



# Étude pétrologique et géochimique d'une série métamorphique à concentrations en fer : le groupe de Collobrières, massif des Maures (Var)

Pierre de Groulard

## ► To cite this version:

Pierre de Groulard. Étude pétrologique et géochimique d'une série métamorphique à concentrations en fer : le groupe de Collobrières, massif des Maures (Var). Minéralogie. Université Claude Bernard Lyon I, 1982. Français. <NNT : >. <tel-04655290>

**HAL Id: tel-04655290**

**<https://hal.science/tel-04655290v1>**

Submitted on 21 Jul 2024

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

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



Distributed under a Creative Commons CC BY-NC 4.0 - Attribution - Non-commercial use - International License

T H E S E

présentée

devant l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

pour obtenir

le DIPLOME DE DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE

PETROLOGIE ET MINERALOGIE

par

Pierre de GROULARD

-----

ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE D'UNE SERIE METAMORPHIQUE  
A CONCENTRATIONS EN FER : LE GROUPE DE COLLOBRIERES, MASSIF DES MAURES (VAR)

soutenue le 24 Septembre 1982

devant la Commission d'Examen

M	M. CHENEVOY	Président
M	B. MOINE	} Examineurs
Melle	M. SEYLER	
M	M. PIBOULE	



UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

---

Président honoraire : M. le Professeur J. BOLDIN

Administrateur provisoire : M. le Pr C. DUPUY

Administrateur provisoire adjoint : M. le Pr J. CHANEL

Administrateur provisoire adjoint : M. le Pr R. MORNEX

Secrétaire Général de l'Université : M. F. MARIANI

---

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE (U.E.R.)

---

U.E.R. de Médecine GRANGE-BLANCHE ..... : M.le Pr Paul ZECH  
U.E.R. de Médecine ALEXIS-CARREL ..... : M.le Pr René MORNEX  
U.E.R. de Médecine LYON-NORD ..... : M. Yves MINAIRE, M.C.A.  
U.E.R. de Médecine LYON-SUD ..... : M.le Pr Jean NORMAND  
U.E.R. de Faculté de Pharmacie ..... : M.le Pr C.A. BIZOLLON  
U.E.R. de Techniques de Réadaptation ..... : M. le Pr EYSSETTE  
U.E.R. de Biologie Humaine ..... : M. Jean-Pierre REVILLARD, MCA  
U.E.R. E.P.S. .... : M. Albert MILLON, Pr d'E.P.S.  
U.E.R. Faculté d'Odontologie de LYON ..... : M. le Pr Jean PARRET  
U.E.R. de Mathématiques ..... : M. J.M. BRAEMER, M.A.  
U.E.R. de Physique ..... : M.le Pr Robert UZAN  
U.E.R. de Chimie et Biochimie ..... : Mme Annick VARAGNAT, M.A.  
U.E.R. des Sciences de la Nature..... : M.le Pr Louis CAILLERE  
U.E.R. des Sciences Physiologiques ..... : Mle le Pr J.F. WORBE  
U.E.R. de Physique Nucléaire ..... : M. le Pr E. ELBAZ  
I.U.T. I ..... : M. le Pr J. GIELLY  
I.U.T. II ..... : M. le Pr P. MICHEL  
Observatoire de Lyon ..... : M. G. MONNET, Astronome  
U.E.R. de Mécanique ..... : Mle le Pr G. COMTE-BELLOT

---





TABLE DES MATIERES.

---

INTRODUCTION

I-LE MASSIF DES MAURES	1
1) Présentation générale	1
2) Géologie et travaux antérieurs	2
II-BUT DU TRAVAIL ET PRESENTATION DU SECTEUR ETUDIE	6
1) But du travail	6
2) Présentation du secteur étudié	11

Ch I: PRESENTATION CARTOGRAPHIQUE, STRUCTURES ET LITHOSTRATIGRAPHIE

I-STRUCTURES	14
1) Direction générale des couches	14
2) Les grandes structures synclinales et anticlinales du secteur étudié	14
3) Tectonique cassante	16
II-PRESENTATION DES GRANDES FORMATIONS DU SECTEUR ETUDIE	16
1) Le Groupe de Bormes	16
2) Le Groupe de Collobrières	18
2-1 Les micaschistes de Collobrières	18
2-2 La série d'origine volcanique	21
2-3 La formation grésoschisteuse du flyschioïde supérieur	24
3) Autres formations	24
4) Conclusion	25
III-POSITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SERIES A CONCENTRATION EN FER	26
1) Description des formations ferrifères	26
2) Situation géographique des affleurements de niveaux minéralisés et de grenatites.	27
3) Détermination de la position stratigraphique des formations ferrifères (Coupes)	28
4) Conclusions	30

Ch II: PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES MICASCHISTES ENCAISSANTS ET DES FORMATIONS FERRIFERES.

I-PETROGRAPHIE	32
1) Les micaschistes de Collobrières	32
2) La concentration en fer de type N° 1	38
2-1 Le niveau ferrifère de Rascas	38
2-2 Le niveau ferrifère de Vaubarnier	46
2-3 Le niveau enrichi en fer du col de Babaou	51
2-4 Le niveau ferrifère du Gringalet	54
2-5 Le niveau ferrifère de Port-Cros	58
3) La concentration en fer de type N° 2	61
3-1 Grenatite et staurotidites de Cros de Mouton	61
3-2 Observation de grenatite à quartz et chlorite aux Condamines	66
3-3 Les niveaux à grenat situés au contact amph., gneiss à calc.-micaschistes	67
4) Conclusion	68
5) Relations entre phases tectoniques et phases de cristallisation	69
II-GEOCHIMIE ET ORIGINE	73
1) Caractères géochimiques généraux	73
1-1 Compositions chimiques	73
1-2 Relations géochimie-pétrographie	85
2) Origine	87
2-1 Origine des niveaux de concentrations en fer de type N° 1	87
2-2 Origine des niveaux de concentration en fer de type N° 2	90
2-3 Conclusions	90
3) Hypothèses génétiques, comparaisons	91
4) Accumulation de certains éléments traces avec le fer: un moyen de préciser son mode de dépôt	97

Ch III: EXTENSION: LES FACIES A L'EST DES GNEISS DE BORMES.

I- PRESENTATION GENERALE

II- PETROGRAPHIE	105
1) les micaschistes	105
2) Les niveaux ferrifères et phosphatés	108
2-1 Le niveau lenticulaire de grenatite à Hornblende et plagioclase	108
2-2 Le niveau d'apatite à grenat du Verger d'Icard	110
III- GEOCHIMIE	112
1) Les micaschistes	112
2) La grenatite à hornblende et plagioclase	113
3) L'apatite à grenat	117
<u>Ch IV: MINERALOGIE ET METAMORPHISME.</u>	
I-MINERALOGIE	118
1) Presentation des données	118
2) Interprétation sur le grenat et la biotite	128
II- METAMORPHISME	136
1) Choix des minéraux caractéristiques	136
2) Le métamorphisme mésozonal dans les micaschistes	137
3) Le métamorphisme des niveaux riches en fer	140
3-1 Domaines de stabilité des minéraux	140
3-2 Le rôle des fluides	142
4) Les coefficients de partage Fe, Mg entre la biotite et le grenat, leur utilisation comme géothermomètres	146
III-CONCLUSIONS	149
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	151
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	154
<u>ANNEXES</u>	160

## I N T R O D U C T I O N

### I. Le massif des Maures

#### 1. Présentation générale (Fig. n°1)

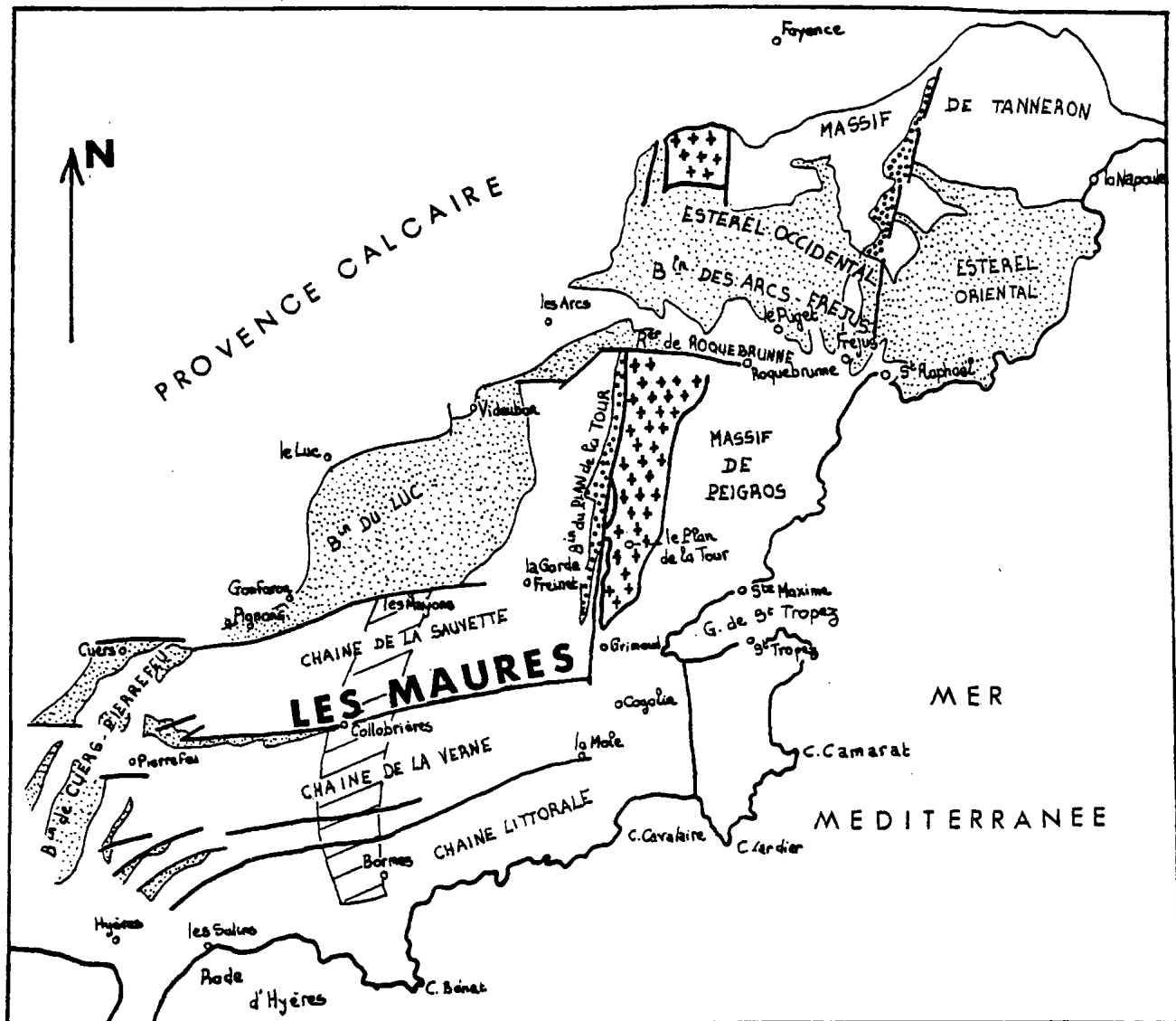
Le massif des Maures, situé dans son intégralité dans le département du Var, constitue avec le Tanneron au Nord de Cannes et l'Estérel immédiatement à l'Est, "La Provence cristalline".


