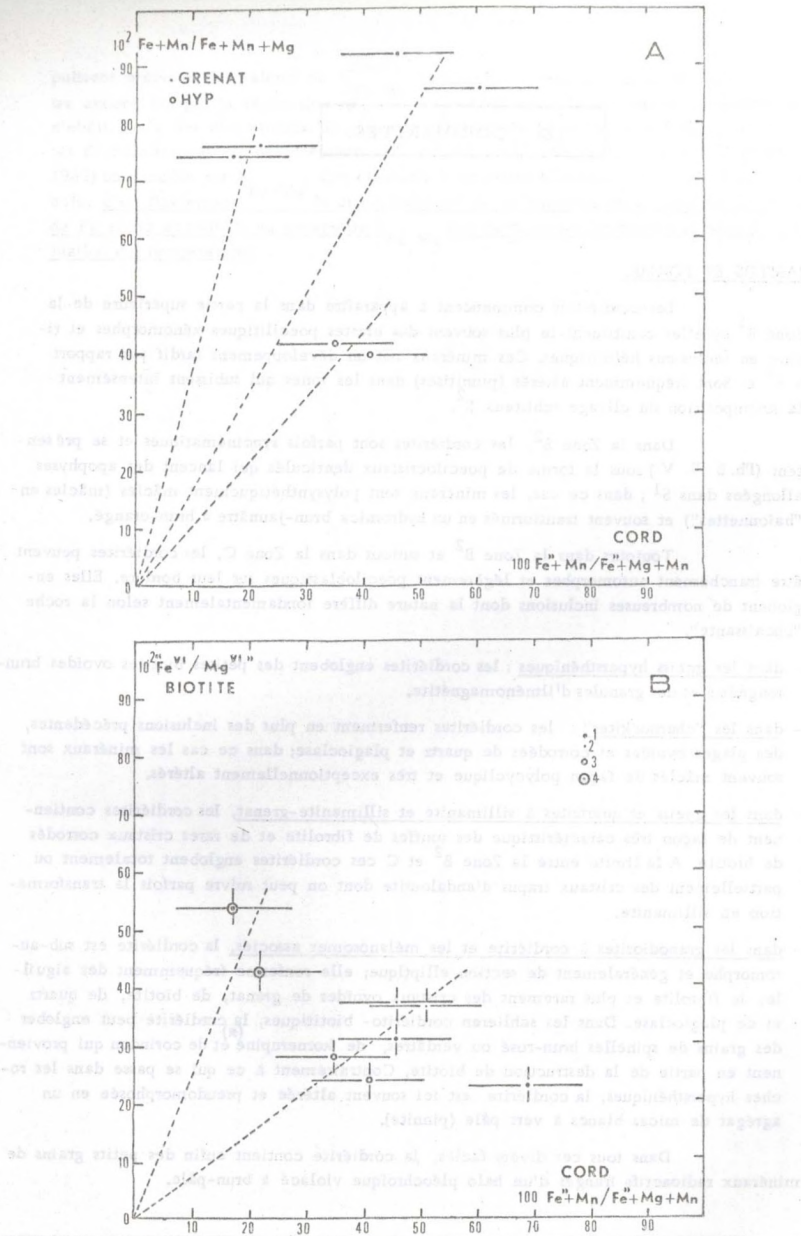


Fig. 76-Diagrammes de distribution du fer entre cordiérite, grenat et hypersthène (Fig. A) et cordiérite-biotite (Fig. B) dans les gneiss silico-alumineux de la Zone C.

	2 θ (004) Co K <sub>α</sub>	100. $\frac{Fe^{2+} + Mn^*}{Fe^{2+} + Mg + Mn}$	Associations
E, 151	≠ 45° 13	≠ 35	q - plag - biot - cord - hyp.
E, 149	≠ 45° 16	≠ 41	q - plag - biot - cord - hyp.
F, 162	45° 17	43,5	q - plag - biot - cord - F (K) - sill.
E, 146	45° 17	43,5	q - plag - biot - cord - hyp.
F, 103	45° 18	46,0	q - plag - cord - gren - (andal.)
E, 49	45° 18	46,0	q - plag - biot - cord - sill. - F (K)
F, 97	45°20	51,0	q - plag - biot - cord - gren.
F, 98	45°23	61,0	q - plag - cord - gren - sill. - biot.
F, 100	45° 25	69,0	q - biot - gren - cord - plag. - (and.)
	Standart : 2 θ Co K <sub>α</sub> (112) quartz : 21°37		
	* : Nombre d'atomes par cellule unités (base de 18 oxygènes		

Tab. XXVI- Rapport  $\frac{Fe^{2+} + Mn}{Fe^{2+} + Mg + Mn}$  dans les cordiérites de la Zone C (valeurs intégrées d'après la courbe de T. Liyama (1956).

2°/- PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES.

Devant la densité et la diversité des inclusions contenues par les cordiérites, nous avons préféré abandonner l'hypothèse d'une étude chimique précise pour nous satisfaire des estimations fournies par les seules mesures diffractométriques.

Dans cette perspective nous avons séparé 9 cordiérites et mesuré sur ces dernières la position de la raie (004) selon la méthode de T. Iiyama(\*) (1956) ; les résultats acquis (Tab. XXVI) permettent de mettre en évidence les faits suivants :

- a)- les cordiérites issues des roches "chamockitiques" (association à biotite-cordiérite-hypersthène) ont un rapport  $100. Fe^{2+} + Mn / Fe^{2+} + Mg + Mn$  de l'ordre de  $35 - 40 \pm 10 \%$
- b)- les cordiérites qui proviennent de roches à biotite-almandin-cordiérite ou biotite-cordiérite voient ce rapport osciller entre les valeurs extrêmes  $45 - 69 \pm 10 \%$ .

Autrement dit, les mesures diffractométriques montrent que les cordiérites associées à des orthopyroxènes sont plus magnésiennes que celles qui ont été analysées dans des roches à almandin-biotite ou à biotite seule. Il ne s'agit toutefois que d'une tendance car l'erreur absolue fournie par la méthode de T. Iiyama est élevée et de l'ordre de 10 %.

Si l'on se réfère aux données expérimentales de W. Schreyer et al. (1964), l'augmentation en Mg des cordiérites pourrait signifier que la pression partielle de  $H_2O$  est plus basse dans les roches à orthopyroxène que dans celles où ce minéral est absent. Cette conclusion doit être retenue avec prudence car il n'est pas exclu que l'enrichissement en Mg des cordiérites puisse également traduire un effet de matrice.

3°/- PARTAGE  $Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg$  DANS LES ASSOCIATIONS A CORDIERITE.

- a)- Associations à cordiérite-grenat et cordiérite-hypersthène.

L'erreur absolue faite sur la mesure diffractométrique du rapport  $Fe^{2+} + Mn / Fe^{2+} + Mg + Mn$  dans les cordiérites étant de l'ordre de  $\pm 10 \%$ , il serait illusoire de faire une corrélation entre le facteur  $K_{Fe-Mg}$  et la température d'équilibre (cf. Fig. 76A). La seule conclusion que l'on puisse dégager de la comparaison de ce rapport entre cordiérite-grenat et cordiérite-hypersthène réside dans les faits suivants :

- associations à cordiérite-grenat.

Si l'équilibre a été atteint, le diagramme 76-A montre que les cordiérites associées à des grenats tendent à avoir un rapport  $100. Fe^{2+} + Mn / Fe^{2+} + Mg + Mn$  de l'ordre de 45 - 55. D'autre part, un enrichissement en  $Fe^{2+} + Mn$  dans le grenat pyralspite est accompagné d'un enrichissement en  $Fe^{2+} + Mn$  dans la cordiérite.

- associations à cordiérite-hypersthène.

Dans ce second couplet de minéraux, les cordiérites supposées en équilibre avec les orthopyroxènes auraient un rapport  $100. Fe^{2+} + Mn / Fe^{2+} + Mg + Mn$  de l'ordre de 35 - 40, c'est-à-dire que ces minéraux paraissent plus riches en Mg que les cordiérites associées aux grenats pyralspites.

(\*)- La courbe fournie par cet auteur a été extrapolée pour la circonstance étant donné que nous avons travaillé avec une anticathode au Cobalt; de ce fait la réflexion (004) se produit aux environs de  $2\theta CoK\alpha = 45^{\circ}15'$  et nous avons utilisé comme standard interne du quartz pur ( $2\theta_{112} CoK\alpha = 42^{\circ}74'$ ).

L'interprétation de ces deux tendances reste problématique car divers phénomènes peuvent être à l'origine de cette variation :

- effet de matrice : comme cela a été souligné dans le Chapitre de la palingénèse des roches alumineuses, les charnockites et les gneiss hypersthéniques à cordiérite ont un rapport K/Mg plus élevé que dans les roches à cordiérite-grenat (le rapport K/Fe restant alors inchangé).
- influence de  $P_{H_2O}$  : l'augmentation des teneurs en Mg des cordiérites associées aux hypersthène pourrait être corrélée avec une diminution de  $P_{H_2O}$  (Schreyer et al, 1964 - Reinhardt, 1968); dans ce cas on doit s'attendre à ce que les  $Fe^{2+}$  biotites deviennent plus ferrières ou à ce qu'il se forme de la magnétite (les roches à hypersthène-cordiérites sont effectivement riches en ilméno-magnétite (jusqu'à 5 % du mode).
- influence de  $P_O$  : ce paramètre, négligé jusqu'à maintenant, pourrait jouer un rôle capital car une diminution de la fugacité de l'oxygène s'accompagne d'une augmentation des teneurs relatives en  $Fe_2O_3$  ; par conséquent on doit s'attendre à ce que la transformation de  $Fe^{2+}$  ---  $Fe^{3+}$  puisse favoriser les substitutions isomorphiques dans le sens Mg ---  $Fe^{2+}$  dans le champ de l'hématite.

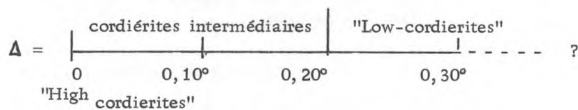
b)- Associations à cordiérite-biotite.

Les mêmes réserves doivent être faites sur la valeur absolue du  $K_{Fe-Mg}$  entre cordiérite et biotite et ce, d'autant plus que le rapport  $Fe/Fe+Mg$  dans les biotites est une valeur qui correspond en réalité au rapport  $Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn / Mg + Al^{VI} + 1/2 Li + 2 Ti$ , tel qu'il a pu être calculé d'après les données diffractométriques (\*) de M. Franzini et al. (1965).

Comme cela ressort de la Figure 76B, les cordiérites du début de la Zone C paraissent en équilibre (sauf l'échantillon F, 100 ?) avec les biotites. On note de façon sensible que les cordiérites et les micas de l'association cordiérite-biotite-hypersthène sont par contre plus magnésiens que les paires cordiérite-biotite issues de roches à grenat pyralspite. Nous retrouvons donc ici une série de caractères qui situent l'origine du phénomène soit dans un effet de matrice, soit dans une variation de  $P_{H_2O}/P_O$ .

4°/- ETAT STRUCTURAL DES CORDIERITES DE LA ZONE C.

La mesure de l'indice de distorsion (\*\*) $\Delta$  (A. Miyashiro, 1957) permet de mettre en évidence trois grands groupes de cordiérites (Schreyer et al, 1961, 1964) qui se répartissent comme suit :



(\*) Les valeurs de  $"Fe^{VI}"$  et  $"Mg^{VI}"$  ont été calculées d'après le rapport des intensités relatives  $100 \cdot \frac{I_{(004)} + I_{(006)}}{I_{(005)}} = "Fe^{VI}"$  (ou  $"Mg^{VI}"$ )  $\pm 3$  ; avec une anticathode au  $Co$ , les raies (004) (005) et (006) passaient à  $\theta \neq 21^\circ, 26;50', 32^\circ40'$ .

(\*\*) Cet indice est défini par la relation  $\Delta = 2\theta_{131} - \frac{(2\theta_{511} - 2\theta_{421})}{2}$  ; les raies indexées (131), (421), (511) passent en  $CoK_{\alpha}$  à  $\theta \neq 17^\circ06' - 17^\circ29'$ .

Dans cette terminologie, les "high-cordiérites" (indialites de A. Miyashiro et al., 1954) sont constituées par des cristaux hexagonaux stables aux hautes températures alors que les "low-cordiérites" représentent des formes orthorhombiques théoriquement de basse température. Il semble en fait que la signification des différents états structuraux des cordiérites ne soient pas exclusivement en relation avec les conditions de température de formation; le paramètre  $\Delta$  pourrait en effet également varier en fonction de la pression et selon la composition des minéraux,

D'après W. Schreyer et J. F. Schairer (1961), l'indice de distorsion des cordiérites peut être utilisé en tant que "marqueur" de l'histoire thermique subie par une roche; dans cette hypothèse,  $\Delta$  devrait augmenter avec le temps car les cordiérites hexagonales ("High-cordiérites") sont des formes métastables et doivent progressivement évoluer vers un état structural orthorhombique ("Low-cordiérites") considéré par ces auteurs comme la forme stable ou stabilisée des cordiérites,

Ces remarques préliminaires étant faites, nous avons mesuré l'indice de distorsion  $\Delta$  de six cordiérites qui proviennent d'associations minérales diverses situées au début de la Zone C :

- analyses 1, 3, et 4 : quartz-plagioclase-biotite-grenat pyralspite-sillimanite (+ cordiérite)
- analyse 2 : quartz-plagioclase-biotite-orthose (+cordiérite)
- analyses 5 et 6 : plagioclase-biotite-hypersthène-quartz-orthose (+ cordiérite)("chamoekite"),

N° Echant.	F <sub>o</sub> 103	E <sub>o</sub> 49	F <sub>o</sub> 97	F <sub>o</sub> 98	E <sub>o</sub> 151	E <sub>o</sub> 146
N° Analys.	1	2	3	4	5	6
$\theta_{(511)}$	17,06 <sup>(*)</sup>	17,09	17,05	17,02	17,10	17,10
$\theta_{(421)}$	17,13	17,19	17,15	17,13		
$\theta_{(131)}$	17,24	17,26	17,24	17,29	17,22	17,23
$\Delta^{**}$	0,29	0,29	0,28	0,28	(0,24)	(0,26)

$$* (Co K\alpha) ; \Delta^{**} \approx 2 \theta_{131} = \frac{(2\theta_{511} - 2\theta_{421})}{2}$$

Tabl. XXVII - Indice de distorsion  $\Delta$  des cordiérites de la Zone C d'Aracena

Comme le montre le Tabl. XXIII les cordiérites analysées sont toutes des "low-cordierites" avec une valeur de  $\Delta$  comprise entre 0,24 et 0,29 ( $\pm 0,02$ ) autrement dit ces minéraux sont des phases "évoluées" et stables.

On remarque toutefois que les individus qui proviennent des roches charnockitiques tendent à avoir un  $\Delta$  compris entre 0,24 et 0,26. L'interprétation du phénomène est délicate. Si l'on tient compte de l'origine et de la genèse des "charnockites" telle qu'elle a été discutée ultérieurement dans cette étude, il semble que le degré de distorsion des cordiérites d'Aracena puisse être mis en relation avec les faits suivants :

- les "charnockites" à cordiérite sont des roches qui ont subi une fusion partielle,
- les cordiérites 5 et 6 sont relativement plus riches en Mg que les individus 1, 2, 3 et 4;
- les cordiérites recristallisent dans les schlieren (mélanosomes) où elles sont antérieures à la blastèse des orthopyroxènes.

Ces trois remarques suggèrent que les cordiérites issues des "charnockites" se sont développées dans un laps de temps déterminé relativement moins long que la période de recristallisation des constituants minéralogiques.

D'autre part, et comme cela a été invoqué plus haut, il semble bien que les petites valeurs de  $\Delta$  puissent être corrélées avec les teneurs en Mg des cordiérites; ces teneurs rendraient compte (en accord avec le développement tardif de l'orthopyroxène) d'un abaissement de  $P_{H_2O}$  pendant la pétrogenèse des "charnockites".

## LES GRENATS

Dans les Zones B<sup>1-2</sup> et C, les grenats appartiennent surtout à la série grossulaire-andradite-pyropé et caractérisent toute une gamme de cipolins, de skarns s.l. et de gneiss calcomagnésiens (Série d'Almonaster).

Les individus du groupe almandin-pyropé-spessartite sont relativement plus rares et disséminés dans divers horizons pélitiques des Zones B<sup>1</sup> (Série de la Corte - El Cubito), B<sup>2</sup> et C (Série d'Almonaster et de Fuente de Oro et massifs granodioritiques anatectiques).

Etant donné les sources d'informations précieuses qui sont fournies par les pyralspites, nous avons séparé une douzaine d'individus provenant des Zones B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C et fait analyser sept grenats "almandineux" dans les matériaux catazonaux.

### 1°/- PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES.

La mesure du paramètre "a" de la cellule-unité couplée à celle de l'indice permet, grâce aux abaques de H. Winchell (1958), de se faire une idée sur la composition des pyralspites de la Zone B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup>.

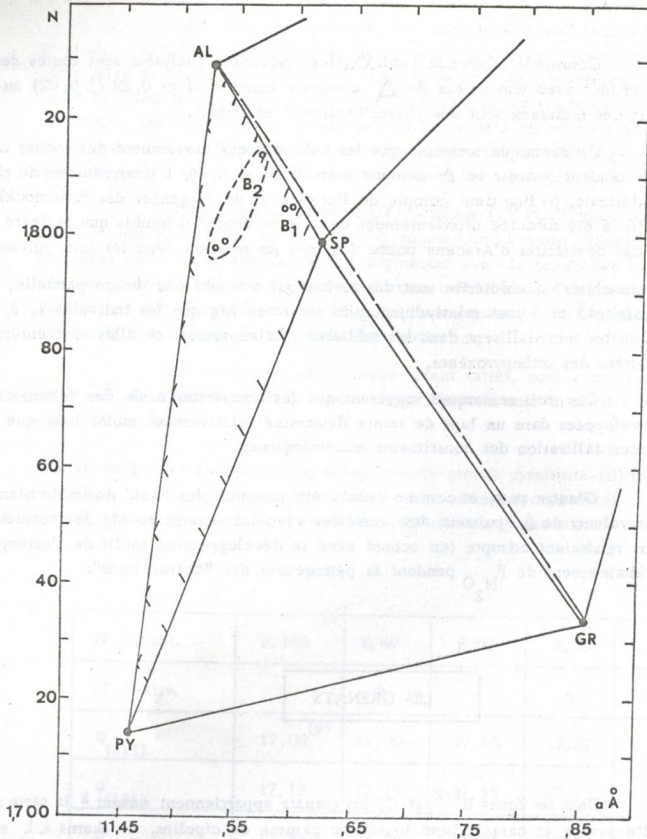


Fig. 77-Distribution des gre: at: pyralspites dans le diagramme a /N de Winchell(1958).

Echantillon n°		D. 22 <sup>d</sup>	F. 64	F. 66	F. 98	F.103	E.309	H. 50
Analyse n°		1	2	3	4	5	6	7
Si O <sub>2</sub>		38,00* <sup>(1)</sup>	38,32*	37,32	39,86*	37,40	37,90	39,28*
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		22,45	20,88	21,93	20,21	22,34	22,64	21,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		-	-	-	-	-	-	-
Fe O *(2)		33,09	30,34	32,82	29,98	31,53	28,87	28,46
Mn O		3,69	2,85	2,73	3,49	4,60	4,10	4,15
Mg O		2,54	4,45	4,45	2,92	3,46	5,92	5,65
Ca O		0,86	0,60	0,59	0,59	0,94	0,96	0,86
Na <sub>2</sub> O		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K <sub>2</sub> O		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ti O <sub>2</sub>		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Z	Si	6,01	6,18	5,96	6,49	6,04	5,94	6,14
	Al <sup>IV</sup>	-	-	0,04	-	-	0,06	-
Y	Al <sup>VI</sup>	4,18	3,97	4,09	3,88	4,25	4,11	3,94
	Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	-	-	-
	Ti	-	-	-	-	-	-	-
X	Fe <sup>2+</sup>	4,36	4,08	4,37	4,08	4,24	3,77	3,71
	Mn	0,49	0,39	0,37	0,48	0,63	0,54	0,55
	Mg	0,60	1,08	1,07	0,71	0,47	1,39	1,32
	Ca	0,14	0,10	0,10	0,10	0,16	0,16	0,14
Almandin		77,9	72,2	73,9	75,9	77,0	64,3	64,8
Spessartite		8,8	7,0	6,3	8,9	11,5	9,3	9,6
Pyrope		10,7	19,1	18,1	13,3	8,5	23,7	23,1
Grossulaire		2,6	1,7	1,7	1,9	3,0	2,7	2,5

\* (1) : Inclusions hélicitiques de quartz

\* (2) : Fer total compté comme Fe O

Tab.XXVIII-Analyses chimiques des grenats de la Zone C  
et formules structurales (base de 24 oxygènes).

Echantillon n°	D. 22 <sup>d</sup>	F. 64	F. 66	F. 98	F.103	E.309	H 50
Analyse n°	1	2	3	4	5	6	7
Almandin	17,9	72,2	73,9	75,9	77,0	64,3	64,8
Spessartite Mn O %	8,8 (3,69)	7,0 (2,85)	6,3 (2,73)	8,9 (3,49)	11,5 (4,60)	9,3 (4,10)	9,6 (4,15)
Pyrope	10,7	19,1	18,1	13,3	8,5	23,7	23,1
Grossulaire	2,6	1,7	1,7	1,9	3,0	2,7	2,5

Tab. XXIX- Proportions relatives en pôles purs dans les grenats almandins de la Zone C.

Comme le montre la Figure 77, les deux grenats de la Zone B<sup>1</sup> qui ont été analysés sont relativement riches en spessartite (75-78 %) et particulièrement pauvres en pyrope. Dans la partie moyenne de la Zone B<sup>2</sup> les teneurs relatives en spessartite sont nettement moins élevées (50 %) et les pourcentages en pyrope plus variables (2 à 24 %). Il ressort que les grenats issus des roches pélitiques de la Zone B<sup>1-2</sup> sont relativement pauvres en almandin et que les teneurs en spessartite tendent à diminuer en réponse à un métamorphisme progressif.

## 2°/- ANALYSES CHIMIQUES.

L'analyse chimique partielle de sept grenats "almandineux" a été faite dans des roches situées au début et dans la partie moyenne de la Zone C. Dans ces roches, le grenat paraît en équilibre avec les minéraux des trois associations :

- 1) quartz - plagioclase - biotite - magnétite Ti
- 2) quartz - biotite - cordiérite - sillimanite -(andalousite)- (pinnite)
- 3) quartz - plagioclase - biotite - cordiérite sillimanite - orthose- magnétite<sup>±</sup> graphite.

qui caractérisent divers gneiss différenciés (1) et <sup>des</sup>quartzites impurs (2) ainsi que des granodiorites à cordiérite (3) d'origine anatectique.

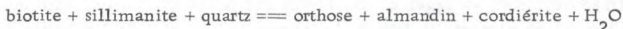
Comme cela ressort des analyses chimiques (Tab. XXVIII) les sept grenats étudiés sont des almandins relativement riches en pyrope (8,5 à 23,7 %) - spessartite (6,3 à 11,5 %) et qui contiennent accessoirement du calcium sous la forme de grossulaire (1,7 à 3 %). On remarque que la distribution de Fe, Mg et Mn dans ces diverses phases ne se fait pas au hasard et qu'il existe une relation étroite entre les proportions relatives des pôles purs, la roche-hôte et l'association minérale contenue par cette dernière. Ainsi, la répartition des grenats analysés dans le triangle almandin-spessartite-pyrope (-grossulaire) (cf. Fig. 78) fait apparaître trois familles de minéraux qui proviennent respectivement des trois groupes de roches analysés, c'est-à-dire :

Famille (6-7) : granodiorite à cordiérite (ass. : quartz- plagioclase-biotite-cordiérite-grenat-m, opaques (pinnite)).

Famille (2-3) : quartzites à minéraux (ass. : quartz-cordiérite-grenat-(andalousite)-sillimanite-biotite chloritisée).

Famille (1,4,5) : ségrégations gneissiques foncées (mélanosomes) situées au début de la Zone C, à la bordure des granodiorites à cordiérite (ass. : cordiérite-biotite-grenat-sillimanite-plagioclase-quartz-spinelle- m. opaques).

D'après les paragenèses il semble donc que la composition chimique du grenat soit principalement fonction de la composition originelle de la roche-hôte. Cette hypothèse si elle paraît satisfaisante dans le cas des quartzites à cordiérite-grenat ne paraît plus valable pour les familles (1,4,5) et à des degrés moindres (6,7) car les grenats sont ici confinés dans des roches différenciées. Comme cela a été discuté dans le chapitre : Roches palingénétiques, nous avons montré que le grenat almandin provenait de la destruction de la biotite et de la sillimanite en présence de quartz et suivant la réaction schématique :



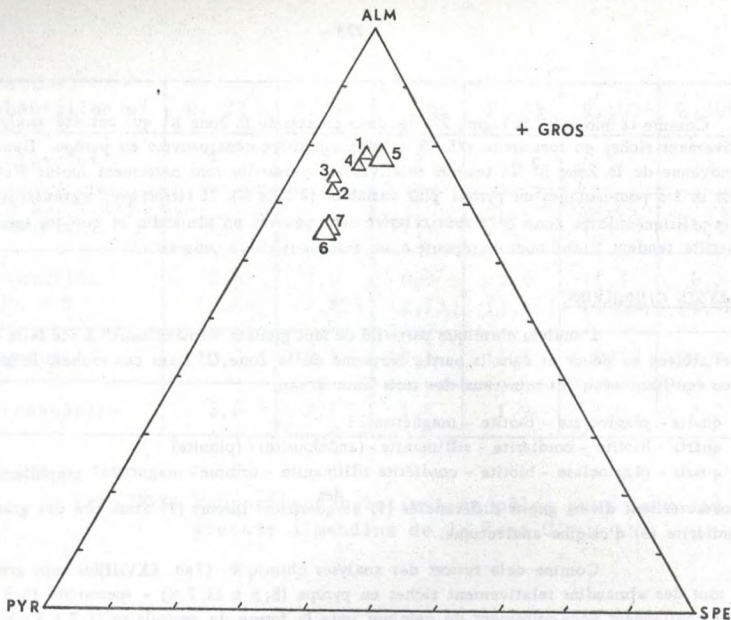


Fig. 78 - Proportions relatives en almandin-pyropé-spessartite-grossulaire dans les grenats de la Zone C d'Aracena.

Cette réaction, supportée par diverses évidences microscopiques est contemporaine du développement de méta-leucocrates qui repoussent les ferromagnésiens dans des schlieres (mélanosomes) lors de leur cristallisation. Ce processus a été minutieusement décrit par K. R. Mehnert dans la fusion partielle de gneiss alumineux. Il est à double effet en ce sens qu'il diminue la concentration en Fer, Mg et Mn dans les parties fondues et augmente celle-ci dans les mélanosomes qui jouent ici le rôle de "reins d'accumulations". A la suite de cette différenciation on ne devrait théoriquement pas observer de différences dans le rapport almandin/pyropé/spessartite entre les grenats concentrés dans les mélanosomes et ceux qui subsistent dans les roches anatectiques. Ce n'est pas le cas des grenats (1,4,5) et (6,7) qui sont grosso-modo aussi riches en Mn mais plus ferrifères (et donc moins magnésiens) dans les mélanosomes que dans les granodiorites à cordiérite.

L'interprétation de ce phénomène est rendue délicate car plusieurs variables ont pu jouer simultanément. Ainsi B. A. Sturt (1962) et J. Zemann (1962) à la suite de J. M. Goldmischdt (1921), A. Miyashiro (1957) et Engel et al. (1960) ont respectivement montré que l'augmentation en  $Fe^{2+}$  et Mg des pyralispites est liée à l'existence de substitutions progrades du type  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mn$  et  $Mg \leftrightarrow Ca$ . Pour G. A. Chinner (1960) et plus récemment L. C. Shu (1968) ce phénomène est en réalité plus complexe car les teneurs en spessartite et pyropé des grenats sont égale-

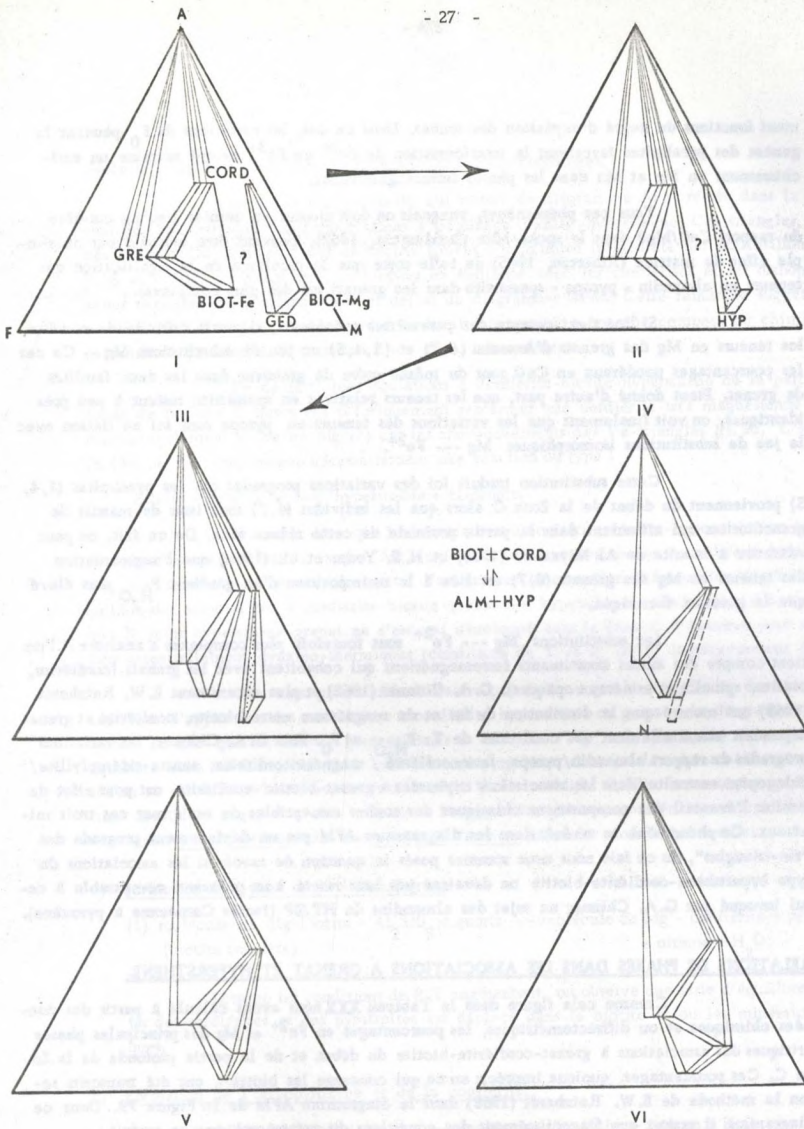


Fig. 80 - Lignée semi-hypothétique de sous-faciès AFM et origine du joint almandin-hypersthène dans les associations d'un éventuel sous-fa: s ultramétamorphique dans la région d'Arcena.

ment fonctions du degré d'oxydation des roches. Dans ce cas, les variations de  $f_{O_2}$  pendant la genèse des pyralpites favorisent la transformation de  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$  ce qui entraîne un enrichissement en Mg et Mn dans les phases ferromagnésiennes.

Tous ces phénomènes, auxquels on doit ajouter en dernier lieu un contrôle du rapport CaO/MgO dans la roche-hôte (Buddington, 1962), peuvent être masqués par un simple effet de matrice (Atherton, 1965) de telle sorte que le problème de la signification des teneurs en almandin - pyrope - spessartite dans les grenats est des plus complexes.

Si l'on tient compte des paramètres précédents, il paraît difficile de corréler les teneurs en Mg des grenats d'Aracena (6,7) et (1,4,5) au jeu de substitutions Mg -- Ca car les pourcentages pondéraux en CaO sont du même ordre de grandeur dans les deux familles de grenat. Etant donné d'autre part, que les teneurs relatives en spessartite restent à peu près identiques, on voit finalement que les variations des teneurs en pyrope sont ici en liaison avec le jeu de substitutions isomorphiques Mg ---  $Fe^{2+}$ .

Cette substitution traduit ici des variations progrades car les pyralpites (1,4,5) proviennent du début de la Zone C alors que les individus (6,7) sont issus de massifs de granodiorites qui affleurent dans la partie profonde de cette même zone. De ce fait, on peut admettre à la suite de A. Miyashiro (1953) et H. S. Yoder et al. (1960) que l'augmentation des teneurs en Mg des grenats (6,7) est liée à la surimposition d'un gradient  $P_{H_2O}$  plus élevé que le gradient thermique.

Les substitutions Mg ---  $Fe^{2+}$  sont toutefois plus complexes à analyser si l'on tient compte des autres constituants ferromagnésiens qui cohabitent avec les grenats (cordiérite, biotite, spinelle et minéraux opaques). G. A. Chinner (1962) et plus récemment E. W. Reinhardt (1968) ont montré que la distribution du fer et du magnésium entre biotite, cordiérite et grenat dépendait essentiellement des conditions de T,  $P_{H_2O}$  et  $P_{O_2}$ . Pour G. A. Chinner, les variations progrades du rapport almandin/pyrope, ferrocordiérite / magnésiocordiérite, annite-sidéropylite / phlogopite-eastonite dans les associations triphasées à grenat-biotite-cordiérite ont pour effet de limiter l'éventail des compositions chimiques des roches susceptibles de renfermer ces trois minéraux. Ce phénomène se traduit dans les diagrammes AFM par un déplacement prograde des "tie-triangles", de ce fait nous nous sommes posés la question de savoir si les associations du type hypersthène-cordiérite-biotite ne devaient pas leur rareté à un processus comparable à celui invoqué par G. A. Chinner au sujet des almandins de HT/BP (faciès Cornélienne à pyroxène).

### 3°/- RELATIONS DE PHASES DANS LES ASSOCIATIONS A GRENAT ET HYPERSTHENE.

Comme cela figure dans le Tableau XXX nous avons calculé à partir des données chimiques et/ou diffractométriques, les pourcentages en  $Fe^{2+}$  et Mg des principales phases critiques des associations à grenat-cordiérite-biotite du début et de la partie profonde de la Zone C. Ces pourcentages, quoique imprécis en ce qui concerne les biotites, ont été transcrits selon la méthode de E. W. Reinhardt (1968) dans le diagramme AFM de la Figure 79. Dans ce diagramme il ressort que l'accroissement des conditions du métamorphisme se traduit :

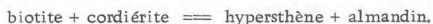
- par une augmentation des teneurs en Mg dans les cordiérites et les grenats,
- par un enrichissement en  $Fe^{2+}$  et/ou  $Al^{VI}$  et Ti dans les biotites.

Dans ce processus les diminutions en  $Fe^{2+}$  des cordiérites paraissent compensées par une augmentation des teneurs en cet élément dans le mica; une déperle en fer accompagne ce phénomène et se traduit par le développement de minéraux opaques (magnétite,

ilménite et/ou hématite) dans les roches les plus métamorphiques.

Le fait le plus marquant qui ressort du diagramme AFM réside dans la position des "tie-triangles" des associations à cordiérite-biotite-hypersthène. Ces triangles, tracés à partir des données issues de roches situées à proximité immédiate des échantillons F. 98 et F. 103, montrent que les biotites en équilibre avec les cordiérites et les orthopyroxènes occupent un domaine étroit et défini du diagramme AFM. Cette remarque suggère vivement que les roches-hôtes à cordiérite-biotite-hypersthène ont une composition chimique particulière qui exclut l'apparition d'un grenat almandineux.

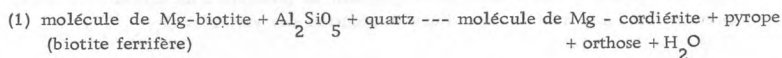
De ce fait, les associations à cordiérite-biotite-hypersthène de la partie profonde de la Zone C devraient théoriquement renfermer une cordiérite très magnésienne et une biotite également riche en Mg (?) car les chevauchements des tie-triangles (H, 50, E, 309) et (E, 146, E, 151) impliquent nécessairement une réaction du type :



Il semble donc que les associations à cordiérite-biotite-hypersthène se développent dans des roches dont le rapport Mg/Fe/Al est différent des roches à cordiérite-biotite-grenat. Cette conclusion permet de mettre l'accent sur le caractère à l'équilibre (ou proche de l'équilibre des associations à cordiérite-biotite-grenat /ou hypersthène ; elle suggère d'autre part que le joint hypersthène-grenat ne s'est pas développé dans la Zone C d'Aracena pour des raisons essentiellement dynamo-thermiques (conditions de T et P<sub>F</sub> ou P<sub>L</sub> insuffisamment élevées)

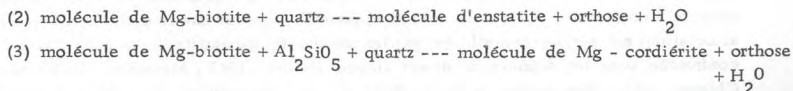
Ces remarques semblent d'autre part indiquer que la composition des biotites contrôle l'apparition des associations à cordiérite hypersthène ou grenat. Le diagramme AFM montre en effet que les biotites magnésiennes ( "Fe"/ "Mg" = 0, 24 à 0, 28 ) ne sont pas en équilibre avec les almandins mais avec les orthopyroxènes alors que le phénomène est inversé si l'on se réfère aux biotites plus ferrifères ( "Fe"/ "Mg" 0,37). En conséquence, les réactions invoquées pages et quant à l'origine des grenats, cordiérites et hypersthènes doivent jouer simultanément dans des roches différentes selon les modalités suivantes :

a)- Formation du grenat et de la cordiérite.



Lorsque les conditions de P/T augmentent, on observe une série d'équilibre où le fer des cordiérites et des pyralpites est déplacé dans la biotite et/ou les minéraux opaques,

b)- Formation de l'orthopyroxène et de la cordiérite.



Une augmentation prograde des conditions du métamorphisme favoriserait un enrichissement en fer dans la biotite. Ce minéral commence toutefois à se détruire (fusion incongruente des micas au début de la Zone C) en libérant une grande quantité de fer sous la forme d'oxydes,

A la suite des réactions (2) et (3), le déplacement des cordiérites et des hypersthènes vers le côté AM du triangle AFM de la Figure 80-III combiné avec la translation prograde des biotites vers le côté AF, aboutirait au chevauchement de la ligne jointive cordiérite-hypersthène avec la ligne cordiérite-biotite-(hypersthène) (cf. Fig. 80-IV). On peut s'attendre (cf. Fig. 80, V et 80, VI) à ce que dans la partie très profonde de la Zone C, il puisse exister une réaction du type : biotite+cordiérite --- hypersthène + almandin qui puisse être à l'origine du joint almandin - hypersthène (fig. 80-V et 80-VI) fréquemment décrit dans diverses granulites à cordiérites,

Dans cette hypothèse, le grenat en équilibre avec la paire hypersthène-biotite doit être relativement riche en pyrope et avoir une composition almandin 40-45 - pyrope 55-60 tandis que dans les associations à cordiérite-biotite, le même grenat avoisine avec une cordiérite  $Fe^{2+}_{15} - Mg_{85}$ .

Ces rapports  $Fe^{2+}/Mg$  dans les ferromagnésiens critiques (cf. Tab. XXX) sont très proches de ceux prévus par G. A. Chinner (1962, p. 337) dans les associations à cordiérite - grenat - biotite des faciès métamorphiques de haut grade. Si l'on considère la composition des orthopyroxènes, les données récentes de E. W. Reinhardt (1968) et de A. A. Marakushev et lit. (1967) suggèrent que les hypersthènes stables en présence de biotite et de grenat almandin ont un rapport  $Fe_T + Mn/Fe_T + Mn + Mg$  inférieur ou égal à 0,38. Cette valeur, très proche des orthopyroxènes d'Aracena (0,40) non associés à des grenats, ne paraît pas très significative; dans ce cas, il semble que ce soient les teneurs en  $Al_2O_3$  des orthopyroxènes qui soient les plus sensibles vis à vis des variations des conditions de T/P (Marakushev, opt. cit.).

#### 4°/ - LES TENEURS EN MnO des PYRALSPITES DE LA ZONE C.

Comme cela a été discuté par de nombreux auteurs, les teneurs en Mn des grenats almandineux ont un effet prépondérant sur le domaine de stabilité de ces minéraux. Ce phénomène s'exprime par le fait (Chinner, 1962) que les grenats formés dans des conditions de basse pression (de l'ordre de 2 à 4 kb) sont plus riches en Mn que les pyralspites formés à des pressions  $P_{H_2O}$  relativement plus élevées (supérieures à 4 kb). Par voie de conséquence, tous les équilibres univariants qui impliquent la présence d'un almandin doivent être théoriquement déplacés dans le sens d'une diminution des variables  $(P_{H_2O}/T)_{FeO}$ ,  $(P_{H_2O}/T)_{FeO}$ , etc...