Il est limité :

- au Nord et à l'Ouest par la grande dépression permienne provençale qui s'étend depuis Hyères à l'Ouest, jusqu'à St-Raphaël à l'Est, en passant par Puget ville, Le Luc, Les Arcs/Argens, Roquebrune et enfin Fréjus.
- au Sud et à l'Est, par la côte méditerranéenne qui le découpe en de multiples baies et caps. Il convient de rattacher au massif les îles et presqu'îles qui le prolongent à quelques kilomètres en mer et qui sont d'Ouest en Est : le cap Sicié, la presqu'île de Giens et les îles de Porquerolles, Port Cros et du Levant.

LUTAUD (1924) a distingué quatre chaînes secondaires limitées par quatre grandes failles d'orientation W-E. Ce sont, du Nord au Sud :

- 1) La chaîne septentrionale, constituée par les massifs de Castel Diol (355 m) et de Peigros (528 m), limitée au Nord par la faille de Roquebrune et au Sud par celle des Mayons.
- 2) La chaîne de La Sauvette culminant à 780 m, bordée au Sud par la faille de Collobrières.
- 3) La chaîne de la Verne, culminant à 640 m au Signal de Boussicaut.
- 4) La chaîne littorale, séparée de la précédente par la faille de la Môle atteignant 524 m aux Pradels.



 : Secteur cartographié.

D'après le 1/320 000<sup>e</sup> modifié.

**Fig 1** : PLACE DES MAURES DANS LA PROVENCE CRISTALLINE.

D'après R MIGNON (1961).

## 2. Géologie et travaux antérieurs

### 2a. Présentation géologique du massif

Le massif des Maures est constitué essentiellement par des terrains cristallophylliens de direction générale NNE-SSW, structurés par plusieurs phases hercyniennes. Il est affecté par un accident régional N-S, l'accident de Grimaud - Moulin de Paillas qui limite deux domaines :

- les Maures occidentales montrant une série métamorphique complète, évoluant depuis l'épizone jusqu'à la catazone ;
- les Maures orientales, comprenant à l'Ouest le massif granitique du Plan de la Tour, et à l'Est des séries méso- à catazonales en partie migmatitisées.

Des études récentes (SEYLER et CREVOLA, 1982) ont montré que l'ensemble dessine une mégastucture anticlinale tardive au coeur de laquelle s'est mis en place le granite du Plan de la Tour. Les mêmes formations (gneiss, migmatites) méso- à catazonales se retrouvent de part et d'autre de l'accident de Grimaud, elles sont affectées par un métamorphisme de type Barrow, de moyenne pression. Plus à l'Ouest, sur le flanc occidental de la mégastucture, apparaissent des séries moins évoluées, épizonales et mésozonales, constituées par des schistes, micaschistes et gneiss.

Le massif des Maures dessine donc une structure de type dôme avec au coeur des migmatites catazonales surmontées par des terrains mésozonaux puis épizonaux.

### 2b. Travaux antérieurs

Les différents travaux géologiques effectués dans le massif des Maures ont essentiellement porté sur deux grandes disciplines : lithostratigraphie et pétrologie, et géologie structurale. L'accent est plus particulièrement mis ici sur les formations mésozonales correspondant au secteur étudié.

#### \* Lithostratigraphie et pétrologie

Les formations cristallophylliennes des Maures sont étudiées depuis longtemps : WALLEYRAND (1889) ; ZURCHER (1891, 1919) ; MICHEL-LEVY (1908) ; LUTAUD (1924). SCHOELLER (1938) découvre des graptolites dans le massif du Fenouillet (Est de Hyères) et permet de dater du Silurien la partie supérieure des formations du massif (datation précisée au Silurien inférieur par GUEIRARD et al. en 1970).

Mais il faut attendre GUEIRARD (1957) pour que soit entreprise de façon systématique l'étude détaillée des schistes cristallins des Maures ; ainsi, elle distingue neuf grands groupes stratigraphiques et constituants du massif. Elle apporte également des précisions sur la pétrologie des schistes cristallins. MIGNON (1961), dans une étude géologique et métallogénique de la partie occidentale du massif, reprend les subdivisions stratigraphiques de GUEIRARD.

BORDET (1957, 1966, 1969), en levant les cartes géologiques 1/50.000<sup>e</sup> de Collobrières, Hyères-Porquerolles et de St-Tropez-Cap Lardier, donne une lithostratigraphie plus détaillée.

Mais ce sont essentiellement les études plus récentes qui permettent d'élaborer une stratigraphie précise des Maures.

- Pour les Maures occidentales, il faut citer les travaux de SEYLER (1975) dans une thèse consacrée aux formations cristallophylliennes de la partie nord du massif ; SEYLER et BOUCARUT (1978) et SEYLER et CREVOLA (1982).

Pour les formations épi- et mésozonales occidentales aux gneiss de Bormes et intéressantes en vue de la présente étude, la série stratigraphique est la suivante (SEYLER et CREVOLA, 1977, 1982) :

- I Orthogneiss de Bormes, datés de 560 MA (MALUSKI et ALLEGRE, 1970)
- II La série flyschoïde inférieure, constituée par les paragneiss de Bormes, eux-mêmes surmontés par une formation plus gréseuse transformée en quartzites micacés et feldspathiques.
- III Un dernier ensemble subdivisé en quatre formations :
  - Les quartzites du Temple (formation épizonale)
  - Une série d'origine argileuse, constituée de micaschistes bleus à chloritoïde à l'Ouest et de micaschistes bleus et blancs à grenat et staurotide à l'Est.
  - Une série d'origine volcanique et volcanosédimentaire, représentée par des amphibolites et leptynites, intercalée dans la précédente.

On retrouve une série, en partie équivalente (bien que plus métamorphique, zone à disthène) à l'Est des gneiss de Bormes, constituée de micaschistes à staurotide, grenat et disthène (col du Canadel).

- Pour les Maures orientales, de nombreux travaux ont été publiés ces dernières années. Ainsi SEYLER (1975) met en évidence un mégaanticlinal au niveau de la zone mylonitique de Grimaud, avec au cœur le granite de l'Hermittan.



LE MARREC (1976) étudie dans sa thèse les migmatites des Maures orientales ; CREVOLA (1977) étudie les formations du Tanneron oriental et les compare avec celles des Maures orientales ; il met aussi en évidence dans ce secteur un deuxième anticlinal avec au coeur, des migmatites identiques à celles des Maures. CREVOLA (1982) étudie les formations du Tanneron occidental dans lequel il fait ressortir le méga-anticlinal du Rouet, prolongation septentrionale de celui de Grimaud - Plan de la Tour (SEYLER et CREVOLA, 1982). Ces deux auteurs effectuent aussi une comparaison entre les migmatites du Tanneron et des Maures orientales et occidentales ; ils montrent qu'il s'agit des mêmes formations.

Ces études très récentes permettent donc de mettre en évidence une méga-structure anticlinale en dôme affectant le massif des Maures et se prolongeant sur son flanc oriental, jusque dans le Tanneron (Fig. n°2). Elles aboutissent aussi à l'énoncé d'une nouvelle succession stratigraphique des Maures orientales.

Série stratigraphique des Maures orientales, d'après SEYLER et CREVOLA (1982) : 2 grandes séries :

- une série inférieure et migmatitique, constituée de gneiss plagioclasiques et contenant des orthogneiss ;
- une série supérieure et mésozonale, à dominante micaschisteuse et contenant des ortholeptynites associées à des amphibolites et métagabbros.