En accord avec les prévisions de A. Hirschberg et W. Winkler (1968), le domaine inférieur de stabilité de l'association almandin-cordiérite-biotite- $Al_2SiO_5$  doit être abaissé dans le diagramme  $P_{H_2O}/T$  en réponse à la présence de MnO dans le grenat.

Comme cela a été invoqué dans cette étude (Chapitre III) la présence d'andalousite métastable et incomplètement transformée en sillimanite (cas des associations à pyralspite - cordiérite - sillimanite - biotite) pourrait signifier que le domaine de stabilité de ces associations est surtout contrôlé (\*) par les teneurs en spessartite du grenat. Cette hypothèse confrontée avec les données de divers auteurs (Prider, 1945; Miyashiro, 1958; Matthes, 1961; Chinner, 1962; Marakushev et lit., 1962; Wynne - Edwards et al., 1963; Reinhardt, 1968)

(\*) - Cette hypothèse appelle quelques réserves car ces associations peuvent représenter une succession d'équilibres à  $P_{H_2O} = cst$  mais plus petit que  $P_L$ .

		N° Echant.	Grenat	Cordiérite	Hypersthène	Biotite
Zone C	Sup.	F. 98	47 %	45 %	-	30 %
		F. 103	48 %	42 %	-	28 %
		E. 146	-	30 %	29 %	20 %
		E. 151	-	26 %	30 %	28 %
	Inf.	E. 309	44 %	15 %	-	36 %
		H. 50	44 %	18 %	-	31 %

Tab. XXX - Valeurs approchées du pourcentage de Fe<sup>2+</sup> octaédrique dans les grenats, cordiérites, orthopyroxènes et biotites associés de la Zone C.

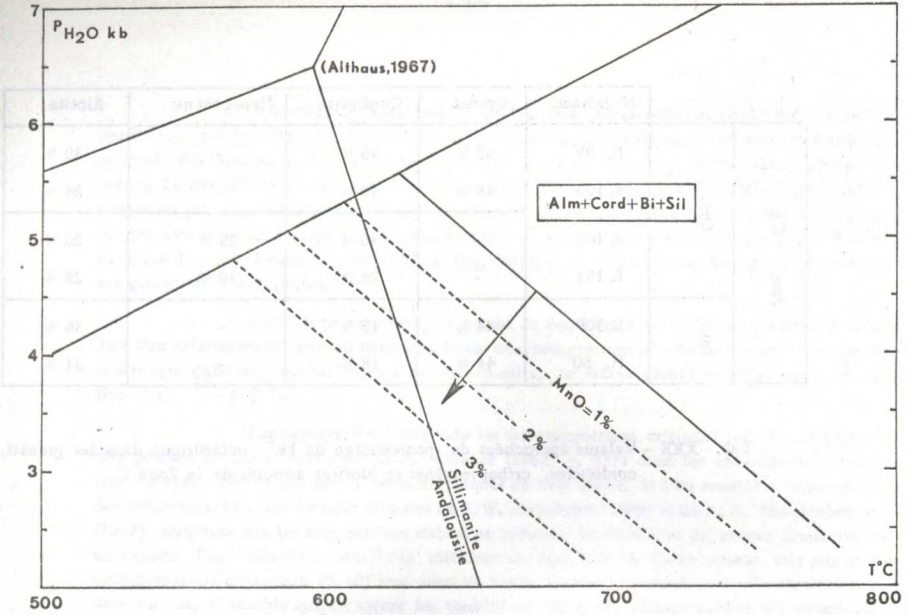


Fig. 81 - Domaine de stabilité des associations à almandin-cordiérite-biotite-sillimanite (+ quartz + orthose + H<sub>2</sub>O) (d'après les données de A. Hirschberg et H.G.F. Winkler, 1968) et abaissement hypothétique de la limite inférieure de stabilité des grenats almandineux en fonction des teneurs en MnO (pourcentages de poids).

fait apparaître clairement (Winkler, 1967) qu'il existe une corrélation entre les teneurs en MnO (2 à 5 %) des almandins de l'association grenat-sillimanite-cordiérite-biotite et le type de métamorphisme de basse pression où ont été récoltées ces associations. De ce fait (Fig. 81) l'intersection de la droite univariante limitant le domaine inférieur de stabilité du grenat almandineux doit subir une translation vers la courbe d'inversion andalousite - sillimanite lorsque se produit un accroissement des teneurs en MnO des grenats. D'après les données que nous possédons sur ces minéraux (Tab. XXVIII) semble que l'on puisse tracer une succession de droites qui correspondent à un certain pourcentage pondéral de MnO dans le grenat almandin trouvé en équilibre avec de la cordiérite, de la biotite et de la sillimanite.

I. - CORRELATIONS D'ENSEMBLE ENTRE LES LIGNEES DE SOUS-FACIES  
DANS LES PRINCIPALES SEQUENCES DE LA REGION D'ARACENA,

Nous avons montré que le métamorphisme de la région d'Aracena peut être suivi dans le cadre repère d'une zonéographie tracée sur la couleur des amphiboles calciques. Dans le détail, l'augmentation des conditions P/T se traduit (dans les diverses séquences) par le développement de plusieurs séries de sous-faciès minéralogiques correspondant au domaine de stabilité de diverses associations critiques. Dans la perspective de préciser les aires de distribution des principaux minéraux et afin d'établir des comparaisons, nous nous proposons de synthétiser toutes les observations qui ont fait l'objet de la partie analytique précédente.

I. 1 - LES SERIES DE SOUS-FACIES DANS L'EPI- MESO- et CATAZONE D'ARACENA. (cf. Tab. h. t.)

- Zone A.

Dans la zone de l'actinote les minéraux et les associations minérales stables en présence de quartz sont typiques du faciès Schistes verts d'Eskola (1920). Comme cela peut être déduit du tableau h. t., la comparaison des domaines de répartition des principales phases critiques permet de mettre en évidence (dans les roches à "excès de quartz") une série de sous-faciès minéralogiques ACFK qui reflète les modalités du métamorphisme progressif de la majeure partie des niveaux.

A<sub>1</sub> - s-f quartz-albite-muscovite-chlorite.

Ce premier sous-faciès regroupe les associations observées dans les roches les moins métamorphiques de la région étudiée (\*). Le silicate d'alumine typomorphique est la pyrophyllite (identifiée aux R-X) mais il n'est pas exclu que l'on puisse déjà y rencontrer de l'andalousite (en particulier dans les passées quartzo-alumineuses du Gothlandien)

A<sub>2</sub> - s-f. quartz-chlorite-chloritoïde-andalousite.

Caractérisé par la présence de chloritoïde, l'existence effective de ce sous-faciès peut être discutable. En effet, l'apparition de ce minéral est étroitement contrôlée

(\*) Ces associations se développent dans des niveaux où les textures originelles d'origines sédimentaires ou éruptives sont peu perturbées par la recrystallisation syncinématique et où les restes d'organismes fossilifères (graptolites, crinoïdes, etc.,) sont encore parfaitement identifiables.

par le chimisme des roches et le tracé exact d'un éventuel isograde chloritoïde + est sujet à caution.

A<sub>3</sub> - s-f. quartz-chlorite-biotite-andalousite.

L'apparition de la biotite dans la partie moyenne de la Zone A, permet de tracer un isograde important mais toutefois difficile à repérer sur le terrain du fait de la petite taille des micas.

Dans la partie de haut grade située au delà de cet isograde, le chloritoïde est totalement absent et a vraisemblablement réagi en présence de quartz pour donner de l'andalousite et du grenat.

L'association quartz-chlorite-muscovite, stable dans la partie moyenne de la Zone A, paraît ne plus l'être dans la partie profonde. A proximité immédiate de la Zone B<sup>1</sup> nous avons en effet rencontré / paragenèse cordiérite - andalousite - biotite. D'après H. G.F. Winkler (1965-1968), l'apparition de cordiérite marquerait l'entrée dans le faciès Amphibolite (à cordiérite) au même titre que le développement du diopside marque ce passage dans les roches basiques. Dans la région d'Aracena, cette double apparition n'est pas valable car le clinopyroxène est nettement plus tardif que la cordiérite. Si nous acceptons l'isograde diopside + comme limite entre le faciès Schistes verts et le faciès Amphibolite, nous devons situer le sous-faciès A<sub>3</sub> dans le faciès Schistes verts. Cette attribution est compatible avec le fait que les associations à actinote-chlorite-épidote sont encore largement réparties dans le domaine de première apparition de la cordiérite. Le développement apparemment précoce de la cordiérite est un point important dans cette étude. Il permet de mettre dès à présent l'accent sur le caractère de "haute température et de basse température" (HT/BT) du métamorphisme de la région d'Aracena.

- Zone B<sup>1</sup>.

B<sub>1</sub> - s-f. quartz-actinote-épidote-hornblende.

Ce sous-faciès ne peut être défini qu'à l'aide des roches basiques orthodéri-vées. Il fait la transition avec la Zone B<sup>2</sup> et il est caractérisé par la présence d'associations à actinote-hornblende (vert-bleuté)-épidote. Ces associations ne sont toutefois pas systématiquement en équilibre car nous avons montré que les habitus des deux amphiboles se résument à deux types différents :

- dans certains niveaux, l'actinote et la hornblende constituent des phases nettement séparées dont le développement se fait de façon concomitante. Ce point particulier suggère l'existence d'une lacune de miscibilité entre les deux amphiboles et une coexistence stable de ces dernières.
- dans d'autres niveaux, parfois adjacents avec les premiers, la hornblende vert-bleuté couronne (blinde) systématiquement l'actinote; elle lui est de ce fait antérieure et paraît donc en déséquilibre.

Ces deux types de relations prouvent que la Zone B<sup>1</sup> est un domaine transitoire où la mise en équilibre des roches n'a pas atteint les mêmes degrés dans tous les niveaux.

Les assemblages des roches silico-alumineuses ne paraissent pas refléter les anomalies précédentes. Ces roches renferment de la cordiérite stable en présence de quartz

Variations minéralogiques du métamorphisme progressif de la région d'ARACENA (Espagne).

(J.-P. BARD, 1963-1969)

		Zone A		B <sup>1</sup>	B <sup>2</sup>	Zone C	
		< 12		12-25	25-45	> 40	
SÉQUENCE BASIQUE ORTHOBIERVÉE	ANORTHITE %						
	CHLORITE						
	BIOTITE						
	EPIDOTE						
	ACTINOTE						
	HORNBLENDE			bleu-verte	verte	vert-brunâtre à brune	
	CUMMINGTONITE						
	ANTHOPHYLLITE			?	?		
	CLINOPYROXÈNE						
	ORTHO SPHÈNE						
SÉQUENCE SILICO-ALUMINEUSE		I <sub>A</sub>	II <sub>A</sub>	III <sub>A-B</sub>	IV <sub>B</sub>	V <sub>B,C</sub>	VI <sub>C</sub>
	CHLORITE						
	MUSCOVITE						
	CHLORITOÏDE-BIOTITE						
	PYROPHYLLITE						
	CORDIERITE						
	ANDALOUSITE						
	SILLIMANITE						
	GRÉNAÏTE				SPES ≥ 15%	< 6%	
	CORINDON						
	SPINELLE						
	GEDRITE						
HYPERSTHÈNE							
ANORTHITE %			< 25			> 25	
FELDSPATH (K)				microcline quadrillé		orthose	
SÉQUENCE CALCO-MAGNÉSIENNE IMPURE ET PARADOXÉE		A <sub>cm</sub>		B <sub>1cm</sub>	B <sub>2cm</sub>	C <sub>cm</sub>	
	QUARTZ						
	FELDSPATH (K)				microcline quadrillé		FK
	PLAGIOCLASE						
	SCAPOLITE						
	MUSCOVITE						
	CHLORITE						
	EPIDOTE						
	ACTINOTE ± 1						
	HORNBLENDE						
	CUMMINGTONITE						
	CLINOPYROXÈNE						
ORTHOPYROXÈNE							
WOLLASTONITE							
GROSSUL-AND.				X <sub>CO2</sub> < 02			
SÉQUENCE CALCAÏO-DOLOMITIQUE		A		B <sub>a</sub>	B <sub>b</sub>	B <sub>c</sub> C	
	QUARTZ						
	CALCITE						
	DOLOMITE						
	PHLOGOPITE						
	CHLORITE						
	TREHOLITE						
	DIOPSIDE						
	FORSTERITE						
	WOLLASTONITE						
	GROSSUL-AND.						
	SPHÈNE						
SPINELLE							



de biotite, d'andalousite et de muscovite. Cette paragenèse ne renferme pas de grenat de telle sorte que le sous-faciès ACFK dominant dans la Zone B<sup>1</sup> peut être comparé au sous-faciès andalousite-cordiérite-muscovite des types de métamorphisme de "basse pression" (Miyashiro, 1961). Le sous-faciès B<sub>1</sub>, diffère toutefois de ce dernier par l'absence d'associations à hornblende-diopside-plagioclase et par la présence de paragenèses à épидote-plagioclase-hornblende + actinote.

Dans la Zone B<sup>1</sup> le clinopyroxène ne se développe que très tardivement et de façon préférentielle dans les niveaux calciques; il est alors stables avec une trémolite incolore.

### - Zone B<sup>2</sup>.

Deux catégories de critères caractérisent le passage de la Zone B<sup>1</sup> à la Zone B<sup>2</sup>. En dehors de la couleur verte (rarement vert-bleuté ou vert-brunâtre) des hornblendes, ces critères sont : a) apparition de diopside et de cummingtonite dans les métabasites orthodérivées ; b) disparition quasi complète de chlorite et d'épidote dans les roches basiques.

Comme le montre le Tableau h, t, la comparaison des domaines des stabilités des principales phases de la Zone B<sup>2</sup> permet de mettre en évidence deux sous-faciès ACFK principaux.

### B<sub>2</sub> - s-f. cordiérite-andalousite-muscovite.

Il peut être défini par les assemblages des roches silico-alumineuses où la cordiérite, stable en présence de quartz, de biotite, et d'andalousite ne coexiste jamais avec le grenat. Il existe donc deux associations typomorphiques dans ce sous-faciès :

- quartz - cordiérite - biotite - andalousite - muscovite
- quartz - grenat (riche en Mn) - biotite - andalousite - muscovite.

Dans les roches basiques orthodérivées, la caractéristique essentielle réside dans l'absence totale de grenat almandin. D'après J. Fabriès (1963) il s'agit là d'un phénomène qui rendrait compte du faible rôle joué par la pression moyenne P<sub>L</sub>.

Dans les roches carbonatées la forstérite fait une apparition tardive par rapport à l'isograde diopside + des orthoamphibolites. Les associations diopside-forstérite, sont fréquentes et renferment souvent de la trémolite s.l. considérée comme métastable (\*).

### B<sub>3</sub> - s-f. sillimanite-cordiérite-muscovite-almandin.

A la base de la Zone B<sup>2</sup> les roches d'origine pélitique renferment déjà de la sillimanite apparemment en équilibre avec <sup>de</sup> la muscovite, du quartz et du microcline. L'andalousite est fréquente dans ces roches et constitue une phase métastable vis à vis des autres constituants.

Dans les niveaux très alumineux, la cordiérite est en équilibre avec un grenat almandin relativement riche en spessartite (Mn 0 = 8-12 %), de la biotite et de la sillimanite.

Dans les para-amphibolites ferrifères le grenat (riche en pyrope - grossulaire et pauvre en almandin) est très exceptionnel. Ce minéral se développe dans l'association

(\*) Cette interprétation est discutable, les travaux récents de P. Metz et al. (1968) ont montré en effet que l'association calcite-dolomite-forstérite-trémolite-diopside. est étroitement contrôlée par X<sub>CO<sub>2</sub></sub>.

quartz-hornblende tschermakitique-Fe-cumingtonite-magnétite, c'est-à-dire dans des roches qui ont une composition très particulière.

Certains niveaux de "skarns" qui affleurent dans la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup> contiennent de la wollastonite. D'après ce que l'on sait sur les conditions d'apparition de ce minéral, il semble que la réaction calcite + quartz ait pu jouer sous des conditions de  $P_F = P_{CO_2} + P_{H_2O} = P_L$  telles que la fraction molaire  $X_{CO_2}$  ne devait pas excéder 0,25.

Une dissolution aussi grande du  $CO_2$  laisse supposer que les niveaux calciques étaient soumis à des apports de  $H_2O$  issus des passées silico-alumineuses adjacentes.

### - Zone C.

Le passage dans la Zone C est marqué par l'apparition de la teinte brune des hornblendes et le développement légèrement plus tardif d'un orthopyroxène dans des niveaux acides ou basiques paradiérvées.

Dans les roches basiques de cette zone, il est possible de différencier deux sous-faciès  $C_1$  et  $C_2$  :

#### $C_1$ - s-f. hornblende brune-diopside.

Ce sous-faciès rassemble les mêmes associations que celles du sous-faciès B<sub>3</sub> décrit précédemment. Il ne diffère de ce dernier que par la teinte vert-brunâtre à brun-sépia des hornblendes issues des roches basiques ortho- ou paradiérvées.

Dans les niveaux d'origine pélimitique, la fusion anatectique affecte un volume de roche plus important et la muscovite primaire des niveaux profonds tend à disparaître aux profits de l'assemblage orthose-sillimanite-quartz.

#### $C_2$ - s-f. hornblende brune-orthopyroxène.

L'entrée dans ce sous-faciès est marquée par l'apparition quasi-simultanée d'un orthopyroxène dans les roches basiques ou dans les roches acides paradiérvées.

Dans les roches basiques, les associations à plagioclase-bronzite-clinopyroxène-hornblende sont très caractéristiques. Les associations à plagioclase-hornblende brune, plagioclase-clinopyroxène et plagioclase-hornblende-clinopyroxène sont fréquentes dans les niveaux qui alternent sur quelques centimètres avec l'association à orthopyroxène précédente.

Dans les "skarns" et marbres impurs, la wollastonite a été trouvée dans les associations à quartz-clinopyroxène-grossulaire ou à calcite-clinopyroxène-grossulaire.

Dans les roches acides, l'orthopyroxène est un hypersthène qui est stable en présence de cordiérite et de biotite; par contre il n'a jamais été rencontré en présence de grenat almandin. Ce dernier est présent dans certains niveaux riches en quartz; il constitue des assemblages en équilibre avec de la biotite et de la cordiérite ou avec de la sillimanite et de la cordiérite. La muscovite est un constituant qui se développe sous l'aspect de blastes poecilithiques tardifs et d'origine vraisemblablement deutéritique.

## I. 2- DISCUSSION SUR LE FACIES C<sub>2</sub> A HORNBLLENDE-ORTHOPIYOXENE DE LA REGION d'ARACENA.

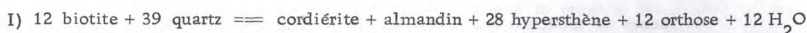
L'apparition d'un pyroxène orthorhombique place le sous-faciès C<sub>2</sub> dans un faciès de haut-grade métamorphique comparable au sous-faciès (de haute température et de basse pression) à "biotite-cordiérite-almandin" (D. de Waard, 1965).

Cette analogie, positive si l'on examine la majeure partie des assemblages, fait toutefois apparaître des différences relatives aux associations qui renferment de l'almandin.

En effet, dans le secteur étudié nous n'avons jamais rencontré les paragenèses :

- a) hypersthène-cordiérite-almandin-(biotite)
- b) hypersthène-almandin-(hornblende)

Au sujet du premier assemblage, il est possible d'admettre en partie que la paragenèse à hyp-alm-cord puisse provenir d'une réaction qui implique la destruction de la biotite en présence du quartz, c'est-à-dire :



S'il en est ainsi, nous devons nous attendre à ce que cette réaction soit au moins contrôlée par les paramètres  $P_L$ ,  $P_{H_2O}$  et T (\*). De ce fait, l'absence d'associations à hypersthène-grenat-cordiérite dans la région d'Aracena, pourrait signifier (cf. Chapitre des roches silico-alumineuses) :

- soit que les conditions d'équilibre de cette réaction n'ont pas été atteintes dans l'ensemble de la Zone C,
- soit que nous sommes en présence d'associations groupant les membres de gauche et de droite (sauf l'almandin) de la réaction (I)
- soit que les roches d'Aracena ne présentaient pas la composition requise pour que cette réaction puisse jouer.

Dans l'hypothèse du troisième point, il paraît étonnant que sur l'ensemble des affleurements de la Zone C, il n'y ait pas un niveau qui puisse présenter la composition favorable au développement d'associations à hypersthène-almandin-cordiérite. De ce fait, et parce que des associations à cordiérite-almandin-biotite-quartz-orthose existent dans les massifs qui présentent l'association hypersthène-cordiérite-biotite-quartz-orthose, nous sommes amenés à la conclusion que les isogrades de la réaction (1) (aux  $P_L$  supposées constantes mais inférieures à  $P_L$ ) n'ont pas été franchis dans l'ensemble de  $H_2O$  la Zone C.

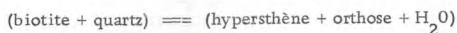
La seconde différence observée entre le sous-faciès C<sub>2</sub> à hornblende-orthopyroxène et le sous-faciès biotite-cordiérite-almandin porte sur l'absence du joint almandin-hornblende.

D'après D. de Waard (opt. cit.) la présence de grenat dans les roches basiques catazonales prouverait que nous sommes au-delà de l'isograde de la réaction :

---

(\*) - Les rapports particuliers Al/Mg + Fe et Mg/Fe des biotites réactionnelles, ainsi que le rapport K/Mg jouent également un rôle.





Etant donné le large domaine de stabilité de l'association réactionnelle précédente, nous pensons être en présence d'une réaction divariante, S'il en est ainsi, la formation d'un orthopyroxène dépend étroitement de la pression des fluides dans des systèmes où  $P_F$  est inférieur à  $P_L$ .

Cette hypothèse est de plus en plus invoquée (cf. par exemple Buddington, 1963 - De Waard, 1966b - Kranck, 1961, etc.) et les auteurs s'accordent plus ou moins à reconnaître que la cause principale du phénomène est liée au fait que le "système catazonal" est clos à  $\text{H}_2\text{O}$  et que cette phase fluide s'y trouve avec des pressions partielles susceptibles de varier grandement d'un niveau à l'autre. Ces variations auraient leurs origines soit dans l'effet "desséchant" du métamorphisme progressif et de l'anatexie, soit parce que les matériaux catazonaux ont une certaine probabilité à englober un socle (\*)

Dans la région d'Aracena, nous<sup>n'</sup>avons actuellement aucune raison de penser que les roches de la Zone C (catazone) puissent englober un vieux socle métamorphisé (cf. Chapitre Stratigraphie - Ière Partie).

Nous serions par contre tentés d'admettre que la pression des fluides a été inférieure à celle du solide ( $P_S \neq P_L$ ) et que les roches constituaient des systèmes dont les teneurs en  $\text{H}_2\text{O}$  variaient de façon notable avant l'enfouissement catazonal et peut-être avant le métamorphisme. Cette interprétation serait alors en accord avec le fait que l'on trouve côte à côte des massifs d'orthoamphibolites (La Garrapota par exemple), et des paragneiss à orthopyroxène-hornblende, à orthopyroxène seul ou à hornblende seule; le passage progressif des uns aux autres traduit l'existence de gradients de  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$  jouant sur de très courtes distances (de l'ordre du centimètre) en réponse à des coefficients de porosité très faibles ( $P_S$  très élevé) dans les roches.

#### 1.4 - COMPARAISON ENTRE LE TYPE DE METAMORPHISME D'ARACENA ET DIVERSES SERIES DE SOUS-FACIES DE HAUTE TEMPERATURE ET DE BASSE PRESSION.

Dans la région d'Aracena, l'absence de disthène et la présence d'andaloucite, de cordiérite, et de sillimanite permet d'affirmer que nous affaire à un métamorphisme régional comparable à celui des régions de Gosaisyo-Takanuki (Miyashiro, 1958) ou de Nakoso (Shido, 1958) dans le Plateau d'Abukuma (Japon).

En Europe, des études récentes ou en cours montrent qu'il existe des types métamorphiques comparables à celui du Plateau d'Abukuma. Ces types présentent de nombreuses analogies mais la présence de minéraux critiques tels que la staurotite, la cordiérite, et le grenat almandin, permet de distinguer dans le détail des séries de sous-faciés différentes, liées à la surimposition de degrés géothermiques différents ou à des variations spatiales dans la répartition des variables T et P.

##### 1.4.1 Type Bosost.

Le type de métamorphisme régional au degré géothermique apparemment le plus élevé paraît être celui du Massif de Bosost dans les Pyrénées centrales (cf. Fig. 84). D'après H. J. Zwart (1962-1963) ce degré serait de l'ordre de  $150^\circ\text{C}/\text{km}$  ce qui donne des associations minérale comparables à celles que l'on observe dans les au-

(\*) C'est-à-dire des matériaux qui ont déjà subi un cycle métamorphique au moins mésozonal et sont appauvris en  $\text{H}_2\text{O}$  du fait des réactions de déshydratation.

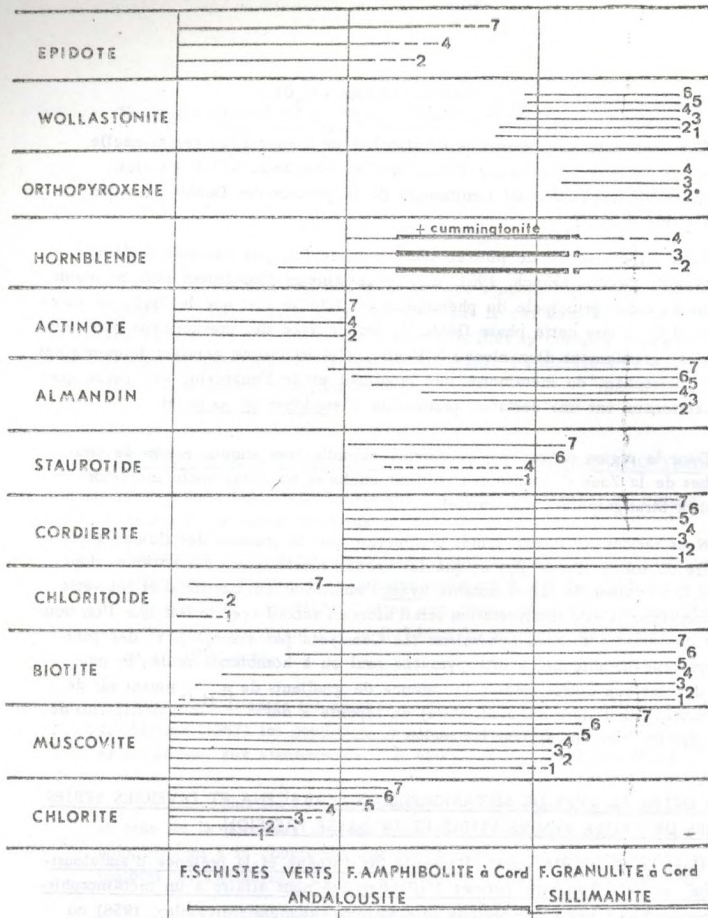


Fig. 83 - Domaines de stabilité des principales phases critiques dans diverses régions présentant des métamorphismes à gradients géothermiques élevés, (1 = Bosost - 2 = Aracena - 3 = Agly - 4 = Abukuma - 5 = Carança - 6 = Canigou - 7 = New Hampshire).

réoles de contact "profond".

La caractéristique essentielle de ce type réside dans l'absence de grenats riches en almandin dans la totalité du faciès Amphibole à cordiérite (cf. Fig. 83). La staurotide se développe depuis la zone à staurotide-andalousite-cordiérite jusque dans la zone profonde à cordiérite-sillimanite. La particularité de ce minéral est de croître dans une interphase tectonique qui suit la phase majeure du plissement symmétamorphique. D'après H. J. Zwart, l'apparition de staurotide à Bosost témoignerait du caractère essentiellement "thermométrique" de cette espèce minérale, avis qui n'est pas partagé par G. Guitard (1965).

#### I. 4. 2- Type Aracena.

Comme nous l'avons montré dans cette étude, les caractéristiques principales du métamorphisme d'Aracena résident dans les faits suivants :

##### a)- par analogie avec Bosost :

- développement précoce de la biotite dans le faciès Schistes verts,
- présence de cordiérite et d'andalousite dans le faciès Amphibolite.
- absence de grenats riches en almandin dans le faciès Amphibolite sauf dans la partie profonde du sous-faciès à sillimanite-muscovite.
- présence de chloritoïde dans le faciès Schistes verts (ce minéral n'a pas été trouvé à Bosost même, mais dans les environs du Massif de l'Aston (Zwart, 1959).

##### b)- à la différence avec Bosost :

- pas de staurotide dans le faciès Amphibolite.
- présence de grenats riches en almandin dans la zone à sillimanite, avant l'isograde hypersthène.

##### c)- comme caractères propres :

- absence de grenat almandin dans les orthoamphibolites du faciès Amphibolite et du sous-faciès catazonal à hornblende-orthopyroxène.
- présence très fréquente d'associations à hornblende-cummingtonite.
- développement d'associations à cordiérite-hypersthène - biotite et hypersthène-hornblende et/ou clinopyroxène dans un sous-faciès du faciès Granulite à hornblende dénommé : sous-faciès hornblende-orthopyroxène.

#### I. 4. 3- Type Agly (Pyrénées Orientales).

Dans l'état actuel de nos connaissances, les données sur la pétrologie du Massif de l'Agly (Guitard, 1960 a, 1960 b - Guitard et Raguin, 1958 - Fonteilles et Guitard, 1968. Not. Exp. Carte Géol. 1/80.000° Quillan n° 254, 3° éd.) permettent d'établir les corrélations suivantes :

##### a)- par analogie avec Aracena.

- présence de grenats riches en almandin dans le sous-faciès sillimanite-muscovite
- présence d'associations à hornblende-cummingtonite dans le faciès Amphibolite à cordiérite.

- . développement précoce de biotite dans le faciès Schistes verts,
- . associations stables à hypersthène-hornblende et/ou clinopyroxène dans le domaine du faciès Granulite à hornblende s. l.

b)- à la différence avec Aracena :

- . associations stables à hypersthène-almandin-biotite-orthose dans les gneiss d'affinité "charnockitique" et dans la "Charnockite" des régions de Caramany et d'Ansignan (P, O, ).

I. 4. 4- Type Abukuma.

Ce type très classique est décrit en détail par A. Miyashiro (1961)

a)- par analogie avec l'Agly :

- . développement d'almandin dans le sous-faciès sillimanite-muscovite.
- . absence d'associations à hornblende-grenat dans les orthoamphibolites mais présence d'associations à hornblende-cummingtonite.
- . développement précoce de biotite dans le faciès Schistes verts.
- . présence d'associations à hypersthène-hornblende dans les roches catazonales.
- . wollastonite dans les skarns catazonaux.

b)- à la différence de l'Agly :

- . grenat almandin plus largement distribué dans le sous-faciès sillimanite-muscovite.

c)- comme caractères propres :

- . staurotide au début du faciès Amphibolite à cordiérite
- . stilpnomélane dans la partie supérieure de la zone à biotite (Katada et Sumi, 1966)
- . lacune de miscibilité entre hornblende et actinote à la base du faciès Schistes verts (ce caractère est également présent dans le type Aracena.)

I. 4. 5- Type Caranca (Pyrénées Orientales)

Défini par G. Guitard (1965) ce type montre les caractères suivants :

a)- par analogie avec Abukuma.

- . Cordiérite dans le faciès Amphibolite et à la base du faciès Schistes verts.
- . wollastonite dans les skarns et les cipolins du sous-faciès sillimanite-muscovite (Guitard, 1967).

b)- à la différence avec Abukuma.

- . présence d'almandin stable dans la partie profonde de la zone à andalousite (sous-faciès à andalousite-almandin-biotite)
- . absence de staurotide dans le faciès Amphibolite; d'après G. Guitard, ce point particulier prouverait que la staurotide est un indicateur "barométrique" car à basse pression de H<sub>2</sub>O le chloritoïde donne un pyralspite et non pas de la staurotide.
- . zone de la biotite précédée par une zone de la chlorite relativement large.

I. 4.6- Type Canigou (Pyrénées-Orientales).

Toujours d'après G. Guitard (1965), ce type est largement représenté dans le Massif du Canigou et ses abords immédiats. Les caractéristiques du métamorphisme de cette région s'établissent comme suit :

a)- par analogie avec le type Caranca.

- . almandin dans la zone à andalousite,
- . wollastonite dans les skarns catazonaux.

b)- à la différence avec la Caranca.

- . almandin stable dès la zone à Cordiérite.
- . présence de staurotide dans le faciès Amphibolite; ce minéral se forme après l'isograde almandin +.

c)- comme caractères propres.

- . staurotide dans le faciès Amphibolite à cordiérite; ce minéral est stable jusque dans la zone à sillimanite (partie supérieure du sous-faciès sillimanite-muscovite)
- . associations à almandin-staurotide stables dans tout le faciès Amphibolite.

I. 4.7- Type New Hampshire Nord (NE des Etats-Unis).

Ce type défini à la suite des travaux de J.C. Green (1963) est représenté en Europe dans la partie NW de la Péninsule Ibérique et plus précisément en Galice nord orientale (Capdevila, 1968). Dans cette dernière région comme aux Etats-Unis, les séries de sous-faciès sont caractérisées par la présence d'andalousite, staurotide, sillimanite et l'absence de cordiérite.

a)- par analogie avec le Canigou :

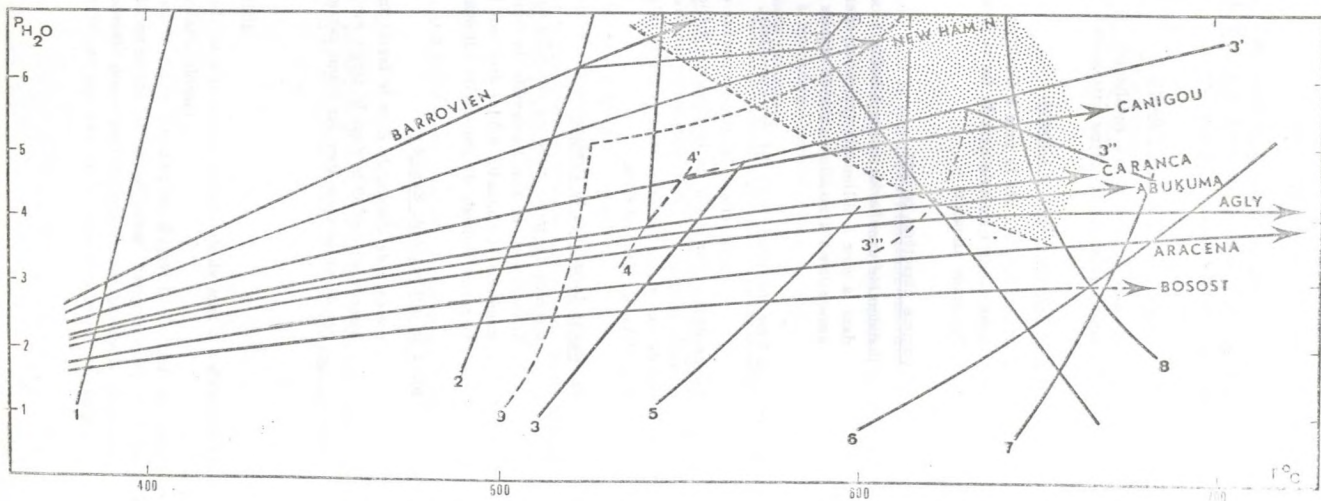
- . présence de grenat riche en almandin dans la partie de haut grade du faciès Schistes verts et dans l'ensemble du faciès Amphibolite.
- . staurotide et almandin stables dans tout le faciès Amphibolite à l'exception de la partie profonde du sous-faciès sillimanite-muscovite où la staurotide disparaît.

b)- à la différence du Canigou :

- . présence de chloritoïde dans le faciès Schistes verts,
- . absence de cordiérite dans le faciès Amphibolite.
- . pas de wollastonite dans les skarns catazonaux.

Fig. 84 - Allure des courbes température-profondeur dans diverses régions affectées d'un métamorphisme à andalousite-sillimanite.

- (1) kaolinite + quartz == pyrophyllite + H<sub>2</sub>O (Carr, 1963)
  - (2) pyrophyllite == Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + quartz + H<sub>2</sub>O (Althaus, 1966)
  - (3) chlorite + muscovite + quartz == biotite + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + cordiérite + H<sub>2</sub>O (Hirschberg, 1968)
  - (3') Limite de stabilité de l'association cordiérite + almandin
  - (3'') Limite d'apparition de l'association cordiérite + almandin + biotite + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>
  - (4) chloritoïde + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> = staurotide (ou almandin = 4') + quartz + H<sub>2</sub>O (Hoscheck, 1967)
  - (5) chlorite + quartz = gédrite + cordiérite (Akella et al., 1966)
  - (6) quartz + muscovite = orthose + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O (Evans, 1965 corrigée d'après Winkler et al, 1967, p. 74)
  - (7) gédrite = hypersthène + H<sub>2</sub>O
  - (8) minimum de fusion du granite Ab/An = ∞ (Tuttle et Bowen, 1958)
- T = point triple Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (Althaus, 1967)
- (9) Limite de stabilité des Mg-cordiérites (Schreyer, 1964)



## I. 5 - CONCLUSIONS.

Les principales conclusions que l'on puisse tirer de cette étude comparative, se résument aux faits suivants :

Dans les métamorphismes régionaux à andalousite-sillimanite-cordiérite, la présence de grenat riche en almandin peut servir d'indicateur thermo-barométrique. Ce point particulier invoqué par A. Miyashiro dès 1953 permet d'estimer grossièrement la valeur des degrés géothermiques lors d'une phase de métamorphisme.

### 1)- Dans les roches silico-alumineuses.

- . degrés géothermiques (D. G.) inférieurs à 45°C/km (Caranca à Barrow); le grenat almandin (Mn inf. 10 %) est stable dans la zone à andalousite.
- . D. G. supérieurs à 45°C/km (Abukuma à Bosost) : le grenat almandin est stable dans la zone à sillimanite.

d'autre part :

- . D. G. inférieurs à 60°C/km (Agly à Canigou ?) : l'hypersthène et l'almandin sont stables en présence de biotite, d'orthose (sous-faciès à biotite-cordiérite-almandin) (\*)
- . D. G. supérieurs à 70°C/km (Aracena à Bosost ?) : l'hypersthène ne serait pas stable avec le grenat almandin mais avec l'association cordiérite ± biotite ± orthose (sous-faciès à hornblende-orthopyroxène)(\*)

### 2)- Dans les roches basiques.

- . D. G. inférieurs à 40°C/km (Canigou à Barrow) : l'épidote et le grenat almandin sont très fréquents dans les amphibolites du faciès Amphibolite.
- . D. G. supérieurs à 55°C/km (Abukuma à Bosost) ; l'épidote et le grenat almandin sont très rares ou inexistant dans les metabasites du faciès Amphibolite.

La présence de staurotide paraît contrôlée par des pressions  $P_{H_2O}$  relativement élevées (sup. à 3,5 kb à T = 530°C). Ce minéral est très fréquent dans les types aux degrés géothermiques inférieurs à 45°C/km (Canigou à Barrow). Son apparition à Abukuma (\*\*\*) et Bosost sont deux exceptions que l'on peut mettre sur le compte soit de la composition très spéciale des roches (Abukuma) soit sur celui d'un métamorphisme polyphasé (Bosost).

Le chloritoïde que l'on a cru typiquement lié à des types "intermédiaires de basse pression" est en fait sans indications thermo-barométriques importantes. L'absence de ce minéral au Canigou paraît étroitement contrôlée par la composition chimique des roches-mères.

---

(\*) Ces deux critères sont très imprécis; ils sont fondés sur l'apparition d'assemblages contrôlés par  $P_{H_2O} < P_L$  (faciès Granulite s.l.)

(\*\*) Miyashiro (1967) Medd. Dansk Geol. For., 17, 4, p. 390-446.

II. - RELATIONS ENTRE LA BLASTÈSE DES MINÉRAUX ET LA PREMIÈRE PHASE DE DÉFORMATION.

Nous avons fait état à diverses reprises des relations existant entre le développement des minéraux du métamorphisme et celui de la schistosité  $S^1$ , élément structural contemporain de la première phase de déformation (cf. Chapitre II - 1ère Partie). Les renseignements obtenus de l'étude de ces relations montrent trois groupes de faits principaux :

- a) - les mêmes espèces minérales ayant un domaine de stabilité très large (micas, feldspaths, andalousite, amphiboles, ..) ne se sont pas systématiquement développées en même temps selon la zone où les roches-hôtes ont été plongées,
- b) - au sein d'une même zone, une même espèce minérale peut montrer des caractères anté, syn- et post- $S^1$  (biotite, grenat, amphibole, ..) ; ces caractères peuvent être d'autre part, réunis ou isolés suivant la nature pétrographique de la roche-hôte,
- c) - certains minéraux néoformés peuvent blinder une phase antérieure dont le développement est pourtant lié à la même période de déformation symmétamorphique (crossite, actinote).