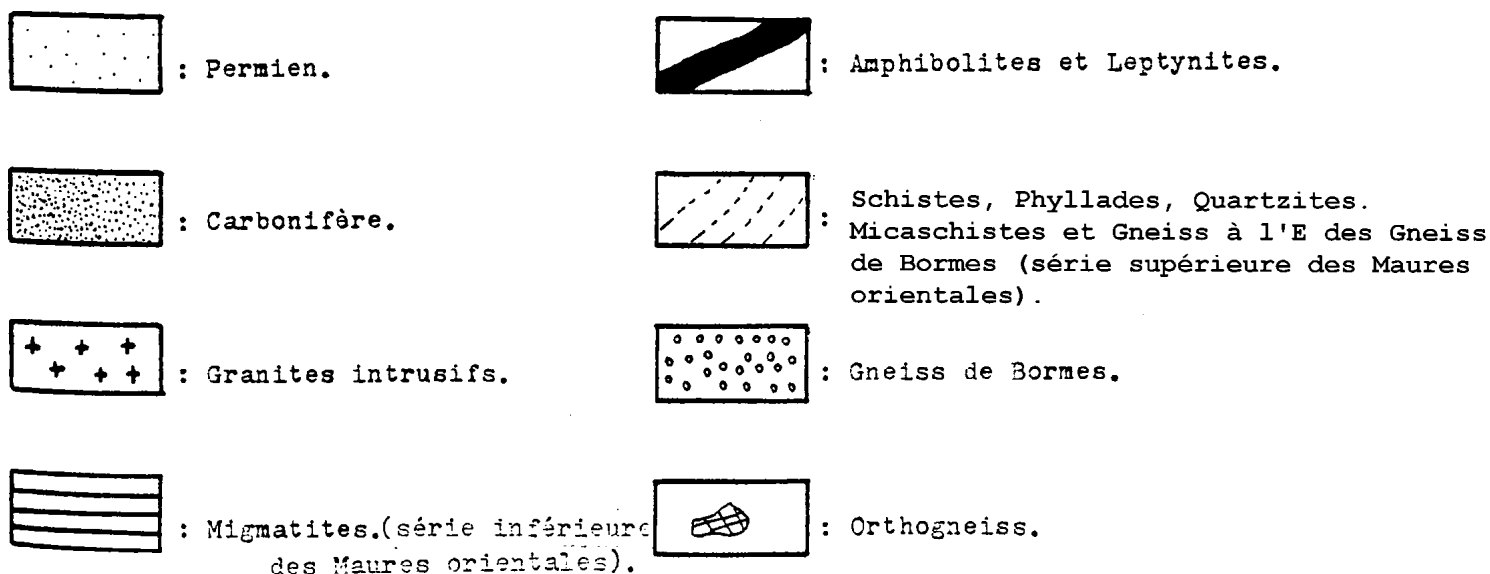
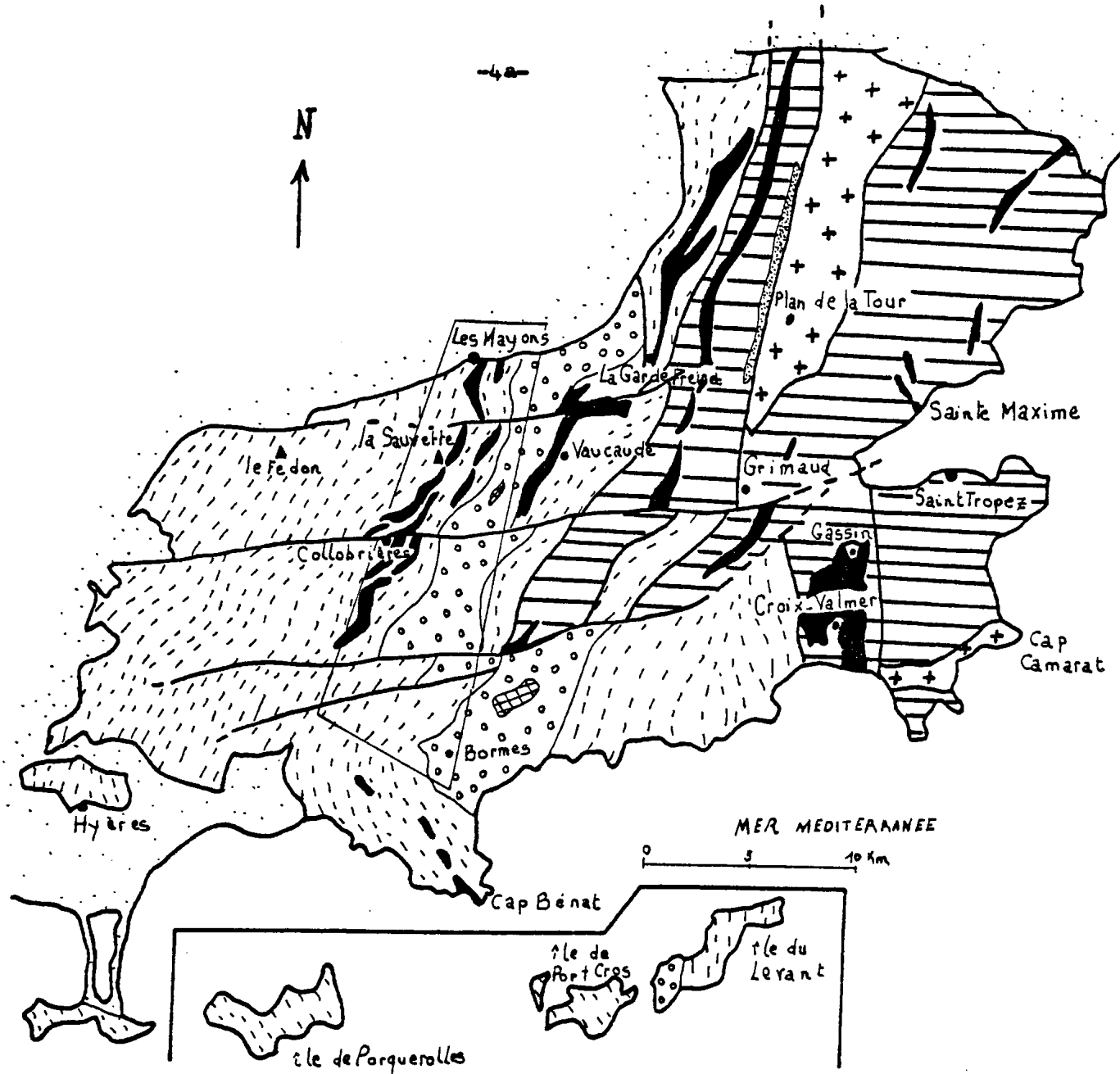
● En ce qui concerne l'étude pétrologique des formations cristallophyl-liennes mésozonales des Maures occidentales, c'est SEYLER (1975) qui nous apporte dans sa thèse, le plus de précisions.

- Les micaschistes montrent des variations de composition chimique s'expliquant par l'évolution d'une série sédimentaire unique, montrant une continuité chimique depuis des argilites jusqu'à des quartzites.

- Les amphibolites et leptynites associées constituent un ensemble d'origine volcanique dont certaines (Sauvette) dérivent directement d'éruptions volcaniques, tandis que d'autres (Est des gneiss de Bormes) proviennent de séries volcano-sédimentaires.

- Les gneiss de Bormes : les orthogneiss résulteraient d'une blastomylonitisation d'un granite porphyroïde et représenteraient le socle cambrien inférieur. Les paragneiss seraient quant à eux, issus du métamorphisme de la couverture sédimentaire détritique du socle granitique.

- Le métamorphisme du massif des Maures est un métamorphisme de moyenne pression, dont le gradient géothermique moyen est de 30°C/km.



**Fig 2** : SCHEMA GEOLOGIQUE DU MASSIF DES MAURES.

S GUEIRARD (1957), H MALUSKI (1968), P BORDET (1969), M SEYLER (1975),  
J GIRAUD et al (1975), A LE MARREC (1976), G CREVOLA et al (1982).

● Récemment, des études ont été entreprises afin de déterminer l'affinité pétrogénétique des métavolcanites (leptynites et amphibolites) du massif des Maures.

RICCI et SABATINI (1978), et surtout SEYLER et BOUCARUT (1979), grâce à une étude géochimique approfondie de ces formations, concluent à l'existence d'un paléovolcanisme acide et basique qui était caractérisé par la coexistence d'une série moyennement alcaline, différenciée, de type basalte à olivine, hawaïte, mugéarite, trachyte alcalin, d'une série de basaltes transitionnels à affinité alcaline ou tholéitique et d'une série de rhyolites alcalines.

#### \* Géologie structurale

DEMAY (1927) est le premier à proposer une synthèse tectonique du massif, en étudiant plus particulièrement la zone mylonitique de Grimaud.

BORDET (1957, 1966, 1969) donne une étude structurale de la partie centrale et de la terminaison NE du massif.

Beaucoup plus récemment, les études microtectoniques détaillées, effectuées par ARTHAUD et MATTE (1966), approfondies par MALUSKI (1968), dans sa thèse concernant la partie méridionale du massif, et par BRONNER, LECORCHE et ORSINI, (1971) montrent que les séries épimétamorphiques des Maures ont subi plusieurs phases hercyniennes superposées : 3 pour Arthaud et Matte, 4 pour Maluski.

SEYLER (1975) retrouve les 4 phases hercyniennes de Maluski pour les formations mésozonales. Ces quatre phases sont les suivantes :

- . Phase 1 : Elle a provoqué la formation de charnières isoclinales très étirées, traversées par la schistosité  $S_2$ . Elle est contemporaine d'une schistosité  $S_1$  totalement oblitérée par la séricitisation des phyllites qui la soulignaient, à peine décelable dans de rares passées quartzieuses.
- . Phase 2 : Elle correspond à des plis métriques à centimétriques isoclinaux, mais plus ouverts que la phase 1 ; les flancs de charnières sont affectés de microplis de même style que les plis métriques. La schistosité  $S_2$  traverse les charnières de phase 1 en restant parallèle au plan axial des structures de phase 2.
- . Phase 3 : Elle ne semble pas en relation avec des plis nets. Elle ne s'exprime que par une schistosité  $S_3$  très fruste de crénulation, identique à  $S_2$

- . Phase 4 : Elle a provoqué la formation d'un réseau de kink bands dont la relation avec les microstructures est souvent difficile à analyser dans le détail. Elle est aussi responsable de mégastuctures anticlinales.

LE MARREC (1976) définit également 4 phases dans les formations catazonales de la région de Ste-Maxime. Les phases 1 et 2 sont identiques à celles mises en évidence dans les micaschistes mésozonaux, la phase 3 correspondant à une blastomylonitisation.

## II. But du travail et présentation du secteur étudié

### 1. But du travail

#### 1a. Historique sur l'étude des gisements de fer de la région de Collobrières.

Depuis longtemps, des géologues se sont intéressés à ces roches particulières que constituent les formations ferrifères de Collobrières.

GRÜNER (1846) est le premier à effectuer des observations géologiques sur ces formations dans lesquelles il découvre un minéral qui y est très abondant ; il le décrit comme un pyroxène ferrifère (ceci constituant une erreur). C'est en l'honneur de ce géologue que KENGOTT (1853) dénomme ce minéral grünérite.

Grâce aux observations de terrain de Grüner, une demande de concession est déposée le 8 Février 1847 pour les indices minéralisés des Maurets et du Bagna (vallon de Vaubarnier, Est de Collobrières) ; les travaux débutent en 1850 et se limitent à l'exploitation de quelques dizaines de tonnes de minerai à flanc de coteau.

Mais c'est LACROIX (1900 à 1917) qui, en rassemblant tous les travaux effectués et ses observations personnelles, est le premier à apporter des précisions sur ces formations.

Il dénomme la roche constituante de ces formations ferrifères "collobriérite". Il décrit son assemblage minéral : " Cette roche est composée de magnétite, souvent mélangée de grenat almandin et de gr<sup>u</sup>nérite (dont il montre que toutes les propriétés physiques la rattachent au groupe de l'amphibole), auxquels il faut ajouter de gros grains de fayalite (variété calcique, brune, en grands cristaux poecil<sup>u</sup>tiques renfermant les autres minéraux) et beaucoup d'apatite. " La roche ainsi constituée est intercalée dans les micaschistes ; elle forme une série d'assises ayant

Document: DEMANDE DE CONCESSION POUR LES MINES  
DE FER DU BAGNA (VALLON DE VAUBARNIER)  
DATEE DU 8 FEVRIER 1847.

30 m d'épaisseur totale. Il compare la composition minéralogique de cette roche à l'Eulysite de Tunaberg (Sudermanland) en Suède qui est supposée d'origine magmatique, tout en faisant remarquer que la collobriérite n'est en rapport avec aucune formation éruptive.

ROY (1947) signale le gîte ferrifère de Rascas au voisinage des Mayons, dans le Nord du massif ; les travaux sont pourtant antérieurs à 1927 et ont été englobés en 1928 dans le périmètre de la concession de St-Daumas qui appartient à la Société industrielle et minière du Fluor (SIM FLUOR). Il décrit sommairement ce gîte : "Nous y avons rencontré un gîte de pyrite comprenant des bancs de véritables grenatites interstratifiées dans les micaschistes et imprégnées de pyrite et de pyrrhotite ; la roche est d'une dureté exceptionnelle".

GUEIRARD (1957) tente d'expliquer l'origine de la collobriérite. Elle positionne bien ce niveau dans la lithostratigraphie locale comme étant intercalé, au même titre que les amphibolites et leptynites, dans les "micaschistes à minéraux". Elle donne une analyse chimique et la composition minéralogique d'un échantillon de collobriérite du vallon de Vaubarnier. Assemblage minéral : grünerite, fayalite, grenat, magnétite, apatite, sulfures (pyrrhotite).

Elle observe dans certaines lames minces, des structures qu'elle interprète comme d'anciennes oolithes : "ce sont des granules de magnétite de 10 à 15  $\mu$ m remplissant un espace ovoïde au niveau duquel les lits de magnétite se divisent comme pour contourner un obstacle". En conclusion, elle affirme que si les conditions de gisement (environnement) laissent présumer une origine sédimentaire, la découverte de résidus de structure oolithique permet d'affirmer que la collobriérite est un ancien minerai de fer oolithique au même titre, par exemple, que le minerai de fer de Dielette (Manche) qui présente aussi des reliques de structures oolithiques. La fayalite et la pyrrhotite se seraient formées lors d'une phase pneumatolitique.

MIGNON (1961), dans sa thèse consacrée à l'étude métallogénique de la partie occidentale des Maures a fait une première approche sur l'étude des gisements de Vaubarnier, de Rascas et du Gringalet. Ses conclusions sont les suivantes :

- la collobriérite se situe dans les termes inférieurs de la série des micaschistes et amphibolites de Collobrières avec un caractère nettement interstratifié dans ces dernières ;
- ces formations minéralisées, à allure lenticulaire, dérivent de formations sédimentaires riches en fer ;
- les variations de composition du minerai essentiellement oxydé ou au contraire sulfuré, peuvent avoir leur origine dans les variations de modalités du dépôt dans les conditions oxydantes ou réductrices.

BORDET (1957,1966,1969) rattache (cartes géologiques 1/50.000<sup>e</sup> Collobrières, Hyères - Porquerolles) la collobriérite aux amphibolites.

MARI (1979), dans son traité consacré aux minéralisations des Maures et de l'Estérel, apporte de nombreux renseignements sur les gîtes de collobriérite qu'il a tous recensés, à savoir : Rascas (Les Mayons), Bagna Vaubarnier (Collobrières), Col du Gringalet (région de la Londe, Bormes), île de Port Cros. Pour chacun, il donne une situation géographique avec éventuellement un plan d'accès, un cadre géologique sommaire, un historique des travaux miniers et une description minéralogique. Il signale (Rascas), l'association de grenatites à biotite avec la collobriérite.

SEYLER (1975) met en évidence des grenatites ferrifères à chlorite, au niveau de la bastide de Cros de Mouton : "On observe de gros grenats de 0,5 à 1 cm de diamètre reliés entre eux par une chlorite foncée; tout ceci est intercalé dans les "micaschistes à minéraux"."

En conclusion : 3 types de séries à concentration en fer ont été distingués :

- Un minerai de fer métamorphique à magnétite, grünerite et grenat, connu sous le nom de collobriérite, ayant été sujet à une exploitation ; traces observées : haldes et anciennes galeries de mines (GRÜNER, 1846 ; LACROIX, 1917 ; GUEIRARD, 1957 ; MIGNON, 1961).
- Une formation lenticulaire de grenatites à biotite, associée à ce minerai (MARI, 1979 ; ROY, 1947).
- Des passées locales de grenatites à chlorites, interstratifiées dans les "micaschistes à minéraux" enrichis localement en grenat et staurotide (SEYLER, 1975).

Un des objets de cette étude sera de déterminer l'origine du minerai et de son encaissant immédiat (les grenatites à biotite) ; d'expliquer les enrichissements en fer localisés sous forme de grenatites à chlorite dans les micaschistes à minéraux, et ainsi de proposer une reconstitution de la série sédimentaire initiale.

#### 1b. But du travail

Ce travail est orienté sur l'étude de l'ensemble des formations ferrifères de la région de Collobrières, les grenatites ferrifères et la collobriérite, ainsi que les micaschistes encaissants.

Les études de terrain et de laboratoire entreprises permettent :

- de déterminer la position lithostratigraphique des formations ferrifères ;
- de typer pétrographiquement les formations ferrifères et leur encaissant immédiat afin de définir les différentes paragenèses en vue de l'étude minéralogique ;
- de reconstituer l'ancienne série sédimentaire avant le métamorphisme à l'aide des compositions chimiques et des paragenèses minérales ; une comparaison avec des séries non métamorphiques sera faite ;
- d'indiquer les conditions du métamorphisme ayant affecté les niveaux ferrifères et les micaschistes encaissants en fonction des compositions chimiques des minéraux et des roches ;
- par comparaison avec des séries déjà connues, d'avancer des hypothèses génétiques.

#### 1c. Travaux réalisés

. L'étude de terrain, d'une durée de 4 mois, a conduit à l'établissement d'une carte géologique au 1/25.000<sup>e</sup> (Planche hors texte). Par l'intermédiaire de coupes choisies, la position stratigraphique des différents niveaux riches en fer est déterminée.

. L'étude pétrographique, résultat de l'analyse de 100 lames minces, autorise l'édification des coupes détaillées de chacun des niveaux ferrifères.

. La géochimie des roches du secteur étudié, s'appuyant sur 86 analyses chimiques pour les éléments majeurs, effectuées à Lyon (Laboratoire de Pétrographie de l'Université Claude Bernard) et à Nancy (C.R.P.G.) ainsi que sur une dizaine d'analyses pour les éléments traces, résultat d'une collaboration avec la SNEA(P), permet d'avancer une hypothèse sur l'origine des séries à concentration en fer et de leur encaissant.

. Les analyses de minéraux, faites à la microsonde électronique, modèle CAMEBAX, de l'Université des Sciences de Montpellier, permettent de cerner les conditions du métamorphisme des formations étudiées.



## 2. Présentation du secteur étudié

### 2a. Limites géographiques

Le secteur étudié se situe intégralement dans les Maures occidentales. Il représente une bande NE-SW, de 3 à 8 km de largeur, s'étendant depuis les Mayons au Nord à La Londe au SW, et à Bormes au SE. Cette bande est décalée par un grand accident qui affecte tout le massif : la faille de Collobrières qui voit son prolongement dans le golfe de St-Tropez.

Le secteur étudié est limité :

- à l'Ouest, par les chaînes du Castel des Maures, du Pauquian, du Maupas et de la Sauvette au Nord de la faille de Collobrières ; de l'Achech de la Malière, des Favettes et du Cros du Diable au Sud. Cette limite correspond à la bordure orientale des terrains épizonaux.
- à l'Est, par les chaînes de Castel d'Aou, des Armands et du Trepas au Nord de la faille, de Vaubarnier, du sommet de Laquina et de la petite Berle au Sud. Cette bordure orientale correspond à la limite occidentale de la formation des gneiss de Bormes.