Ces diverses observations mettent l'accent sur la complexité des phénomènes de croissance des minéraux et du seul point de vue des relations entre déformation et cristallisation il ressort (Tableau VII) que la blastèse s'est effectuée durant un laps de temps plus long que celui de la première phase de déformation.

- Minéraux anté- $S^1$  - Dans la région d'Aracena, les minéraux reliques signalés dans les Zones A et B<sup>1</sup> (à l'exclusion des reliques de minéraux laviques antémétamorphiques) reflètent des états transitionnaires localement ou régionalement acquis par les roches dans des stades prémonitoires du métamorphisme.

Dans cette hypothèse, la distribution des gradients tectoniques et thermiques dans les zones superficielles se serait effectuée avec des intensités variables dans l'espace et dans le temps. Ainsi, la présence de crossite (amphibole "alpine" des métamorphismes de haute pression) (\*), blindée par de l'actinote pourrait être mise sur le compte d'une surpression tectonique ou d'une expansion thermique brutale (Schneidegger, 1963), c'est-à-dire d'un gradient de T élevé (en accord dans ce cas, avec le type métamorphique de la région d'Aracena).

Ce phénomène (surpression) provoque une intense circulation d' $H_2O$  ; cette phase fluide est susceptible de renfermer une quantité importante de  $Na_2O$  favorisant la blastèse de la crossite signalée plus haut.

- Minéraux post- $S^1$  - La croissance des minéraux à habitus porphyroblastiques dans les Zones B<sup>1</sup>, B<sup>2</sup> et C s'est effectuée sous des conditions statiques tardi- à post-cinématiques (post- $S^1$ )(\*\*). Leur cristallisation serait liée à un processus de détrempe ("annealing recrystallisation - Rast, 1965) à

(\*) La présence d'associations à lawsonite-glaucophane s.l. est toutefois plus caractéristique que le simple développement de l'amphibole sodique (Turner et Verhoogen, 1960, p. 543).

(\*\*) Ces minéraux renferment une schistosité interne ( $S^1$ ).

l'état solide. Dans ce processus, la nucléation est essentiellement contrôlée par l'action de gradients thermiques.

Le cas particulier présenté par les cristaux automorphes des roches anatectiques ne peut être dissocié du métamorphisme. La fusion d'un volume variable de matériaux aboutit à la formation d'un liquide qui cristallise (par abaissement de T et/ou de  $P_I$ ) en donnant une roche sub-isotrope.

### III. - LES CONDITIONS DE T/P DURANT LA PHASE SYMMETAMORPHIQUE

Dans ce qui précède nous avons interprété le développement des minéraux "précoces" (crossite, certaines actinotes et chlorites, chloritoïde en amande, etc.) comme la preuve de l'existence d'anomalies locales dans la distribution des gradients de T, P, etc.. En fait, rien n'empêche de concevoir que ces conditions "anormales" puissent constituer en réalité un contexte dynamo-thermique d'extension régionale dont les effets seraient le plus souvent masqués par ceux de la période dite "majeure" du métamorphisme.

Dans cette hypothèse et en admettant que la schistosité  $S^1$  puisse constituer un repère fixe dans le temps, il est possible de se faire une idée des conditions de P/T avant et après la phase majeure de la déformation tangentielle. (Phase I).

#### III.1- CONDITIONS DE P/T ANTE- $S^1$

- Dans la Zone A : les minéraux "précoces" sont typiques du faciès Schistes verts. Dans l'état actuel des données de terrain, il est impossible d'apprécier l'intensité des conditions de T,  $P_L$ ,  $P_F$  qui ont pu régner dans cette zone car les associations sont en équilibre dans l'intervalle de 350° C - 450° C / 1,5 - 4 kb.
- Dans la Zone B<sup>1</sup> : Comme cela a été dit plus haut, les assemblages "précoces" dans les metabasites (à l'exclusion bien entendu des reliques laviques) renferment une crossite qui devait être en équilibre avec de l'épidote, de l'albite et du quartz. Cette association est fréquente dans le faciès Schistes verts à glaucophane, c'est-à-dire qu'elle a pu se former sous l'action d'un métamorphisme au degré géothermique faible et de l'ordre de 10° C/km à 15° C/km.
- Dans la Zone B<sup>2</sup> et C : les minéraux "précoces" n'existent plus du fait d'une recrystallisation totale sous les conditions d'un métamorphisme "statique" au degré géothermique élevé (phase majeure d'Aracena).

### III. 2- CONDITIONS DE P/T SYN-S<sup>1</sup>

- Dans la Zone A : les associations constituées par les minéraux orientés dans S<sup>1</sup> sont stables dans le faciès Schistes verts s.l. La présence de paragéneses à chlorite-biotite-muscovite dans la partie "profonde" de cette zone montre (en accord avec l'absence de grenats riches en almandin) que le degré géothermique durant la phase I, était relativement élevé. (supérieur à 50°C/km).
- Dans la Zone B<sup>1</sup> : les actinotes précoces sont incluses de façon homoaxiale par des hornblendes vert-bleuté. Le développement de ces dernières prouve que les conditions de P et surtout de T qui affectent les métabasites sont devenues plus sévères. Le fait que ces deux minéraux puissent syncrystalliser localement (lacune de miscibilité entre actinote et hornblende) indique d'autre part que le degré géothermique devait être plus fort à la fin qu'au début du métamorphisme.
- Dans la Zone B<sup>2</sup> et C : les paragéneses contemporaines du développement de la foliation (S<sup>1</sup>) sont en équilibre sous les conditions du faciès Amphibolite à cordiérite. La rareté des grenats riches en almandin dans les roches acides ou basiques de la Zone B<sup>2</sup> permet de mettre une fois de plus l'accent sur le caractère élevé du degré géothermique.

### III. 3- CONDITIONS DE P/T POST-S<sup>1</sup> et ANTE-S<sup>2</sup>

- Dans la Zone A : l'absence de porphyroblastes ou de phases typomorphiques nouvelles ne permet pas de savoir quel est le sens pris par les variations de P/T dans la période post-cinématique. Dans cette zone, les rétomorphoses sont en effet à mettre sur le compte de la surimposition de la seconde schistosité (S<sup>2</sup>).
- Dans la Zone B<sup>1-2</sup>, la blastèse d'andalousites et de cordiérites ainsi que la transformation des biotites en sillimanite montrent que les conditions de T et  $P_L = P_F \neq P_{H_2O}$  ne différaient pas sensiblement de la phase syncinématique.

On peut par contre affirmer que les contraintes orientées (stress) ont cessé de s'exercer ce qui favorise vraisemblablement la croissance des porphyroblastes.

- Dans la Zone C : les remarques précédentes s'appliquent également à la catazone, mais les renseignements fournis par les relations texturales entre les divers minéraux sont d'une interprétation plus complexe.

En effet, étant donné que l'on se réfère le plus souvent aux assemblages minéralogiques pour procéder à l'estimation du degré géothermique, il ressort nettement des figures 85A et B qu'à des températures constantes, une diminution de la pression moyenne  $P_L$  (Fig. A) et/ou une variation (\*) de  $P_{H_2O}$  (et plus généralement de  $P_{Fluides}$ ) (Fig. B) dans l'espace comme dans le temps sont susceptibles de donner des associations minérales en équilibre et issues de la surimposition de degrés géothermiques apparents (droites A, B, C) extrêmement différents de celui qui a pu régner dans ce que nous appelons la "phase majeure".

---

(\*) Les réactions qui définissent les isogrades sont alors divariantes.

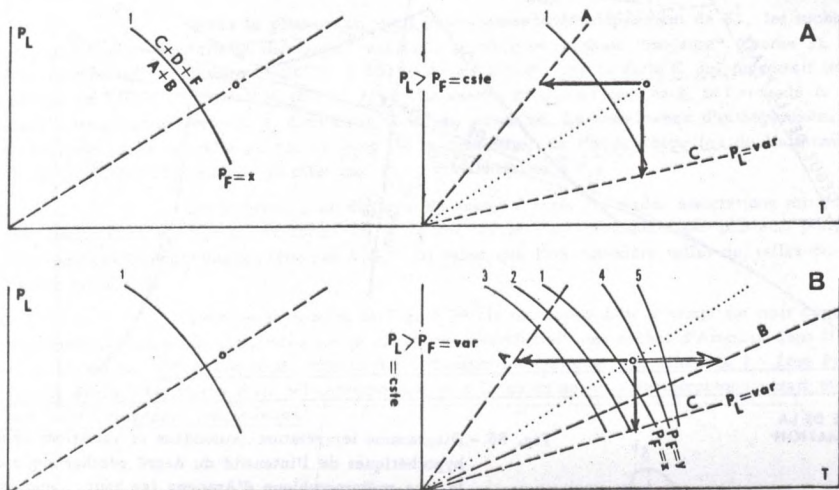


Fig. 85 - Influence de la condition  $P_L > P_F$  sur l'estimation du degré géothermique dans les zones profondes.

IV. - EVOLUTION DE LA COURBE TEMPERATURE-PROFONDEUR  
DANS LA ZONE C D'ARACENA.

Les remarques précédentes permettent de se faire une idée sur ce qu'aurait pu être l'évolution des variables P et T au moment de la période symmétamorphique.

Comme cela est illustré par le diagramme température-profondeur de la Figure 86<sup>A</sup>, la région étudiée aurait commencé par subir un métamorphisme à gradient géothermique faible (courbe 1). Ce phénomène se produit au début de la phase tectonique I, et continue à se développer sous des conditions thermiques qui deviennent (progressivement ?)

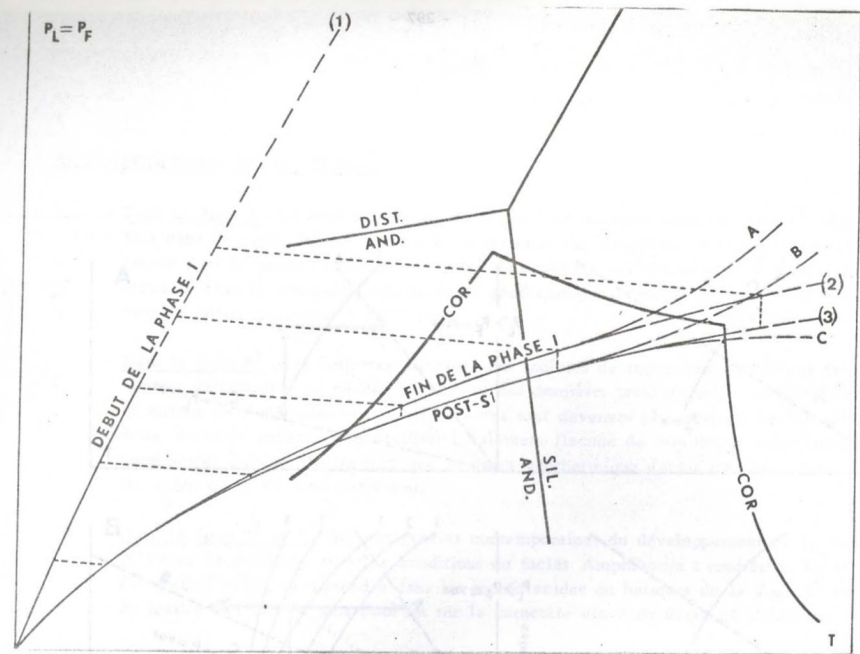
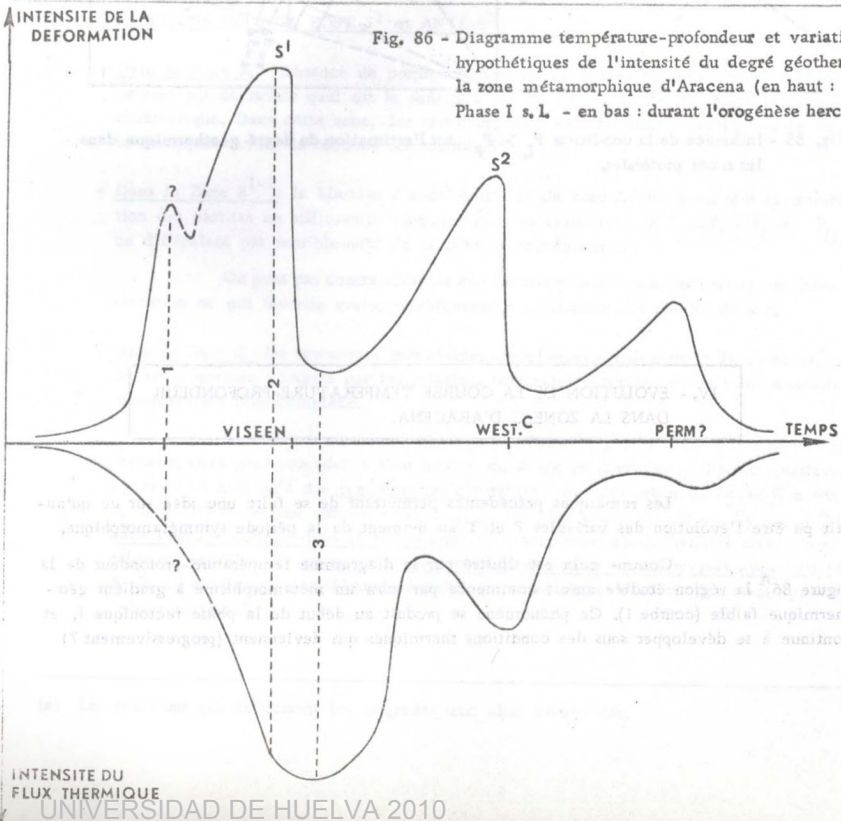


Fig. 86 - Diagramme température-profondeur et variations semi-hypothétiques de l'intensité du degré géothermique dans la zone métamorphique d'Arcena (en haut : pendant la Phase I s, l. - en bas : durant l'orogène hercynienne),



plus élevées (courbe 2).

A la fin du plissement I (courbe 2) les gradients thermiques atteignent un état sub-stationnaire (phase majeure).

Après le plissement, c'est-à-dire après le développement de  $S^1$ , les roches se trouvent dans un "climat thermique" analogue à celui de la phase "majeure" (courbe 3). Une température de l'ordre de 700°C à 800°C devait régner dans la Zone C qui supportait une charge de l'ordre de 8000 à 10,000 m. Pour les raisons invoquées plus haut, la forme de la courbe température-profondeur dans cette zone est imprécise. La coexistence d'orthopyroxènes et de hornblende ou celle de biotite avec de la cordiérite, de l'hypersthène (ou de l'almandin) et de la sillimanite, montre en effet que  $P_{H_2O}$  était inférieur à  $P_L$ .

De ce fait, il est difficile de savoir d'après les seules associations minérales, quelle était exactement la forme de la courbe température-profondeur car plusieurs possibilités peuvent être envisagées (courbes A, B, C, D) selon que l'on considère telles ou telles évidences texturales.

Comme le montre la Figure 86<sup>A</sup>, la succession dans le temps de trois courbes température-profondeur est fondée sur le caractère "plurifacial" des roches d'Aracena dans l'épi- et la mésozone. Ce phénomène affecte des sédiments paléozoïques (cf. Chapitre I - 1ère Partie) et exclut l'hypothèse d'un polymétamorphisme s.l. où un noyau métamorphique aurait été repris dans l'orogénèse hercynienne.

\*\*\*\*\*



## TROISIEME PARTIE

### APERCU SUR LE MAGMATISME DES SIERRAS D'ARACENA

#### 1 - CARACTERE DES ROCHES SIENCO-ALUMINEUSES.

\*

\*

\*

UNIVERSIDAD DE HUELVA

ANEXO I

TROISIEME PARTIE	APERCU SUR L'EVOLUTION MAGMATIQUE DES SIERRAS D'ARACENA
------------------	---------------------------------------------------------

Chapitre I	Les roches autochtones d'origine anatectique
------------	----------------------------------------------

Dans la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup> ainsi que dans la Zone C, les niveaux acides (et peut-être basiques) ortho- et paradérivés sont affectés par une anatexie complexe si l'on réfère à l'extraordinaire variété des produits néoformés (néosomes dans la terminologie de K.R. Mehnert.). De ce fait, et parce que l'étude des migmatites d'Aracena justifie à elle seule un travail de longue haleine, nous avons fixé notre attention sur les produits qui semblent représenter par leur volume important, les stades avancés de la palingénèse.

I. - L'ANATEXIE DES ROCHES SILICO-ALUMINEUSES .

=====

Les séries silico-alumineuses s.l. de la partie profonde de la Zone B<sup>2</sup> sont caractérisées par le développement de néosomes pegmatoïdes concordants ou discordants sur la foliation mésostructurale des roches encaissantes. Ce phénomène donne des migmatites hétérogènes comparables à celles qui ont été minutieusement décrites par J.-J. Sederholm (1923, 1967) puis par de nombreux auteurs.

Dans la partie supérieure de la Zone à hornblende brune (Zone C), quelques dizaines de mètres après l'isograde sillimanite +, les paragneiss acides des séries d'Almonaster puis de Fuente de Oro se transforment en donnant des corps allongés et plus ou moins lenticulaires de (grano) diorite s.l. à hypersthène - cordiérite et de (grano) diorite à biotite - cordiérite († grenat).

A. - LES (GRANO)DIORITES A HYPERSTHENE-CORDIERITE D'AFFINITE CHARNOCKITIQUE.
------------------------------------------------------------------------------

A. 1- MODE DE GISEMENT.

Les "charnockites" forment deux petits massifs allongés suivant les directions structurales de la première phase ; elles sont localisées (cf. carte h.t.) à la partie inférieure (massif de El Huron) et supérieure (massif de Acebuches - Almonaster) de la Zone C et se développent dans les deux cas aux dépens d'horizons silico-alumineux particuliers de la Série d'Almonaster.

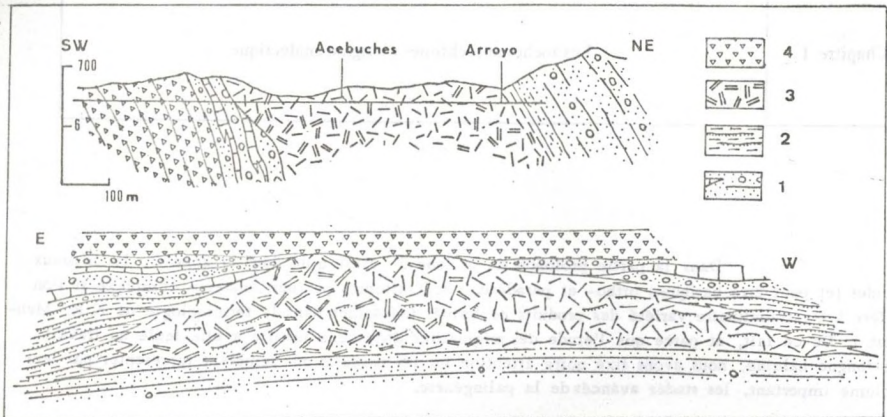


Fig. 87 - Mode de gisement de la masse "chamockitique" à cordiérite de la région d'Acebuches.

- 1 = gneiss calcomagnésiens, leptynites et lentilles de cipolins
- 2 = gneiss silico-alumineux à hypersthène-cordiérite-biotite avec nombreux lits de quartzites graphiteux.
- 3 = "chamockites" s. l.
- 4 = amphibolites d'Acebuches.

A l'affleurement les "charnockites" constituent des roches grenues hétérogènes, brun-jaunâtre à brun-noirâtre, plus ou moins massives et à débit en boule. Elles montrent une foliation très grossière dessinée par des schlieren mélanocrates (biotito-hypersthéniques, biotito-cordiéritiques et cordiérito-hypersthéniques) ainsi que des petites enclaves orientées de quartzites à graphite, de gneiss hypersthéniques à grains fins et de pyriclasites amphiboliques. Les relations avec les terrains encaissants dans le cas de la masse charnockitique lithostratigraphiquement la plus élevée, sont différentes selon que l'on s'adresse au toit ou au plancher. Au plancher, les charnockites à cordiérite se développent progressivement au sommet d'une alternance de gneiss leptynitiques et de roches calcomagnésiennes diverses ; cette concordance n'existe plus au toit de la charnockite qui forme alors une masse extravasée et discordante sur l'encaissant. Comprises entre des niveaux différents quartzo-feldspathiques et calcomagnésiens (basiques et paradérivés), ces "charnockites" acides passent latéralement et de façon progressive à des granodiorites gneissiques puis à des paragneiss alumineux où alternent des lits décimétriques de quartzites graphiteux . (cf. Fig. 87).

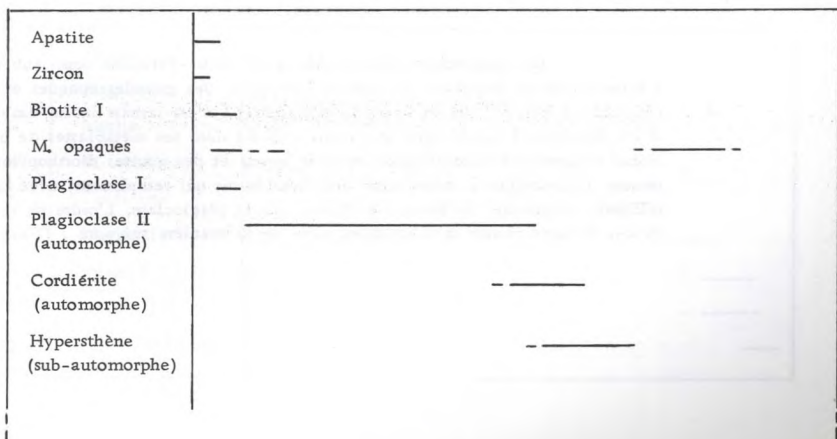
A. 2 - PETROGRAPHIE DES FACIES DE (GRANO)DIORITE CHARNOKITIQUE A CORDIERITE,<sup>la</sup>

Comme cela a été dit plus haut, la (grano)diorite charnockitique est constituée par un matériel hétérogène où nous pouvons distinguer :

- des faciès homogénéisés sub-isotropes
- des ségrégations rubanées leuco- ou mélanocrates
- des "enclaves" de métamorphites diverses,

A. 2. 1- Les faciès homogénéisés : ordre de cristallisation.

La composition minéralogique et chimique des faciès homogènes des (grano)diorites "charnockitiques" ont été données au début de cette étude. Dans ces roches il est possible de suivre une évolution chronologique dans la cristallisation des divers groupes de minéraux où nous avons reconnu la succession suivante (cf. Tabl. ci-dessous).



Biotite II (sub-automorphe et dactylitique	_____
Quartz (xénomorphe)	_____
Feldspath K (xénormorphe)	_____
Myrmékites	_____

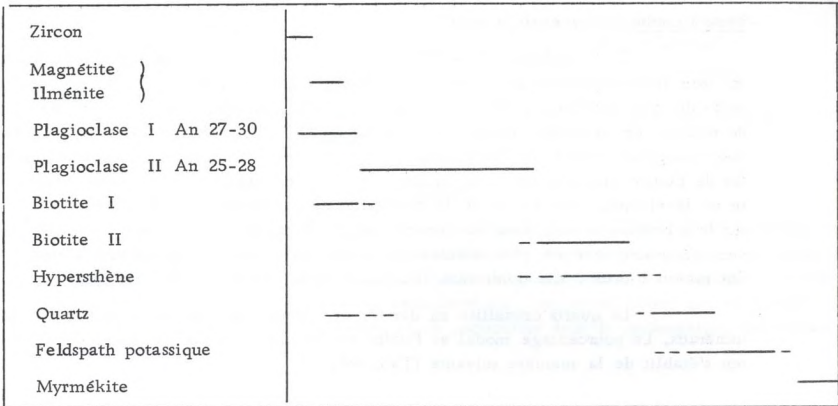
A. 2. 2- Les schlieren et ségrégations des faciès de bordure.

a)- Les faciès leucocrates : composition et ordre de cristallisation.

La masse "charnockitique" hétérogène renferme des trainées discontinues ou des bouffées leucocrates dont la composition modale approximative se résume comme suit:  
(Tab. ci-d)

Plagioclase An 27-30 légèrement zonée (zonation continue et normale)	75 % (Ab/An =2, 6)
Biotite brun-rouge dactylitique et incluses dans le plagioclase	12 %
Hypersthène trapu et de petite taille	8 %
Quartz interstitiel et "symplectitique" avec la biotite	3 %
Ilménite et magnétite	1 %
Feldspath potassique	1 %

Les plagioclases mâclés Albite et Albite-Péricline sont sub-automorphes à automorphes et englobent des petites biotites I, des granules opaques et des petites plagioclases (An 25) sphéroïdaux. L'orthopyroxène n'est jamais inclus dans le feldspath; il est légèrement automorphe et parfois englobé dans les métablastes de biotite II. Ces micas fréquemment dactylitiques avec le quartz et des gouttes d'orthopyroxène, sont rarement automorphes et constituent des métablastes qui remplissent, avec le quartz et le feldspath potassique, les interstices laissés par le plagioclase. L'ordre de cristallisation de ces diverses phases se schématise alors de la manière suivante. (Tab. ci-dessous).

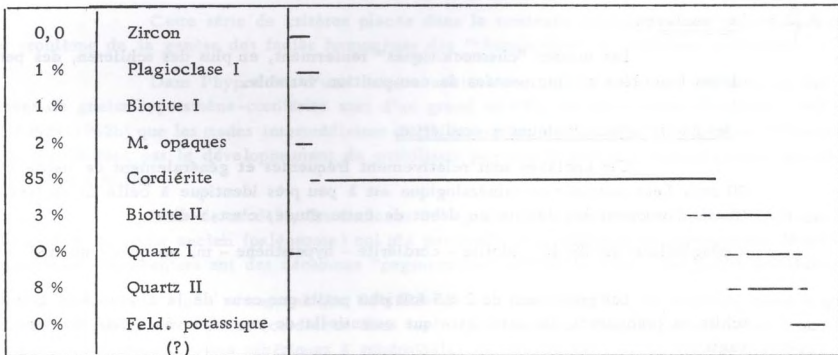


b)- Les faciès mélanocrates : composition et ordre de cristallisation.

Les schlieren foncés signalés au début de cette étude dans la "charnockite" sont de deux types différents :

- Type holocordiéritique.

La cordiérite, de forme ovoïde, est très souvent mâclée (mâcles cycliques pseudohexagonales fréquentes); elle englobe des petits cristaux sphériques à sphéroïdaux de biotite, de plagioclase An 25, de graphite, de magnétite Ti, de zircon et de très fines et nombreuses inclusions cryptocristallines isotropes. Ces cordiérites sont cimentées par des petites plages xénomorphes de quartz, de rares cristaux de biotite et de plagioclase An 27-30. Le mode approximatif de ces schlieren cordiéritiques ainsi que l'ordre de cristallisation des diverses phases se résument de la manière suivante (Tab. ci-des.) :



-Type à cordiérite-hypersthène-biotite.

Ce second type de schlieren est très fréquent et essentiellement constitué par les trois ferromagnésiens qui caractérisent la "charnockite". La cordiérite est identique à celle du type précédent ; formée la première, elle englobe principalement des inclusions de biotite, de minéraux opaques et de graphite. L'hypersthène est de tendance automorphe; il englobe parfois des petits cristaux ovoïdes de cordiérite et plus rarement des lamelles de biotite disposées de façon isotrope au sein du minéral. Les grandes plages de biotite se développent vers la fin de la croissance du pyroxène; elles sont toujours dactylitiques sur leur bordure et englobent des petites plages de quartz hyalin. Le plagioclase An 28 souvent xénomorphe est plus intensément mâclé que dans les ségrégations claires; il englobe des petites biotites, des cordiérites sphériques mais jamais d'orthopyroxène.

Le quartz cristallise en dernier et colmate les interstices laissés par les autres minéraux. Le pourcentage modal et l'ordre de cristallisation de ce deuxième type de schlieren s'établit de la manière suivante (Tab. ci-d) :

0,0	Zircon	—	
1	Biotite I	—	—
4	M. opaques	—	
30	Cordiérite	—	—
10	Plagioclase	—	—
25	Hypersthène		—
27	Biotite II		—
3	Quartz		—

A. 2. 3- Les enclaves.

Les masses "charnockitiques" renferment, en plus des schlieren, des petites enclaves basculées et fragmentées de composition variable.

- les gneiss hypersthéniques à cordiérite.

Ces enclaves sont relativement fréquentes et généralement de petite taille (5 à 20 cm). Leur composition minéralogique est à peu près identique à celle de la (grano)diorite (faciès homogénéisé) décrite au début de cette étude, c'est-à-dire :

plagioclase An 28-30 - biotite - cordiérite - hypersthène - m, opaques - quartz.

Les grains sont de 2 à 5 fois plus petits que ceux de la charnockite grenue et les schlieren précédents. La caractéristique essentielle de ces enclaves réside dans les faits suivants :

- les biotites sont toujours dactylitiques et dessinent une foliation très prononcée.
  - les plagioclases An 28 sont rarement automorphes et de taille très variable.
  - les cordiérites ne sont pas ovoïdes; elles constituent des blastes xénomorphes exceptionnellement mâclés,
  - les hypersthènes forment des petits agrégats trapus et grossièrement orientés dans la foliation.
- les quartzites à graphite et magnétite titanifère,

Ce type d'enclave est très fréquent dans la "chamockite". Il s'agit d'une roche constituée à 70 % par des grains de quartz finement engrenés les uns dans les autres et qui englobent des baguettes allongées de graphite et plus rarement de magnétite titanifère leucoxénisé. Ces roches particulières se rattachent aux "quartzites noirs" qui affleurent à divers niveaux dans la série d'Almonaster et en particulier dans la prolongation des masses "chamockitiques".

- les pyriclasites amphiboliques,

Ce type d'enclave est surtout localisé dans la région d'Acebuches; la roche est ici constituée par des grains de hornblende brun-sépie, d'ortho- et de clinopyroxène qui dessinent, avec un plagioclase An 65-70, une structure granulitique caractéristique. Il s'agit d'une pyriclasite amphibolique tout à fait identique à celle que l'on trouve vers Aroche au sein de la série d'Almonaster.

#### A. 5- SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS ET ÉVOLUTION PÉTROGÉNÉTIQUE DES "CHARNOCKITES" D'ARACENA.

Les critères magmatiques présentés par les "chamockites" d'Aracena se résument aux faits suivants :

- automorphisme des premières phases cristallisées,
- chronologie dans la cristallisation des minéraux,
- anisotropie de la roche dans les parties centrales et extravasées du massif,
- présence d'enclaves.

Cette série de critères placée dans le contexte géologique nous amène à discuter le problème de la genèse des faciès homogènes des "chamockites" à cordiérite d'Aracena.

Dans l'hypothèse d'une origine anatectique, la présence des schlieren et des enclaves de gneiss hypersthène-cordiérite sont d'un grand intérêt. On sait en effet (Mehnert, 1967-1960-1962a-1962b) que les stades intermédiaires de la formation des granites par la voie anatectique se manifestent par le développement de mobilisats pegmatoïdes où une partie du stock ancien (roche-mère) a fondu.

Dans ce modèle, les enclaves de gneiss à hypersthène-cordiérite constituerait des fragments du stock ancien (paléosome) qui n'a pas fondu. Les schlieren et ségrégations décrites précédemment représenteraient des néosomes "pegmatoïdes" nés de la fusion des gneiss précédents.

L'étude pétrographique détaillée de ces deux familles de produits, montre que les premières phases cristallisées (cordiérite dans les mélanosomes et plagioclases dans les leucosomes) renferment des inclusions sphériques à sphéroïdales de plagioclase, de biotite, de minéraux

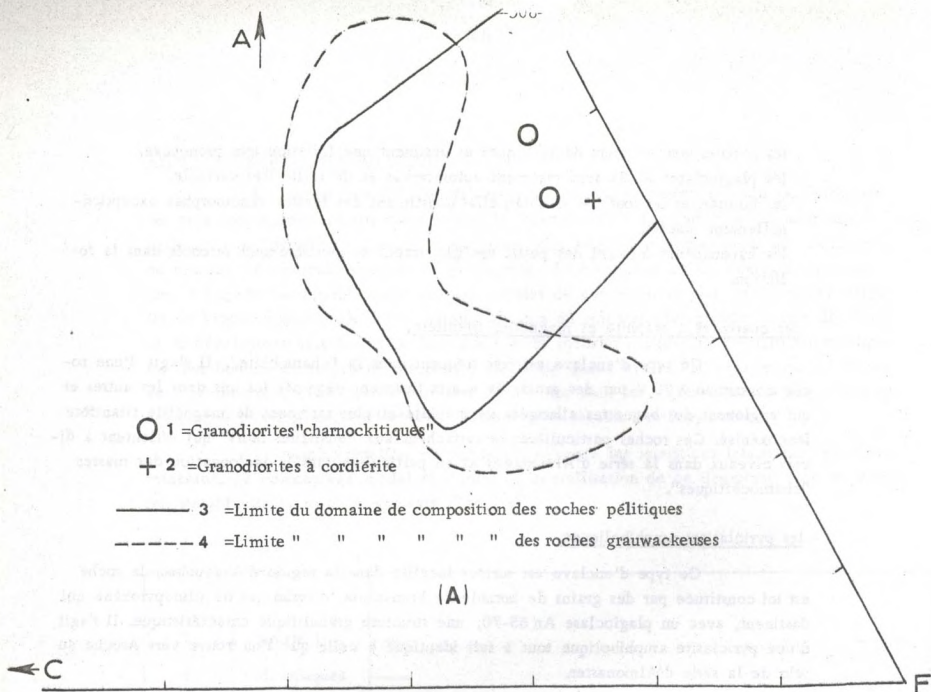
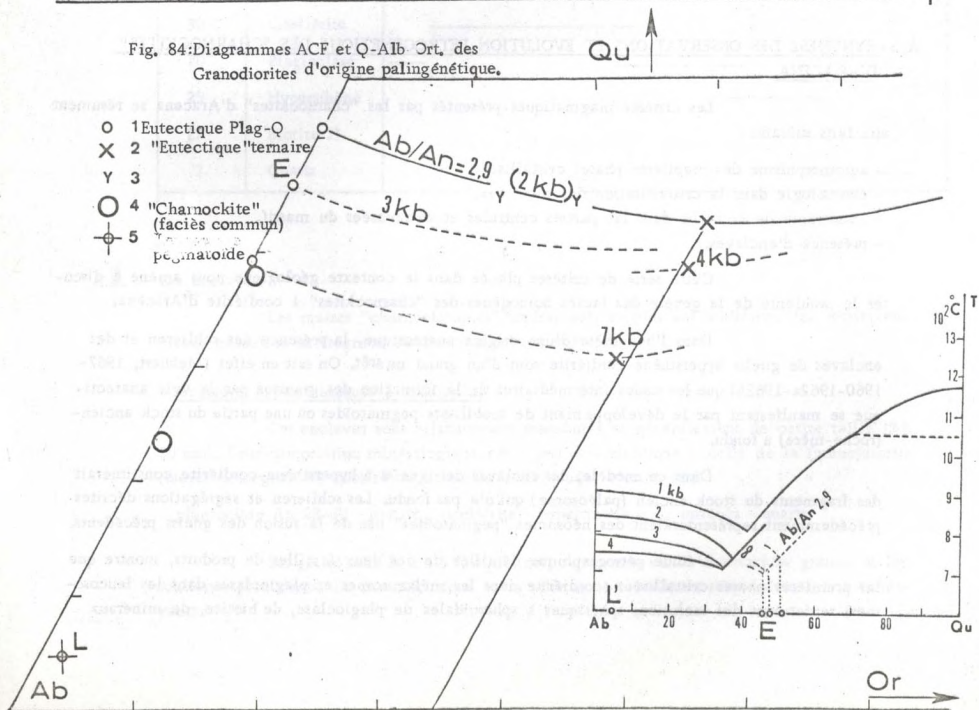
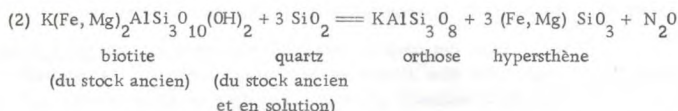


Fig. 84: Diagrammes ACF et Q-Alb-Ort, des Granodiorites d'origine palingénétique.





En accord avec l'ordre de cristallisation décrit antérieurement dans leucosome, l'épuisement du stock initial en  $\text{Na}_2\text{O}$  et en  $\text{CaO}$ , favorise en partie la précipitation du quartz. Ce nouveau constituant provoque, par sa présence, la destruction d'un lot de biotites issu du gneiss hypersthénique; l'habitus dactylitique décrit entre ces deux phases (cf. Fig. ) serait alors la preuve d'une réaction du type :



La libération d'orthose dans l'équation (2) doit saturer le plagioclase en feldspath alcalin. De ce fait, une certaine quantité de feldspath potassique reste libre et vient remplir les interstices laissés par les premières phases cristallisées et les minéraux reliques.

La très faible quantité de feldspath potassique néoformé ajoutée à la présence de quartz et de biotite dans le leucosome montre que les réactions (1) et (2) sont continues, phénomène qui a reçu diverses interprétations (De Waard, 1965 - Chesworth, 1967 - Reinhardt, 1967 - Fonteilles et al., 1968, etc.) que nous discuterons ultérieurement.

La précipitation des phases du leucosome suivant l'ordre :

plagioclase --> quartz --> orthose

a abouti à la formation d'une roche dont on peut se demander si elle constitue un mélange aux proportions comparables à un eutectique connu.

Dans cette perspective et à la suite de H. von Platen et al., 1964, 1965a-b - Winkler et al., 1957, 1958, 1960, 1961, 1965, etc., on sait que la cristallisation ou la formation par la voie anatexique d'une roche granitique à tonalitique peut être suivie dans le système Q-Ab-An-Or- $(\text{H}_2\text{O})$  ou plus communément dans le système Q-Ab-Or (Bowen et Tuttle, 1958). Comme le montre la Figure le rapport A/Ab/Or dans les leucosomes précédents (c'est-à-dire de 3/54/1) ne présente aucune analogie avec les mélanges eutectiques au rapport Ab/An = 2,6 obtenus par la voie expérimentale. Les leucosomes se trouvent à proximité du pôle Albite et sont très éloignés de ce fait des minimum ternaires à  $P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$  compris entre 2 kb et 7 kb.

Le seul résultat positif enregistré dans la lecture du diagramme est la confirmation de l'ordre de cristallisation des phases du leucosome. En effet, les stocks anciens se disposent sur la ligne Q-Ab (cf. Fig. ) or la morphologie des courbes de liquidus du système binaire Quartz-Albite (Bowen et Tuttle, 1958, modifié en fonction du rapport Ab/An) nous indiquent qu'un liquide formé par anatexie à des températures supérieures au point eutectique, recristallise (par abaissement des conditions P/T) en donnant d'abord un plagioclase puis un mélange eutectique quartz-plagioclase. La fusion incongruente d'un petit volume de biotite accompagne ce phénomène et provoque la formation d'une faible quantité d'orthose. Le problème qui se pose alors est de savoir pourquoi le rapport Q/Ab du leucosome est différent des rapports eutectiques à  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  d'environ 3-4 kb (conditions vraisemblablement atteintes dans le début de la Zone C) ?  $\text{H}_2\text{O}$  Nous pensons ici que le déficit en quartz du leucosome provient du fait qu'une partie importante de liquide enrichi en  $\text{SiO}_2$  s'est infiltrée dans les mélanosomes signalés au début de ce chapitre. Cette hypothèse est supportée par les observations relatives aux schlieren mélanocrates; dans ces derniers, les minéraux ferromagnésiens sont cimentés

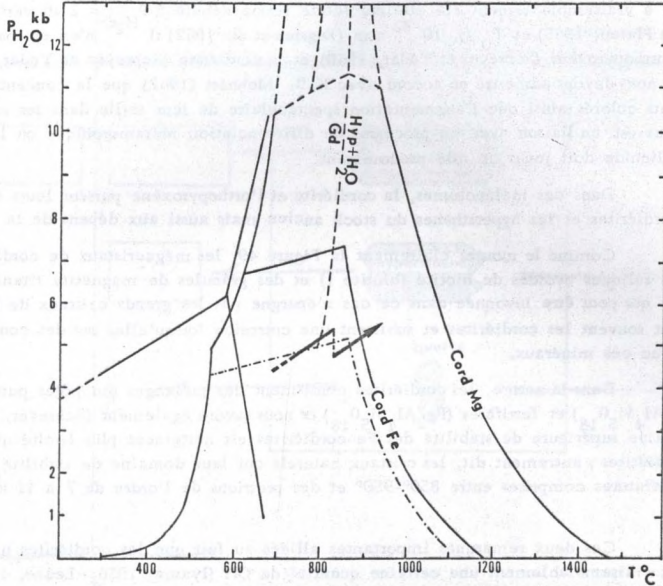
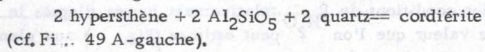


Fig. 89- Diagramme T/P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> et domaine de stabilité des cordiérites (d'après Schreyer, 1965); un  $\frac{1}{2}$  cisaillement de P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> peut être à l'origine de la réaction:



par du quartz et des plagioclases xénomorphes qui n'ont rien à voir, par leur habitus, avec les cristaux de même nature du stock ancien.