On rajoute ici l'étude d'une bande NE-SW, s'étendant de la point de la Palu au vallon de la Solitude sur l'île de Port Cros.

### 2b. Géologie : stratigraphie, tectonique, métamorphisme

Les terrains cristallophylliens des Maures, ayant une direction générale N-NE-SSW, le secteur étudié suit donc, du Nord au Sud, un ensemble de formations : les formations du groupe de Collobrières.

Ce groupe, constitué de formations mésozonales, est situé entre l'ensemble de la série épizonale à l'Ouest, représentée par des phyllades, quartzites et alternances quartzoschisteuses (alternances du col de Fourche), et par les gneiss de Bormes (mésozone supérieure : sous-zone à disthène) à l'Est.

#### \* Lithostratigraphie

L'étude stratigraphique du secteur étudié, entreprise ici, va permettre une définition plus précise du groupe de Collobrières. Un chapitre y sera consacré.

Néanmoins, SEYLER et BOUCARUT (1977), concernant la géologie des formations métamorphiques et cristallines des Maures, proposent une lithostratigraphie de la série mésozonale occidentale. Celle-ci servira de base à ce travail.

Une comparaison peut être faite avec les ensembles et groupes de formations établis par BORDET (1969) et GUEIRARD (1957). (Comparaison BORDET - SEYLER (Fig.n°3)).

<u>M. SEYLER</u> (1977)	GROUPE DE COLLOBRIERES		<u>S. GUEIRARD</u> (1957)
	<u>P. BORDET</u> (1969)		
- La série flyschoïde supérieure (schistes et quartzites en bancs)	- Les phyllades détritiques des Sauvettes	- Groupe du Loli	
- La série d'origine argileuse : transformée ici par un métamorphisme de stade moyen en "micaschistes à minx" ( <u>localement surmontée par une formation peu épaisse d'ampélites pyriteuses et de quartzites noirs.</u> ).	- "Micaschistes à minéraux"	Groupe des Berles	
- Série d'origine volcanique et volcanosédimentaire (amphibolites, leptynites, gneiss à calcite) intercalée dans la série précédente.	- Les amphibolites et leptynites associées		
<hr/>			
	GROUPE DE BORMES		
- La série flyschoïde inférieure : paragneiss de Bormes; cette série se termine par une formation plus gréseuse transformée en quartzites micacés et feldspathiques	Les gneiss de Bormes	Groupe de Bormes	
- Orthogneiss de Bormes			

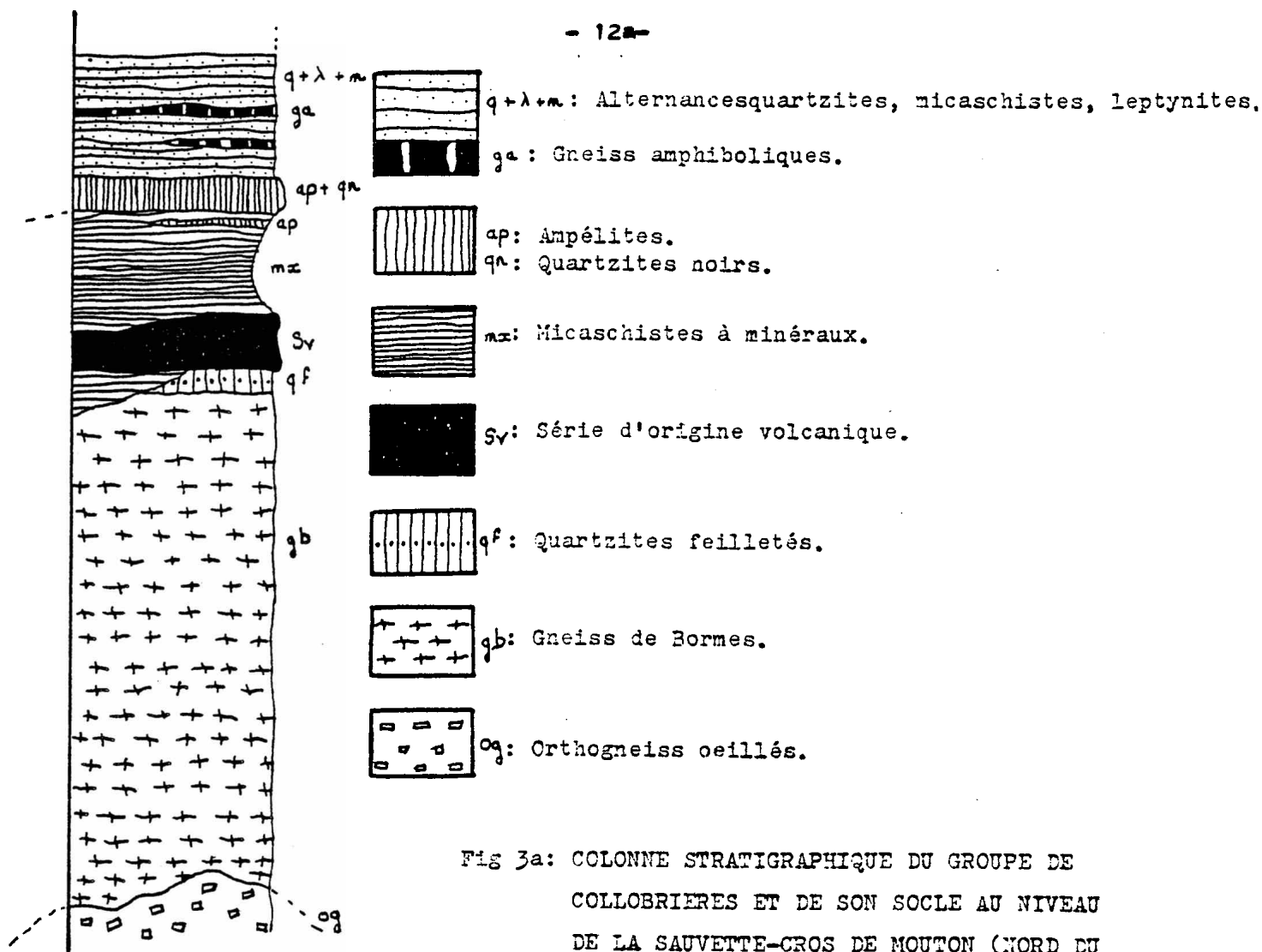
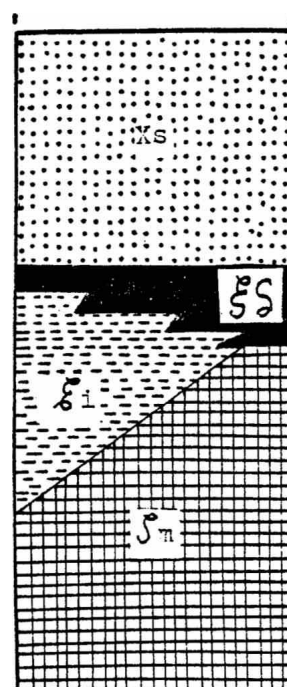


Fig 3a: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU GROUPE DE COLLOBRIERES ET DE SON SOCLE AU NIVEAU DE LA SAUVETTE-CROS DE MOUTON (NORD DU SECTEUR ETUDIE) d'après M SETLER (1975).

Fig 3b: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU GROUPE DE COLLOBRIERES ET DE SON SOCLE d'après P BORDET (1967).

Xs: Phyllades détritiques des Sauvettes.  
SS: Amphibolites et Leptynites associées.  
Si: Micaschistes à minéraux.  
Sm: Gneiss de Bormes.



## \* Age des Formations

Concernant les formations du secteur étudié, quatre datations sont actuellement connues :

- l'âge de 560 MA (Rb/Sr) obtenu par MALUSKI et ALLEGRE (1970) sur les orthogneiss de Bormes.
- l'âge de 516 MA (DUCROT et al., 1982) obtenu sur les ortholeptynites de Valescure, à la base du groupe de Collobrières (U/Pb sur zircons). Cet âge fixe la base de la série mésozonale (le groupe de Collobrières) au Cambrien supérieur.
- l'âge de 480-500 MA (mêmes auteurs, même méthode) : ortholeptynites de Rouve Gavot, situées avec les amphibolites dans les micaschistes à minéraux.
- l'âge silurien inférieur, donné par SCHOELLER (1938), repris par GUEIRARD et al. (1970) sur les quartzites du Fenouillet, grâce à la découverte de graptolites. SEYLER et CREVOLA (1978) donnent le même âge, par corrélation, aux ampélites et quartzites noirs situés immédiatement sur les micaschistes à minéraux (formation repère).

Ceci permet d'émettre les hypothèses suivantes quant aux âges des formations constituant le secteur étudié.

Série flysch inf. : Paragneiss de Bormes (Cambrien)

Groupe de	}	Séries d'origine argileuse et volcanique (Cambrien sup. et Ordovicien)
Collobrières		Série flysch. sup. (Sil. inf. ou moyen à Dévonien inf.)

## \* Tectonique

Les terrains sont orientés N-NE S-SW ; ils sont structurés par une succession d'anticlinaux et de synclinaux déversés vers l'Est et dont les axes plongent vers le Nord ou vers le Sud. Ils sont régulièrement décalés les uns par rapport aux autres par de grandes fractures E-W.

## \* Métamorphisme

Les formations du groupe de Collobrières sont affectées par un métamorphisme de stade moyen (Mésozone), caractérisé par l'association staurotide grenat très fréquente dans les micaschistes. D'Ouest en Est, la série passe de la sous-zone à andalousite (micaschistes bleus du sommet de la série), à la sous-zone à disthène (micaschistes bicolores de la base de la série).

- CHAPITRE I -

PRESENTATION CARTOGRAPHIQUE, STRUCTURES, LITHOSTRATIGRAPHIE

I - STRUCTURES

Il n'est pas question, dans le cadre de cette étude orientée vers la pétrologie et la minéralogie des concentrations en fer du groupe de Collobrières et de leur encaissant, d'effectuer une analyse structurale détaillée basée sur des mesures statistiques. Une telle étude a d'ailleurs été effectuée par MALUSKI (1968), dans la partie méridionale du massif; il a ainsi déterminé 4 phases superposées (cf : chapitre INTRODUCTION), retrouvées dans la partie Nord de la région étudiée, par SEYLER (1975). Néanmoins, en tant que support de la carte géologique effectuée (planche hors texte), un paragraphe "structures" est nécessaire pour détailler les mégastructures hercyniennes visibles à l'échelle de la carte et la tectonique cassante.

1) Directions générales des couches

Les formations cristallophylliennes des Maures occidentales, sont affectées par une foliation qui correspond à une double schistosité et au plan de stratification des couches de la série antémétamorphique.

Cette foliation présente une direction générale N.NE - S.SW dans le secteur étudié, localement N.NW - S.SE (Nord du massif, région de Rascas - les Mayons), ceci devant être le fait d'une virgation postschisteuse tardive et faillée.

Cette foliation montre un fort pendage quasi constant vers l'Ouest. Cela s'explique par le fait que la région étudiée est située sur le flanc occidental de la mégastructure anticlinale tardive, affectant l'ensemble du massif des Maures (cf. Ch. Introduction).

2) Les mégastructures synclinales et anticlinales du secteur étudié

Les mégastructures observées, à l'échelle de la carte, dans la région étudiée, sont hercyniennes.

Le plissement isoclinal se traduit par une succession d'antiformes et de synformes apparemment déversées vers l'Est et dont les axes plongent vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest (au Nord de Collobrières).

Dans la région cartographiée, on compte trois axes anticlinaux et trois axes synclinaux majeurs.

- Les axes anticlinaux observés sont les suivants :

. L'antiforme représentée par les gneiss de Bormes (MALUSKI, 1968) ; il s'agit d'une mégastructure observée à l'échelle du massif. La "bande" des gneiss de Bormes constitue la limite orientale du secteur étudié.

. L'antiforme de Collobrières ; structure également importante et à

l'échelle du massif, est observée dans la partie occidentale de la région étudiée. Elle a été mise en évidence par BORDET (1967,1969). Le coeur est constitué par des gneiss à faciès Bormes, ceux-ci apparaissent au sein des micaschistes susjaccents. Ces gneiss ont été particulièrement bien observés au col de Babaou, ainsi que dans le vallon d'Inguillème. La terminaison périclinale Sud doit se situer dans la colline des Vaneaux.

. L'antiforme des Berles, à l'extrême Sud de la région étudiée ; de même qu'à Babaou, les gneiss à faciès Bormes se situent au coeur de micaschistes ; la terminaison périclinale est située au Sud-Ouest de la grande Berle.

- les axes synclinaux :

. Le plus important du secteur étudié est la synforme de la Sauvette-Cros de Mouton, au sein de laquelle apparaît la formation quartzo-schisteuse du flyschioïde supérieur ; la terminaison périclinale se refermant en contrebas de la propriété du Patrian.

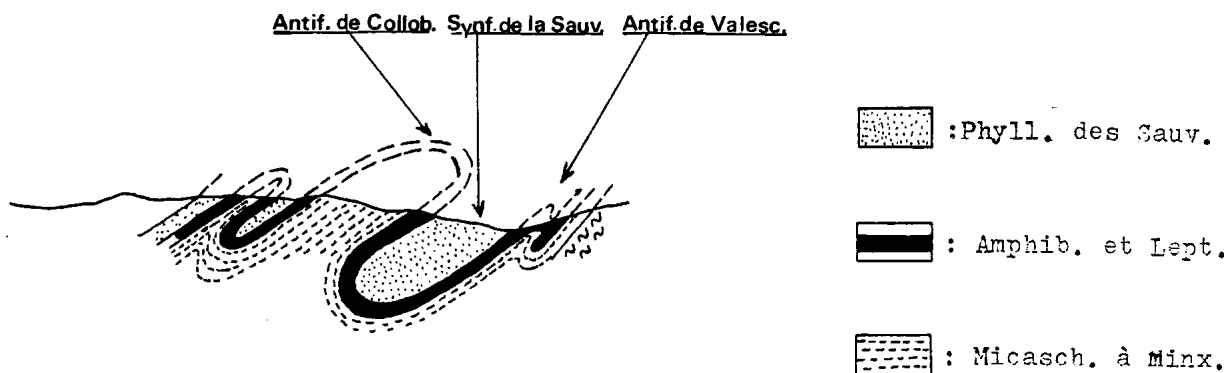
Cette synforme comprend trois petits replis anticlinaux (fig. 4) qui sont :

- + L'axe anticlinal de la Sauvette, correspondant à la terminaison périclinale Nord du grand anticlinal de Collobrières.
- + Les axes anticlinaux du vallon de la Garrière-vallon de Valescure et du Cros du Mouton qui annoncent la formation anticlinale des gneiss de Bormes.

. Plus au Nord, la synforme de Malvallon-Valpayette où de même qu'à la Sauvette le coeur est constitué par les alternances du flyschioïde supérieur.

. Au Sud, la synforme de la Malière-Peigros : au coeur de cette structure, affleurent des amphibolites et des micaschistes bleus ; la terminaison périclinale s'observe sur la D 41 en dessous du col de Babaou.

Fig 4: SYNFORME DE LA SAUVETTE, coupé d'après P BORDET (1969).



### 3) Tectonique cassante

On observe d'après STYLER (1975) :

- Une tectonique cassante tardihercynienne de direction N.S. et E.W.

La phase N.S fait suite aux phases tectoniques souples ; elle est antéstéphanienne (ORSINI, BORDET 1968). La phase E.W. est responsable des grands accidents N.80. 90° E, elle a débuté au Permien.

- Une tectonique cassante tertiaire

+ provoquée par l'orogénèse pyrénéo-provençale ; elle se manifeste par un réseau de failles E.W. dont certaines préexistaient déjà au Permien (BORDET 1969).

+ Les directions N 60 - 70 E et N.120 - 130 E découpent le terrain en blocs multiples ; ces accidents peuvent être considérés comme alpins (CAMBREDON et BOUCARUT 1975).

Plus tardivement, peuvent s'être produits des rejeux importants.

## II - PRESENTATION DES GRANDES FORMATIONS DU SECTEUR ETUDIE

Les formations du secteur cartographié appartiennent à deux grands groupes lithostratigraphiques, de métamorphisme mésozonal, des Maures occidentales. L'intensité du métamorphisme croissant d'Ouest en Est, les formations situées le plus à l'Ouest sont donc les moins métamorphiques. Le pendage étant constamment Ouest, la série se superpose donc d'Est en Ouest. Les 2 grands groupes sont les suivants :

+ Le groupe de Bormes : constitué par des gneiss, il représente la bordure orientale de la région présentement étudiée.

+ Le groupe de Collobrières : constitué de formations variées, des micaschistes, des quartzites, ainsi que d'une série d'origine volcanique. C'est dans ce groupe que se trouvent intercalées les séries riches en fer qui font l'objet de ce travail.

### 1) Le Groupe de Bormes

#### 1-1 Les gneiss de Bormes

Les gneiss de Bormes constituent l'une des formations majeures du massif des Maures. Ils forment une large bande qui affleure du Nord au Sud, régulièrement morcelée par des grands accidents transversaux. Orientée NNE, SSW, cette bande s'étend depuis la région de La Garde Freinet au Nord jusqu'à celle de Bormes les Mimosas au Sud. Les gneiss de Bormes constituent la base de la série stratigraphique du secteur étudié dont ils représentent la limite cartographique orientale.

MALUSKI (1968) distingue 3 sous faciès : les gneiss ocellés, les gneiss fins et les gneiss à amygdales de quartz bleu et porphyroblastes de feldspath ; MIGNON (1961) et SEYLER (1975) s'en tiennent à deux sous faciès, bien observés dans le secteur étudié, les gneiss fins et les orthogneiss ocellés.

#### 1-1-A. Les gneiss fins

Ce sont des gneiss à grain fin, à deux micas, présentant des alternances régulières de lits clairs et sombres. On peut y voir des petits yeux quartzofeldspathiques et des nodules de quartz aplatis dans la foliation et noyés dans la trame micacée. Il n'est pas rare d'observer des intercalations de faible puissance de leptynites, quartzites et micaschistes.

Localement ces gneiss présentent un fort débit schisteux, ils possèdent alors une position lithostructurale particulière. En effet, ils se trouvent soit totalement intégrés dans les micaschistes normalement susjacentes, (Sérevengude, Vaubarnier, Babaou), soit à leur contact direct dans la bande gneissique principale. GUEIRARD (1957) en fait un faciès à part des gneiss de Bormes, elle les dénomme gneiss de la Malière et les intercale dans la série micaschisteuse au même titre que les leptynites et amphibolites. MIGNON (1961) ne les distingue pas cartographiquement des gneiss de Bormes, néanmoins en décrivant les faciès, il apparente cette formation à des micaschistes feldspathiques.