### 2°/- Cristallisation des mélanosomes.

Si le début de la fusion incongruente de la biotite en présence de quartz et de plagioclase a vraisemblablement été atteinte (cette fusion débute à  $P_0 = 2 \text{ kb}$  vers  $690^\circ\text{C}$  -  $730^\circ\text{C}$  (Von Platen, 1965) et  $P_0 \neq 10^{-22} \text{ atm}$  (Eugster et al, 1962) il  $\text{H}_2\text{O}$  n'en est pas de même pour l'orthopyroxène (Schreyer et Yoder, 1960) et la cordiérite (Schreyer et Yoder, 1964). De ce fait, nous devons admettre en accord avec K. R. Mehnert (1962) que la concentration des éléments colorés ainsi que l'augmentation spectaculaire de leur taille dans les schlieren mélanocrates est en liaison avec un processus de différenciation métamorphique où la proximité d'un liquide doit jouer un rôle prédominant.

Dans ces mélanosomes, la cordiérite et l'orthopyroxène puisent leurs éléments dans les cordiérites et les hypersthènes du stock ancien mais aussi aux dépens de la biotite.

Comme le montre clairement la Figure 49, les mégacristaux de cordiérite englobent des reliques ovoïdes de biotite (biotite I) et des granules de magnétite titanifère. La réaction (1) qui peut être invoquée dans ce cas n'épargne pas les grands cristaux de biotite II qui frangent souvent les cordiérites et subissent une corrosion lorsqu'elles ont des contacts pétratifs avec ces minéraux.

Dans la nature, les cordiérites constituent des mélanges des pôles puis magnésiens ( $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ) et ferrifères ( $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ) or nous savons également (Schreyer, 1965) que le domaine supérieur de stabilité des Fe-cordiérites est nettement plus limité que celui des Mg cordiérites ; autrement dit, les cristaux naturels ont leur domaine de stabilité rabaisé à des températures comprises entre  $850^\circ$ - $950^\circ$  et des pressions de l'ordre de 7 à 11 kb (cf. Fig. )

Ces deux remarques importantes alliées au fait que les cordiérites naturelles contiennent vraisemblablement une certaine quantité de OH (Iyama, 1956 - Leake, 1960) ont pour conséquence directe (en accord avec W. Schreyer, 1965, p. 332) de rabaisser la limite supérieure de stabilité de ces minéraux.

En conséquence et si l'on tient compte de l'ordre de grandeur des conditions de T dans la Zone C ( $700^\circ\text{C}$  -  $800^\circ\text{C}$ ), on peut affirmer que les réactions (1) et (2) se sont produites sous des conditions de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  relativement basses; d'après le diagramme cette variable prendrait une valeur que l'on  $\text{H}_2\text{O}$  peut estimer (Fig. ) aux alentours de 4-5 kb,

### 3°/- Origine des faciès homogènes.

Les néosomes précédents bien dissociables dans les zones de bordure des (grano)diorites à hypersthène tendent à se mélanger pour donner naissance à une roche mésocrate à plagioclase-biotite-cordiérite - hypersthène  $\pm$  quartz  $\pm$  orthose. Si l'on se réfère aux figures nébulito-artéritiques, il semble que l'homogénéisation de certains faciès soit due à la mobilité des matériaux néoformés. Cette mobilité se traduit par un fluage de la roche en réponse à la surimposition d'une charge qui s'applique sur des matériaux plastiques où circule un mélange pateux. Les leuco- et mélanosomes précédents, du fait de cette démixion, donnent d'une part les schlieren du type I, et d'autre part (et dans un stade de brassage plus évolué) les faciès homogènes de cette étude. On retrouve donc à peu de chose près une roche

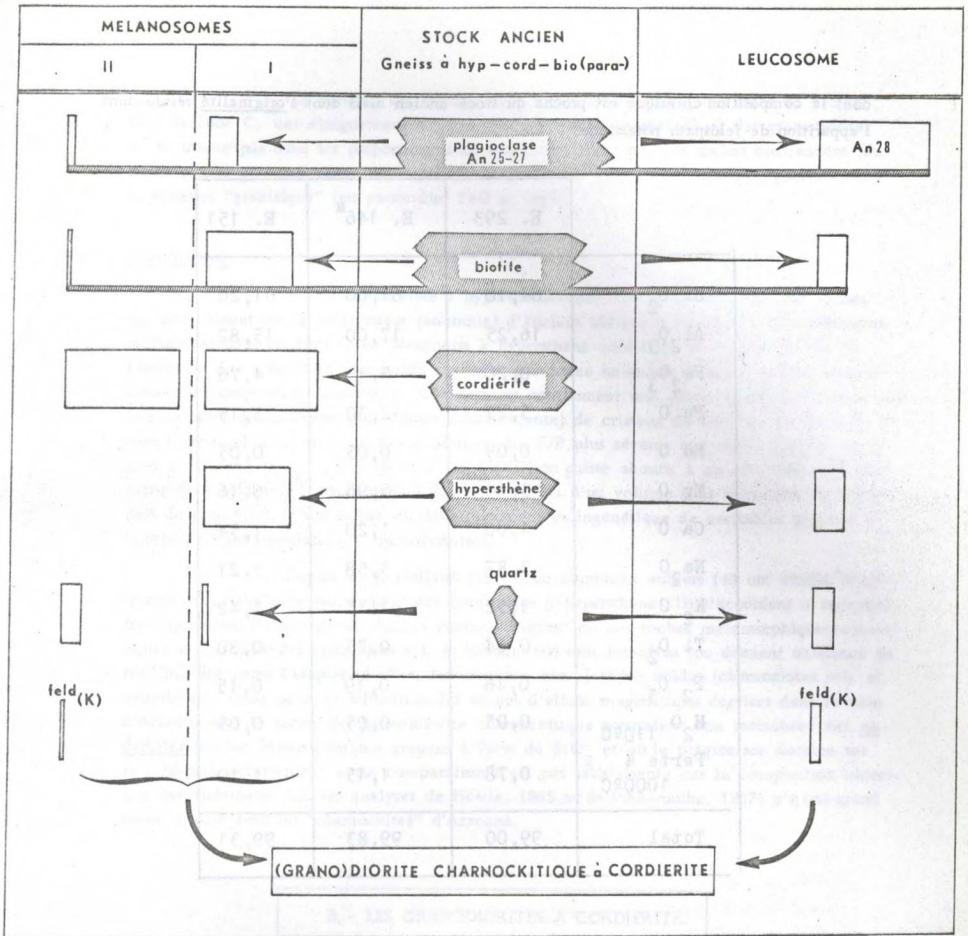


Fig. 90-Schéma récapitulatif des processus anatectiques à l'origine des (grano)diorites "charnockitiques" à cordiérite (Les quadrilatères laissés en blanc signifient que la phase est néoformée ou a recristallisé).

dont la composition chimique est proche du stock ancien mais dont l'originalité réside dans l'apparition de feldspath potassique.

	E. 293	E. 146 <sup>a</sup>	E. 151
Si O <sub>2</sub>	64,10	61,00	61,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	17,00	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	5,15	4,76
Fe O	5,25	2,30	3,15
Mn O	0,09	0,05	0,05
Mg O	3,14	5,96	6,16
Ca O	1,00	1,20	1,54
Na <sub>2</sub> O	3,87	3,58	3,21
K <sub>2</sub> O	3,52	1,15	1,42
Ti O <sub>2</sub>	0,64	0,75	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,19	0,15
H <sub>2</sub> O 110°C	0,05	0,05	0,05
Perte à 1000°C	0,78	1,45	1,10
Total	99,00	99,83	99,31

Tableau XXXI - Analyses chimiques des (grano)diorites charnockitiques (E.146<sup>a</sup> - E.151) et à cordiérite (E.293).

L'estimation des conditions  $P_{H_2O}/T$  de formation de ces roches dans le système granitique Q-Ab An-Or-(H<sub>2</sub>O) est rendue difficile du fait des teneurs élevées en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe et Mg du stock ancien.

La position des points C<sup>1</sup> et C<sup>2</sup> dans le diagramme Q-Ab-Or montre que les "charnockites" (au rapport Ab/An = 2,9) sont relativement éloignées de la projection des points eutectiques E (\*) du binaire Q-Ab à  $P_{H_2O}$  compris entre 2 et 7 kb.

(\*) La position de ces points est déduite d'après H. G. F. Winkler (1967, p. 206) sur les données de H. von Platen et al. (1966).

La pression des fluides étant vraisemblablement de l'ordre de 4-5 kb dans la Zone C, cet éloignement signifie non pas que le rapport Ab-Q des granodiorites ne se trouve pas dans les proportions d'un eutectique mais que ces roches contiennent plusieurs phases où une partie de la silice normative est liée à des éléments ignorés dans le système "granitique" (en particulier FeO et MgO).

#### 4° / - Conclusions.

Les (grano)diorites à hypersthène-cordiérite d'Aracena sont des roches qui proviennent de la palingénèse (anatexie) d'anciens sédiments pélitiques. Ces sédiments, transformés dans la Zone C en paragneiss à hypersthène-cordiérite au rapport Ab/An de l'ordre de 2,9, subissent une fusion partielle qui donne naissance à des mobilisats pegmatoides de composition tonalitique. Ces derniers contiennent une petite quantité d'orthose néoformée issue de la destruction (fusion commençante) de cristaux de biotites. De ce fait, il paraît vraisemblable que sous des conditions de T/P plus sévères que celles qui ont pu régner à Aracena (P  $\text{H}_2\text{O}$  à 5 kb et T à 800°C) on puisse aboutir à un enrichissement plus marqué en feldspath potassique et à la destruction d'un volume plus important de biotite, puis de cordiérite, c'est-à-dire au développement palingénétique de véritables granites à hypersthène (charnockites s. s. ou enderbites).

Depuis T.H. Holland (1900), de nombreux auteurs (\*) ont étudié la pétrochimie et l'origine particulière des granitoïdes à hypersthène. Ils s'accordent à reconnaître aujourd'hui l'existence de "suites charnockitiques" où des roches métamorphiques encaissantes et paradérivées (granulites s. l. et khondalites) sont intrudées (ou donnent naissance in situ) par des corps basiques (norites, leuconorites, etc. .) et/ou acides (charnockites s. l. et enderbites). Dans cette classification les roches d'allure magmatique décrites dans la zone d'Aracena sous le terme de (grano)diorite charnockitique pourraient être rattachées aux enderbites (roches hypersthéniques grenues à 70 % de  $\text{SiO}_2$  et où le plagioclase domine sur le feldspath potassique); cette comparaison n'est pas satisfaisante car la composition chimique des enderbites (cf. les analyses de Howie, 1965 ou de Pichamuthu, 1967) n'a pas grand chose à voir avec les "charnockites" d'Aracena.

### B. - LES GRANODIORITES A CORDIERITE.

#### B. 1 - MODE DE GISEMENT.

Les "charnockites" précédentes se développent aux dépens d'anciens niveaux pélitiques pauvres en Al et relativement riches en Fe et Mg sporadiquement disséminés dans les séries de Fuente de Oro et d'Almonaster. Dans le cas général, les formations alumineuses qui affleurent dans ces deux séries donnent naissance à des granodiorites plus ou moins gneissiques à plagioclase  $\pm$  biotite  $\pm$  cordiérite  $\pm$  quartz  $\pm$  orthose (ou microcline)  $\pm$  grenat  $\pm$  sillimanite  $\pm$  muscovite. Autrement dit, les "charnockites" constituent un faciès

(\*) - Pichamuthu, 1953 - Howie, 1955, 1958, 1964, 1965 - Wilson, 1958 - Subramaniam, 1959 - Giraud, 1961 - Naidu, 1963, etc. . .

particulier dans le développement paléogénétique des granodiorites et comme cela est illustré par la Fig. , l'apparition de ces deux types de roches reflète clairement des variations dans composition chimique du stock ancien.

Du fait de la localisation précise des niveaux d'origine pélique dans l'échelle lithostratigraphique, les corps de granodiorite à cordiérite se présentent suivant de longues bandes plus ou moins étroites qui peuvent servir de niveau-repère au même titre que les cipolins et d'autres roches paradérivées de la région d'Aracena. Ainsi, une grande partie des matériaux de la Série de Fuente de Oro était constituée à l'origine par une alternance de paragneiss alumineux et de quartzites noirs; ces roches, du fait de la fusion partielle qui les affecte (en particulier aux alentours de Los Morales) montrent une désorganisation progressive de leur structure planaire et donnent des roches grossièrement gneissiques, de faciès nébulitique à artéritique, riche en enclaves ovoïdes diverses.

Ce phénomène peut être suivi sur plusieurs dizaines de kilomètres (entre Canaleja et Higuera de la Sierra) et la granodiorite à cordiérite formée in-situ constitue alors un long corps stratoïde de position "stratigraphique" bien déterminée. Ces roches sont affectées comme les autres niveaux métamorphiques, par les déformations de la phase II (cf. Chap. et sont à relier au métamorphisme.

## B. 2- PETROGRAPHIE.

Nous limiterons cette étude à la description des granodiorites qui affluent largement dans la région de Fuente de Oro (cf. Carte). Dans ce secteur, la fusion partielle d'une série alternante de gneiss alumineux et de quartzites donne naissance à une roche grenue massive et hétérogène qui s'altère de façon caractéristique en donnant des boules très volumineuses (Los Morales - Santa Ana - Jabuguillo).

L'étude au microscope des constituants minéralogiques de cette formation, montre l'association de base :

plagioclase - biotite - quartz  $\pm$  cordiérite  $\pm$  orthose (ou microcline)

à laquelle se surajoute une quantité variable de grenat, sillimanite, minéraux opaques, apatite et tourmaline. La structure est généralement hétérogranulaire. Les biotites et les cordiérites tendent toutefois à disposer leurs axes C dans une structure planaire très grossière et très approximativement parallèle à la foliation des gneiss environnants.

Le quartz est abondant (10 % à 30 % du mode), il forme des plages xénomorphes qui cimentent les feldspaths et les ferromagnésiens. Dans certains échantillons, ce minéral se présente sous la forme d'inclusions englobées au sein des plagioclases, des cordiérites, des grenats et des feldspaths (dans ce minéral la figure observée rappelle quelque peu le faciès des "Tropfenquartz" (Mehnert, 196 ) dont elle diffère toutefois par le nombre et la taille limités des individus englobés).

Le plagioclase (0,5 à 1,5 cm de long) subautomorphe à automorphe a une composition moyenne d'oligoclase basique (An 25-28) ou d'andésine acide (An 30-34); il est toujours mâclé (Albite, Albite-Péricline) et très fréquemment zoné avec un gradient de composition normale (cœur basique devenant progressivement acide - An 22). Certains individus renferment un cœur An 30-33 discontinu de la bordure; dans ce cas les mâcles du cristal protogène ne se poursuivent pas dans la couronne oligoclasique.

Tous ces minéraux sont généralement propres et relativement peu séricitisés; ils englobent localement des inclusions ovoïdes de quartz, de biotite et exceptionnellement de sillimanite.

Dans les faciès qui contiennent des porphyroblastes de feldspath alcalin, le plagioclase renferme des petites plages rectangulaires ou sinueuses d'orthose et forme sur sa bordure (et avec ce minéral) des petits paquets de myrmékite.

Le feldspath potassique est une orthose (triclinicité faible de l'ordre de 10 %) ou un microcline finement quadrillé et perthitique. Ce minéral est toujours xénomorphe et poecilithique; il englobe de nombreuses inclusions de quartz, de plagioclase, de biotite, de cordiérite, de muscovite et d'apatite. L'habitus pris par la muscovite est dans ce cas celui d'un symplectite avec le quartz, et l'on note d'autre part que le contact : plagioclase-feldspath potassique est souligné, en plus des myrmékites, par des petits golfes de corrosion qui affectent le plagioclase. (cf. Photo

Les biotites brun-rouge et fortement pléochroïques se présentent sous l'aspect de petites inclusions dans les feldspaths et les cordiérites; leur taille ainsi que leur quantité est nettement plus importante dans la matrice de la roche où elles colmatent les plagioclases et les cordiérites. L'habitus dactylitique (symplectitique) pris par ces minéraux dans les "charnockites" est également présent. Les relations entre cordiérite et biotite montrent que ces deux minéraux sont en train de réagir; le mica se présente en effet, soit sous l'aspect d'inclusions ovoïdes dans la cordiérite, soit sous celui de cristaux qui se transforment de façon homoaxiale (cf. photo ), en cordiérite, minéraux opaques et feldspath potassique. Certains faciès mélanocrates de la granodiorite montrent d'autre part que le mica inclus dans les métablastes de cordiérite, se transforme, tout en se décolorant, pour donner des agrégats de spinelle vert ou brun et de l'ilménite (cf. photo). A la différence avec les cristaux de même nature dans les "charnockites", les cordiérites sont toujours sillimaniteuses (Fig. 49), elles forment des blastos ovoïdes souvent pinnitisés et les mâcles cycliques sont exceptionnelles. En plus des inclusions sigmoïdes de fibrolite, les cordiérites englobent des biotites, du quartz, de la magnétite titanifère, des spinelles bruns à verdâtres et très rarement un grenat rosé.

Le grenat (riche en almandin et pyrope) forme des agrégats polycristallins où les individus primitivement automorphes (cf. Fig. ) prennent parfois un habitus poecilithique sur leur bordure. Ces minéraux renferment des inclusions de quartz, de biotite (rare), de minéraux opaques et dans un seul échantillon des petites aiguilles de fibrolite (cf. Photo PL ). Les relations entre grenat et sillimanite ne sont pas systématiquement de ce type et paraissent même contradictoires. Généralement libres d'inclusions sillimaniteuses, ils peuvent en effet se transformer (?) en se corrodant (cf. Photo - PL ) pour donner des aiguilles de fibrolite au contact de cristaux de cordiérite.

La sillimanite des granodiorites se présente avec deux habitus principaux :

- a) sous l'aspect d'inclusions de fibrolite dans les cristaux de cordiérite et parfois de plagioclase et de quartz ;
- b) sous celui d'agrégats ou de monocristaux prismatiques qui proviennent de la destruction de biotite.

Dans ce deuxième habitus, les biotites sont fortement corrodées et se décolorent ou deviennent vert pâle en perdant du fer (cf. photo - PL).

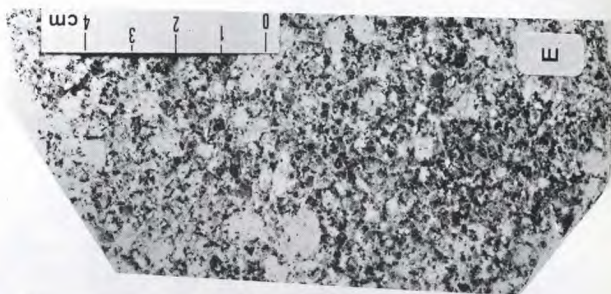
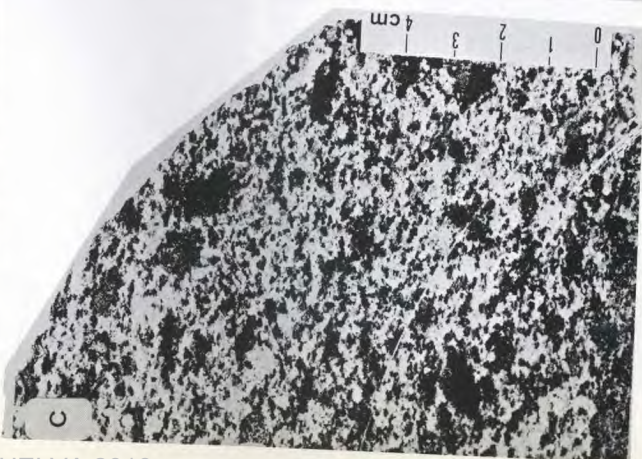
- PLANCHE XVI -

---

Roches magmatiques.

---

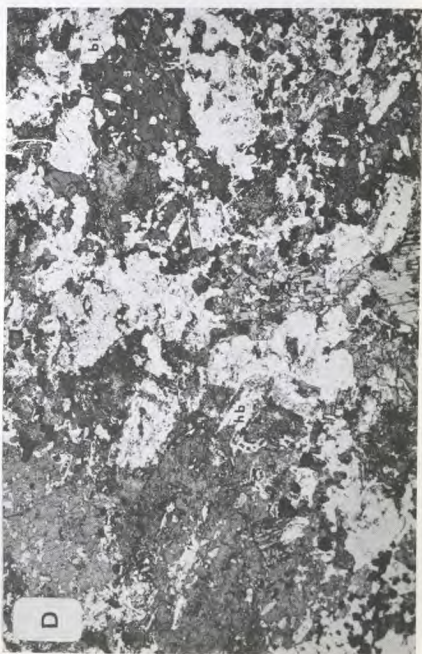
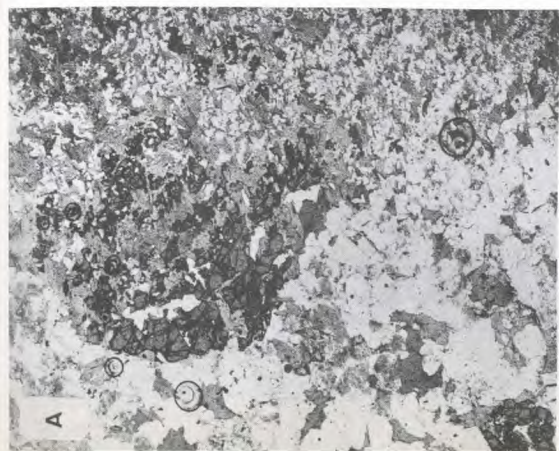
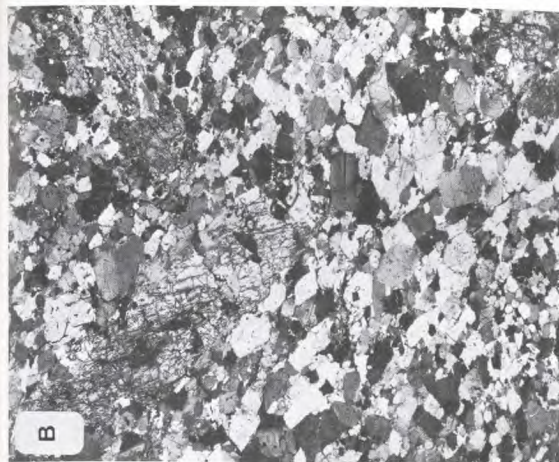
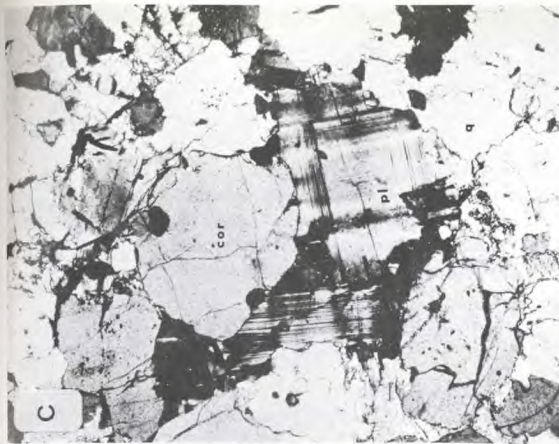
- Photo A - Granodiorite migmatique avec ou enclave partiellement assimilée de roche calcomagmésienne (Série de Fuente de Oro - Zone C).
- Photo B - Granodiorite orientée à cordiérite (taches foncées) et à dragées de quartz (Série de Fuente de Oro - Zone C).
- Photo C - Granodiorite orientée à cordiérite (taches foncées) : faciès commun. (Série de Fuente de Oro - Zone C).
- Photo D - Schlieren à cordiérite-biotite - grenat dans les granodiorites à cordiérite (Série de Almonaster - au N de Almonaster - Zone C).
- Photo E - Microgranite à tendance porphyroïde (petite intrusion tardi-hercynienne à l'W d'Arche (Route de Lisbonne).
- Photo F - "Orthogneiss" (tonalite écrasée - Schistosité  $S^2$ ) de Gil Marquez : faciès commun.
-



- PLANCHE XVII -

Roches magmatiques.

- Photo A - Granodiorite palyngénétique à cordiérite - grenat ; contact entre le néosome pegmatoïde et une enclave de gneiss à biotite-cordiérite (série de Fuente de Oro - Zone C) (L. N.) × 20
- Photo B - (Grano)diorite "chamockitique" à hypersthène - cordiérite - biotite. (Série de Almonaster - début de la Zone C) (L. P.) × 20
- Photo C - Bordure d'un schlieren holocordiéritique, les plagioclases automorphes dans le néosome (Photo B) sont "injectés" dans le mélanosome et cristallisent avec un habitus xénomorphique. ((Grano)diorite chamockitique à l'W d'Almonaster) (L. P.) × 30
- Photo D - Gabbro tacheté à mégacristaux de hornblende brune et de biotite (intrusion basique catazonale au S de Los Romeros) (L. N.) × 20
- Photo E - Microgranite à tendance porphyroïde à l'W d'Aroche (cf. photo E - Pl. XVI) (L. P.) × 25

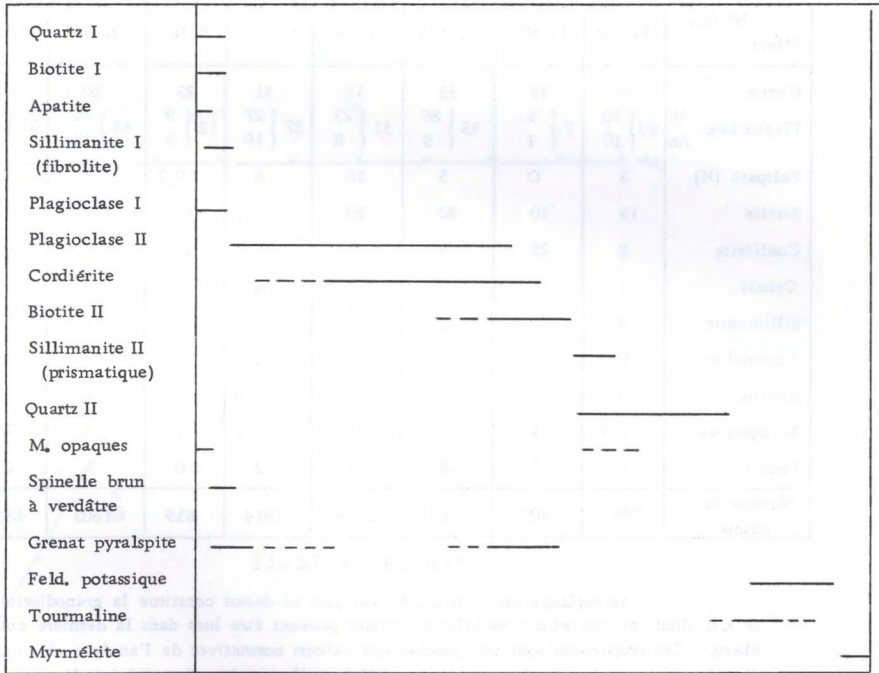




La tourmaline est un constituant accessoire de ces roches; elle forme alors des poeciloblastes amiboïdes de teinte jaune verdâtre qui corrodent fréquemment les biotites. On observe de façon assez systématique que les faciès à tourmaline poecilithique de la granodiorite renferment des grands blastes de feldspath potassique qui contiennent à leur tour des inclusions diverses (biotite, apatite, quartz).

L'apatite est fréquente; elle forme des prismes trapus ou des agrégats de quatre à huit cristaux qui sont légèrement englobés par les biotites ou localisés dans les interstices laissés par les feldspaths.

L'ordre de cristallisation des phases de la granodiorite à cordiérite est remarquablement le même dans les divers gisements étudiés et se résume comme suit (Tabl. ci-d):



Dans ce tableau, les phases franchement automorphes et généralement bien développées se limitent aux plagioclases et à la cordiérite; les biotites II ainsi que les grenats sont sub-automorphes à poecilithiques tandis que les feldspaths potassiques et les quartz II sont xénomorphes.

## B. 3- PETROCHIMIE ET COMPOSITION MODALE DES GRANODIORITES A CORDIERITE.

Un échantillonnage des divers faciès de la granodiorite à cordiérite dans la région de Fuente. de Oro montre que la composition modale de ces roches est susceptible de varier qualitativement et quantitativement sur des distances métriques à décimétriques. Ces variations (cf. Tabl. ci-d.) sont dans leur ensemble anarchiques. On note toutefois une corrélation entre les proportions relatives en feldspath potassique, cordiérite et biotite; comme cela peut être déduit du tableau on observe en effet que les faciès riches en cordiérite et biotite sont généralement plus pauvres en feldspath potassique que les faciès où ces deux ferromagnésiens sont présents en petite quantité.

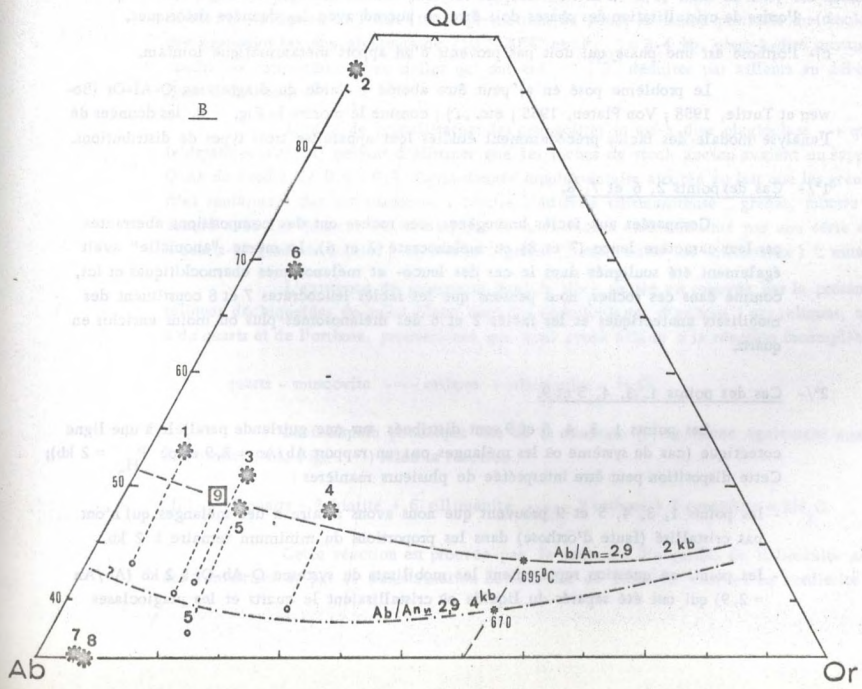
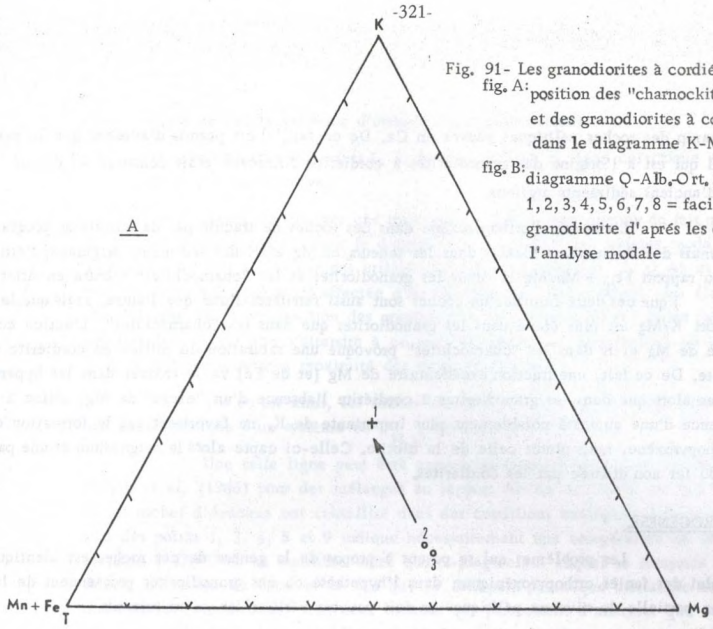
N° Ech. Minéraux	F. 166	F. 60	F. 165	F. 162	E. 293	F. 169	E. 46	E. 56	Moyenne
Quartz	36	35	33	31	31	23	20	20	28
Plagioclase Ab An	40 $\left\{ \begin{array}{l} 30 \\ 10 \end{array} \right.$	7 $\left\{ \begin{array}{l} 5 \\ 2 \end{array} \right.$	35 $\left\{ \begin{array}{l} 26 \\ 9 \end{array} \right.$	31 $\left\{ \begin{array}{l} 23 \\ 8 \end{array} \right.$	37 $\left\{ \begin{array}{l} 27 \\ 10 \end{array} \right.$	12 $\left\{ \begin{array}{l} 9 \\ 3 \end{array} \right.$	48 $\left\{ \begin{array}{l} 34 \\ 14 \end{array} \right.$	54 $\left\{ \begin{array}{l} 35 \\ 19 \end{array} \right.$	33 $\left\{ \begin{array}{l} 25 \\ 8 \end{array} \right.$
Feldspath (K)	2	0	5	10	6	0,7	8	1	4
Biotite	19	30	20	20	23	46	19	22	25
Cordiérite	2	25	3	3	0	10	0,5	0	5
Grenat	-	-	-	7	0	-	-	-	1
Sillimanite	0	1	0	0	-	0	0	0	1
Tourmaline	0,5	-	-	-	0	-	-	-	0
Apatite	0	0	0	0	0,5	0	0	1	1
M. opaques	0,5	1	0	1	0,5	1,3	4,5	2	1
Pinnite	0	1	4	4	2	0	0	0	1
Nombre de points	798	803	1307	1053	1914	639	1603	853	

Tableau : XXXII

Le mélange des huit faciès analysés ci-dessus constitue la granodiorite à cordiérite s.l. dont les proportions modales moyennes peuvent être lues dans la dernière colonne du Tableau. Ces proportions sont très proches des valeurs normatives de l'analyse chimique (Tabl. d'un faciès homogène de la granodiorite. L'échantillon sur lequel a été fait l'analyse précédente ne provient pas de la région de Fuente de Oro mais du secteur d'Aracena; de ce fait la similitude entre les valeurs modales moyennes et celles de la norme suggère vivement que les granodiorites ont une composition qui reste relativement constante sur plusieurs dizaines de kilomètres.

En accord avec les données de terrain, le développement in situ des granodiorites à cordiérite au rapport Ab/An de l'ordre de 3 à 2,8 doit correspondre à la fusion d'un horizon sédimentaire bien défini. Comme le montre le diagramme ACF de la Figure 91, le point représentant la granodiorite analysée est situé à proximité des "chamockites" à cordiérite dans

Fig. 91- Les granodiorites à cordiérite;  
 fig. A: position des "chamockites" (2 et 3)  
 et des granodiorites à cordiérite  
 dans le diagramme K-Mg-(Fe<sup>T</sup>-Mn)  
 fig. B: diagramme Q-Alb-Ort, (An-H<sub>2</sub>O)  
 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 = faciès de la  
 granodiorite d'après les données de  
 l'analyse modale



le champ des roches pélitiques pauvres en Ca, De ce fait, il est permis d'avancer que le matériel qui est à l'origine des granodiorites à cordiérite d'Aracena était constitué au départ par d'anciens sédiments argileux.

L'absence d'orthopyroxène dans ces roches ne traduit pas de variations progressives mais des fluctuations locales dans les teneurs en Mg et K des sédiments originaux; l'étude du rapport  $Fe_T + Mn/Mg/K$  dans les granodiorites et les "chamockites" montre en effet (Fig. ) que ces deux familles de roches sont aussi ferrifères l'une que l'autre, mais que le rapport K/Mg est plus élevé dans les granodiorites que dans les "chamockites". L'action combinée de Mg et K dans les "chamockites" provoque une saturation du milieu en cordiérite et biotite. De ce fait, une fraction excédentaire de Mg (et de Fe) va se trouver dans les hypsithènes alors que dans les granodiorites à cordiérite l'absence d'un "excès" de Mg, alliée à la présence d'une quantité notablement plus importante de K, ne favorise pas la formation de l'orthopyroxène, mais plutôt celle de la biotite. Celle-ci capte alors le magnésium et une partie du fer non utilisée par les cordiérites.

#### B. 4- PETROGENESE.

Les problèmes qui se posent à propos de la genèse de ces roches est identique à celui des faciès orthopyroxéniques; dans l'hypothèse où ces granodiorites proviennent de la fusion partielle de niveaux pélitiques on doit pouvoir vérifier les points suivants :

- a)- l'association quartz-albite-anorthite-orthose doit être représentée sous des proportions qui correspondent à des mélanges "eutectiques",
- b)- l'ordre de cristallisation des phases doit être en accord avec les données théoriques,
- c)- l'orthose est une phase qui doit pas provenir d'un apport métasomatique lointain,

Le problème posé en a) peut être abordé à l'aide du diagramme Q-Al-Or (Bowen et Tuttle, 1958 ; Von Platen, 1965 ; etc. . .) ; comme le montre la Fig. B, les données de l'analyse modale des faciès précédemment étudiés font apparaître trois types de distributions,

#### 1°/- Cas des points 2, 6 et 7, 8.

Comparées aux faciès homogènes, ces roches ont des compositions aberrantes par leur caractère leuco-(7 et 8) ou mélanocrate (2 et 6). La même "anomalie" avait également été soulignée dans le cas des leuco- et mélanosomes charnockitiques et ici, comme dans ces roches, nous pensons que les faciès leucocrates 7 et 8 constituent des mobilisats anatectiques et les faciès 2 et 6 des mélanosomes plus ou moins enrichis en quartz.

#### 2°/- Cas des points 1, 3, 4, 5 et 9.

Les points 1, 3, 4, 5 et 9 sont distribués sur une guirlande parallèle à une ligne cotectique (cas du système où les mélanges ont un rapport  $Ab/An = 2,9$  et où  $P_{H_2} = 2 \text{ kb}$ ); Cette disposition peut être interprétée de plusieurs manières :

- les points 1, 3, 4, 5 et 9 prouvent que nous avons affaire à des mélanges qui n'ont pas cristallisé (faute d'orthose) dans les proportions du minimum ternaire à 2 kb,
- les points en question représentent les mobilisats du système Q-Ab-Or à 2 kb ( $Ab/An = 2,9$ ) qui ont été séparés du liquide où cristallisaient le quartz et les plagioclases

(dans ce cas la présence d'orthose est problématique).

- la relation entre les points 1, 3, 4, 5 et 9 avec la ligne cotectique  $Ab/An = 2,9$  kb n'est pas significative.

Avant de discuter ces trois points, il faut tenir compte du fait que les faciès 1, 3, 4, 5 et 9 sont transcrits dans le diagramme grâce aux valeurs modales Q-Ab-Or alors que l'on doit théoriquement utiliser les valeurs normatives de Q, Ab et Or. De ce fait, la position des points est affectée d'un décalage qui est d'autant plus élevé que la roche s'éloigne de la composition des granites s.s. En conséquence et comme cela est illustré par l'analyse 5, on doit s'attendre à ce que les paramètres normatifs Q-Ab-Or des faciès 1, 3, 4 et 9 se disposent à proximité des points 7, 8 et 5'.

S'il en est ainsi, les roches étudiées se rapprochent d'une autre ligne cotectique caractéristique d'un système où  $P_{H_2O}$  est supérieur à 2 kb.

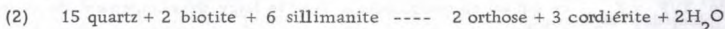
Une telle ligne peut être approximativement tracée sur les données de H. von Plaben et al. (1966) pour des mélanges au rapport  $Ab/An$  de l'ordre de 2,9 à  $P_{H_2O} = 4$  kb. Si les roches d'Aracena ont cristallisé dans des conditions analogues à ce système, la position des points 1, 3, 4, 5 et 9 indique nécessairement une température de cristallisation supérieure à 670°C et un équilibre entre quartz-plagioclase auquel se surajoute un liquide résiduel. L'absence de verre et le fait que le feldspath potassique cristallise nettement en dernier dans les granodiorites, sont deux critères qui permettent d'affirmer que ces roches proviennent de la fusion partielle d'une roche dépourvue d'orthose normative. L'anatexis des matériaux originels doit être traitée de ce fait dans le système binaire Ab-Q en utilisant les lignes de liquidus-solidus pour les rapports  $Ab/An$  de 2,9. Dans ce cas, les données fragmentaires de Bowen et Tuttle (1958) permettent de situer la fusion partielle du stock ancien des granodiorites aux alentours de  $710 \pm 20^\circ C$  et  $P_{H_2O} = 3-4$  kb, c'est-à-dire suivant des conditions compatibles avec celles qui ont été déduites par ailleurs au début de la Zone C d'Aracena.

L'ordre de cristallisation des coupfolites (c'est-à-dire plagioclase  $\rightarrow$  quartz  $\rightarrow$  feldspath potassique) permet d'affirmer que les roches du stock ancien avaient un rapport Q-Ab de l'ordre de 0,6 - 0,3. Cette donnée supplémentaire ajoutée au fait que les granodiorites renferment des mélanosomes à biotite-cordiérite sillimaniteuse  $\pm$  grenat, montre (en accord avec les données de terrain) que le stock ancien était constitué par une série de gneiss à quartz-plagioclase-biotite  $\pm$  cordiérite  $\pm$  grenat  $\pm$  sillimanite (ou andalousite)  $\pm$  muscovite.

L'existence de muscovite dans le stock ancien est prouvée par la présence de reliques déshydratées de mica blanc dans les poeciloblastes d'orthose ; ces reliques, associées à du quartz et de l'orthose, prouveraient que nous avons affaire à la réaction incomplète :

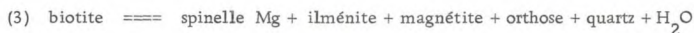


Le feldspath potassique issu de la réaction (1) se forme également aux dépens des biotites (cf. Fig. ) selon la réaction :

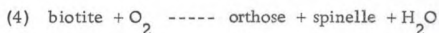


Cette réaction est prouvée par la présence d'aiguilles de sillimanite au coeur des cordiérites et par la transformation homoaxiale de certaines biotites en cordiérite + orthose.

La destruction du mica est en réalité plus complexe; ce minéral donne souvent des spinelles verts ou brunâtres et une magnétite titanifère (cf. Fig. ) suivant la réaction :



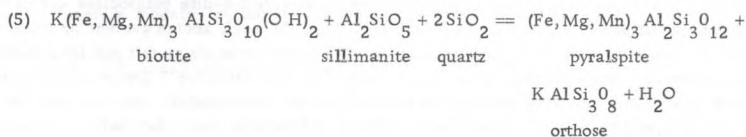
Dans ces conditions oxydantes, la biotite peut être également détruite selon la réaction (4) (Von Platen, 1965, p. 212) :



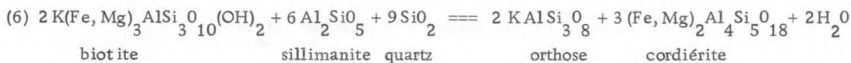
Le feldspath potassique peut donc se former à partir de réactions qui impliquent la destruction partielle ou totale de muscovite et de biotite en présence de quartz. Les observations microscopiques confirment cette hypothèse mais elles expliquent toutefois difficilement le développement des larges poeciloblastes de feldspath potassique de certains faciès.

Comme nous l'avons souligné antérieurement, la croissance de ces orthoses de grande taille s'accompagne fréquemment d'une blastèse de tourmaline. Ces remarques alliées à l'habitus poecilithique de ces deux minéraux, montrent que le développement du feldspath potassique peut être contemporain d'une phase pneumatolithique où la potasse du feldspath provient de la destruction partielle ou totale des biotites et muscovites. Dans cette hypothèse  $\text{K}_2\text{O}$  serait mis en solution dans un fluide qui circulerait dans la roche sous l'action de gradients (thermiques ?).

Les grenats pyralpites des granodiorites sont en grande partie hérités du stock ancien; ils sont souvent refoulés dans des ségrégations mélanosomiques où ils continuent leur croissance. Généralement poeciloblastiques sur leur bordure, ces minéraux englobent localement des cristallites de sillimanite (cf. Fig. ) dont la présence prouve l'existence de la réaction :



Cette réaction se produit en même temps que la formation de cordiérite aux dépens de biotite, quartz et sillimanite suivant l'équation :



Théoriquement, ces deux réactions doivent se produire dans un intervalle restreint de  $T/P_L = P/H_2O$  ce qui est en contradiction avec le large développement de l'association à six phases solides quartz-biotite-sillimanite-orthose-cordiérite-grenat. Le fait que les membres de gauche et de droite des réactions (5) et (6) puissent cohabiter dans l'étendue des divers massifs granodioritiques (phénomène classiquement observé à l'isograde d'une réaction) prouverait selon D. de Waard (1966) que les équilibres (5) et (6) sont au moins divariants, (cf. p.204).

## II. - LA FORMATION DES DIORITES IN-SITU,

=====

Au début de la Zone C et au fur et à mesure que l'on pénètre plus profondément vers le coeur de la catazone, les orthoamphibolites d'Acebuches et certains gneiss diopsideiques de la série d'Almonaster sont associés à des dioritoïdes ou des masses diffuses sillonnées d'un réseau complexe de filons, taches et ségrégations pegmatitiques (cf. Photo).  
Devant l'extraordinaire variété des produits différenciés, nous avons sélectionné ceux qui sont localisés au sein des orthoamphibolites d'Acebuches et étudié sur un plan essentiellement descriptif les masses de dioritoïdes stratoïdes qui affleurent à la base de cette série basique.

### II. 1- MODE DE GISEMENT.

Dans le versant Sud du synclinal d'Aguafría et surtout dans la partie méridionale de la bande métamorphique d'Aracena, les amphibolites de la Série d'Acebuches montrent tout un éventail de figures migmatitiques concordantes ou discordantes sur la foliation mésoscopique des métamorphites. (cf. Photo)

Dans ces roches, la partie apparemment intrusive est constituée par un matériel leucocrate quartzo-plagioclasiq. à plagioclasiq. dans lequel sont disséminés :

- a)- des monocristaux ou des agrégats polycristallins de minéraux ferromagnésiens (hornblende et/ou clinopyroxène)
- b)- des fragments plus ou moins anguleux de la roche encaissante.

Tous ces éléments dessinent généralement une structure hétérogranulaire (les plagioclases sont dans le cas général plus développés que les minéraux colorés) qui tend parfois à être gneissoïde et de ce fait, légèrement orientée.

Les relations entre ce matériel leucocrate et l'amphibolite encaissante varient suivant la figure migmatique. Ainsi entre les lèvres des niveaux boudinés et tronçonnés, la partie différenciée quartzo-plagioclasiq. est frangée par des ferromagnésiens qui, tout en appartenant à la roche encaissante, présentent une taille deux à trois fois plus grande que celle de l'amphibolite. Dans la majorité des autres figures le matériel leucocrate se développe sous la forme de veinules ou de taches plus ou moins diffuses qui sont parfois reliées à des lits quartzo-plagioclasiq. concordant avec la foliation de l'amphibolite encaissante.

Ces deux modes de gisement des produits quartzo-plagioclasiq. suggèrent que les amphibolites ont été le siège d'une différenciation comparable à certains égards aux phénomènes de migmatisation dans les roches silico-alumineuses.

Comme cela a été discuté p. , l'augmentation des conditions P/T du métamorphisme dans les orthoamphibolites d'origine pyroclastique s'accompagne d'un accroissement très sensible de la taille des grains des metabasites. Ce phénomène, amorcé par la blastèse de mégacristaux feldspathiques aboutit à la formation d'horizons de "dioritoïdes" (\*) où les plagioclases comme les amphiboles constituent des cristaux de 0,5 cm à 1,5 cm.

---

(\*) Par analogie avec le terme "granitoïde", le mot "dioritoïde" se rapporte ici à des roches sub-isotropes de composition dioritique et de granulométrie variable; il a été préféré au terme de "gneiss dioritique" par absence de lits clairs et foncés et au terme de diorite par son origine métamorphique.

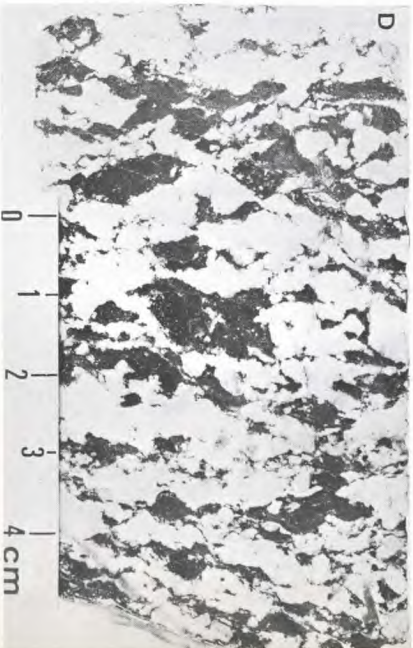
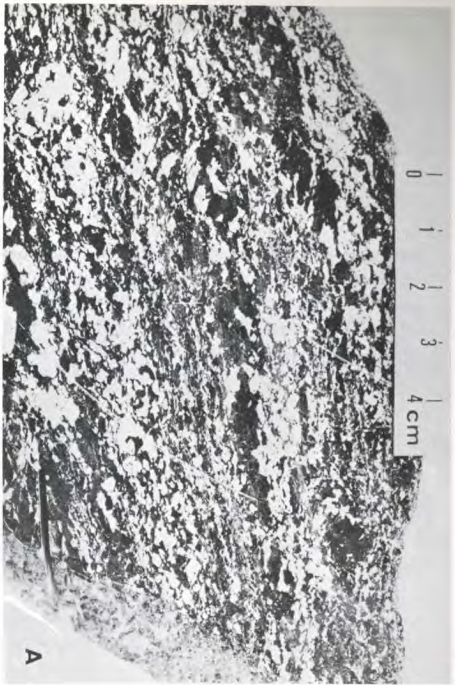
- PLANCHE XVIII -

Roches magmatiques,

—

- Photo A - Ségrégations litées leuco- et mélanocrates dans les orthoamphibolites "dioritisées" de la Série d'Acebuches (début de la Zone C).
- Photo B - Contact entre "dioritoïde" et orthoamphibolite, (Série d'Acebuches - début de la Zone C).
- Photo C - Faciès commun des "dioritoïdes" (Série d'Acebuches - début de la Zone C).
- Photo D - Faciès à tendance pegmatitique des "dioritoïdes" d'Acebuches (début de la Zone C); l'orientation présentée par l'échantillon est due à la Phase II.

—





La structure de ces roches est grossièrement grenue et très faiblement gneissique sauf dans les niveaux qui ont subi un laminage tardif donnant naissance au faciès des "flaser-diorites" des auteurs anglo-saxons (Photo -

La blastèse des mégacristaux feldspathiques invoquée plus haut, favorise dans certains faciès d'amphibolites bandées (striped amphibolites, p. ), le développement de lits lenticulaires holoplagioclasiques. Ces niveaux sont parfois frangés de ségrégations mélanocrates amphiboliques et/ou pyroxéniques. De ce fait et par analogie avec ce qui se passe dans les roches silico-alumineuses, nous retrouvons des produits lithologiquement comparables aux leuco- et mélanosomes pegmatoïdes de K. R. Mehnert,

## II. 2- APERÇU SUR LA PETROGENESE DES DIORITOÏDES.

Les observations de terrain montrent que la "dioritisation" des orthoamphibolites catazonales se manifeste de trois façons différentes :

- a)- par augmentation de la taille des grains et croissance des minéraux en milieu sub-isotrope.
- b)- par une différenciation métamorphique qui donne naissance à des métablastes plagioclasiques et amphiboliques d'abord isolés puis se regroupant dans des nids et des ségrégations intra-foliaires.
- c)- par néoformation de matériaux feldspathiques dans des zones de détente (fractures, espaces de tronçonnement); dans ce cas, il se forme une roche grenue à tendance pegmatitique et de composition leucodioritique.

La question qui se pose est alors de savoir si ces trois processus ont la même origine et dans ce cas, quel est le phénomène qui leur a donné naissance ?

Compte tenu des observations de terrain et des données pétrographiques, on peut concevoir que la "dioritisation" s'est produite dans un matériel plastique soumis à des contraintes tectoniques anisotropes. Ces contraintes donnent naissance à des surface parallèles à la foliation où les fluides peuvent être fortement concentrés. Dans ces conditions, des panneaux d'amphibolites peuvent recrystalliser pour donner les masses lenticulaires de "dioritoïdes" à gros grains et structure sub-isotrope, qui ont été décrites précédemment.

Dans cette hypothèse, les "schlieren" leucocrates et mélanocrates que nous avons comparés à des leucosomes et des mélanosomes ne constitueraient pas des produits anatectiques de l'amphibolite.

\*\*\*\*\*

La géographie de l'Espagne est un domaine qui a connu une évolution constante tout au long de son histoire. Les données géographiques ont toujours été un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géographie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager. Les données géographiques sont donc un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géographie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager.

II-3- L'ESPAGNE DANS LA GÉOLOGIE DES PAYS CATALANS

Les données géologiques de l'Espagne sont un domaine qui a connu une évolution constante tout au long de son histoire. Les données géologiques ont toujours été un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager. Les données géologiques sont donc un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager.

Les données géologiques de l'Espagne sont un domaine qui a connu une évolution constante tout au long de son histoire. Les données géologiques ont toujours été un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager. Les données géologiques sont donc un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager.

Les données géologiques de l'Espagne sont un domaine qui a connu une évolution constante tout au long de son histoire. Les données géologiques ont toujours été un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager. Les données géologiques sont donc un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager.

Les données géologiques de l'Espagne sont un domaine qui a connu une évolution constante tout au long de son histoire. Les données géologiques ont toujours été un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager. Les données géologiques sont donc un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager.

Les données géologiques de l'Espagne sont un domaine qui a connu une évolution constante tout au long de son histoire. Les données géologiques ont toujours été un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager. Les données géologiques sont donc un élément essentiel de la connaissance de notre pays. Les progrès de la géologie ont permis de mieux connaître notre territoire et de mieux l'aménager.

TROISIEME PARTIE	APERCU SUR L'EVOLUTION MAGMATIQUE DES SIERRAS D'ARACENA
------------------	---------------------------------------------------------

Chapitre II	Les roches intrusives
-------------	-----------------------

La région d'Aracena a été intrudée à diverses époques par des roches éruptives grenues de composition gabbroïque, dioritique et granodioritique.

Ces roches se présentent actuellement sous l'aspect de stocks ou de batholithes dont les relations avec les matériaux et structures encaissantes permettent d'établir une chronologie relative de mise en place que l'on peut résumer ainsi :

A/- ROCHES BASIQUES.

- (1) Pénécontemporaines de S<sup>1</sup> et du métamorphisme régional.

Norites, gabbros, diorites, diorites orbiculaires, tonalites des parties profondes de la Zone C (entre Fuente de Oro et Cortegana).

- (2) Post à tardi- S<sup>2</sup>.

Diorites et tonalites de El Repilado-Los Romeros - La Nava - Valdelarco.

- (3) Post- S<sup>2</sup> et anté-décrochements.

Gabbros, dolérites et diorites de la région d'Aroche.

- (4) Syn- à post-décrochements.

Gabbros, dolérites et roches associées des régions de Higuera de la Sierra - La Umbria et Aroche-Cortegana.

B/- ROCHES ACIDES (cf. carte)

- (1) Post- S<sup>1</sup> et anté-S<sup>2</sup>.

Granodiorite orthogneissifiée à hornblende de Gil Marquez,

- (2) Post- S<sup>2</sup> et antérieures à la phase des décrochements (d'Est en Ouest) :

- a) complexes granodioritiques du Sud de la zone métamorphique d'Aracena (cf. carte)
- b) stock granodioritique de Linares (Arroyo de Plamencia)

- c) massif granodioritique à bords circonscrits de El Puerto.
- d) complexe granitique du Rio Chanza entre Aroche et la frontière portugaise.

A/- LES ROCHES BASIQUES.

A. 1- LES INTRUSIONS BASIQUES DANS LA ZONE C.

a)- Mode de gisement.

Dans le coeur de la Zone C d'Aracena, depuis Fuente de Oro jusque dans la région SE d'Aroche (\*), les métamorphites de haut grade sont fréquemment intrudées par des petits stocks de 0,4 km<sup>2</sup> à 4 km<sup>2</sup> constitués par une gamme très variée de roches gabbroïques à dioritiques.

Les rares fronts de taille qui sont offerts par les "arroyos" permettent de voir que les contacts entre roches éruptives basiques et gneiss de la Série d'Almonaster (généralement calcomagnésiens) sont grossièrement concordants, relation qui ressort également de la cartographie détaillée de ces roches. Les bords francs et nets qui existent entre les métamorphites et les masses allongées de gabbros, diorites, etc., montrent, avec ce qui précède, que nous sommes en présence d'intrusions contemporaines ou légèrement postérieures à la première phase tectonique symmétamorphique (Phase I).

b)- Pétrographie.

A l'exclusion des nombreux microfaciès présentés par les diverses masses basiques, six groupes principaux de roche ont pu être mis en évidence sur des critères macro- et microscopiques.

b. 1- Les norites à hornblendes-biotite (norites tachetées)

Ces roches ont un indice de coloration élevé (65 % - 75 %). Elles sont caractérisées par des larges cristaux (0,4 cm - 1 cm) poecilithiques de hornblende brun-noirâtre, de biotite et d'orthopyroxène brunâtre; ces mégacristaux sont distribués de façon isotrope dans un fond grenu plagioclaso-pyroxénique et confèrent à la roche un aspect tacheté très caractéristique (cf. Pl. XIX).

Au microscope, la structure dessinée par les minéraux de la mésostase (plagioclase et pyroxènes clino- et orthorombiques) est de type sub-ophitique. Les plagioclases, automorphes ou de tendance automorphique, sont irrégulièrement zonés avec un coeur An 75-80 frangé d'une bordure discontinue An 50-52, elle-même progressivement

---

(\*) - Ces roches affleurent en particulier sur le versant N de la Sierra d'Almonaster et au S-W de Cortegana où elles constituent des dépressions dans la topographie.

zonée et prenant une composition andésitique. Ces feldspaths sont polysynthétiquement mâclés (mâcles du type C de Gorai dominantes), et englobent des petits grains de clinopyroxène; ils constituent une charpente dans laquelle cristallisent des cristaux sub-automorphes d'augite diopsidique ( $2V_Z = 56^\circ \pm 4^\circ$ ,  $ng \wedge c = 41^\circ \pm 2^\circ$ ) parfois mâclés et plus rarement, d'orthopyroxène ( $2V_x = 58^\circ \pm 4^\circ$ ) riche en exsolutions lamellaires très fines et qui s'altèrent en petites plages polycristallines de talc.

Dans ces roches, une hornblende vert-brunâtre et/ou une biotite brun-rouge constituent des agrégats de mégapocilicristaux xénomorphes qui renferment fréquemment des petits grains automorphes de plagioclase An 75 et/ou des grains de taille variable de pyroxène. L'amphibole se décolore fréquemment sur sa bordure où elle devient plus biréfringente (moins dispersive), polysynthétiquement mâclée (001) et de composition cummingtonitique. Elle-même frangée d'une fine couronne de cristallites d'ouralite vert-bleuté, cette hornblende s. l. se développe également sous l'aspect de petites tablettes à disposition homoaxiale au sein des clinopyroxènes de grande taille. Les relations entre orthopyroxène, hornblende et biotite ne montrent pas (dans la majorité des cas) les traces d'un déséquilibre.

En plus de ces principales phases, les norites tâchetées contiennent des petits amas de magnétite-pyrrhotite et des cristaux relativement volumineux d'apatite en batonnet et accessoirement, des produits rétrogrades tels que calcite, zoïsité, sphène (leucoxène) et chlorite. L'ordre de cristallisation des constituants de ces roches tel qu'il peut être déduit des relations texturales exposées ci-dessus, se résume finalement comme suit :

Plagioclase	--- An 75-80	An 52	35		calcite épidote
Orthopyroxène	-- _____				talc
Clinopyroxène	-----				ouralite
Hornblende	-----			cummingtonite	ouralite
Biotite	-----			chlorite +	sphène
m. opaques	_____				

b. 2- Les gabbros à clinopyroxène-hornblende.

Moins hétérogènes que les norites, ces roches de teinte gris-verdâtre ont un grain moyen (0,25 - 0,5 cm) et un indice de coloration de 60-65 % ; elles présentent comme dans le groupe précédent des petites taches noirâtres qui correspondent à des nids de hornblende et de clinopyroxène de 0,5 cm à 1 cm de diamètre.

Au microscope, la texture est de type sub-ophitique; les plagioclases An 58-60 sont automorphes, légèrement zonés sur leur bordure (An 45) et polysynthétiquement mâclés Albite-Ala-Péricline. Ils cristallisent légèrement plus tôt que les minéraux mafiques, lesquels tendent à se distribuer dans les interstices feldspathiques en prenant un habitus épi-poecilithique. Les ferromagnésiens sont surtout représentés par une hornblende brun-sépie et, en proportion généralement moins élevée, par un clinopyroxène incolore à légèrement rosé (augite diopsidique). Les relations mutuelles entre ces phases montrent que le clinopyroxène a cristallisé avant l'amphibole ; dans le cas général, la hornblende brune de tendance poecilithique englobe les plages plus ou moins déchiquetées de

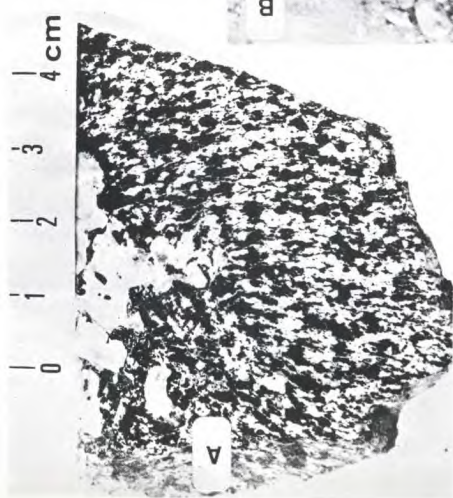
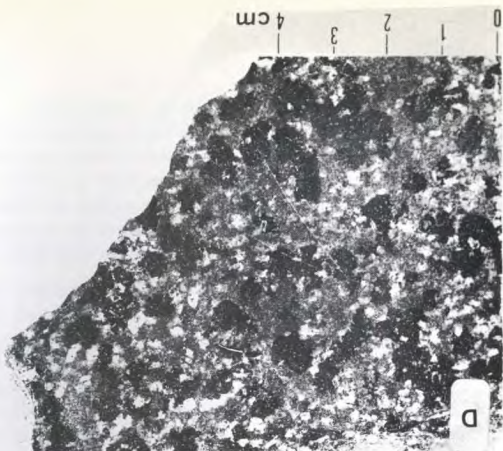
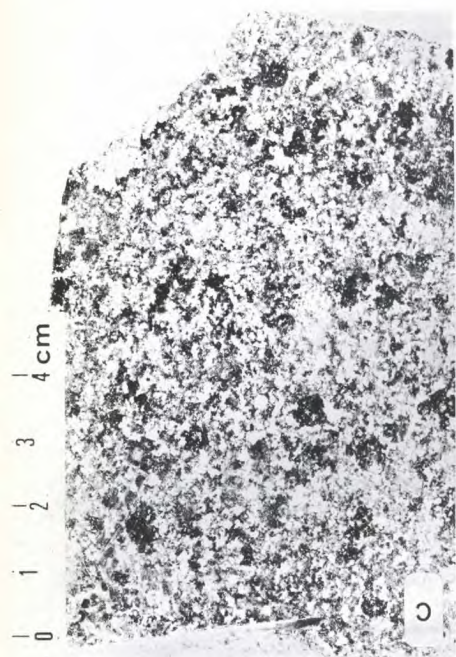
- PLANCHE XIX -

Roches magmatiques,

—

- Photo A - (Suite de la Planche XVIII) : Formation d'un matériel dioritique entre les lèvres d'un niveau boudiné d'orthoamphibolite de la série d'Acebuches (Zone B<sup>2</sup> : partie profonde) (noter que les amphiboles sont nettement plus volumineuses à la bordure de la zone tronçonnée).
- Photo B - Leucogabbro tacheté et rubané (structure d'écoulement) (au S de Canaleja - Zone C),
- Photo C - Section polie d'un gabbro tacheté avec mégacristsaux (taches) de biotite, de homblende brune et de clinopyroxène (au SW de Cortegana),
- Photo D - Mélagabbro tacheté à mégacristsaux de homblende, biotite et clinopyroxène (au S de Los Romeros).

—





pyroxène. On note d'autre part que l'amphibole tend à perdre sa couleur brunâtre aux dépens d'un minéral incolore comparable aux cummingtonites décrites dans les norites amphiboliques précédentes. Ici, comme dans ces roches, une petite couronne de cristallites d'ouralite verte bleutée vient franger d'une part l'amphibole zonée et d'autre part les clinopyroxènes (lorsque ceux-ci ne sont pas englobés par les hornblendes). L'ordre de cristallisation des principales phases précédentes, auxquelles se surajoutent des constituants accessoires primaires, tel que l'apatite, ou secondaires, tels que les produits d'altération des plagioclases, peut être schématisé comme suit :

Plagioclase	An 58-60	
Clinopyroxène	-----	ouralite
Hornblende	-----	cummingtonite ouralite
Apatite	-----	+ sphène

Dans la majorité des affleurements, ces gabbros à amphibole, sont épidioritisés et sillonnés par de nombreuses fissures colmatées de prénite-albite-zoïsite. Cette épidioritisation s'exprime par la transformation quasi complète des feldspaths plagioclases qui sont alors envahis par un nuage d'inclusions de séricite + calcite + épidote + chlorite. Dans la région de Cortegana ce phénomène s'accompagne du remplacement des feldspaths par une albite plus ou moins limpide mâclée en damier et des plages xénomorphes de calcite et épidote. Des paquets flexueux de chlorites incolores polarisant avec des teintes gris-vertâtre ainsi que des amas de leucoxène se développent sporadiquement dans ces faciès albitisés aux dépens d'anciens poëcilocristaux de biotite.

b-3- Les gabbros à clinopyroxène-hornblende-biotite.

Au Sud de Los Romeros et dans la région de Cortegana, les gabbros précédents renferment des "bouffées" diffuses d'une roche très foncée (Pl. XIX, Ph. E) et très dense caractérisée par le développement de nombreux mégapœcilocristaux de hornblende et de biotite.

Au microscope, le plagioclase parfois totalement séricitisé, se présente sous l'aspect de cristaux automorphes ou groupés en synneusis de deux à trois individus. Ces minéraux sont toujours constitués par un noyau feldspathique An 72-60 fréquemment pseudomorphosé en épidote (+ calcite) qui est englobé par une deuxième génération de plagioclase zoné An 52-40. Ces feldspaths dessinent une charpente dans laquelle cristallisent des clinopyroxènes incolores à rosés et un minéral (ex-orthopyroxène) pseudomorphosé en une orthoamphibole (2Vnp petit) et des grains allongés de sphène.

L'amphibole dominante est une hornblende brun-sépie à brun-vertâtre devenant progressivement incolore sur sa bordure (cummingtonite) ; elle se présente avec trois habitus différents : a) sous l'aspect de grands poëcilocristaux xénomorphes qui englobent (cf. Pl. XVII-E) des petites tablettes de plagioclase An 55-50 et plus rarement de biotite ; b) sous la forme de grands cristaux qui englobent homoaxialement des grains corrodés de clinopyroxène ; c) en petites tablettes rectangulaires allongées suivant l'axe C de certains et rares mégacristaux de clinopyroxènes.

La biotite constitue dans la majorité des cas des mégapocilocristaux qui sont associés aux grandes amphiboles ou se développent indépendamment de ce minéral dans le reste de la roche. Il s'agit d'une biotite brun-rougeâtre frangée d'un liseré de leucoxène et englobant fréquemment des grains de clinopyroxène (Pl. XVIII - D) ; dans la plupart des gisements les clivages du mica sont distordus par le développement de petits fuseaux d'épidote et de sphène. Ces gabbros renferment accessoirement des grains de clinzoisite bien individualisés qui cristallisent entre les plagioclases et les ferromagnésiens et sont parfois inclus au sein des amphiboles ; dans certains faciès (SE de Canaleja par exemple), la présence d'une quantité importante ( $\geq 3\%$ ) de minéraux opaques (magnétite + pyrrhotite) est remarquable ; ces minéraux constituent des petits grains subautomorphes qui se localisent préférentiellement dans les interstices interfeldspathiques.

L'ordre de cristallisation de ces diverses phases est approximativement le même que dans les gabbros précédents, c'est-à-dire que nous avons la succession :

Plagioclase	An 72-60	An 52-50	An 40	An 0
Clinopyroxène (Orthopyroxène)		-----		
Hornblende		----- ? -----		
Biotite			-----	
m. opaques			-----	
				<u>antho-gédrite</u> <u>cummingtonite</u> <u>ouralite</u> <u>chlorite</u>

b.4- Les diorites quartziques (tonalites) à hornblende-biotite.

Ces roches forment au SW de Cortegana un massif composite dans lequel affleurent également des gabbros à clinopyroxène-hornblende et clinopyroxène-hornblende-biotite.

L'étude au microscope montre que les plagioclases automorphes (coeur An 65-60 altéré, entouré d'une couronne discontinue An 45) ainsi que les ferromagnésiens (hornblende vert-brunâtre devenant incolore et cummingtonitique - biotite brun-rouge en mégapocilocristaux ou en tablettes homoaxiales dans l'amphibole) sont inclus dans un ciment quartzique qui constitue environ 10 % du mode de la roche. L'ordre de cristallisation des constituants minéralogiques de ce faciès quartzifère est identique à celui des gabbros précédent, c'est-à-dire :

Quartz	An 65-60	An 45	30	
Plagioclase		-----	-----	
Hornblende		-----		
Biotite			-----	
Apatite	-----			
m. opaques			-----	
				<u>cummingtonite</u> <u>ouralite</u> <u>chlorite</u>

b.5- Les tonalites à albite.

Le complexe gabbro-dioritique qui affleure au SW de Cortegana renferme également des nids diffus de diorites quartzifères (identiques à celles qui viennent d'être décrites) dans lesquelles se développent des petites plages xénomorphes d'albite limpide mâclée en damier. Dans ces roches les fantômes d'anciens plagioclases An 30-25 (?) sont encore reconnaissables sous l'aspect de cristaux totalement pseudomorphosés en épidote-calcite-séricite-chlorite ; cette pseudomorphose affecte également les biotites qui se transforment en une chlorite vert pâle à incolore du leucoxène et des granules opaques indéterminés. Les hornblendes brunes à brun-verdâtre se décolorent en donnant des plages incolores de cummingtonite mâclée, associées à du sphène et des grains d'ilménite. Certains cristaux (ex- hypersthène ?) ont subi dans ces faciès une pseudomorphose complète qui s'exprime par le développement d'un enchevêtrement d'aiguilles de cummingtonite et des petits paquets de leucoxène et de minéraux opaques.

Ces pseudomorphoses, très accentuées dans ce type de tonalites, affectent également avec des degrés moins intenses la plupart des gabbros et <sup>des</sup> diorites qui viennent d'être décrits. On note que ce phénomène est toujours accompagné par une fracturation qui s'exprime par ce développement d'un système de petits filonnets colmatés de préhnite, d'albite, de calcite et/ou de chlorite. Cette "épidioritisation" des gabbros, comme la rétomorphose des faciès diorito-tonalitiques, doit être mise sur le compte d'une période de pneumatolyse contemporaine ou légèrement postérieure à la mise en place de ces roches; il est en effet remarquable de noter que les paragneiss calcomagnésiens et/ou alumineux qui servent d'encaissant à ces intrusions basiques n'ont pratiquement pas été affectés par ces processus rétrogrades.

b.6- Les diorites orbiculaires.

Au SW de Cortegana (\*) le complexe gabbro-dioritique catazonal est frangé par un petit massif (environ 100 m<sup>2</sup>) de diorites orbiculaires. Ces roches se présentent sous l'aspect de rares boules et les affleurements sont limités à une zone tabulaire riche en orbicules dégagés de leur ciment.

Sur échantillon, les diorites orbiculaires montrent des nodules grossièrement ellipsoïdaux de 2 cm à 15 cm de diamètre dans le sens de la plus grande longueur (cf. Pl. XX). Ces orbicules, parfois fragmentés en un ou plusieurs éléments, sont inclus dans un ciment grenu hétérogranulaire de composition dioritique à tonalitique ; ils sont constitués par une enveloppe fibro-radiée leucocrate rarement rythmique et englobent une gamme extrêmement variée de matériaux depuis des mégacristaux de ferromagnésiens jusqu'à une roche grenue analogue à la diorite du ciment en passant par divers fragments de paragneiss amphiboliques.

b.6.1- Les orbicules.

- Structure.

Dans la majorité des cas, la carapace des orbicules est constituée par une couche de 2 cm d'épaisseur de cristallites de plagioclases An 48-50 ; ces minéraux ont une disposition fibro-radiée et leur axe C est sensiblement perpendiculaire aux bordures internes du nodule. Ces feldspaths ont des faces (100) très aplaties et alterment avec des agrégats non orientés de petites hornblendes zonées et xénomorphes ainsi que des chlorites flexueuses. Dans certains orbicules, il peut exister jusqu'à trois couches plus ou moins discontinues de plagioclase-hornblende séparées entre elles par une

---

(\*) Piste de El Huron.

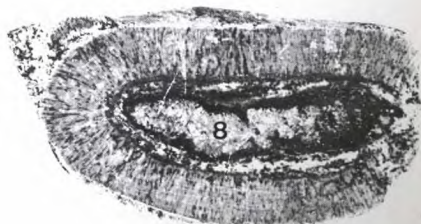
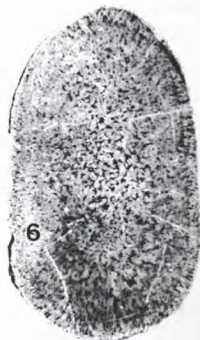
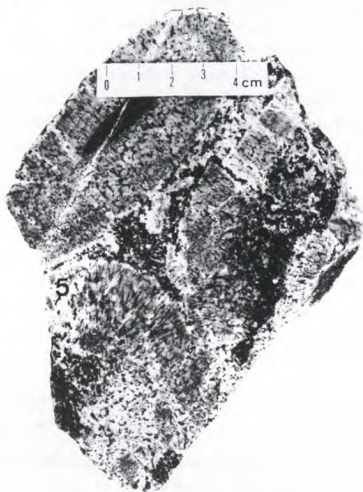
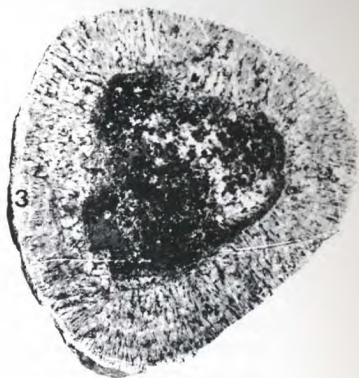
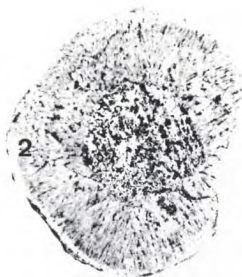
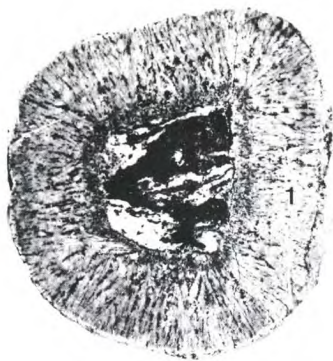
- PLANCHE XX -

Roche magmatiques

---

Diorite orbiculaire de la région de El Huron.

- 1)- Orbicule à noyau de "para-amphibolite" à hornblende brune
- 2)- " " " de dioritoïde orienté.
- 3)- " " " constitué par une diorite grenue et des mégacristsaux de clinopyroxène et de hornblende brune cummingtonitisée.
- 4) et 8)- Orbicules à noyau de mégacristsaux de clinopyroxène et de hornblende brune.
- 5)- Faciès de la diorite orbiculaire avec des orbicules fragmentés.
- 6)- Orbicule centré sur un nucleus constitué par les mêmes éléments que ceux de la couronne mais dépourvus d'orientation.
- 7)- Orbicule centré sur un fragment de para-amphibolite : le liseré blanchâtre est constitué par un mélange de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique.





étroite cuticule de chlorite, d'épidote et de sphène. Ce faciès est toutefois rare et le cas le plus fréquent se limite à une seule enveloppe de cristallites plagioclasiques,

- Minéralogie -

Le plagioclase (0,5 cm à 2 cm de long suivant C) est une andésine basique ou un labrador peu zoné et toujours mâclé Albite, Albite-Péricline et Albite-Ala. Il s'altère dans la majorité des cas en donnant un nuage de petites séricites, d'épidotes, de chlorites et de calcite et prend un faciès "cloudy". Comme dans les gabros et diorites précédents, l'amphibole est zonée avec un coeur brun-jaune pâle et une bordure incolore qui peut envahir (avec des grains néoformés d'épidote et de sphène) tout le minéral. Cette seconde amphibole, très biréfringente et polysynthétiquement mâclée, a (d'après ses propriétés optiques) une composition cummingtonitique ; elle peut aussi se développer sous la forme de lamelles (exsolutions) parallèles à la face (001) de la hornblende-hôte brun-sépie. Les chlorites parfois associées aux amphiboles dans les interstices interfeldspathiques, sont incolores à vert très pâle et polarisent avec des teintes anormales gris-verdâtres ; ce minéral est vraisemblablement un produit rétomorphique formé, avec des granules de sphène, aux dépens de biotites primaires

b.6.2- Les noyaux des orbicules.

Comme cela a été signalé plus haut, les couronnes feldspathiques des orbicules se développent autour d'un noyau central dont la composition est extrêmement variable ; nous avons ainsi relevé quatre types principaux d'inclusions :

- des monocristaux sub-automorphes et de grande taille (2 cm à 6 cm de long) de clinopyroxènes amphibolitisés et/ou de hornblendes brunes décolorées et cummingtonitisées,
- des agrégats polycristallins de hornblendes zonées associées à des plages de scapolite (mizonite), de feldspaths alcalins et des gros grains de clinozoisite.
- des fragments (enclaves) de "paraamphibolites" litées à hornblende brun-sépie ou incolore - plagioclase An 48 - spinelle bleu-vert pâle partiellement altéré - chlorite à "kink-structure".
- des noyaux de diorite quartzique identique à la roche qui forme le ciment des orbicules.

Dans ces quatre cas, on remarque fréquemment que la bordure des noyaux est séparée de l'enveloppe plagioclasique par une zone finement grenue où se développe en particulier un feldspath alcalin parfois perthitique et riche en petites inclusions brun rosées isotropes.

b.6.3- Le ciment

Les orbicules précédents ainsi que des fragments d'orbicules et des enclaves de "paraamphibolite" sont englobés dans une diorite plus ou moins quartzifère identique aux tonalites à hornblende-biotite décrites en b.4. Dans ces roches le plagioclase An 50-45 est peu ou pas zoné et toujours saussuritisé ; de tendance automorphique très prononcée il a cristallisé avant les amphiboles brunes cummingtonitisées et avant

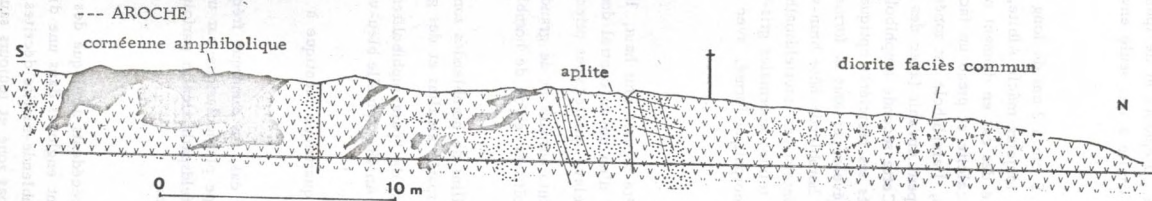


Fig. 92 - Coupe de la région d'Aroche (complexe dioritique du Rio Chanza).

les biotites transformées en chlorite-sphène-minéraux opaques. Tous ces minéraux et leurs produits d'altération sont inclus dans une matrice formée de quartz xénomorphes limpides. Comme dans les roches basiques de cette étude, on note enfin le développement de nombreuses petites fractures colmatées de chlorite, d'épidote, d'albite et de quartz; cette fissuration montre que les diorites orbiculaires ont subi une période d'écrasement qui favorise, par les fractures qu'elle occasionne, la pneumatolyse des phases primaires.

#### A. 2- LES DIORITES POST- A TARDI- S<sup>2</sup>.

Dans une zone triangulaire comprise entre La Nava, Valdelarco et Los Romeros, les Zones A, B<sup>1</sup> et B<sup>2</sup> d'Aracena sont traversées par des petits massifs de diorite et de tonalite ainsi que des dykes de roches microgrenues de composition essentiellement dacitique. La masse la plus importante de ces roches est représentée par le massif tonalitique de La Nava qui constitue une intrusion WNW-ESE d'environ 5 km de long sur 500 m de large. Postérieure au développement du clivage de fracture S<sup>2</sup>, cette intrusion est toutefois localisée dans une structure anticlinale de la seconde phase ce qui suggère (?) vivement une mise en place tardi-cinématique (tardi - S<sup>2</sup>).

Nous limiterons l'étude de ces matériaux dioritiques à l'intrusion de tonalite de La Nava. Sur le terrain, cette roche occupe une dépression et les meilleurs affleurements se situent au village même de La Nava et dans les murs environnants. Il s'agit d'une tonalite grenue à grain moyen et d'indice de coloration intermédiaire (40-50 % de minéraux fémiques).