En conclusion, deux problèmes majeurs se posent à propos des gneiss fins :

a) Sur leur origine ; SEYLER (1975) en fait des paragneiss qui seraient issus du métamorphisme de la couverture sédimentaire détritique du sol granitique, représenté par les gneiss ocellés. Mais en 1981 ce même auteur repose le problème (communication orale) et émet l'hypothèse que presque toute la série des gneiss de Bormes pourrait être d'origine magmatique. Le débit feuilleté de certains gneiss serait alors issu de la tectonique (phyllonites).

b) Un autre problème se pose au sujet de la disposition particulière de certains gneiss situés au sein de la série micaschisteuse. Cet agencement ne peut pas être expliqué par un phénomène tectonique tardif. En effet, on observe dans le secteur du col de Babaou (Piste de Valcros), de grosses quantités de gneiss, de faciès identique à ceux de la formation principale (des gneiss ocellés sont même observés, au début de la piste de Valcros), sans discontinuités d'ordre tectonique tardives (postschisteuses) avec les micaschistes encaissants. D'autres bandes gneissiques sont ainsi trouvées affleurantes, la plus au Nord au niveau de Sérevengude. Peut on alors suggérer une mise en place tectonique anté ou synschisteuse?

Autant de problèmes auxquels des réponses peuvent être apportées par CREVOLA (Thèse en cours sur les orthogneiss provençaux).

#### 1-1-B. Les gneiss ocellés

Ils apparaissent comme formant une "zone interne" au sein des gneiss



fins. Présentant une répartition assez irrégulière, ils constituent le coeur de l'anticlinal formé par la bande des gneiss de Bormes, ils ont été datés 560 M.A. (MALUSKI et ALLEGRE, 1970). Ils sont parfois, directement en contact avec les micaschistes de Collobrières, le passage d'un faciès à l'autre se fait alors brutalement. Ils ont aussi été trouvés, au col de Balaou, dans un amas gneissique intercalé dans les micaschistes de Collobrières susjacentes. Les gneiss oeillés sont caractérisés par des yeux centimétriques (jusqu'à 4-5 cm de long) quartzofeldspathiques, de forme ovale ou rectangulaire. Plus ou moins serrés, ces yeux sont parfois assez abondants pour devenir jointifs, et sont réunis par une trame quartzomiacée.

En ce qui concerne l'origine de ces gneiss oeillés, SEYLER (1975) les interprète comme ayant été formés par la blastomylonitisation d'un granite porphyroïde, circonscrit et calco-alcalin qui représentait le socle antéhercynien du massif des Maures. Leur origine magmatique est donc très probable, d'où la dénomination fréquente d'orthogneiss oeillés.

## 2) Le Groupe de Collobrières

### 2-1 Les micaschistes de Collobrières

Est appelée ainsi, la série de micaschistes disposée en discordance sur les gneiss de Bormes ; elle repose en effet, indifféremment sur les gneiss fins et les gneiss oeillés et, représente la formation majeure du secteur étudié. Ces micaschistes correspondent au groupé des "micaschistes des Berles", nommés ainsi par GUEIRARD (1957).

Ils sont caractérisés par la présence très fréquente de minéraux marqueurs d'intensité du métamorphisme, tels la staurotide et le grenat, plus rarement l'andalousite et le disthène. Les auteurs antérieurs, MIGNON (1961), BORDET (1957, 1966, 1969) et SEYLER (1975) les ont dénommés "micaschistes à minéraux".

Une étude plus détaillée de ces micaschistes a été entreprise pour la présente étude.

Trois grands types de faciès sont distingués :

- + Les micaschistes de la base de la série, très cristallins, appelés "micaschistes bicolores" (terme dû à GUEIRARD 1957).
- + Les micaschistes bleus à minéraux.
- + Les micaschistes blancs.

#### 2-1-A. Les micaschistes bicolores

Ils affleurent constamment du Nord au Sud du secteur étudié. Leur principale caractéristique est un débit schisteux très prononcé, dû à une cristallisation poussée des micas qui apparaissent en belles lamelles. Les minéraux sont fréquents, tels la staurotide, qui peut être extrêmement abondante et qui apparaît à l'oeil nu en minuscules baguettes qui forment des lits sombres dans la roche. Les surfaces S présentent des alternances de plages blanc d'argent et gris sombre, d'où le nom de "micaschistes bicolores" donné par GUEIRARD (1957). Ces micaschistes subissent fréquemment une

altération et deviennent alors, colorés en rouille par des sels de fer.

Certains de ces micaschistes, comme au niveau de la Fare (voisin age de Collobrières) apparaissent plus massifs et beaucoup moins altérés ; on peut alors bien observer l'alternance lits sombres, lits clairs. Les minéraux de métamorphisme sont assez nombreux, Grenat, Staurotide et Tourmaline contournés plus ou moins par la schistosité ; les cristaux de grenat pouvant atteindre 2 à 3 mm de diamètre.

Dans le Sud du secteur étudié, au niveau du col du Gringalet et de la Chaîne des Berles, les micaschistes bicolores deviennent nettement plus ampéliteux, certains niveaux très graphiteux y sont intercalés.

A la base, les micaschistes bicolores s'enrichissent fortement en quartz, celui-ci se présente alors sous forme de veinules et de lentilles. Il s'agit d'une formation ayant un aspect assez éloigné des micaschistes bicolores, pouvant même aboutir à des quartzites feuilletés. Le passage entre cette formation enrichie en quartz et les micaschistes bicolores sensu stricto s'effectue progressivement. La puissance de cette série micaschisteuse varie entre 10 et 30 m.

Dans ces micaschistes quartzeux au niveau de Sérevengude, dans le vallon de Valescure, s'intercale un niveau lenticulaire de chloritoschistes à gros grenats. Ces derniers se caractérisent par de grands cristaux de grenats atteignant fréquemment 3 cm de diamètre, noyés dans un fond composé essentiellement d'un feutrage extrêmement fin de chlorites en éventail, ils contiennent aussi du feldspath et de la pyrite. MIGNON (1961) a constaté la proximité de cette formation avec une faille, il pense que la zone broyée accompagnant la faille a favorisé le déplacement des éléments minéraux et leur fixation sur des germes qui existent déjà dans la roche ordinaire sous forme de petits individus, les développant exagérément. Ceci apparaît comme une hypothèse à abandonner, en effet, comment une faille tardive pourrait être contemporaine de cristallisation d'Almandin, typique de l'amphibolite faciès ?

#### 2-1-B. Les micaschistes bleux à minéraux

Ce sont les micaschistes les plus caractéristiques de la série de Collobrières. Affleurant constamment du Nord au Sud suivant le même faciès, ils constituent une formation homogène. Ces micaschistes présentent à la cassure une teinte bleue caractéristique ; ils sont moins feuilletés et les lamelles de micas apparaissent moins cristallisées que les micaschistes bicolores. La schistosité reste quand même assez marquée, elle est soulignée par la biotite et les minéraux opaques (magnétite, graphite) et dessine fréquemment des microplis. Les minéraux de métamorphisme sont abondants, tels la staurotide et surtout le grenat ; ils sont contournés en général, par la schistosité.

Ces micaschistes sont aussi caractérisés par de nombreux quartz d'exudation qui leur donnent un aspect déchiqueté.

Leur partie supérieure (notamment au niveau de la Sauvette) peut devenir très ampéliteuse. Le sommet de la formation est alors caractérisé par des quartzites noirs et des ampélites pyriteuses dégageant une forte odeur sulfurée.

#### 2-1-C. Les micaschistes blancs

Ce faciès n'affleure pas constamment dans le secteur étudié. En effet, les micaschistes blancs sont particulièrement plus développés au Nord, au niveau des Mayons et surtout dans la moitié méridionale, au Sud de Collobrières, où localement ils peuvent recouvrir une superficie importante (renforcement de l'épaisseur ou replis structuraux).

Les micaschistes blancs pourraient donc avoir subi un métamorphisme un peu moins accusé que les micaschistes bicolores et identique aux micaschistes bleus. Les minéraux de métamorphisme ne sont pas systématiquement présents, mais la staurotide et le grenat sont quand même rencontrés, la schistosité se déforme à leur contact et les contourne.

Dans cette formation, il arrive fréquemment que l'on observe des niveaux épais de plusieurs mètres, constitués par de la muscovite seule.

Une des caractéristiques principales de cette formation, ce sont les intercalations nombreuses de bancs quartzitiques. Ce sont des quartzites massifs, généralement blancs, se débitant en dalles (la confusion avec les leptynites de la série <sup>d'origine</sup> volcanique est possible). Ces bancs peuvent se retrouver d'un secteur à l'autre de la région étudiée et forment alors d'excellents niveaux repères.

Il faut aussi noter l'observation d'un niveau de micaschistes de faciès porphyroïde à nodules de quartz bleu et à granules de feldspaths anté-schisteux, intercalé dans les micaschistes blancs, au bord de la piste de Valcros au niveau des ruines de Mirabelet (PC 221). Ce niveau s'amincit du Sud au Nord. SEYLER (1981, communication orale) envisage une possible origine volcano-sédimentaire au même titre que les schistes à quartz bleu du Fédon, interstratifiés dans les séries schistogréseuses épizonales. Une étude sur la typologie des zircons est actuellement en cours.

A ce propos il faut noter que des nodules de quartz bleus sont aussi observés sporadiquement dans les différents types de faciès des micaschistes du groupe de Collobrières.

#### 2-1-D Conclusions

L'agencement des formations micaschisteuses les unes par rapport aux autres se présente donc de la manière suivante :

- A la base, la série micaschisteuse est constituée par les micaschistes bicolores : une formation de micaschistes très quartzeux se situant au contact des gneiss de Bormes.

- Au sommet, apparaissent sur les micaschistes bicolores, le passage étant progressif :

+ Des micaschistes bleus à minéraux qui constituent une formation homogène et qui affleurent régulièrement dans la région étudiée.

+ Des micaschistes blancs, avec ou sans minéraux, affleurant au niveau des Mayons et surtout dans la partie méridionale.

L'agencement entre ces deux formations (micaschistes bleus et micaschistes blancs) reste flou, ceci devant être provoqué par les nombreux replis affectant la série micaschisteuse.