Au microscope, les plagioclases montrent un coeur automorphe An 40 fréquemment damouritisé; ces minéraux sont souvent frangés d'une couronne oligoclasique légèrement poecilblastique sur les minéraux adjacents (quartz et hornblende). L'amphibole est une hornblende maclée vert pâle, subautomorphe et légèrement poecilithique sur sa bordure; elle englobe fréquemment des grains trapus d'apatite, des inclusions de pistacite et plus rarement des cristaux automorphes de pyrite et de sphène.

Dans la région de Valdelarco, la tonalite précédente se présente avec un plagioclase fortement zoné au coeur An 62 entouré d'une couronne discontinue An 38-40. L'amphibole, brun pâle et zonée, englobe parfois des reliques de clinopyroxène rosé; ce minéral protérogène peut être également inclus dans des biotites brun-rougeâtre généralement postérieures à la croissance des hornblendes.

Ce second faciès des tonalites de La Nava se retrouve sporadiquement sous l'aspect de petits stocks intrusifs visibles à El Repilado et au NNW de Los Romeros; dans ces deux régions la biotite tend à se transformer en une chlorite vert-brunâtre pâle, du sphène et des granules opaques.

#### A. 3 - LES ROCHES BASIQUES POST- S<sup>2</sup> ET ANTE-DECROCHEMENTS.

Ces roches sont essentiellement localisées dans la région d'Aroche où elles forment un complexe intrusif à bord diffus et des dykes NE-SW à EW.

##### A. 3. a- Le complexe dioritique d'Aroche.

En ce qui concerne tout d'abord le complexe intrusif, une coupe faite en bordure de la route Aroche-Route Nationale Séville-Lisbonne, montre (Fig. ) qu'il existe toute une gamme de diorites hétérogènes intrusives dans des schistes amphiboli-

ques de la base de la Série de La Corte (\*). Ces diorites sont traversées à leur tour par un système de filons aplitiques et un satellite de dykes doléritiques que l'on retrouve par ailleurs dans les métamorphites encaissantes.

Au N d'Aroche, dans la dépression du Rio Chanza, le faciès grenu le plus homogène et le plus fréquent du complexe dioritique est représenté par une tonalite à structure de type ophitique. Les plagioclases zonés An 68-45 et séricitisés forment des cristaux automorphes partiellement ou totalement inclus dans de larges poecilocristaux d'amphibole. Ce dernier minéral est une hornblende vert-brunâtre qui se décolore en une cummingtonite vert pâle parfois caractérisée par le développement de fines exsolutions lamellaires (001). Ces tonalites renferment de larges cristaux de biotite brun-rougeâtre plus ou moins altérés et localement inclus dans les cristaux d'amphibole. Tous ces minéraux ainsi que des grains trapus d'apatite et de sphène sont cimentés par du quartz limpide interstitiel; l'ordre de cristallisation peut être alors résumé comme suit :

Quartz	
Plagioclase	_____
Hornblende	_____
Biotite	-----
Apatite	-----
Sphène	_____ leucoxène _____
m. opaques	_____

Comme cela a été dit plus haut ce complexe dioritique est traversé par un système filonien (surtout localisé vers les zones de bordure) principalement constitué par des aplites à grain fin. Il s'agit de roches rosées dont la pétrographie se résume aux phases suivantes :

- orthose automorphe finement perthitisée et microclinisée.
- plagioclase An 25 automorphe parfois inclus dans les feldspaths potassiques et toujours corrodé par le minéral hôte.
- myrmékites natives de très petite taille.
- biotite brune chloritisée (moins de 5 %).
- zircon inclus dans les feldspaths potassiques.
- quartz (plus de 15 %) xénomorphe et cataclasé, ce minéral englobe tous les autres constituants de la roche.

### A. 3. b- Les dykes basiques.

Le complexe dioritique ainsi que les roches encaissantes sont intrudés par un système de petits dykes NE-SW à E-W constitués par plusieurs variétés de dolérites et de gabros ophitiques à pigeonite faiblement calcique (2Vng = 20°-23° ; ng  $\wedge$  C = 36°-38°) et olivine

(\*) - Ces schistes amphiboliques se transforment alors en une cornéenne amphibolique massive.

serpentinisée. Ces roches rappellent par leur composition minéralogique les dolérites du système filonien du Nord de l'Extrémadoure (Figueirola, 1963) ou de la région de Portel (Asoungão, 1951 - Carvalhosa, 1965) au Portugal ; antérieures à la phase des décrochements, elles ont ici un âge au moins tardi-hercynien.

#### A. 4- LES ROCHES BASIQUES SYN-A POST-DECROCHEMENTS.

Dans la région de Higuera de la Sierra, les décrochements sénestres NE-SW sont localement cicatrisés par des gabbros ophitiques, des dolérites et des microdiorites quartzifères à biotite (S<sup>a</sup> Santa Barbara). Les matériaux les plus basiques sont apparemment identiques aux roches doléritiques signalées ci-dessus et sont caractérisés comme celles-ci par le développement d'un clinopyroxène pigeonitique.

#### B/- LES ROCHES ACIDES.

#### B. 1- LES INTRUSIONS POST-S<sup>1</sup> ET ANTE-S<sup>2</sup>.

Nous avons signalé au début de cette étude (p. 72) des matériaux orthogneissifiés qui correspondent à l'écrasement d'une granodiorite à amphibole située dans la région de Gil Marquez.

Ces roches, considérées par certains auteurs (Gutierrez et al., 1965) comme devant représenter un socle "précambrien" sur lequel transgresse le Dévonien, constituent d'après nos observations une "intrusion post-S<sup>1</sup> et anté-S<sup>2</sup>" qui développe une auréole thermique relativement importante dans les terrains dévoniens encaissants.

#### 1°/- Les métamorphites encaissantes.

Le métamorphisme progressif qui affecte les couches dévoniennes de la région de Gil Marquez peut être abordé dans deux zones principales :

- zone I des schistes tachetés à chialstolites sub-automorphes
- zone II des schistes et cornéennes à andalousite poecilithiques.

##### a) - La zone I

Les roches proviennent essentiellement de la transformation de niveaux pélitiques ou gréséo-pélitiques fréquemment chargés de matière charbonneuse; le faciès des "Schistes tachetés", caractéristique des métamorphiques de contact, s'y développe largement avec les associations principales :

- (1) quartz-albite-muscovite-biotite-chlorite-tourmaline.
- (2) quartz-albite-muscovite-biotite-andalousite-tourmaline.
- (3) quartz-albite-muscovite<sup>1</sup>-(muscovite<sup>2</sup>)-biotite-(chlorite<sup>2</sup>)-andalousite.

Dans les associations (2) et (3) l'andalousite se présente sous l'aspect de porphyroblastes sub-automorphes fréquemment riches en inclusions charbonneuses orientées (chialstolites). Dans les associations du type (3), ce minéral se transforme en donnant de

- PLANCHE XXI -

Tonalite écrasée de Gil Marquez.

Photo A - Faciès commun de la tonalite gneissifère de Gil Marquez. La foliation de la roche correspond au clivage de fracture  $S^2$ . (L.N.)

Photo B - Microplis de la Phase II remplissant une foliation ( $S^1$  parallèle à S) dans les schistes métamorphisés intrudés par la tonalite gneissifiée (L.N.)

Photo C et D - Métablastes de chialtolite et de cordiérite (?) native (taches foncées) statiques sur  $S^1S$  et déformés par la schistosité de fracture  $S^2$  (L.N.).





larges muscovites et parfois des chlorites vert-pâle. Ces chlorites ne sont toutefois pas systématiquement liées à des pseudomorphoses d'andalousite; elles peuvent également former des lamelles qui se développent statiquement sur la schistosité de fracture ( $S^2$ ) présentée par la roche. Cette schistosité est postérieure à la blastèse des biotites, muscovites et andalousites; comme le montre la photo D(\*) il existait avant la surimposition de  $S^2$  un autre élément planaire ( $S^1$ ) dans lequel s'ordonnent en à plat les micas et de façon statique (inclusions hélicitiques) les andalousites,

b)- Zone II

Les associations observées dans cette zone diffèrent sensiblement des schistes tachetés précédents, ce sont :

- (4) quartz-plagioclase sodique- microcline- biotite-muscovite-andalousite-tourmaline.
- (5) quartz-plagioclase sodique- microcline- biotite- andalousite.
- (6) quartz-plagioclase sodique- microcline- biotite-muscovite-andalousite-sillimanite.
- (7) quartz-plagioclase-microcline quadrillé- biotite-muscovite-sillimanite.

Dans ces paragenèses l'andalousite se présente avec un habitus en éponge; il s'agit de poeciloblastes amiboïdes qui renferment des inclusions de quartz parfois orientées suivant un plan oblique sur la foliation ( $S^2$ ) mésoscopique. On note d'autre part que les lits de biotite dessinent, comme les passées quartzo-feldspathiques, des microplis postérieurs à la blastèse des minéraux phylliteux.

Les associations du type 7, cantonnées à proximité immédiate de l'orthogneiss de Gil Marquez (de 0, 50 à 50 m) sont caractérisées par le développement, dans les niveaux biotitiques, de larges blastes de muscovite non orientés et renfermant des plages amiboïdes de sillimanite. Les associations 6 présentent également ce couple muscovite-sillimanite; on note également que l'habitus poecilithique de l'andalousite et ses relations avec les autres constituants ne diffèrent pas des paragenèses où ce minéral est le seul polymorphe d' $Al_2SiO_5$ .

2°/- Les "orthogneiss" de Gil Marquez.

- Mode de gisement.

Sur le terrain, ces roches se présentent sous l'aspect de gneiss oeilés mésocrates où les yeux feldspathiques et quartzeux (0, 5 à 2 cm) (cf. Pl. XVI-F) sont inclus et moulés par une mésostase foncée essentiellement biotitique. Ces gneiss renferment des "lentilles" centimétriques à décimétriques de roches holomélanocrates parsemées de feldspaths sub-automorphes dont le plus grand allongement se parallélise à la foliation des roches encaissantes. Il existe enfin des "filons" de gneiss aplitiques traversés obliquement par la foliation régionale.

- Pétrographie.

a)- Les "gneiss" oeilés.

Ces roches montrent des mégacristsaux feldspathiques en forme d'amandes orientées dans la foliation mésoscopique. Ce sont des cristaux (sub-automorphes à l'origine), d'orthoses dans lesquels se développent des taches et des filonnets de microcline quadrillé. Ces minéraux sont mâclés carlsbad et plus ou moins fracturés; ils englobent fréquemment des microcristaux souvent orientés de plagioclase An 20-25, séricitisés et des biotites chloritisées. Ces feldspaths potassiques sont également caractérisés par plusieurs générations de

---

(\*) Planche XXI.

perthites; les plus anciennes se présentent sous l'aspect de petites taches ("patches") où le plagioclase d'exsolution est An 12 polysynthétiquement mâclé. Une seconde génération de perthite An 5, génétiquement liée avec la cataclase de la roche, se présente sous l'aspect d'un chevelu envahissant le feldspath depuis sa périphérie.

Les mégacristsaux de plagioclase sont plus ou moins damouritisés; il s'agit d'andésine An 38 zonée (An 20 sur la bordure) fréquemment cataclasée et réorientée, comme les feldspaths potassiques, dans la foliation mésoscopique. Ces plagioclases sont toujours séparés des microclines par une frange de myrmékites. Ils forment dans certains faciès des agglomérats (syneusis) et peuvent avoir une zonation oscillatoire complexe. Tous ces mégacristsaux sont inclus dans une matrice où le quartz, le feldspath et les minéraux mafiques sont distribués suivant une texture cataclastique planaire.

Le quartz forme des agrégats en tablettes finement engrenées ou bien des plages morcelées à extinction roulante. Un plagioclase An 10 propre et limpide se présente avec le même habitus réalisant ainsi une "mortar-structure"; il voisine avec des petites plages de microcline très finement quadrillé englobant des fuseaux perthitiques An 0-5. Ces deux minéraux sont limités à leur bordure par des bourgeons myrmékistiques. Les biotites brun-verdâtres au pléochroïsme très marqué forment des petits paquets plus ou moins allongés dans la foliation; ces micas sont fréquemment transformés en une chlorite vert foncé et des granules opaques frangés de leucoxène. Il existe d'autre part, une hornblende zonée (vert-brun au centre, vert olive à la bordure et suivant Ng) parfois associée de façon épitaxique avec les biotites. Ces roches contiennent accessoirement une tourmaline brun-jaunâtre, de l'apatite, du zircon et des minéraux secondaires, tels que épidote, chlorite, séricite, leucoxène et magnétite.

b)- Les "lentilles" mélanocrates.

Les minéraux mafiques de ces roches dessinent une foliation très fine qui moule les mégacristsaux de 1 à 2 cm de feldspath.

- les mégacristsaux : Ce sont des microclines sub-automorphes faiblement quadrillés renfermant de nombreuses petites plages rectangulaires et parfois orientées, de plagioclase An 28-30, de biotite et plus rarement d'amphibole; on note que les inclusions de plagioclase sont frangées d'une auréole limpide albitique séparée du microcline par un fin liseré de microbourgeons myrmékistiques.
- la matrice : Les phénocristsaux précédents sont inclus et plus ou moins moulés par une matrice à grain fin de composition tonalitique. Dans cette dernière une biotite brun-foncé très pléochroïque et une hornblende verte, frangée de vert-bleu, se disposant en association avec des chapelets de sphène automorphe et des grains d'ilménite, dans une foliation contournant les mégacristsaux feldspathiques et des plages polycristallines quartzo-feldspathiques. Dans ces dernières, les plagioclases sont généralement automorphes; ils présentent des combinaisons variées de mâcles polysynthétiques et sont toujours zonés avec un coeur An  $38 \pm 2$  et une bordure An  $17 \pm 2$ . Des plages isolées et xénomorphes de microcline quadrillé limpide se développent dans ces plagioclases au contact desquels ils forment des petits golfes de corrosion. Ces minéraux sont cimentés par des grains xénomorphes de quartz et du microcline intersticiel; on note d'autre part dans ces roches de nombreux petits prismes d'apatite inclus dans les plagioclases et plus rarement dans les ferromagnésiens.

c)- Les "lentilles" filoniennes de "gneiss" aplitiques.

Ces roches diffèrent du faciès orthogneissique banal par la taille plus petite des phénocristaux feldspathiques et la rareté des constituants fémiqes.

3°/- Discussion.

L'étude précédente montre que la formation des gneiss ocellés de Gil Markez représente un massif de granodiorite porphyroïde phylonitisé, intrusif dans le Dévonien dans lequel il a développé une auréole thermique importante. Cette intrusion s'est effectuée avant le développement d'une schistosité régionale ( $S^2$ ) et avant la mise en place, encore plus tardive, d'une digitation des complexes granitiques de la Zone 7.

Cette interprétation est opposée à celle de M. Gutierrez et al. (1965) qui voient dans les "gneiss glandulaires" de Gil Markez un socle précambrien sur lequel transgresse le Dévonien. Les arguments en faveur de notre hypothèse sont les suivants :

- sur l'origine des orthogneiss.

- les mégacristsaux (les yeux) feldspathiques sont antétectoniques et réorientés dans la foliation de la roche ( $S^2$ )
- ces mégacristsaux présentent des critères magmatiques tels que les inclusions orientées de plagioclase et de biotite dans les feldspaths, les syneusis de plagioclases, leurs mâcles polysynthétiques complexes et les zonations oscillatoires.
- les minéraux fémiqes (biotite et amphibole) de la matrice sont réorientés et distordus dans la foliation mésoscopique ( $S^2$ ).
- les "lentilles" mélanocrates de composition tonalitique à granodioritique sont d'anciennes enclaves de leptynolites feldspathisés (microclinsés) analogues à celles que l'on trouve dans les granites tardi-tectoniques tels ceux de Quérigut (Termier et Termier, 1956) ou du Massif Central Français (Vaugnères, Didier, 1963).
- les "gneiss" aplitiques sont d'anciens dykes d'aprites et de microgranites leucocrates appartenant au cortège filonien classique des massifs granitiques.

- sur le mode de gisement.

- la cartographie des orthogneiss montre que ceux-ci sont discordants sur des argiles déjà schistosees ( $S^1$ ) du Dévonien.
- la foliation des orthogneiss est une schistosité ( $S^2$ ) de fracture qui se prolonge dans le Dévonien où elle constitue un second élément planaire d'origine tectonique et plan axial de pli WNW-ESE.
- dans les schistes encaissants, on note un métamorphisme progressif centré sur les "orthogneiss". Les associations minérales présentées par les schistes tachetés et les cornéennes sont stables et typomorphiques du faciès coméenne à hornblende; l'apparition sur quelques mètres de sillimanite montre d'autre part, que les conditions du métamorphisme ont pu approcher celles du faciès cornéenne à orthose-cordiérite (Winkler, 1967).
- les paragenèses des métamorphites précédentes se sont développées avant le clivage de fracture régional ( $S^2$ ) mais légèrement après ou pendant  $S^1$ .

La mise en place des batholites granodioritiques du type Campofrio est postérieure aux "orthoigneiss" de Gil Marquez et à fortiori aux métamorphites; l'aurole de contact qui frange ces batholites est d'autre part extrêmement réduite (une centaine de mètres) et le métamorphisme dans ce cas ne dépasse pas les conditions du faciès cornéenne à albite-épidote.

Ces arguments prouvent que les orthoigneiss de Gil Marquez représentent un ancien massif granodioritique calco-alcalin. Ce massif s'est mis en place postérieurement aux terrains dévonien qu'il métamorphose largement, mais antérieurement d'une part, aux granites du type Campofrio, et d'autre part, au développement d'une schistosité de fracture d'extension régionale ( $S^2$ ), c'est-à-dire à une phase tectonique importante. Si l'on admet que les granites du type Campofrio sont anté-stéphaniens (ils se trouvent en galets dans le Stéphaniens du Rio Viar, Fabriès - 1963) et que la schistosité  $S^2$  des formations de Gil Marquez est également celle qui affecte plus au Sud les formations carbonifères du Culm de Huelva, on est amené à situer la mise en place du granite orthoigneissique de Gil Marquez entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur. La présence dans les métamorphites d'un élément planaire dans lequel ont cristallisé en particulier des petits micas, laisse supposer que cette intrusion s'est produite immédiatement après le développement d'une première schistosité (voisine du flux) qui serait l'équivalent de  $S^1$  dans la bande métamorphique d'Aracena. S'il en est ainsi, la schistosité de fracture des roches de Gil Marquez serait  $S^2$  et son développement dans un étage tectonique moyen serait contemporain de la seconde phase de plissement qui a affecté le Culm de Huelva et les roches sous-jacentes.

L'existence de granodiorites porphyroïdes hercyniennes "précoces" dans le Sud de la Péninsule n'avait jamais été signalée. Si l'on compare ces granodiorites avec les massifs mieux connus de Galice on est frappé par leur ressemblance avec les granites calco-alcalins "anté-deuxième phase" tel celui de Santa Eulalia de Pena (Lugo) (R. Capdevila comm. orale) ou les granites d'affinités "Trondhjemitiques" définis par I. Parga-Pondal (1953) ou bien encore les "Mégacrystals Granites" de P. Floor (1966). En Galice comme dans la Province de Huelva, il existe donc des intrusions granodioritiques dont la mise en place est antérieure à la deuxième phase tectogénique majeure du cycle hercynien.

## B. 2- LES INTRUSIONS ACIDES POST- $S^2$ et ANTE-DECROCHEMENTS,

Tous les massifs granitiques et granodioritiques qui affleurent à l'Ouest comme au Sud de la bande métamorphique d'Aracena se sont mis en place avant la phase des décrochements sénestres.

A proximité immédiate de ces massifs, les roches sont fortement mylonitisées, cisailées et décrochées avec des rejets horizontaux kilométriques) décakilométriques (massifs frontaliers avec le Portugal). Mis en place dans les zones A et B<sup>1</sup>, ces granites s.l. constituent soit des masses relativement homogènes (granodiorites de Linares - El Puerto), soit des complexes dans lesquels affleurent plusieurs types de matériaux (massifs méridionaux (Campofrio) et occidentaux (Zone frontalière).

### B. 2. a- Les massifs homogènes de Linares - El Puerto.

Ces deux intrusions à bords circonscrits sont constituées par une granodiorite typique à biotite (muscovite) de grain moyen. Le feldspath plagioclase (40 % du mode) est un oligoclase An 18-20 zoné (coeur séricitisé) et automorphe qui avoisine avec

des cristaux sub-automorphes à xénomorphes de feldspath potassique (20 % du mode) peu ou pas perthitiques. Ces deux minéraux sont englobés par des plages polycristallines de quartz (environ 20 % du mode); la roche contient 15 % à 18 % de biotite brun-rouge plus ou moins chloritisée ainsi que de la muscovite (env. 2 %) épitaxique avec la biotite ou se développant secondairement aux dépens des feldspaths;

## B. 2. b- Les complexes hétérogènes.

### 1°/- Région d'Aroche.

Dans ce secteur, les massifs dioritiques ainsi que les métamorphites catazonales sont traversées par des petits stocks de granodiorite et de microgranite à tendance porphyroïde.

#### 1. a- Les granodiorites.

Ces roches sont exploitées dans deux petites carrières (Solete - La Tappia); il s'agit de granodiorites à orthose et plagioclases zonés (zonation oscillatoire) An 30 à An 18. Ces deux minéraux ainsi que du quartz se présentent avec un grain moyen et constituent près de 70-65 % du mode de la roche.

La biotite brune fréquemment chloritisée est le principal ferromagnésien sauf dans les faciès de bordure riches en enclaves d'amphibolites plus ou moins digérées (faciès mouchetés à amphibole). La muscovite est rare (de 2 %) et la roche contient sporadiquement des grenats automorphes et chloritisés.

Ces granodiorites sont localement traversées par des filons leucocrates à bords diffus, dépourvus de micas, mais riches en tourmaline; ce dernier minéral peut également se développer sous l'aspect de petits amas polycristallins frangés d'une auréole leucocrate où la granodiorite est dépourvue de biotite. A la périphérie des massifs les granodiorites précédentes s'enrichissent en enclaves ovoïdes centimétriques à décimétriques d'amphibolite ou de cornéenne à amphibole; divers stades d'assimilation de ce matériel basique peuvent être observés et la figure la plus évoluée consiste en des petits nids amphiboliques diffus qui confèrent à la roche un faciès moucheté.

#### 1. b- Les microgranites à tendance porphyroïde.

Un petit massif de microgranite porphyroïde dont les relations avec l'encaissant (complexe dioritique) ne sont pas clairement visibles, affleure à l'W d'Aroche, dans la région de Los Tascos. La roche de teinte très claire montre une matrice quartzofeldspathique finement cristallisée qui cimente des cristaux automorphes de quartz, des mégacristaux (1 cm à 2 cm de long) de feldspath potassique mâclés Carlsbad et plus rarement de plagioclase parfois groupés en agrégats gloméroporphyriques.

Au microscope, les grains de quartz automorphe et limpide présentent des golfes de corrosion colmatés par les minéraux de la matrice; ces cristaux englobent parfois des lamelles de biotite automorphe ainsi que des petites plages de plagioclase An 30. L'orthose en mégacristaux isolés ou regroupés à cinq ou six individus montre un système de perthites tabulaires An 12-18 ainsi que des inclusions orientées de petits plagioclases An 18 automorphes et zonés. Les rares plagioclases en mégacristaux présentent de façon caractéristique une zonation oscillatoire complexe qui se résume à un cœur

An 30 frangé d'une couronne légèrement plus sodique à zonation oscillatoire (An 28 à la bordure extrême du cristal).

Tous ces minéraux auxquels s'adjoignent de rares biotites brunes chloritisées sont inclus dans un ciment où les plagioclases et l'orthose constituent une structure micropegmatitique graphique.

## 2°/- Région Sud-aracénienne.

Au Sud de la bande métamorphique d'Aracena, les couches gothlando-dévonien-nes sont traversées par de longs corps granodioritiques et dioritiques bien développés à Campofrio et à la Granada. Ces massifs sont pétrographiquement très complexes; ils sont d'autre part sillonnés par un système de filons et de stocks acides ou basiques dont l'étude préliminaire a été abordée par J. Fabriès et al. (1959) dans la région de Castilblanco de Los Arroyos (Séville). Directement au Sud des localités d'Aracena et de Higuera de la Sierra, ces massifs sont constitués par une granodiorite à microcline-oligoclase de grain moyen intensément cataclasée et localement phyllonitisée; ces roches peuvent être frangées au Nord comme au Sud par des microgranites aplitiques dans lesquels se développe un joint courbe tardif (cf. carte). Bien que les contacts avec les roches encaissantes soient tectonisés, on note de façon très caractéristique que les complexes granodioritiques méridionaux provoquent sur une centaine de mètres seulement un métamorphisme thermique qui ne dépasse pas les conditions du faciès cornéenne à albite-épidote.

### C/- CONCLUSIONS ET INTERPRETATIONS PETROGENETIQUES SUR L'ORIGINE DES ROCHES ERUPTIVES DU NORD DE LA PROVINCE DE HUELVA.

Les données précédentes, bien que très incomplètes, permettent de se faire une idée sur la chronologie de mise en place des diverses masses intrusives situées au Nord de la Province de Huelva.

#### C.1- LES ROCHES BASIQUES ET INTERMEDIARES.

En ce qui concerne tout d'abord les roches basiques, il existe de toute évidence des liens de parenté génétique entre les norites, gabbros, diorites et tonalites de cette étude; les arguments en faveur de cette hypothèse se résument à trois groupes de faits principaux :

##### - arguments de terrain.

Les matériaux les plus basiques, c'est-à-dire les norites et les gabbros catazonaux, sont étroitement associés à des diorites et des tonalites et il est parfois très difficile de donner une limite franche aux contacts qui séparent ces produits.

##### - similitudes pétrographiques.

Bien qu'il existe une chronologie relative dans leur mise en place, les diorites

et les tonalites sont pétrographiquement très proches les unes des autres ; outre la structure et l'ordre de cristallisation des phases cardinales, on note des identités remarquables :

- dans l'habitus, le type de zonation et le mûchage des plagioclases.
- dans la forme, la couleur et la nature des amphiboles et des biotites.

- critères pétrochimiques.

Les analyses chimiques (cf. Tab. XXXIII) faites sur les matériaux les plus représentatifs et les moins altérés permettent de mettre l'accent sur la parenté génétique qui existe entre les diverses roches basiques du secteur étudié.

a) - Paramètres de Niggli.

Comme le montre la Fig. 93, les diagrammes de variations de Niggli font apparaître deux faits principaux qui sont en accord avec les observations précédentes :

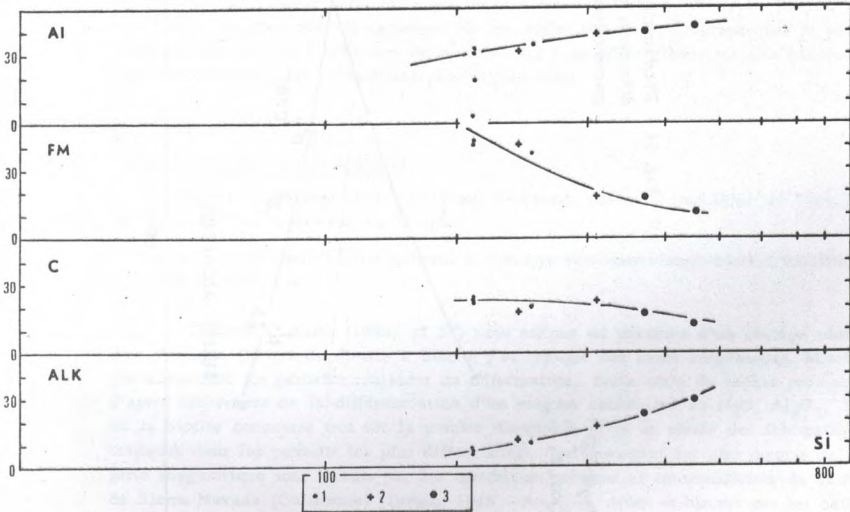
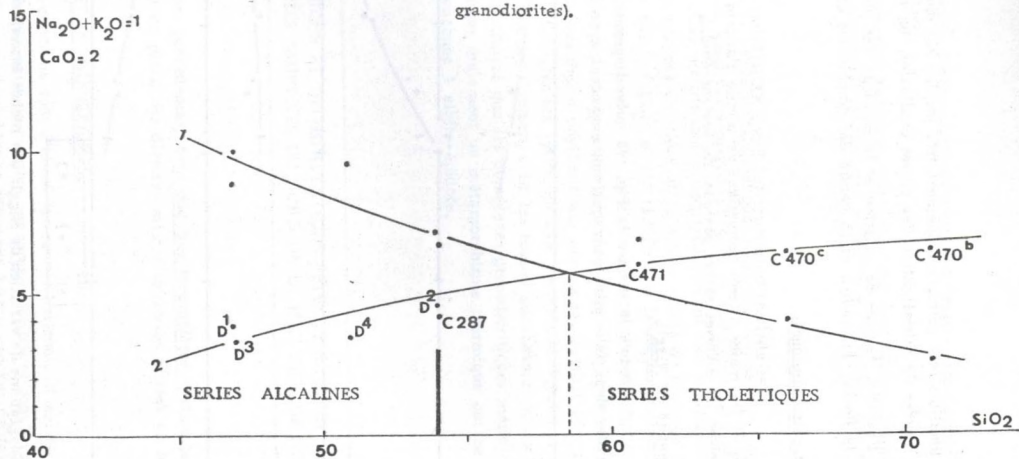


Fig. 93 - Diagramme de variation de Niggli des roches intrusives basiques et intermédiaires de la région d'Aracena.

- (1) norites- gabbros- diorites- tonalites- syn-S<sup>1</sup> ;
- (2) diorites quartziques-syn-S<sup>2</sup> à tardi-S<sup>2</sup>
- (3) faciès microgrenus tardi- à post-S<sup>2</sup>

- en premier lieu, on note que les gabbros à homblende, les diorites et les tonalites se distribuent sur une série de courbes  $al = f(Si)$ ,  $fm = f(Si)$ , etc., ce qui confirmerait l'existence d'une parenté pétrogénétique entre ces trois classes de roches; le fait d'autre part, que les faciès microgrenus (dykes) soient également distribués sur

Fig. 94 - Diagramme de Peacock des roches intrusives d'Aracena. (à l'exclusion des intrusions de granodiorites).



ces courbes suggère vivement que nous sommes en présence d'une série magmatique dont les produits les plus différenciés sont ici constitués par des roches de composition dacitique à latitique.

- la seconde remarque à propos des diagrammes de variations de Niggli, réside dans le fait que la lignée éruptive ne fait pas apparaître de discontinuités profondes liées à la chronologie ou aux conditions de mise en place; cette observation replacée dans le contexte géologique montre que l'intrusion de ces matériaux, et par conséquent des produits de la série plutonique, traduit une activité magmatique continue depuis la première phase tectogénique jusque dans la période antédécrochements et post-S<sup>2</sup>.

b)- Diagramme de Peacock,

L'étude des variations de  $(Na_2O + K_2O)$  et de  $(CaO)$  en fonction de  $SiO_2$  montre (Fig. 94) que l'indice de calco-alkalinité de la série norite-gabbros-diorite-tonalite-(microdiorite-latite) se situe aux alentours de 60. Dans la classification de Peacock (1931) une telle valeur caractérise les séries calco-alkalines ou de type "pacifique" s.l., conclusion que l'on pouvait envisager sur les seules données pétrographiques et plus particulièrement d'après l'existence de norites parmi les pôles grenus les plus basiques et de tonalites parmi les produits les plus différenciés.

C.2- DISCUSSION DES RESULTATS.

C.2.1- Le problème des roches basiques.

Les trois groupes de faits exposés ci-dessus posent le problème de l'origine et de la genèse des matériaux de la série :

norite à hornblende-biotite/gabbros à clinopyroxène-hornblende-biotite/tonalite à hornblende-biotite.

D'après T. Barth (1959, p. 51) nous serions en présence d'un cortège plutonique classique ("Série de diorite à biotite") et typique des zones orogéniques. Mises en place pendant les périodes majeures de déformation, cette série de roches proviendrait d'après cet auteur de la différenciation d'un magma contaminé en  $H_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  où la biotite concentre très tôt la potasse disponible (d'où la rareté des feldspaths potassiques dans les produits les plus différenciés). Les exemples les plus connus de cette série magmatique sont fournis par les matériaux basiques et intermédiaires du batholite de Sierra Nevada (Californie) (Larsen, 1948 - Amilton, 1956) et surtout par les célèbres massifs calédoniens du Sud de la Norvège (Goldschmith, 1922). En Espagne, des roches paraissant également appartenir à cette lignée magmatique affleurent dans les complexes de norite-gabbro-tonalite de Galice orientale (Koning, 1965 - Vamaars, 1965-1967, Vogel, 1967). Dans cette région et comme le supposait T. Barth, il semble établi que le matériel qui est à l'origine de la "série dioritique à biotite" puisse dériver d'un magma tholéitique contaminé par l'assimilation de roches sialiques.

Dans la Sierra Morena occidentale, il est peut-être prématuré d'affirmer que les produits syn- et post-tectoniques (à l'exclusion des batholites et stocks granodioriques) puissent être rattachés à un "parental magma" tholéitique. En effet et comme le montrent les diagrammes de Kuno (Fig. 95) les quelques roches qui ont été analysées se distribuent dans des aires aussi bien "tholéitiques" et "alumineuses", qu'"alkalines"; seule la présence d'un système tardif de dykes de dolérites pigeonitiques (Torre

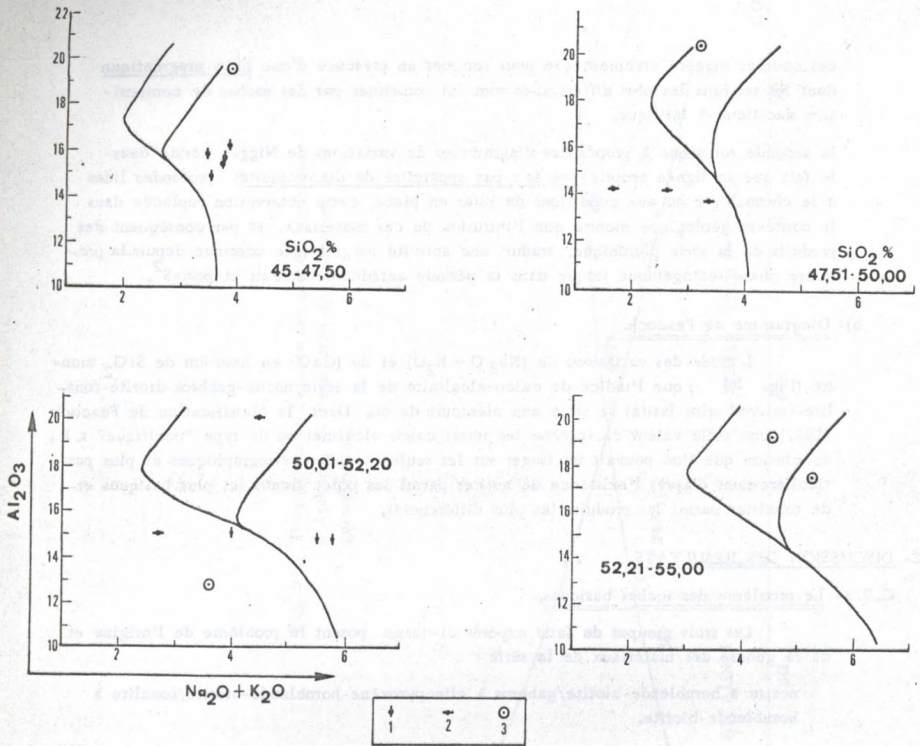


Fig. 95 - Diagramme de variation de Kuno des roches intrusives de la région d'Aracena; 1= volcanites ante-S<sup>1</sup>

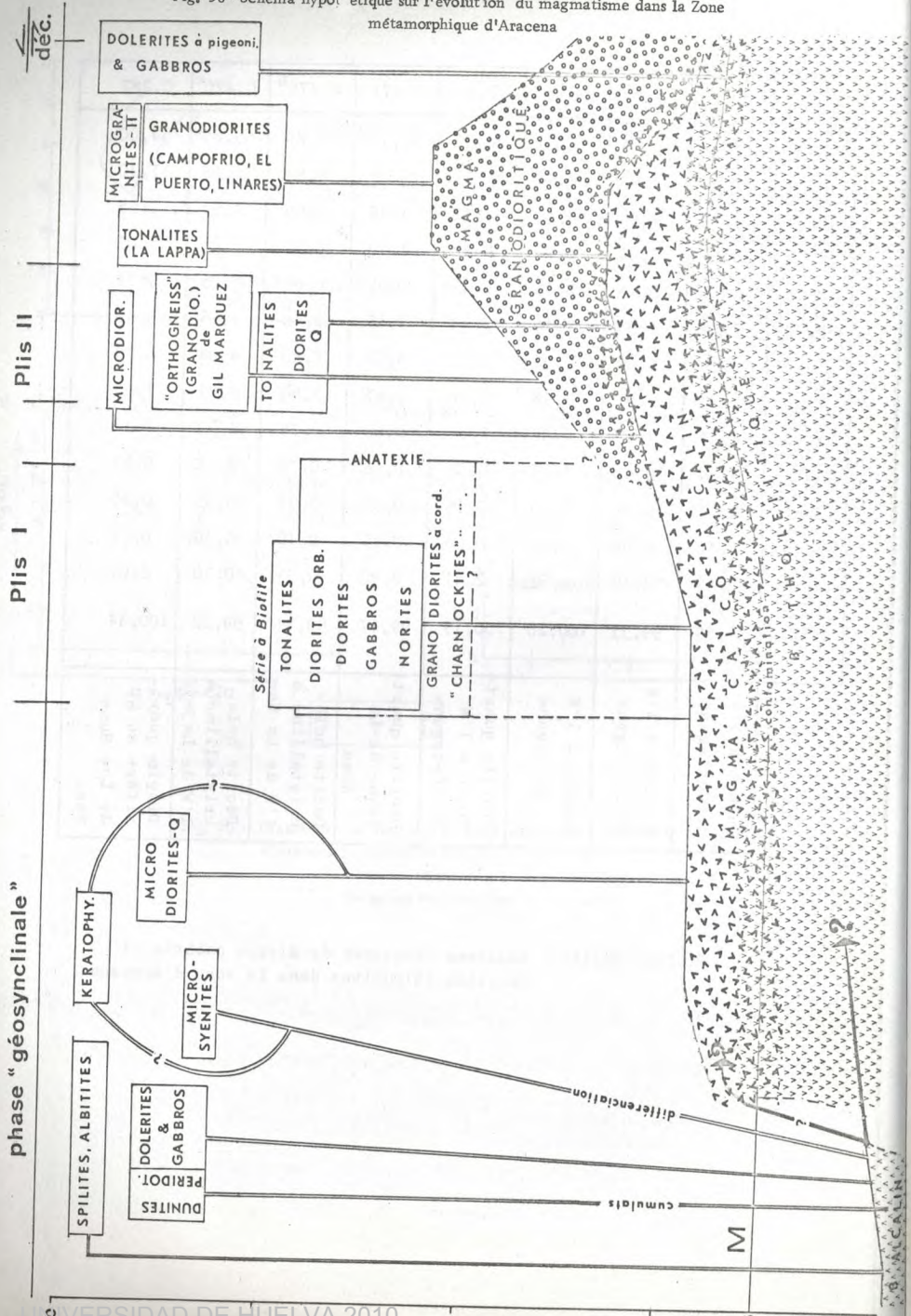
2=roches éruptives grenues et microgrenues Syn-S<sup>1</sup>

3= roches éruptives post-II phase.

	D.1	D.2	D.3	D.4	C.471	C.470 <sup>b</sup>	C.470 <sup>c</sup>	C.287
Si O <sub>2</sub>	46,80	53,94	47,64	51,72	61,35	71,80	65,85	54,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,23	18,93	20,60	12,77	17,28	14,84	16,68	17,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,46	0,40	1,12	1,49	1,06	1,94	2,55
Fe 0	8,40	5,64	6,70	5,42	1,19	0,95	1,96	5,05
Mn 0	0,15	0,15	0,15	0,15	0,05	0,05	0,05	0,14
Mg 0	7,24	5,84	7,16	12,44	3,15	0,40	1,05	6,45
Ca 0	8,89	6,80	10,05	9,91	6,73	2,80	4,04	6,73
Na <sub>2</sub> O	2,53	2,87	2,38	2,50	5,45	5,90	5,01	3,85
K <sub>2</sub> O	1,39	1,67	0,95	1,13	0,60	0,78	1,51	1,31
Ti O <sub>2</sub>	1,54	0,65	1,65	0,36	0,68	0,13	0,38	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,10	0,16	0,05	0,05	0,05	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	0,08	0,05	0,06	0,35	0,40	0,30	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,39	2,39	2,52	2,41	0,90	0,25	0,50	2,03
Total	99,59	99,55	100,20	100,15	99,17	99,31	99,22	100,34
Gabbro à l'W de Cortegana		Diorite à l'W de Cortegana	Gabbro à l'W de Cortegana	Diorite quart- zique à l'W de Cortegana	Diorite quart- zique de La Nava	Dacite holo- cristalline à l'W de La Nava	Dacite holo- cristalline à l'W de La Nava	Diorite quart- zifère au NW de Los Rome- ros.

Tableau XXXIII - Analyses chimiques de divers gabbros et diorites intrusives dans la zone d'Aracena.

Fig. 96- Schéma hypothétique sur l'évolution du magmatisme dans la Zone métamorphique d'Arcena



de Assuncao, 1951 - Carvalhosa, 1965) pourrait laisser supposer qu'il existait au Paléozoïque supérieur une province tholéitique dont une partie des produits avait été contaminée pour donner des matériaux calco-alcalins s.l. Dans cette hypothèse, le problème du devenir (ou de l'origine) du magma alcalin qui a donné naissance aux dolérites prétextogéniques (cf. Fig. 96 et Chap.III-I) se trouve posé en des termes très classiques:

- dans une première hypothèse on peut admettre<sup>que</sup> la région étudiée correspondait au domaine où avoisinaient une province atlantique (alcaline) et une province pacifique (tholéitique); les matériaux appartenant à ces deux provinces seraient respectivement contaminés durant l'orogénèse hercynienne pour donner naissance à des séries hybrides calco-alcalines.
- dans une seconde hypothèse on peut supposer qu'un magma sous-cristal typiquement tholéitique aurait directement évolué :
  - a - par différenciation en un magma alcalin éphémère (hypothèse soutenue par les expériences de Green et Ringwood, 1967),
  - b - par assimilation de sial, en un magma contaminé de type calco-alcalin s.l.

Dans l'état actuel des connaissances sur la région il est impossible de prendre position sur l'une de ces deux hypothèses.

#### C.2.2- Le problème des roches granitiques.

Les éléments pétrographiques et structuraux qui sont actuellement à notre disposition font apparaître l'existence d'une lacune de produits différenciés entre les tonalites et les granodiorites à biotite post-S<sup>1</sup>. Cette observation placée dans un cadre plus général pourrait signifier que les granodiorites proviennent de la différenciation d'un magma purement sialique alors que la série calco-alcaline des "diorites à biotite" serait issue de la contamination d'un magma basaltique infracrustal. Outre l'existence d'un "gap" entre tonalites et granodiorites, la présence d'enclaves de tonalite au sein de la granodiorite orthogneissifiée de Gil Marquez (cf. ce Chap. , p.341) viendrait renforcer cette hypothèse.

#### C.3- CONCLUSIONS GENERALES.

Les observations précédentes demanderaient à être complétées par une étude systématique de tous les massifs qui affleurent au Nord de la Province de Huelva. Dans l'état actuel de nos connaissances et compte tenu des résultats qui ont été obtenus, nous avons ébauché dans la Figure 95 un schéma évolutif du magmatisme de cette région en espérant qu'il pourra servir d'hypothèse de travail.

\*\*\*\*\*

COMPTES  
RENDUS

Le Comité d'Administration a l'honneur de vous adresser ci-joint le rapport annuel de l'Association pour l'année 1999. Ce rapport expose les réalisations de l'Association pendant l'année écoulée, les perspectives pour l'année à venir et les décisions prises par le Comité d'Administration.

Le Comité d'Administration se tient à votre disposition pour toute information complémentaire.

Ensemble, nous souhaitons que l'Association continue de progresser et de servir au mieux les intérêts de nos membres.

Le Président du Comité d'Administration

Le Comité d'Administration a l'honneur de vous adresser ci-joint le rapport annuel de l'Association pour l'année 1999. Ce rapport expose les réalisations de l'Association pendant l'année écoulée, les perspectives pour l'année à venir et les décisions prises par le Comité d'Administration.

Le Comité d'Administration se tient à votre disposition pour toute information complémentaire.

Ensemble, nous souhaitons que l'Association continue de progresser et de servir au mieux les intérêts de nos membres.

Le Président du Comité d'Administration

Le Comité d'Administration a l'honneur de vous adresser ci-joint le rapport annuel de l'Association pour l'année 1999. Ce rapport expose les réalisations de l'Association pendant l'année écoulée, les perspectives pour l'année à venir et les décisions prises par le Comité d'Administration.

Le Comité d'Administration se tient à votre disposition pour toute information complémentaire.

Ensemble, nous souhaitons que l'Association continue de progresser et de servir au mieux les intérêts de nos membres.

Le Président du Comité d'Administration

phase géométrique



CONCLUSIONES

RESUME DES OBSERVATIONS ET CONCLUSIONS GENERALES

\* \* \*

UNIVERSIDAD DE HUELVA

LE METAMORPHISME REGIONAL DES  
SIERRAS D'ARACENA: SA PLACE DANS LE SEGMENT HERCYNIEU DU SUD  
DE L'ESPAGNE

CONCLUSIONS

A. - RESUME DES PRINCIPALES ACQUISITIONS SUR LA GEOLOGIE  
DES SIERRAS D'ARACENA.

A. 1 - LITHOSTRATIGRAPHIE ET AGE DES SERIES.

L'étude détaillée des formations de la région d'Aracena nous a permis de dresser une échelle lithostratigraphique qui se résume comme suit : de la base au sommet :

- a)- Série de schistes argilo-gréseux noirâtres et de quartzites couronnée par des conglomérats (Série de La Umbria),
- b)- Puissante formation calcaro-dolomitique (environ 300-400 m) se terminant par une alternance de dolomies et de roches volcano-sédimentaires acides (calcaires de Aracena),
- c)- Complexe volcano-sédimentaire formé par des métatufs acides (porphyroïdes) et plus rarement basiques (Série de Jabugo) ; des lentilles de calcaires cristallins s'intercalent sporadiquement dans cette formation,
- d)- Série volcano-détritique basique (Série de La Corte) avec intercalations calcaires devenant épaisse vers le Portugal,
- e)- Formation argilo-gréseuse (Série de El Cubito-La Palanca) se terminant par des ampélites fossilifères gothlandiennes,

Toutes ces séries sont affectées par un métamorphisme régional d'intensité variable. Les termes c) et d) de l'échelle précédente sont alors représentés par des roches cristallophyliennes où nous avons distingué :

- c')- Un complexe gneissique silico-alumineux dans lequel alternent des leptynites et des roches carbonatées (Série de Fuente de Oro),
- d')- Un complexe gneissique calco-magnésien (Série de Almonaster) surmonté en discordance par une série d'amphibolites orthodérivées (Série de Acebuches),

Le problème de l'âge de ces diverses formations n'est pas entièrement résolu. Nous pouvons affirmer qu'il s'agit de niveaux anté-gothlandiens et nous proposons de voir dans les

calcaires d'Aracena un matériel susceptible d'être rattaché au Cambrien inférieur du reste de la Sierra Morena.

Extrêmement hétérogène dans son contenu lithologique, la zone d'Aracena apparaît (tout au moins jusqu'au Gothlandien) comme une aire de sédimentation très instable paléogéographiquement assimilable à une bordure de fosse ou à un haut-fond s'ennoyant vers le Portugal.

## A. 2 - EVOLUTION TECTONIQUE.

Au point de vue structural, la région d'Aracena montre les effets de la superposition de trois grandes phases tectoniques.

### A. 2. 1- Phase I.

La première phase correspond à des plissements symmétamorphiques. Elle se manifeste par des microstructures dont le style est contrôlé par la lithologie et les degrés du métamorphisme.

- a)- dans l'épizone (zone à Actinote), les plis visibles et de style isoclinal de la Phase I ont une direction NNW-SSE et sont d'amplitude centimétrique à décamétrique. Ils admettent une schistosité de flux de plan axial ( $S^1$ ).
- a)- dans la mésozone (zone à Hornblende vert-bleuté à verte), la schistosité  $S^1$ , décelable dans les charnières des microplis se confond avec la foliation des métamorphites.
- c)- dans la catazone, les plis de la première phase sont apparemment très rares et de style très différent selon la nature lithologique des niveaux transformés. Dans les roches calcomagnésiennes et calciques, la Phase I se manifeste par des plis d'écoulement et par du boudinage tandis que les roches alumineuses (plus ou moins anatectisées) montrent des plis isoclinaux intrafoliaux d'amplitude centimétrique à métrique et d'orientation fréquemment anarchique.

### A. 2. 2- Phase II.

La seconde phase tectonique est postérieure à la phase paroximale du métamorphisme et à la migmatisation. Elle se traduit par un serrage des structures antérieures qui sont affectées de plis orthorhombiques décimétriques à métriques. Les axes-b de ces structures plongent de  $10^\circ$  à  $20^\circ$  vers l'WNW ou le NW. Le plan axial des plis II est incliné de  $60^\circ$  à  $80^\circ$  vers le NE. Il est matérialisé dans les niveaux incompetents épi- et, plus rarement mésométamorphiques, par un clivage de fracture grossier ( $S^2$ ) qui se transpose localement aux surfaces S (stratification) et  $S^1$ . Une période de recrystallisations peu intenses, accompagne cette seconde phase ; les paragenèses néoformées sont stables sous les conditions du début du faciès Schistes verts.

A l'échelle mésostructurale, les structures (plis) majeures cartographiables de la région d'Aracena sont issues de la Phase II.

A. 2. 3- Phase III.

La troisième phase tectonique regroupe plusieurs périodes de déformations cassantes qui donnent naissance :

- 1) à des accidents inverses chevauchant vers le SSW
- 2) à des décrochements sénestres E-W à NE-SW d'amplitude hectométrique à décakilométrique.

Le découpage extrêmement compliqué des unités de la zone aracénienne est essentiellement lié à ces décrochements, et leur cortège de failles, c'est-à-dire, pour ne citer que les plus importants :

- a)- à l'W : la faille de Ficalho qui décale la zone d'Aracena de plus de 20 km vers le SW (au Sud de Beja, Portugal).
- b)- au centre : la faille d'Aracena.
- c)- à l'Est : la faille de Zufre qui décroche les structures d'Aracena de 2 kilomètres vers le NE (région de Almaden de la Plata).

La forme sigmoïde des décrochements ainsi que leur tendance à rejouer après le Permien en faille inverse, traduit l'existence d'une dernière période de compression NW-SE, c'est-à-dire suivant une direction sensiblement perpendiculaire à l'axe des structures alpines dans la province de Séville.

Toutes ces phases (à l'exception peut-être de la période de déformation précédente) sont à rattacher au cycle hercynien.

Les deux phases de plissement sont plus récentes que le Dévonien moyen mais elles sont antérieures aux décrochements sénestres. Ces derniers sont à leur tour postérieurs à la mise en place des massifs granodioritiques post-Phase II, mais ils sont antérieurs au Stéphanien terminal - Permien du Rio Viar (Séville).

A. 3- METAMORPHISME REGIONAL.

Au point de vue du métamorphisme nous avons montré que ce phénomène débute avec la Phase I et que son développement paroxysmal est antérieur aux plissements de la Phase II.

L'estimation du degré géothermique dans la partie supérieure et moyenne de l'édifice cristallophylien aboutit à des valeurs dont la moyenne se situe aux alentours de  $75^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Dans la catazone, la fusion anatectique des niveaux silico-alumineux donne des massifs concordants ou faiblement extravasés de granodiorites à biotite-cordiérite-grenat-sillimanite et de granodiorites à biotite-cordiérite-hypersthène d'affinité "charnockite".

#### A. 4 - EVOLUTION MAGMATIQUE.

La zone d'Aracena a été le siège d'une intense activité magmatique.

- a)- Durant la période "géosynclinale", le secteur étudié est perturbé par la mise en place de volcanites acides (rhyodacites) et de roches hypovolcaniques basiques (gabbros ophitiques, dolérites, microdiorites et, rarement, périclites). Ces matériaux constituent une série hybride alcalino-calcique.
- b)- Pendant ou immédiatement après le métamorphisme régional, la région a été traversée par un complexe de norites, de gabbros, de diorites et de tonalites; des diorites orbiculaires sont associées à ces matériaux.
- c)- Avant la deuxième phase de plissement, une masse granodioritique fait intrusion dans la région de Gil Marquez (au S de la zone d'Aracena).
- d)- Après la Phase II, mais avant la période des grands décrochements sénestres, des massifs de granodiorites et de granites se mettent en place à l'W et au S de la région.

L'activité magmatique se termine pendant (?) et après la phase des décrochements; les roches qui traversent le secteur sont alors des dolérites pigeonitiques.

### B. - PETROGENESE DES ROCHES METAMORPHIQUES.

#### B. 1 - LES PHENOMENES PROGRADES.

##### B. 1. a- Dans les roches basiques.

Le caractère progressif du métamorphisme d'Aracena a été mis en évidence à l'aide des variations de composition des amphiboles calciques dans trois grandes zones. Cette méthode zonéographique n'est valable que pour des matériaux basiques orthodérivés (métatufs ou métavolcanites). Elle présente comme inconvénient majeur d'être statistique et moins pratique sur le terrain que celle des isogrades réactionnels. L'étude détaillée du chimisme des amphiboles d'Aracena montre qu'il existe une corrélation entre la composition de ces minéraux et l'intensité du métamorphisme.

Dans les zones moyennes et profondes les variations progrades dans les amphiboles calciques se résument respectivement aux faits suivants :

- a)- dans la mésozone : les hornblendes sont bleu-vertes à vertes et de composition richtérite-tschermakitique (alcalins en position octaédrique)
- b)- dans la catazone : les hornblendes sont brunes à brun-verdâtre et de composition édenito-pargasitique (alcalins en position octaédrique et dans les sites "A")

B. 1. b - Dans les roches silico-alumineuses.

L'andalousite est stable depuis la zone à actinote jusque dans la partie profonde de la zone à hornblende verte.

Ce minéral se transforme en sillimanite dans la zone à hornblende brune.

Le chloritoïde se développe dans la partie supérieure de la zone à actinote mais il est absent dans la zone à hornblende vert-bleuté.

Nous n'avons pas rencontré de staurotide. La cordiérite commence à apparaître dans la zone à hornblende bleu-verte. Elle reste stable jusque dans les zones profondes et se développe largement dans des granodiorites d'origine palingénétique.

Le grenat almandin renfermant plus de 8 % de spessartite<sup>pe</sup> se développe qu'au début de la zone à hornblende brune, à proximité de l'isograde sillimanite +. Il est en équilibre avec la biotite, la sillimanite et la cordiérite dans des roches qui sont localement affectées par une anatexie différentielle. Dans ces mêmes roches, des horizons de gneiss silico-alumineux à hypersthène-cordiérite donnent naissance à des granitoïdes d'affinité "charnockitique".

B. 2 - LES VARIATIONS DES CONDITIONS P/T.

L'analyse des relations entre blastèse et déformation montre que le métamorphisme est un phénomène amorcé au début de la Phase I et qui s'est prolongé dans l'interphase I-II.

- Dans la zone à actinote l'équilibre n'a été que très partiellement réalisé. La présence locale de reliques blindées de minéraux "alpins" (crossite), suggère que les gradients de P/T se répartissaient d'une façon hétérogène. Cette interprétation n'exclue pas l'éventualité d'un métamorphisme polyphasé et l'hypothèse d'un gradient géothermique régionale-ment faible dans les stades prémonitoires du métamorphisme. a été invoquée.

- Dans la zone à hornblende verte la distribution plus longue et plus homogène des gradients de T et de P a permis aux roches d'atteindre un état très proche de l'équilibre chimique. La pression exercée par la phase fluide ( $P_F \neq P_{H_2O}$ ) était égale dans cette zone à la pression moyenne ou charge.

Les variations de  $P_O$  et de  $P_S$  ont été mises en évidence dans les roches basiques orthodérivées (amphibolites). Dans son ensemble ce phénomène n'est pas en liaison avec des variations progrades.

- Dans la zone à hornblende brune la coexistence de hornblende et d'orthopyroxène ou le large développement d'associations réactionnelles à biotite-quartz-cordiérite-sillimanite-almandin ou hypersthène n'est pas interprété comme la preuve de l'existence d'un "polymétamorphisme" polyorogénique.

L'équilibre chimique entre ces phases a été vérifié par la méthode du coefficient de partage de Fe et Mg et nous sommes arrivés à la conclusion que les associations catazonales d'Aracena étaient contrôlées par T,  $P_L$  et  $P_{H_2O}$  avec  $P_L > P_{H_2O}$ .

Dans les petits niveaux calciques du début de la zone à hornblende brune, une forte dilution de  $\text{CO}_2$  dans  $\text{H}_2\text{O}$  permet le développement précoce de wollastonite aux dépens de l'association quartz-calcite. Dans les parties plus profondes de cette même zone, les gradients de  $u_{\text{H}_2\text{O}}$  sont trop faibles et l'apparition de wollastonite est essentiellement contrôlée par  $P_{\text{CO}_2}$ .

### B. 3 - COEFFICIENT DE PARTAGE Fe/Mg ENTRE LES MINERAUX FERROMAGNESIENS.

Dans la perspective de vérifier l'équilibre de certaines associations minérales méso- et catazonales, nous avons analysé la répartition du fer et du magnésium dans des couplets et dans des triplets à orthopyroxène et/ou clinopyroxène et/ou hornblende.

L'interprétation des résultats, si elle est relativement simple dans le cas des associations à deux pyroxènes, devient très délicate dans les associations à amphibole. Dans ces dernières, l'analyse des données chimiques doit tenir compte de la cristalochimie complexe des hornblendes ainsi que du rôle directement ou indirectement joué par plusieurs substitutions isomorphiques progrades ou dues à un effet de matrice.

Les associations étudiées comparées à celles qui ont été publiées ces dix dernières années dans la littérature, montrent que le coefficient de partage Fe/Mg n'a guère d'intérêt sur le plan de l'estimation précise et rapide des conditions thermo-barométriques.

### B. 4 - TYPE METAMORPHIQUE.

Le métamorphisme de la région d'Aracena est du type de "basse pression" à andalousite-sillimanite-(cordiérite). Son originalité essentielle réside dans le développement d'un sous-faciès à hornblende-orthopyroxène d'affinité granulitique. Ce sous-faciès rassemble des associations minérales de haute température et de basse pression de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  et de  $P_L$ ; l'estimation de ces conditions fondées sur des données récentes de la pétrologie expérimentale donne des valeurs comprises entre  $700^\circ\text{C} - 800^\circ\text{C}$  et  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3,5 - 4 \text{ kb}$ .

## C. - EVOLUTION GEOTECTONIQUE DU SEGMENT HERCYNIEN DU SUD - OUEST DE L'ESPAGNE.

### C. 1 - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Quatre groupes de faits marquent l'évolution paléogéographique de la Sierra Morena occidentale :

- 1)- Les sédiments cambriens se sont déposés, en concordance apparente ou en discordance, sur un complexe schisto-grauwackeux dont on ne voit pas la base. Dans l'axe Badajoz-Cordoue, ce complexe renferme des porphyroïdes comparables aux formations "Ollo de Sapo" de Galice; ici comme dans cette région, nous sommes en présence d'un Précambrien récent sur lequel transgressent des niveaux cambriens et/ou siluriens (phase sarde),

- 2)- Alors que les dépôts cambriens (et vraisemblablement ordoviciens et gothlandiens) s'accumulent avec un maximum de subsidence ( $>$  2000 m) dans l'axe Badajoz-Cordoue, la sédimentation au Carbonifère est peu épaisse et limnique dans cette région (cf. Fig. 97 A et B). Dans la partie méridionale de la Sierra Morena, le phénomène est totalement inversé car le Cambro-Silurien est peu épais ( $<$  2000 m) alors que le Carbonifère inférieur et moyen dépasse les 2000 m de puissance.
- 3)- Les terrains carbonifères (Viséen et/ou Westphalien et/ou Stéphanien) sont discordants sur le Précambrien et la Cambro-Silurien plissés dans l'axe Badajoz-Cordoue, alors que plus au Sud, le Viséen (flysch grauwaekoux) repose sur des niveaux dévoniens très épais.
- 4)- Entre le Cambrien et le Carbonifère inférieur, les lacunes d'affleurement ainsi que l'absence de fossiles ne permettent pas de se faire une idée claire de la paléogéographie du Silurien et du Dévonien. Dans l'état actuel des connaissances sur la région, les conclusions suivantes paraissent toutefois se dégager :

- Ordovicien : l'étage présente les mêmes caractéristiques paléogéographiques que le Cambrien (c'est-à-dire maximum d'épaisseur des couches dans l'axe Badajoz-Cordoue ou peut-être légèrement plus au Nord de cet axe). Dissociable du Cambrien dont il est séparé par des quartzites ("quartzites armoricains"). L'Ordovicien diminue d'épaisseur vers le Sud de la Sierra Morena (faciès de base conglomératiques discordants sur le Cambrien) et devient indissociable du Cambrien dans la région d'Aracena.

- Gothlandien : dans l'axe Badajoz-Cordoue, l'étage est séparé de l'Ordovicien par un quartzite (Valentien) alors que plus au Sud, le Gothlandien de base est conglomératique et transgressif sur l'Ordovicien et/ou le Cambrien. Dans les diverses régions qui ont été étudiées, les estimations d'épaisseur aboutissent à des variations de faciès très fréquentes (ampélites toutefois dominantes dans la partie moyenne d'âge Wenlock) suggèrent une paléogéographie complexe dominée par le fonctionnement de plusieurs bassins subsidents.

- Dévonien : Au Nord de l'axe Badajoz-Cordoue, la sédimentation dévonienne a été entrecoupée par une phase d'émersion (absence de Dévonien moyen). Dans la province de Huelva l'étage semble complet; il est caractérisé par le développement d'un flysch grauwaekoux localement discordant sur le Gothlandien et devenant plus épais et plus argilo-gréseux au Sud de la zone d'Aracena.

- Stéphanien et Permien.

Les seuls affleurements se situent sporadiquement dans l'axe Badajoz-Cordoue et dans la dépression du Rio Viar.

Dans ces deux régions, le Stéphanien moyen conglomératique ou bréchi- que repose en discordance sur des roches précambriennes à dévoniennes fortement plissées et affectées par des décrochements sénestres (Rio Viar).

L'interprétation générale de cette série de faits permet d'aboutir à la conclusion que les aires de sédimentation marine fortement subsidentes (sillons) ont eu ten-

dance à se déplacer vers le S-W de Péninsule depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère moyen.

## C. 2 - EVOLUTION TECTONIQUE.

Le cycle orogénique hercynien au Sud de la Péninsule est caractérisé par la superposition de deux phases majeures de plissement dont l'âge est différent selon que l'on considère le Nord ou le Sud de la Sierra Morena occidentale.

Au Nord, dans l'axe Badajoz-Cordoue, la première de ces deux phases est antérieure au Viséen tandis que la seconde est au moins post-Westphalien inférieur. Plus au Sud, dans la province de Huelva, la Phase I semble intra-Carbonifère inférieur alors que la Phase II est post-Westphalien C.

Ces deux observations suggèrent vivement que les événements tectoniques les plus importants sont plus anciens dans l'axe Badajoz-Cordoue que dans le Sud de la province de Huelva.

Comme cela a été mis en évidence à propos des aires de sédimentation à maximum de subsidence, il existe également une migration vers le Sud des périodes majeures de plissement.

Sur le plan des directions ces deux phases de plissement sont caractérisées par les faits suivants :

- a)- Phase I : Au Nord comme au Sud, les premiers plissements sont isoclinaux, de direction NNW-SSE et déversés vers l'WSW ; l'amplitude des structures est généralement décimétrique à décamétrique mais la preuve est faite (NW de Fregenal - SE de Higuera La Real - bande métamorphique d'Aracena) que ces plis s'intègrent dans des macrostructures (plis couchés) d'amplitude au moins kilométrique. Une seconde caractéristique essentielle de cette première phase tectonique réside dans le fait qu'elle est contemporaine du métamorphisme régional des séries paléozoïques et précambriennes de l'axe-Badajoz-Cordoue et de la zone d'Aracena.
- b)- Phase II : Les structures majeures cartographiables sont issues de la seconde phase de plissement. Dans l'axe Badajoz-Cordoue comme au Sud de la province de Huelva, cette seconde période de déformation se manifeste par des plis d'amplitude très variable. (centimétrique à kilométrique) et de style très différent.

Les plans axiaux des plis et microplis, souvent matérialisés par une schistosité de fracture  $S_2^1$ , sont verticaux ou légèrement plongeants vers le NE au N de la Sierra Morena ; ils tendent à être plus couchés (toujours vers le NE) au Sud de la province de Huelva. Les axes-b ainsi que les linéations d'intersection ont une direction moyenne NW-SE et sont horizontaux de façon exceptionnelle. Cette propriété, également valable pour les axes de plis de la Phase I, montre que les couches n'étaient pas horizontales au moment de la deuxième phase.

Fig. 97 - Distribution des zones à maximum de subsidence :

A : durant le Cambrien (Lotze, 1961)

B : durant le Carbonifère inférieur

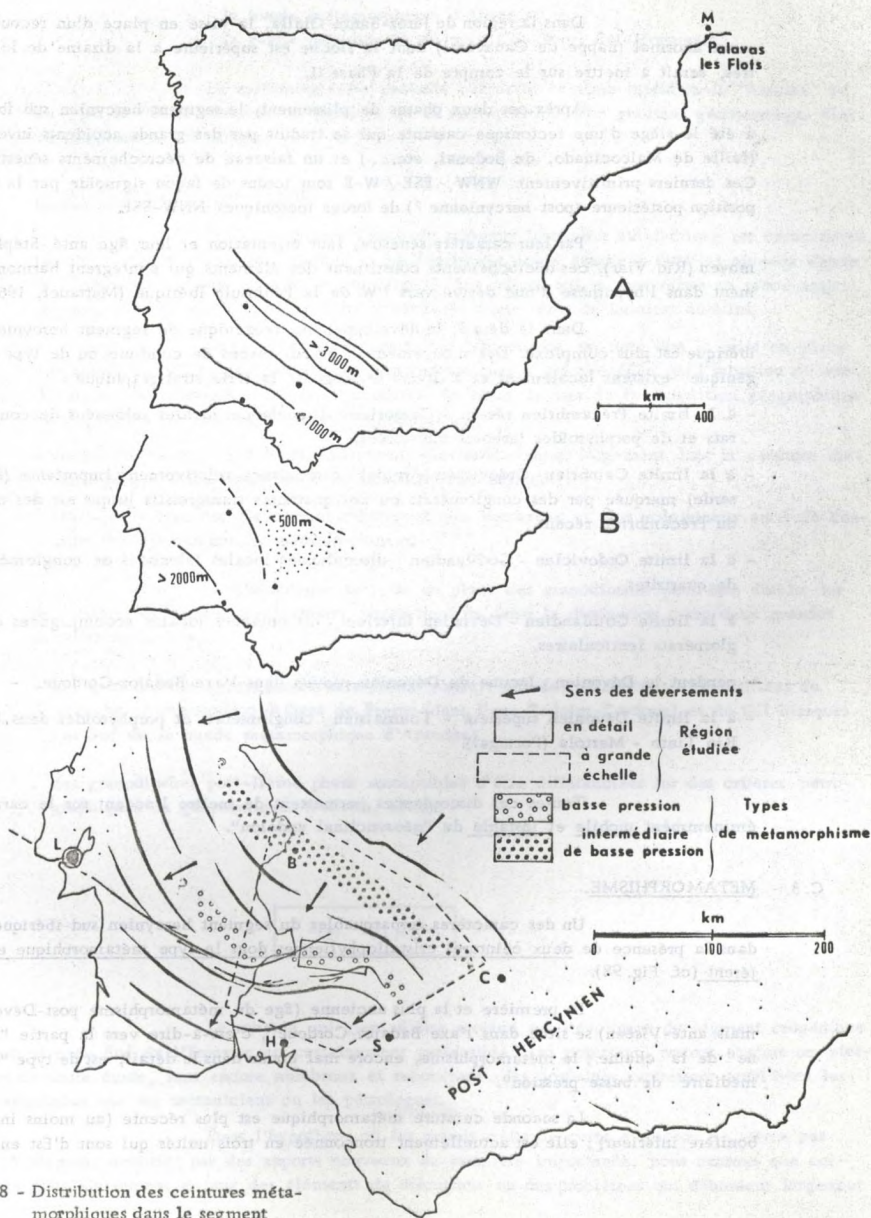


Fig. 98 - Distribution des ceintures métamorphiques dans le segment hercynien Sud-Ibérique.

Dans la région de Jerez-Santa Olalla, la mise en place d'un recouvrement anormal (nappe de Canaveral) dont la flèche est supérieure à la dizaine de kilomètres, serait à mettre sur le compte de la Phase II.

Après ces deux phases de plissement, le segment hercynien sub-ibérique a été le siège d'une tectonique cassante qui se traduit par des grands accidents inverses (faille de Malcocinado, de Bodonal, etc...) et un faisceau de décrochements sénestres. Ces derniers primitivement WNW - ESE / W-E sont tordus de façon sigmoïde par la surimposition postérieure (post-hercynienne ?) de forces tectoniques NNW-SSE.

Par leur caractère sénestre, leur orientation et leur âge anté-Stéphanien moyen (Rio Viar), ces décrochements constituent des éléments qui s'intègrent harmonieusement dans l'hypothèse d'une dérive vers l'W de la Péninsule Ibérique (Mattauer, 1968).

Dans le détail, le développement orogénique du segment hercynien sud-ibérique est plus complexe. Des mouvements à grands rayons de courbure ou de type épirogénique existent localement et à divers niveaux de la série stratigraphique :

- à la limite Précambrien récent - Cambrien : discordances locales jalonnées de conglomérats et de porphyroïdes (arkoses schistosées),
- à la limite Cambrien- Ordovicien (Arenig) : discordance relativement importante (Phase sarde) marquée par des conglomérats ou des quartzites transgressifs jusque sur des niveaux du Précambrien récent,
- à la limite Ordovicien - Gothlandien : discordances locales jalonnées de conglomérats ou de quartzites,
- à la limite Gothlandien - Dévonien inférieur : discordances locales accompagnées de conglomérats lenticulaires,
- pendant le Dévonien : lacune du Dévonien moyen dans l'axe Badajoz-Cordoue,
- à la limite Dévonien supérieur - Tournaisien : conglomérats et porphyroïdes dans l'axe Río Tinto - Mertola (Portugal),

Toutes ces discordances permettent de mettre l'accent sur le caractère éminemment mobile et instable du "géosynclinal andalou".

### C. 3 - METAMORPHISME.

Un des caractères remarquables du segment hercynien sud-ibérique réside dans la présence de deux ceintures cristallophyliennes dont le type métamorphique est différent (cf. Fig. 98).

La première et la plus ancienne (âge du métamorphisme post-Dévonien mais anté-Viséen) se situe dans l'axe Badajoz-Cordoue, c'est-à-dire vers la partie "interne" de la chaîne ; le métamorphisme, encore mal connu dans le détail, est de type "intermédiaire de basse pression".

La seconde ceinture métamorphique est plus récente (au moins intra-Carbonifère inférieur) ; elle est actuellement tronçonnée en trois unités qui sont d'Est en Ouest :

- le massif de Lora del Rio,
- la bande métamorphique d'Aracena,
- la partie méridionale du massif de Evora Beja(Portugal).

Le métamorphisme présenté par cette ceinture méridionale "externe" est du type de "basse pression" et provient de la surimposition d'un gradient géothermique élevé (supérieur à 70°C/km).

#### C. 4 - EVOLUTION DU MAGMATISME.

La phase géosynclinale du segment hercynien sud-ibérique est caractérisée par une activité volcanique basique et plus rarement acide étagée à tous les niveaux depuis le Précambrien récent jusqu'au Westphalien C. Les roches qui se sont mises en place appartiennent pour l'essentiel aux produits différenciés d'une série de basaltes alcalins.

En ce qui concerne les roches plutoniques, on note que la mise en place des grands batholites granodioritiques postcinématiques a été précédée par l'intrusion de massifs de norites -gabbros, diorites et tonalites. Au point de vue de la répartition géographique de ces roches les faits suivants sont remarquables :

- les stocks basiques gabbro-diorito-tonalitiques prédominent largement dans la ceinture métamorphique méridionale ou à sa proximité immédiate.
- les massifs granodioritiques sont nettement plus nombreux et plus volumineux au S de chacune des deux ceintures métamorphiques.

La chronologie de mise en place des granodiorites peut être établie sur des critères de terrain; ces derniers permettent de faire la distinction entre deux grandes familles de roches :

- . des granodiorites hercyniennes anté-IIème phase : cas des granodiorites gneissifiées de Aceuchal-Almendrajejo -Ribera de Fresno (dans l'axe Badajoz-Cordoue) et de Gil Marquez (au Sud de la bande métamorphique d'Aracena),
- . des granodiorites post-IIème phase susceptibles d'être différenciées sur des critères pétrographiques ou géochimiques (Fabriès, 1963).

"IN FINE "

Le schéma qui vient d'être proposé sur l'évolution du segment orogénique hercynien du Sud de l'Espagne est certainement perfectible. Les points qui restent obscurs ou vagues de toute étude, sont encore nombreux et recouvrent des domaines intéressants aussi bien les stratigraphes que les tectoniciens ou les pétrologues.

Dans l'hypothèse où les grands traits de cette évolution ne seront pas profondément modifiés par des apports nouveaux de première importance, nous pensons que certains faits renferment en eux des éléments de discussion sur des problèmes qui débordent largement

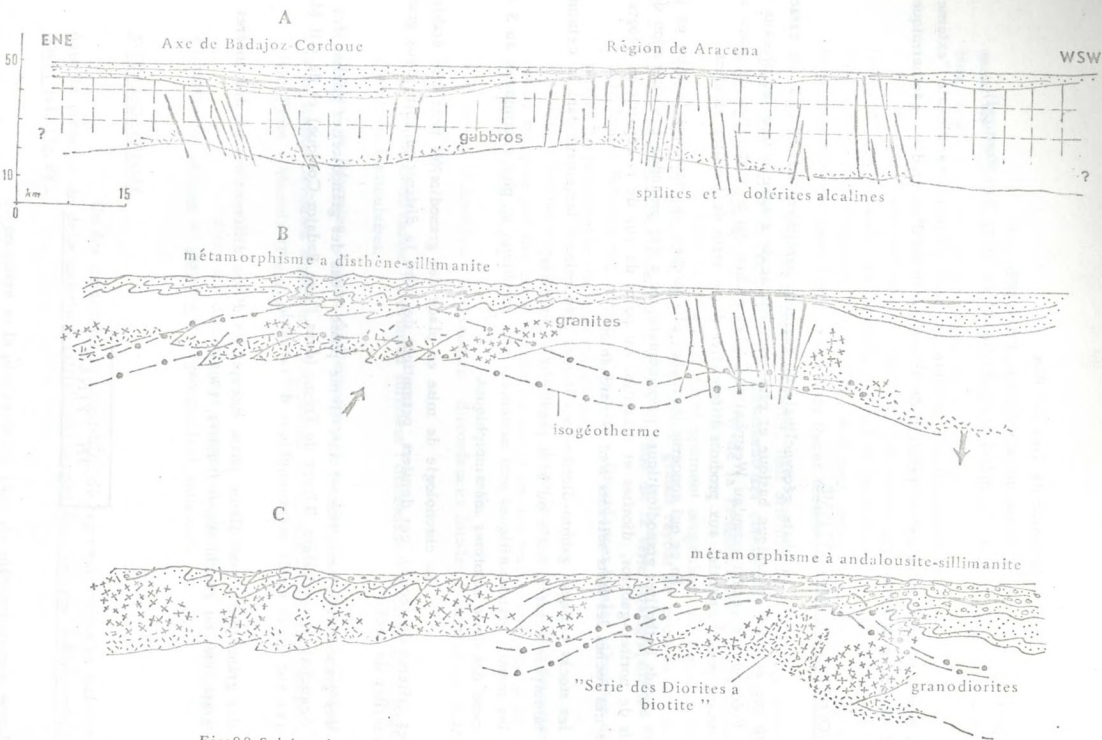


Fig:99-Schéma hypothétique sur l'évolution su segment orogéni que du Sud de l'Espagne  
 A:à la fin du Cambrien;B:à la fin du Devonien supérieur ;C:avant le Stéphanien.

du cadre régional.

Ainsi, la notion de "segment orogénique" telle qu'elle a été introduite par P. Michot (1968) (\*), aboutit tôt ou tard à la question du site où s'est formée la chaîne.

Si l'on néglige les rajeunissements récents de la Sierra Morena, on constate que l'édifice hercynien méridional est caractérisé par la juxtaposition d'éléments qui appartiennent à la fois aux segments épi-, méso- et catazonaux de P. Michot. Cette anomalie apparente confère son originalité à la chaîne et suggère par ailleurs que le segment hercynien sud-ibérique s'est formé dans une aire épicontinentale autrement dit sur un socle précambrien.

Dans cette hypothèse, il est permis de se demander si les différences qui ont été soulignées entre les unités métamorphiques de la région d'Arcena et celles de l'axe Badajoz-Cordoue ne sont pas étroitement liées à des changements, si ce n'est dans la nature, tout du moins dans l'épaisseur de ce socle.

En effet, de l'avis même de certains auteurs (Miyashiro, 1961, 1967<sup>(\*\*)</sup>; Fontelles et Guitard, 1964, 1968; Zwart, 1967-1967<sup>(\*\*\*)</sup>) il pourrait exister une corrélation étroite entre les types métamorphiques, les manifestations volcaniques, les matériaux intrusifs et la puissance de la croûte continentale où ces phénomènes ont pris place.

Si l'articulation de tous ces éléments est encore très hypothétique et souvent contradictoire, elle ouvre néanmoins la voie à des hypothèses de travail des plus fructueuses.

On peut ainsi concevoir (Fig. 99) que les ceintures de "basse pression" d'Arcena et "intermédiaire de basse pression" de Badajoz-Cordoue puissent tenir leur originalité dans un phénomène qui implique des variations d'épaisseur de la croûte continentale.

S'il en est ainsi, les types métamorphiques qu'ils soient à andalousite-sillimanite, disthène-sillimanite ou à glaucophane-jadéite caractériseraient non pas tel ou tel segment orogénique, mais tel ou tel domaine crustal où s'installe un orogène.

\* \*

\*

---

(\*) P. Michot (1968). - La croissance continentale. Extrait de la R.U.M., 9, p. 249-261.

(\*\*) A. Miyashiro (1967). - Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese Islands. Medd. Dansk Geol. For., 17, 4, p. 390-446.

(\*\*\*) H. J. Zwart (1967). - Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. Medd. fra Dansk Geol. For., 17, 4, p. 504-516.

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

BIBLIOGRAPHIE

- ADDISON, W.E. and SHARP, J.H. (1962) - A mechanism for the oxidation of ferrous iron in hydroxylated silicates. Clay. Miner. Bull. G-B, p. 73
- AKELLA, J. & WINKLER, H.G.F. (1966) - Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. Contr. Mineral. Petrol., 12, p. 1-12.
- ALBEE, A.L. (1965) - Phase equilibria in three assemblages of kyanite zone pelitic schists, Lincoln, Mountain quadrangle, Central Vermont. J. Petrol., 6, 2, p. 246-301.
- ALIA MEDINA, M. (1963) - Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. Bol. Soc. Hist. Nat., LXI, p. 247-262.
- ALTHAUS, E. (1967) - Experimentelle Bestimmung des Stabilitätsbereichs von Disthen (Cyanit). Naturwiss., Dtsch., 54, 2, p. 42-43.
- AMSTUTZ, G.C. (1954) - The spilite problem. XXème Cong. Intern. Mexico, p. 130.
- ARAMAKI, S. (1963) - Geology of Asama Volcano. J. Fac. Sc. Univ. Tokyo, Sec. II, 14, p. 229-443.
- ASKLUND, B. (1958) - Le problème du Cambrien - Eocambrien dans la partie centrale des Calédonides suédoises. Les relations entre Précambrien et Cambrien. Pub. C.N.R.S., LXXVI, Paris, p.
- ASSUNCAO, C. Torre de (1951) - Os doleritos pigeoniticos de quimismo pacifico do sul de Portugal. Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa, 19.

- ATHERTON, M.P. (1965) - The composition of garnet in regionally metamorphosed rocks. In "Controls of metamorphism", p. 281-290. Olivier & Boyd, 368 p.
- " (1965) - The chemical significance of isograds. In "Controls of Metamorphism", p. 169-202. Olivier & Boyd, London, 368 p.
- BANNO, S. & MATSUI, Y. (1966) - Intercrystalline exchange equilibrium in orthopyroxene. Proc. Japan, Acad., 42, p. 629-633.
- BARD, J.P. (1964) - Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Provincia de Badajoz, España). Not. y com. Inst. Geol. Min. España, 76, p. 175-180.
- " (1965) - Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. Rev. Geogr. Phys., VII, 4, p. 323-337.
- " (1966) - Quelques précisions sur la lithologie du "Silurien" de la région d'Aracena (Huelva, Espagne). Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 83, p. 93-98.
- " (1967) - Tectoniques superposées et métamorphisme dans la bande cristallophylienne d'Aracena (Huelva, Espagne). Bull. S.G.F., 7, IX, p. 111-128.
- BARTH, T.T.W. (1956) - Zonal structure in feldspars of crystalline schists. 3ème Reun. Intern. de la Réactivité à l'état solide, Sect. 3, p. 363.
- BARTHOLOME, P. (1960) - L'interprétation pétrogénétique des associations d'olivine et d'orthopyroxène. Ann. Soc. Geol. Belgique, 88, p. 319-344.
- " (1961) - Co-existing pyroxenes in igneous and metamorphic rocks. Geol. Mag., 98, p. 346.
- BECKE, F. (1913) - Ueber Mineralbestand und Struktur der Kristallinen Schiefer. Akad. Wiss., Wien Deukschr, 75.

- BEMMELEN, R.W. Van (1966) - On mega-undations : A new model for the earth's evolution. *Tectonophysics*, 3, p. 83-127.
- " (1968) - On the origin and evolution of the earth's crust and magmas. *Geol. Rundsch. Dtsch.*, 57, 3, p. 657-705.
- BINNS, R.A. (1962) - Metamorphic pyroxenes from Broken Hill district, New South Wales. *Min. Mag.*, 33, 259, p. 320-338.
- " (1964) - Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama complex Broken Hill district, New South Wales. *J. Geol. Soc. Austr.*, 11, n° 2, p. 283-330.
- " (1965) - The mineralogy of metamorphic basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill, New South Wales. Part. I : hornblendes. *Min. Mag., G.B.*, 35, 270, p. 306-326.
- BOOGAARD, M. Van Den (1963) - Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal. *Geol. Mijnb.*, 42, p. 248-259.
- " (1967) - Geology of the Pomarao Region (Southern Portugal). *Academisch Proefschrift Amsterdam*, 113 p.
- BORG, J.Y. (1967) - On conventional calculations of amphibole formulae from chemical analyses with inaccurate H<sub>2</sub>O (+) and F determinations. *Min. Mag. G-B*, 36, 280, p. 583-590.
- BROUDER, P. (1968) - De la présence de nappes-plis de style pennique dans une série métamorphique hercynienne : les Cévennes, Massif-Central français. *C.R. Acad. Sc.*, 267, p. 575-578.
- BROWN, G.M. (1957) - Pyroxenes from the early and the middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineral. Mag.*, 31, p. 511-543.
- " (1961) - Co-existing pyroxenes in igneous assemblage : a re-valuation of the existing data on tie-line orientation. *Geol. Mag.*, 98, p. 333.

- BUDDINGTON, A.F. (1952) - Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. Am. J. Sc., Bowen Vol., p. 37-84.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964) - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol., 5, p. 310-357.
- BUDDINGTON, A.F., FAHEY, J., VLISIDIS, A. (1963) - Degree of oxidation of Adirondack iron oxide and iron-titanium oxide minerals. J. Petrol., 4, p. 138-169.
- BOWEN, N.L. (1940) - Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. J. Geol., 48, p. 225-274.
- BOWEN, N.L. & TUTTLE O.F. (1949) - The system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . Geol. Soc. Amer. Bull., 60, p. 439.
- CANNON, R.T. (1966) - Plagioclase zoning and twinning in relation to the metamorphic history of some amphiboles and granulites. Am. J. Sc. n<sup>o</sup> , p. 526-542.
- CAPDEVILLA, R. (1968) - Les types de métamorphisme "intermédiaires de basse pression" dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne). C.R. Acad. Sc., 266, p. 1924-1927.
- CARVALHOSA, A. (1965) - Contribuicao para o conhecimento geologico da regio entre Portel e Ficalho (Alentejo). Serv. Geol. Portugal, Memoria n<sup>o</sup> 11, 130 p.
- CHAKRABORTY, K.L. & TARON, P.B. (1968) - Thermal metamorphism of the banded iron formation of Orissa, India. Geol. Soc. Am. Bull., 79, p. 365-374.
- CHALLIS, G.A. (1965) - High temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion, Wairan Valley-New Zealand. J. Petrol., 6, 3, p. 395-419.

- CHATTERJEE, N.D. (1967) - Experiments on the phase transition : calcite + wollastonite + épidote = grossulaire - andradite + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O. *Contr. Miner. Petrol.*, 14, p. 114-122.
- CHESWORTH, W. (1967) - The biotite-cordierite-almandine subfacies of the hornblende-granulite facies : a discussion. *Canad. Mineral*, 9, 2, p. 263-268.
- CHINNER, G.A. (1960) - Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Cova, Angus, Scotland. *J. Petrol.*, 1, 2, p. 178-217.
- " (1962) - Almandine in thermal aureoles. *J. Petrol.*, 3, 2, p. 316-340.
- COMTE, P. (1959) - Recherches sur les terrains de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 440 p.
- COGNE, J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mem. Carte Geol. France*, 382 p., Paris.
- CLARK, S.P. Jr (1966) - Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Amer.*, 97, 587 p.
- DEBELMAS, J., LEMOINE, M., MATTAUER, M. (1966) - Quelques remarques sur le concept de géosynclinal. *Rev. Geol. Phys.*, VII, 2, p. 133-150.
- DEER, W.A. (1938) - The composition and paragenesis of the hornblendes of the Glen Tilt Complex, Perthshire. *Miner. Mag.*, 25, p. 56-74.
- (1967) - *Appréciation*
- DIDIER, J. (1963) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français.  
- Thèse Fac. Sc. Clermont, n° 45, série E, 254 p. ou  
- *Ann. Fac. Sc. Clermont*, n° 23, *Geol. et Min.*, fasc. 7.
- DIVER, B.B. Van (1967) - Contemporaneous faulting-metamorphism in Wenatchee ridge area, Northern Cascades, Washington. *Ann. J. Sc.*, 265, 2, p. 132-150.

- ELLIOT, R.B. & COWAN, D.R. (1966) - The petrochemistry of the amphibolites of the Holleindalen greenstone group, Jotunheimen, Norway. Norsk. geol. Tids, 46, 3, p. 309-325.
- ENGEL, A.E. & ENGEL, C.G. (1960) - Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York. Part. II : Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Ann., 71, p. 1-58.
- ENGEL, A.E., ENGEL, C.G., HAVENS, R.G. (1961) - Variations in properties of hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York. Geol. Surv., Prof. Paper U.S.A., T. 424C, p. 313-316.
- ENGEL, A.E. & ENGEL, C.G. (1962) - Hornblendes formed during Progressive metamorphism of Amphibolites, Northwest Adirondack Mountains New York. Geol. Soc. Amer. Bull., t. 73, p. 1499-1514.
- ENGEL, A.E. & ENGEL, C.G. (1962) - Progressive metamorphism of amphibolite, Northwest Adirondacks Mountains, New York. Geol. Soc. Am., Buddington vol., Petrologic Studies, 37-82.
- ENGEL, A.E., ENGEL, C.G., HAVENS, R.G. (1964) - Mineralogy of amphibolites interlayers in the Gneiss complex, Northwest Adirondack Mountains, New York. J. Geology, 72, 2, p. 131-156.
- ENGEL, A. (1966) - Edenitische Hornblendes aus Amphiboliten des Erzgebirges. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. B, Miner. Lagerstättentf., 11, 4, 441-459.
- ERNST, W.G. (1968) - Amphiboles. Springer Verlag, Berlin, 125 p.
- ESKOLA, P. (1920) - The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr, 6, p. 143-194.
- " (1950) - Paragenesis of cummingtonite and hornblende from Muutovesi, Finland. Am. Min., 35, p. 729-734.
- " (1952) - On the granulites of Lapland. Am. J. Sc., Bowen vol., p. 133-171.

- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. (1962) - Stability relations of ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, 3, p. 82-125.
- EVANS, B.W. (1965) - Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sc.*, 263, p. 647-667.
- FABRIES, J. & SADLAN, G. (1959) - Particularités structurales et origines du complexe granite-roches vertes de Castilblanco de Los Arroyos (Séville). *Estud. geol. Esp.*, 15, 41-44, p. 147-153.
- FABRIES, J. (1963) - Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. Thèse Fac. Sciences, Nancy, 262 p.
- FABRIES, J. (1968) - Nature des hornblendes et types de métamorphisme Miner. Soc. ; Inst. Min. Ass., Fifth genèse meeting (1966). Lambridge, p. 204-211.
- FIGUEIROLA, L. GARCIA de (1963) - El dique diabásico del Norte de Extremadura. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Espana*, 69, p. 43-78.
- FLOOR, P. (1966) - Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif : the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidshe geol. Med.*, 36, p. 1-104.
- FONTEILLES, M. (1962) - Contribution à l'étude des skarns de Kiamoka, Prefecture de Gifu, Japon. *Journ. Fac. Sc. Univ. Tokyo*, II, part. I, p. 152-227.
- " (1967) - Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. *Bull. B.R.G.M.*, 1, p. 121-154.
- FONTEILLES, M. & GUITARD, G. (1964) - L' "effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258, p. 4299-4302.

FONTEILLE, M. & GUITARD, G. (1968) - L'effet de socle dans le métamorphisme  
Bull. Soc. Fr. Min. Cristal., 91, p. 185-206.

" (1968) - Le comportement de l'eau dans les roches  
métamorphiques catazonales des Pyrénées et son influence sur les associations minérales des paragneiss d'origine pélitique, en particulier des Kinzigites.  
C.R. Acad. Sc. Paris, 267, p. 1133-1135.

FRANZINI, M. & SCHIAFFINO, L. (1965) - On the X-ray determination of the iron-magnesium ratio in biotites. Zeitsch. Kristal., 122, 1/2, p. 100-107.

FRICKE, W. (1941) - Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlichen Sierra Morena und Extremadura. Dissertation, Berlin.

GEZE, B. (1950) - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Mem. Soc. Geol. Fr., t. XXIX, 29, 62.

GIRAUD, P. (1961) - Les charnockites et les roches associées du Suggarien à faciès d'In Ouzzal. Bull. S.G.F., 7, 3, p. 165-170.

" (1964) - Essai de classification modale des roches à caractère charnockitique. Bull. B.R.G.M., 4, p. 1-17.

GOLDSCHMIDT, V.M. (1937) - The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. J. Chem. Soc., p. 655-673.

" (1921) - Die Injektionmetamorphose im Stavanger Gebiete. Skr. Vidensk, Christ., I, Math-Natur. Kl, 1920, 10.

" (1922) - Stammestypen der Eruptivgesteine. Norsk. Vid. Akad. Skr., Math-Natur., 10.

GONZALO Y TARIN, J. (1878) -Nota acerca de la existencia de la tercera fauna siluriana en la provincia de Huelva. Bol. Com. del Mapa Geol. de Espana, p. 311.

" (1887-1888) - Descripcion fisica, geologica y minera de la provincia de Huelva. Mem. Com. Mapa Geol. Espana, I, (2), II (3), p. 404-410.

- GOODYEAR, J. & DUFFIN, W.J. (1954) - The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method. *Min. Mag.*, t. 30, p. 306.
- GORAI, M. (1951) - Petrological studies on plagioclases twins. *Am. Min.*, 36, p. 884-901.
- GREEN, J.C. (1963) - High level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Min.*, 48, p. 991-1022.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1967) - The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Min. Petrol.*, 15, 2, p. 103-190.
- GUITARD, G. & RAGUIN, E. (1958) - Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 247, p. 2385-2388.
- GUITARD, G. (1960)<sup>a</sup> - Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales).
- " (1960)<sup>b</sup> - Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées Orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. S.G.F.*, p. 862-887.
- " (1964) - Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées Orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258, p. 4597-4599.
- " (1965) - Associations minérales, sub-faciès et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du Massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Bull. S.G.F.*, VII, p. 536-382.
- " (1967) - Les associations minéralogiques des marbres calciques et des gneiss calco-magnésiens au cours du métamorphisme régional hercynien dans la zone axiale des Pyrénées Orientales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264, 1, p. 17-20.

- GUTIERREZ ELORZA, M. & HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1965) - Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol., 63, p. 289-297.
- GREENWOOD, H.J. (1962) - Metamorphic reactions involving two volatile components. Carn. Inst. Washington, Year book 61, p. 82-85.
- HALFERDAHL, L.B. (1961) - Chloritoid : Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. J. Petrol., 2, 1, p. 49-135.
- HALLIMOND, A.F. (1943) - On the graphical representation of the calciferous amphiboles. Amer. Miner., p. 65-89.
- HAMILTON, W.B. (1956) - Variations in pluton of granitic rocks of the Huntington Lake area of the Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 67, p. 1585-1598.
- HARKER, A. (1939) - Metamorphism : a study of the transformations of rock-masses. Methven et Co. Ltd, London, 362 p.
- HARKER, R.I. & TUTTLE, O.F. (1956) - Experimental data on the  $P_{CO_2}$  - T curve for the reaction : calcite + quartz wollastonite + carbon dioxide. Am. J. Sc., 254, p. 239-256.
- HARRY, W.T. (1950) - Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. Min. mag., 28, p. 230-243.
- HESS, H.H. (1941) - Pyroxenes of common mafic rocks. Miner. mag., 33, p. 903.
- HERZEN, R.P. Von (1967) - Surface heat flow and some implications. In the Earth's mantle, p. 197-230, Gaskell Ed. London.
- HIETANEN, A. (1967) - On the facies series in various types of metamorphism. J. Geol., 75, 2, p. 187-214.
- HIMMELBERG, G.R. & PHINNEY, WM.C (1967) - Granulite facies metamorphism, Granite Falls Montevideo Area, Minnesota. J. Petrol., 8, 3, p. 325-348.

- HIRSCHBERG, A. & WINKLER, H.G.F. (1968) - Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Cont. Mineral. Petrol.*, 18, p. 17-42.
- HSU, L.C. (1968) - Selected phase relationships in the system Al - Mn - Fe - Si - O - H : A model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, 9, 1, p. 40-83.
- HOLDAWAY, M.J. (1965) - Basic regional metamorphic rocks in part of the Klamath Mountains, Northern California. *Am. Min.*, Tome 50, p. 953-976.
- HOLLAND, T.H. (1900) - The charnockite series, a group of archaean hypsithermic rocks in Peninsular India. *Mem. Geol. Surv. India*, n° 28, 2.
- HÖLLINGER, R. (1959) - Beitrag zur Kenntniss der geologie im Südwesten der Provinz Huelva. *Diss. Math. Naturw. Fak. Uni. Münster* in Ref. 17, p. 40, Aschendorff, Münster/Westf.
- HOSCHEK, G. (1967) - Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Cont. Min. Petrol.*, 14, 2, p. 123-162.
- HOUNSLOW, A.W. & MOORE, J.M. (1967) - Chemical Petrology of Grenville Schists near Fernleigh, Ontario. *J. Petrol.*, 8, 1, p. 1-28.
- HOWIE, R.A. (1955) - The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 62, p. 725-768.
- " (1964) - Charnockites. *Sci. Progress*, 42, p. 624-644.
- " (1965)<sup>a</sup> - The pyroxenes of metamorphic rocks. In : *Controls of metamorphism*, p. 319-327 ; Olivier & Boyd, London, 368 p.
- " (1965)<sup>b</sup> - The geochemistry and mineralogy of some charnockites from Baffin Islands, Brazil, British Guiana, Congo, Madras and Uganda. *Indian Mineral.*, 6, 1 et 2, p. 67-76.
- JOHANSEN, A. (1939) - A descriptive petrology of the igneous rocks. University Chicago Press, Chicago, vol. I, 318 p.

- JOHNSON, M.R.W. & STEWART, F.H. (1963) - The British Caledonides. Olivier & Boyd Ed. Edinburgh, 280 p.
- JONGMANS, W. (1925) - Las flores carboníferas de España. Est. Geol. Inst. L. Mallada, C.S.I.C., nº 14.
- JONGMANS, W.J. (1949) - Note préliminaire sur la flore du Valdeinferno. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 19.
- JONGMANS, W.J. & MELENDEZ Y MELENDES, B. (1950) - El Hullelo inferior de Valdeinferno (Cordova). Pub. Rev. "Est. Geol.", 11, Madrid.
- JOPLIN, G.A. (1960) - On the tectonic environment of basic magma. Geol. Mag. G-B, 97, 5, p. 363-368.
- KATADA, M & SUMI, K. (1966) - Stilpnomelane co-existing with biotite in a Ryôke metamorphic rock. J. Geol. Soc. Japan, 72, 11, p. 543-544.
- KENNEDY (1947) - In Tröger W.E. : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Schweizerbart'sche Verlags Buch, Stuttgart, 147 p.
- KLEYN, H.F.W. (1960) - Contribution to the geology of Odemira - Sao Luis Region (Southern Portugal)". Academisch Proefschrift Amsterdam, 114 p.
- KLEIN, C. Jr (1966) - Mineralogy and petrology of metamorphosed Wabusch iron formation, Southern Labrador. J. Petrol., 7, 2, p. 246-305.
- KOHLER, A. (1952) - In : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale par W.F. Tröger, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh, Stuttgart, 1959, 147 p.
- KONING, H. (1965) - Les types de roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne). Leidse Geol. Medel., 36, p. 235-242.

- KORITNIG, S. (1955) - Die Blane Kuppe bei Eschwege mit ihren Kontakterscheinungen. *Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr.*, 4, 504.
- KORZINSKI, D.S. (1957) - Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. Moskva Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R., Traduction B.R.G.M. n° 2294.
- KRANCK, S.H. (1959) - Chemical petrology of metamorphic iron formations and associated rocks in the Mount Reed, in Northern Quebec. Ph. D. Thesis, Massachusetts Inst. Tech.
- KRANCK, S.H. (1961) - A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. *J. Petrol.*, 2, p. 137-184.
- KRETZ, R. (1959) - Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of SW Quebec with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *J. Geol.*, 67, p. 371-402.
- " (1960) - The distribution of certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles and biotites in skarns. *Geochim. cosmochim. Acta*, G.B., t. 20, n° 3-4, p. 161-191.
- " (1961) - Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition ; examples : orthopyroxène-clinopyroxène and orthopyroxène-garnet. *J. Geol.*, 69, 4, p. 361-387.
- " (1963) - Distribution of magnesium and iron between orthopyroxène and calcic pyroxène in natural assemblages. *Journ. Geol.*, 71, p. 773-785.
- KULLERUD, G. (1957) - Sulfide systems as geological thermometers. In : *Researches in Geochemistry*, p. 301-335 par P.H. Abelson Ed. John Wiley and S. Inc, New-York, 511 p.
- KUNO, H. (1950) - Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61, p. 957-1020.
- " (1954) - Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. *Am. Min.*, 39, p. 30.

- LAFFITE, P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, Paris, 343 p.
- LACROIX, A. (1889) - Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernerites. Bull. Soc. Fr. Min., 12, p. 83-364.
- " (1933) - Classification des roches éruptives. Bull. Serv. Geol. Indochine, 20, 3.
- LARSEN, E.S. (1948) - Batholith of Southern California. Geol. Soc. Am. Mem. 29 p.
- LAYTON, W. (1964) - Factors governing the natural and synthetic occurrence of members of the amphibole group of minerals. Neues Jb. Mineral., Monatsh., n° 5, p. 135-147.
- LEAKE, B.E. (1960) - Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. Amer. Mineral., 45, p. 282-298.
- " (1965)<sup>a</sup> - The relation between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In "Controls of metamorphism", p. 299-318 - Olivier et Boyd, London, 368 p.
- " (1965)<sup>b</sup> - A cordierite - rich magnetite - högbomite - orthopyroxène hornfelds from Currywongaun, Connemara, Ireland.
- LEELANANDAM, C. (1967) - Distribution of titanium in coexisting pyroxenes from the Kondapalli charnockites. Curr. Sci., 36, 20, p. 545-547.
- LEWIS, J.V. (1914) - Origin of pillow-lavas. Bul. Geol. Soc. Am., 25, p. 591-634.
- LOTZE, F. (1939) - Hallazgo de tribolites cambrianos en las provincias de Huelva, Badajoz y Sevilla. An. Soc. Esp. Prog. Cienc., IV, 3, p. 622.
- " (1942) - Die iberisch Halbinsel. Geol. Jb., 48, p. 245-257.

- LOTZE, F. (1945) - Einige Probleme der iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., 6, p. 1-12. Zur gliederung der Varisziden der iberischen Meseta. Geol. Forsch., 6, p. 78-92.
- " (1951) - Die Stellung der Sierra Morena im Rahmen der spanischen Varisziden. Z. Dtsch. Geol. Gesell., p. 134-135.
- " (1956)<sup>a</sup> - Ueber sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. Dtsch. Geol. Ges., p. 128-139 (Geotekt, Symp. H. Stille).
- " (1956)<sup>b</sup> - Das Präkambrium Spaniens. N. Jb. Geol. Pal, Mh, 8, p. 373-380.
- " (1961) - Das Kambrium Spaniens. Akad. Wiss. Lit., t. I, 6, p. 283-498.
- " (1966)<sup>a</sup> - Prakambrium Spaniens. Zbl. Geol. Pal., Teil I, 5, p. 989-1006.
- " (1966)<sup>b</sup> - Kambrium Spaniens. Zbl. Geol. Pal., tEil I, 6, p. 1206-1227.
- LUBIMOVA, E.A. (1967) - Theory of thermal state of the earth's mantle. In : "The earth's mantle" GASKELL ed. Ac. Press. London, p. 232-323.
- MACAUDIERE, J. (1964) - Comportement de la sillimanite et de l'andalousite dans quelques roches pyrénéennes. Bull. S.G.F., 6, 3, 437-41.
- MAC PHERSON, J. (1879) - Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Bol. Mapa Geol. de Espana, VI, p. 27.
- " (1880) - Noticia sobre el Archeocyathus marianus. Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., IX, p. 8.
- " (1883) - Sucesion estratigrafica de los terrenos arcaicos de Espana. Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., XII, p. 341.

- MAC GILLAVRY, H.J. (1961)<sup>a</sup> - Deep or not deep, fore-deep or "after-deep".  
Geol. Mijnb., 40, p. 133-148.
- " (1961)<sup>b</sup> - The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo Southern Portugal. IVème Congrès du Carbonifère, Heerlen 1958, t. II, p. 395-408.
- MARAKUSHEV, A.A. (1967) - Certain mineral equilibria and their extreme condition of metamorphism. Chemistry of the Earth's Crust - vol. II, A.P. Vinogradov. Ed. Ec. Sc. U.R.S.S., p. 129-155, Israel Program Scientific transl. Jerusalem (1967).
- MATSUI, Y. (1967) - Exchange equilibrium of magnesium and iron between coexisting calcium-rich and calcium-poor pyroxenes (en japonais). J. Mineral. Soc. Jap., 8, 3, p. 177-189.
- MATTAUER, M. et PROUST, F. (1963) - Sur le déversement vers le Sud et le style tectonique en tête plongeante des structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. C.R. Acad. Sc., 257, p. 3967-3970.
- MATTAUER, M. (1968) - Le problème des déplacements de la péninsule ibérique par rapport au bloc européen et ses conséquences possibles sur la genèse des fonds océaniques de la Méditerranée occidentale. Colloque, C.N.R.S., Villefranche (sous-presse).
- MATTE, P. (1964) - Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale. C.R. Acad. Sc., 259, p. 1981-1984.
- " (1968) - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Thèse, Trav. Labo. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 44, 128 p.
- MATTHES, S. (1961) - Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granatbildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe. Geochim. et Cosmochim. Acta, 23, p. 233-294.
- MEHNERT, K.R. (1953) - Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge. Geol. Rundsch., 42, p. 4-11.

- MEHNERT, K.R. (1957) - La pétrographie et l'ordre de succession de la granitisation dans la Forêt Noire - II. N. Jb. Mineral., Abhdlg. Dtsch., 90, 1, p. 39-90. Traducta B.R.G.M. n° 4506.
- " (1960) - A propos de la formation de minerais endogènes et de ses corrélations avec la genèse du granite par mobilisation sélective. N. Jb. Mineral. Abhdlg. Dtsch., 94, 1, p. 49-76. Traduction B.R.G.M. n° 4503.
- " (1962)<sup>a</sup> - Zur systematik der Migmatite. Krystal., I, p. 95-110.
- " (1962)<sup>b</sup> - La pétrographie et la succession de la granitisation dans la Forêt Noire. N. Jb. Mineral., Abhdlg. Dtsch., 98, 2, p. 208-249. Traduction B.R.G.M. n° 4472.
- MELSON, W.G. (1966) - Phase equilibria in calc - silicate hornfels - Lewis and Clark country, Montana. An. Min., 51, p. 402-421.
- MELENDEZ Y MELENDEZ, B. (1941)<sup>a</sup> - Los terrenos cambricos de los alrededores de Zafra (Badajoz). An. Cien. Nat. Inst. "Jose de Acosta", Madrid.
- " (1941)<sup>b</sup> - El yacimiento de Archeociatidos de Alconera (Badajoz). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Madrid.
- METZ, P. et WINKLER, H.G. (1964) - Experimentelle Untersuchung der diopsidbildung aus Tremolet, Calcit und Quartz. Naturwiss., 51, p. 460.
- METZ, P. (1966) - Untersuchung eines heterogene bivalenten Gleichgewichts mit CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O als fluider Phase bei hohen Drucken. Berich. Bunsengesel. Physik. Chem., 70, 9/10, p. 1043-1045.
- " (1967) - Experimentelle Bildung von Forsterit und Calcit aus Tremolit und Dolomit. Geoch. Cosmochim. Acta, 31, p. 1517-1532.
- METZ, P. & TROMMSDORFF, V. (1968) - On phase equilibria in metamorphosed Siliceous dolomites. Contr. Mineral. Petrol., 18, p. 305-309.

- MICHOT, P. (1960) - La géologie de la catazone : le problème des anorthosites, la palingénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège méridionale). Inter. Geol. Congr. Norden-Guide. Ex. n° A9, Johannes. Ed. Oslo, 54 p.
- " (1960) - Le segment orogénique fondamental du Rogaland méridional (Norvège). Etages tectoniques. Coll. Neuchâtel, à la Baconnière ed. Neuchâtel-Suisse, p. 123-140.
- MIYASHIRO, A. (1953) - Calcium poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. Cosmoch. Acta, 4, p. 179-208.
- " (1957) - Cordierite - Indialite relations. Amer. J. Sci., 255, p. 43-62.
- " (1958) - Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the Central Abukuma plateau. Tokyo Univ., Jour. Faculty Sci., n° 11, p. 219-272.
- " (1961) - Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., 2, 3, p. 277-311.
- " (1963) - Calcium poor garnet in relation to metamorphism. Geoch. Cosmoch. Acta, 4, p. 179-208.
- MIYASHIRO, A. & IYAMA, T. (1954) - A preliminary note on mineral, indialite, polymorphic with cordierite. Proc. Imp. Acad. Japan, 30, p. 746-751.
- MUELLER, R.F. (1961) - Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals. Geoch. Cosmoch. Acta, 25, p. 267-296.
- " (1966) - Stability relations of the pyroxenes and olivine in certain high grade metamorphic rocks. J. Petrol., 7, 3, p. 363-374.
- MUIR, I.D. & TILLEY, C.E. (1958) - The composition of co-existing pyroxenes in metamorphic assemblages. Geol. Mag. G-B, 95, p. 403.

- NAIDU, P.R.J. (1963) - Hypersthène bearing rocks of the Madras State, India. 50ème Indian Science Congress, Geol. et Geogr. Sect., Dehli, p. 1-15.
- NIGGLI, P. (1923) - Gesteins-und Mineralprovinzen. Berlin, Borntraeger, p. 107-197 et 248-295.
- ONUKI, H. (1966) - Mg-Fe<sup>2+</sup> distribution between coexisting hornblende and Ca-rich pyroxene. J. Jap. Ass. Mineral. Petrol. Econ. Geologists, 5, 6, p. 246-55.
- PARGA PONDAL, I & TORRE ENCISO, E. (1953) - Sobre una relacion entre los tipos de disyuncion de los granitos gallegos y su historia geologica-tectonica. Notas y Com. Inst. Geol. Min. Espana, 32, p. 1-31.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968)<sup>a</sup> - Geologische Gliederung und Faziesverhältnisse des Gebietes Zwischen Serpa une Mertolà (Süd-Portugal). N. Jb. Geol. Pal. Mh, 2, p. 89-99.
- " (1968)<sup>b</sup> - Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). Münster Forsch. Geol. Paläont., H.9, 143 p.
- PHEMISTER, J. (1934) - Zoning in plagioclase feldspar. Min. Mag. G-B, 23, p. 541-555.
- PICHAMUTHU, C.S. (1953) - The charnockite problem. Mysore Geologists"Ass., Bangalore, India.
- " (1967) - The Precambrian of India. In "The geologic systems", K. Rankama Ed., vol. 3 : "The Precambrian" 325 p., Interscience, Publishers, John Wiley & Sons, New-York.
- PLATEN, H. Von (1965)<sup>a</sup> - Experimental antexis and genesis of migmatites. In "Controls of metamorphism", p. 203-219, Olivier & Boyd. Ed. London, 368 p.
- " (1965)<sup>b</sup> - Kristallisation granitischer Schmelzen. Beit. Mineral. Petrog., 11, p. 334-381.

- PLATEN, H. Von, SCHUILLING, R.D. & WINKLER, H.G.F. (1964) - Experimentelle Anatexis eines Bändergneiss. Non publié. In "Controls of metamorphism", p. 219, Olivier & Boyd. Ed. London, 368 p.
- PLATEN, H. Von & HOLLER, H. (1966) - Experimentelle Anatexis der Stainzer Plattengneiss von der Koralpe, Steiermark, bei, 2, 4, 7 und 10 Kb  $H_2O$  - Druck.
- PRUVOST, P. (1912) - Sur la présence de fossiles d'âge dévonien supérieur dans les schistes à Nereites de San Domingos. Com. Serv. Geol. Portugal, IX, p. 58-68.
- " (1914) - Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune. Com. Comis. Serv. Geol. Portugal, X, p. 1-21.
- PUSCHMANN, H. (1967) - Zum Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). Geol. Rund, Dtsch., 56, 2, p. 528-542.
- RAMBERG, H. & de VORE, G.W. (1951) - The distribution of  $Fe^{2+}$  and  $Mg^{2+}$  in coexisting olivine and pyroxenes. J. Geol., 59, p. 193-210.
- RAST, N. (1965) - Nucleation and growth of metamorphic minerals. In "Controls of metamorphism". Olivier et Boyd, London, 368 p.
- READ, H.H. (1948) - The Grampian Highlands. In "The Geology of Scotland". GRAIG, G.Y. Ed. Edinburgh, 556 p.
- REINHARDT, E.W. (1968) - Phase relations in cordierite bearing gneiss from the Gananoque area, Ontario. Canad. J. Earth Sci., 5, 3, p. 455-482.
- RICHTER, R. et E. (1949) - Die Frage der Saukandia - Stufe (Kambrium, Spanien). Senck., 30, 46, p. 217-240.
- ROMARIZ, C. (1966) - Notas petrográficas sobre rochas sedimentares portuguesas - IX : Algumas rochas da regio de Moura-Barrancos. Bol. Soc. Geol. Portugal, XVI, fasc. I-II.

- ROSA de LUNA, I. et PACHECO, F.H. (1955) - Noticia explicativa Mapa. Geol. Espana 1/50.000 nº 854, Zafra.
- SANCHEZ de la TORRE, L. (1961) - El borde hercyniano en el NE de Galicia. Cong. Oviedo.
- SCHAIRER, J.F. et BOYD, F.R. (1957) - Pyroxenes in the join  $MgSiO_3$  -  $CaMgSi_2O_6$ . Carnegie. Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., (1956-1957), p. 223.
- SCHNEIDER, H. (1939) - Altpaleozoikum bei Cala in der westlichen Sierra Morena. Dissertation, Berlin, 72 p.
- " (1941) - Das Kambrium der Herrerias-Mulde bei Calla. (Introduction géologique à l'article de R. et E. Richter "Die Fauna des Unterkambrium von Cala in Andalusien"). Abh. Senckeub. Nat. Ges., 455, p. 1-90.
- " (1951) - Das Paläozoidium im Westteil der Sierra Morena (Spanien). Z. Dtsch. Geol. Ges., 103, p. 134-135.
- SCHNEIDEGGER, A.E. (1963) - Principle of geodynamics. Berlin.
- SCHREYER, W. et YODER, H.S. (1959) - Instability of anhydrous Mg-Cordierite at high pressures. Carnegie, Inst. Wash. Year Book 59, p. 90-91.
- " (1964) - The system Mg-cordierite- $H_2O$  and related rocks. N. Jb. Min. Abh., 101, 3, p. 271-342.
- SCHROCK, R.R. (1948) - Sequence in layered rocks. New-York, Mc. Grax - Hill Book Cie, p.
- SCHUILING, R.D. (1965) - Residual Cipolino - Endproduct of calcareous rocks in regional metamorphism. Norsk geol. t. 45, 3, 303-13.
- SCHURMANN, K. (1967) - Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Neues Jb. Miner. Monats. Dtsch., nº 11, p. 346-353.

- SCHWARTH, D. (1960) - Méthodes statistiques à l'usage des médecins et des biologistes. Ed. Médicales Flammarion, Paris, 290 p.
- SEDERHOLM, J.J. (1923) - On migmatites and associated Pre-cambrien rocks of southwestern Finland. Bull. Com. Geol. Finl., 58, 153 p.
- " (1967) - Selected Works : "Granites and migmatites", Olivier et Boyd. Ed., Edinburgh, 608 p.
- SIMON, W. (1939) - Lithogenesis Kambrischer Kalk der Sierra Morena. Senck., 21, p. 297-311.
- " (1951) - Untersuchungen im Paleozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). Abh. Senck. Natur. Ges. Fr. Dtsch., 485, p. 31-52.
- SHIDO, F. (1958) - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the Central Abukuma Plateau. Tokyo Univ. Jour., t. 11, p. 131-217.
- SITTER, L.U. de (1963) - The structure of the southern slope of Cantabrian Mountains. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 74, p. 393-411.
- SMITH, J.R. et YODER, H.S. (1956) - Variations in X-ray powder diffraction of plagioclase feldspars. Am. Min., vol. 41, p. 632.
- STILLE, H. (1924) - Grundfragen der vergleichende Tektonik. Borntraeger, Berlin, 443 p.
- STURT, B.A. (1962) - The composition of garnets from pelitic schists and relation to the grade of regional metamorphism. J. Petrol, 3, 2, p. 181-191.
- SUBRAMANIAM, A.P. (1959) - Charnockites of the area near Madras - a reinterpretation. Am. J. Sci., 257, p. 321-353.
- SUHR, O. (1966) - Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik um Süden der Province Badajoz (Spanien). Dissert. Math. Naturwissensch. Fak. Wilhelms Univ. Munster, n° 35, p. 46-47.

- SUNDIUS, M. (1946) - The classification of the hornblendes and the solid solutions relations in the amphibole group. *Sverig. Geol. Unders.*, 40, C, p. 1-36.
- TEXEIRA, C. (1951) - Notas sobre a geologia da regio de Barrancos em especial, sobre a sua flora de Psilofitineas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, XXXII, p. 75-83.
- THERMIER, H. & THERMIER, G. (1956) - L'évolution de la lithosphère - t. I : Pétrogenèse. *Masson et Cie, Paris*, 653 p.
- THOMPSON, J.B. (1955) - The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Am. J. Sci.*, 253, p. 65-103.
- " (1957) - The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schist. *Amer. Mineral.*, 42, p. 842-858.
- TIBA, T. (1966) - Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, II, 11, p. 131-217.
- TILLEY, C.E. (1950) - Some aspects of magmatic evolution. *Quart. J. Geol. Soc., London*, 106, p. 37-61.
- TOBISCH, O.T. (1968) - Gneissic amphibolite at Las Palmas, Puerto Rico and its significance in the early history of the Goater Antilles Island arc. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, p. 557-574 - U.S. Geological Survey, ARC, Building 420, Beltsville, Mariland.
- TROGER, W.E. (1956) - *Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale*. Schweizerbart'sche Verlag's Buchh., Stuttgart, 147 p.
- TURNER, F.J. (1948) - Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc., Mem.* 30.
- TURNER, F.J. et VERHOOGEN, J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology* (II ed.). Mc Graw-Hill, New-York, 694 p.
- TYRREL, G.H. (1937) - Flood basalts and fissure eruptions. *Bull. volc.*, 2, 1, p. 90-92.

- VANCE, J.A. (1962) - Zoning in igneous plagioclase normal and oscillatory zoning. *Am. J. Sc.*, 260, p. 746-760.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1968) - Contribucion al estudio de los yacimientos de hierro del Suroeste de Espana (Parte I). *Bol. Geol. Min.*, 59, 4, p. 358-379.
- VENING MEINESZ, F.A. (1964) - *The earth's crust and mantle*. Elsevier Public., Amsterdam, 124 p.
- VERNEUIL, E & COLLOMB, E. (1869) - Explication sommaire de la carte géologique de l'Espagne. Paris.
- VERNON, R.H. (1962) - Co-existing cummingtonite and hornblende in an amphibolite from Duchess, Queensland, Australia. *Am. Min.*, p. 360-370.
- VOGEL, D.E. (1967) - Petrology of an eclogite - and pyrigarnite bearing poly-metamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Medelingen*, 40, p. 121-213.
- VORE, G.W. de (1955) - Crystal growth and the distribution of elements. *Journ. Geol.*, 63, p. 471-494.
- VUAGNAT, M. (1946) - Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 26, p. 116-228.
- WAARD, D. de (1959) - Anortite content of plagioclase in basic and pelitic crystalline schists as related to metamorphic zoning in the Usu massif, Timor. *Am. J. Sc.*, 263, p. 553-562.
- " (1965) - A proposed subdivision of the granulite facies. *Am. J. Sc.*, 263, p. 451-461.
- " (1966) - The biotite - cordierite - almandite sub-facies of the hornblende granulite facies. *Can. Min.*, 8, p. 481-492.
- " (1967) - Absolute P-T conditions of granulite-facies metamorphism in the Adirondacks. *Konink. Nederl., Ak. Wet.*, B, 70, 4, p. 400-410.

- WAGER, L.R. & DEER, W.A. (1939) - The petrology of the Skaergaard intrusive Kangerdlugssuaq, east Greenland. Meddelser om Grönland, vol. 105, nº 4.
- WALKER, K.R. & POLDEVAART, A. (1949) - Karoo dolerites of the Union of South Africa. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, p. 591-706.
- WARD, R.F. (1959) - Petrology and metamorphism of the Wilmington complex, Delaware, Pennsylvania, and Maryland. Geol. Soc. Amer., 70, p. 1425-1459.
- WARNAARS, F.W. (1965) - Las rocas basicas de Monte Castelo (La Coruna). Leidse Geol. Medel., 36, p. 255-260.
- " (1967) - Petrology of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). Thèse, Depart. Petrology, Mineral., Crystal. Univ. Leyden, 208 p.
- WARREN, B.E. (1930) - The crystal structures and chemical composition of the monoclinic amphiboles. Z. Kristallogr., 72, p. 493-517.
- WATTERS, W.A. (1959) - An association of hornblende and cummingtonite from Ringaringa, Stewart Island, New Zealand. New Zeal., Journ. Geol. Geophys., vol. 2, p. 248.
- WHEELER, H.E. (1958) - Le rôle des concepts stratigraphiques dans le problème de la frontière Cambrien - Précambrien. Coll. Intern. C.N.R.S., LXXVI - Les relations entre Précambrien et Cambrien - Problèmes des séries intermédiaires, Paris, 272 p. (p. 15-31).
- WHITTAKER, E.J.W. (1960) - Relationships between the crystal chemistry of pyroxenes and amphiboles. Acta Cryst., 13, p. 741.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, C.M. (1958) - Petrography : An introduction to the study of rocks in thin sections. W.H. Freeman and Cie, San Francisco, 406 p.
- WILSON, A.F. (1958) - The charnockite rocks of Australia. Geol. Rundsch., 47, p. 491-510.

- WINKLER, H.G.F. & VON PLATEN, H. (1957, 1960, 1961) - Experimentelle Gesteinsmetamorphose. Geoch. Cosmoch.  
Acta, 313, p. 42-69  
" 15, p. 91-112  
" 18, p. 294-316  
" 24, p. 48-69  
" 26, p. 145-180.
- WINKLER, H.G.F. (1965) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Berlin, 220 p : 2ème édit. (1967), 237 p.
- " (1967) - Experimentelle Gesteinsmetamorphose. Geoch. Cosmoch. Acta, 13, p. 42-69.
- YODER, H.S. & CHINNER, G.A. (1960) - Almandine-pyrope-water system at 10.000 bars. Ann. Rep. Geophys. Lab. Yearb. Carnegie Inst., 59, p. 81-84.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962) - Origin of basaltic magma : an experimental study and synthetic rock system. J.Petrol., 3, 3, p. 342-532.
- ZEMANN, J. (1962) - Zur Kristallchemie der Granate. Beit. Mineral. u. Petrol., 8, p. 180-188.
- ZWART, H.J. (1959) - On the occurrence of chloritoïd in the Pyrenees. Geol. en Mijnb., p. 119-122.
- " . . (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rundsch., 52, p. 38-65.
- " (1967) - The duality of orogenic belts. Geol. Mijnb., 46, 8, p. 283-309.

\*\*\* — \*\*\*

---

*Vu et permis d'imprimer  
Montpellier, le  
Le Doyen de la Faculté  
des Sciences,*