En ce qui concerne l'origine de cette série micaschisteuse ; à partir d'une étude géochimique, SEYLER (1975) montre qu'il s'agit d'une ancienne série sédimentaire à dominante argileuse ayant subi un métamorphisme topochimique.

Les observations de terrain conduisent à penser que les micaschistes bicolores, montrant des lamelles de micas plus cristallisées, ont subi un métamorphisme plus accusé que les micaschistes bleus et blancs. SEYLER (1975) montre que les isogrades sont discordants par rapport à la stratigraphie, et qu'il y a une augmentation de l'intensité du métamorphisme dans le groupe de Collobrières, depuis le sommet (épizone) vers la base (mésozone : z. à disthène). Les micaschistes bicolores pourraient représenter l'équivalent plus métamorphique des micaschistes blancs et bleus.

## 2-2 La série d'origine volcanique.

SEYLER (1975), SEYLER et BOUCARUT (1977, 1979) nomment série d'origine volcanique, les leptynites et amphibolites intercalées dans les micaschistes.

Ces auteurs, par l'intermédiaire d'une étude géochimique approfondie, montrent en effet, que les amphibolites et leptynites des Maures occidentales sont les témoins de l'existence d'un paléovolcanisme acide et basique. Il s'agit d'une ancienne série alcaline différenciée de type basaltes alcalins à olivine, hawaïtes, mugéarites et de trachytes alcalins.

Le terme de métavolcanites est donc utilisé pour nommer les leptynites et amphibolites de la série de Collobrières.

Les deux grands types de métavolcanites sont largement représentés dans le secteur étudié :

- Les ortholeptynites, dérivant de volcanites acides affleurant uniquement dans la moitié septentrionale de la région étudiée.

- Les amphibolites dérivant de volcanites basiques. Les gneiss à calcite associés étant interprétés comme d'anciens tufs.

#### 2-2-A. Les ortholeptynites

Parmi les ortholeptynites du secteur étudié, deux grands types se différencient par leur aspect macroscopique, leur position lithostratigraphique dans la série des micaschistes environnants et leur origine (SEYLER 1975) :

- Les ortholeptynites de Valescure.
- Les ortholeptynites de la Rouve Gavot. (vues aussi à l'Adrech du Raou et à Cros de Mouton).

##### a) Les ortholeptynites de Valescure :

C'est cette formation qui a permis la datation de la base du groupe de Collobrières : Cambrien sup. (516 MA) sur zircons (Méthode U/Pb) (DUCROT, LANCELOT, PUPIN et SEYLER, 1982).

Intercalées dans les micaschistes bicolores, ces ortholeptynites se situent donc plutôt à la base des formations du groupe de Collobrières ; à Valescure et dans le vallon de la Garrière, ces ortholeptynites sont même observées interstratifiées dans les micaschistes quartzeux, eux-mêmes en contact avec les gneiss de Bormes, donc à l'extrême base de l'ensemble de la série de Collobrières.

Ces ortholeptynites qui affleurent très bien dans la carrière de Valescure où la roche est exploitée pour la confection de dalles sont caractérisées par :

- une couleur blanche, un aspect massif ; elles se débitent en dalles régulières de 30 à 50 cm de puissance et la schistosité, soulignée par des amas lenticulaires de magnétite et de muscovite est assez peu marquée. La roche possède un grain fin et est très homogène.

Les ortholeptynites de Valescure constituent une formation de 10 à 15 m de puissance. Quant à leur origine, SEYLER et al (1975) en conclusion à une étude géochimique, montrent que ce type de roche dérive d'anciennes rhyolites alcalines.

##### b) Les ortholeptynites de Rouve Gavot.

Intercalées indifféremment dans les micaschistes bleus ou blancs, ces leptynites sont souvent associées à des amphibolites. Elles se situent donc lithostratigraphiquement, au coeur des micaschistes de Collobrières. Leur datation récente ; 480-500 MA (DUCROT et al 1982) permet d'avancer un âge Ordovicien pour la partie supérieure du groupe de Collobrières.

Les plus caractéristiques apparaissent sur le bord de la piste des Condamines, au lieudit de la Rouve Gavot. Ce faciès est néanmoins retrouvé dans toute la moitié Nord de la région étudiée (Adrech du Raou, Cros du Mouton, Piste de Valpayette).

De même que les leptynites de Valescure la roche apparaît massive, très dure et se débitant en dalles régulières avec une schistosité assez peu marquée ; mais elles s'en différencient par des phénocristaux de feldspaths potassiques de teinte rose de l'ordre du millimètre qui se détachent sur le fond granoblastique à grain fin.

Pour ce qui est de leur origine, SEYLER (1975) montre que ces ortholeptynites dérivent d'un ancien trachyte alcalin.

#### 2-2-B. Les amphibolites

Cette formation, totalement interstratifiée dans les micaschistes, se présente cartographiquement suivant des bandes et des amas lenticulaires. Les amphibolites s'intercalent de façon indifférente dans les micaschistes bicolores, bleus et blancs.

Elles sont fréquemment associées avec des roches sombres montrant de belles lentilles de calcite blanche ou rose, associées à de l'épidote et à de la biotite, c'est ce que GUEIRARD (1957) a nommé gneiss à calcite.

Généralement, la présence des amphibolites et des gneiss à calcite sur le terrain, se traduit par une terre rougeâtre assez grasse et fertile, favorable aux châtaigneraies.

##### a) Les Amphibolites sensu-stricto

Les amphibolites de Collobrières sont sous forme de roches très saines verdâtres et dures.

Deux types de faciès sont distingués :

- Des amphibolites massives et grenues formant des bancs épais pouvant atteindre plusieurs mètres. Certains niveaux peuvent se débiter en masses ovoïdes de 20 à 50 cm de diamètre aplaties dans la foliation. (Sauvette)
- Des amphibolites feuilletées, constituées par des lits riches en amphiboles alternant avec des lits micacés. Ces amphibolites forment des niveaux peu épais, faisant la transition entre les amphibolites massives et les micaschistes à minéraux.

Sur l'origine de ces amphibolites, tous les auteurs récents conviennent qu'elles sont issues du métamorphisme d'anciennes coulées basiques de caractère alcalin. SEYLER, BOUCARUT (1979) montrent qu'elles appartiennent au domaine des séries alcalines et qu'elles ont des compositions de basaltes à olivine, hawaïtes et mugéarites.

#### b) Les gneiss à calcite

Cette formation associée aux amphibolites a été décrite pour la première fois par GUEIRARD (1957), c'est d'ailleurs à cet auteur que l'on doit cette dénomination. En effet, on peut bien discerner la texture et la ségrégation poussée de lits clairs et sombres de composition minéralogique différente (amphiboles et biotites essentiellement). Bien observés dans une carrière à la sortie Est de Collobrières, ces gneiss sont caractérisés par des lentilles de calcite rose ou blanche qui, dans le sens de la schistosité, sont très allongées et peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur ; en revanche, perpendiculairement à la schistosité, elles possèdent une forme ovoïde de 0,5 à 3 cm de longueur.

Localement, la calcite peut se trouver absente, la roche sera alors une sorte d'amphibolite vacuolaire piquetée de cavités ovoïdes.

SEYLER (1975) pense que la calcite est d'origine secondaire par rapport à la roche originelle qui serait une ancienne hyaloclastite mise en place en milieu marin, la calcite se serait formée secondairement par réaction entre la lave et l'eau de mer.

#### 2-3 La formation grés schisteuse du flysh. sup.

Le terme de flysch oïde s'applique aux formations d'origine grés-argileuse du massif des Maures (SEYLER 1975).

La dénomination de flysch oïde supérieur concerne la formation quartz schisteuse susjacente aux micaschistes de Collobrières.

Il s'agit d'une formation d'origine détritique montrant des alternances de niveaux gréseux et schisteux. Elle est constituée de quartzites micacés et feldspathiques, de schistes dont certains de couleur bleue évoquent les micaschistes de la série de Collobrières et de quartzophyllades de teinte grise. Dans le secteur de Cros de Mouton, on observe intercalés dans cette série, des petits niveaux de gneiss amphiboliques de quelques décimètres d'épaisseur.

#### 3) Autres formations.

Sont décrites dans ce paragraphe, des formations secondaires. Elles affleurent ponctuellement et uniquement dans une petite partie de la région étudiée.

##### 3-1 Les quartzites du Temple

Les quartzites du Temple sont bien représentés cartographiquement dans l'extrême partie méridionale ainsi qu'au bord de la piste de Valcros aux environs des ruines du Mirabelet. Ces quartzites sont rattachés aux formations épizonales.

La roche très dure, blanche, jaune ou rosée, se dispose en bancs d'environ 1 m de puissance, séparés par des petits lits de schistes bleus et de quartzites micacés.

### 3-2 Les séricito schistes.

Cette formation se rencontre aussi dans la partie Sud du secteur étudié (piste de Valcros et colline de Ferrouy). Lithostratigraphiquement, elle apparaît sur les micaschistes de Collobrières.

"Séricitoschistes" est uniquement un terme de terrain qui permet une différenciation par rapport aux autres schistes. Ce sont en fait, des micaschistes sériciteux et quartzeux, alternant avec des quartzites gris. Ils contiennent de la chlorite, mais contrairement aux autres schistes, la staurotide est toujours absente, ils sont épizonaux. Leur surface S présente des plages, blanc d'argent, caractéristiques sur lesquelles s'observent des ondulations typiques créées par les kinks de la phase 4.

### 4) Conclusion générale

La région étudiée montre un ensemble de formations variées bien différenciables sur le terrain.

On peut résumer la série stratigraphique du secteur étudié de la manière suivante (fig. 5) :

Sur un ancien socle (560 MA) représenté par les orthogneiss ocellés de Bormes, repose une série d'origine sédimentaire constituée par :

- + Les gneiss fins de Bormes (bien que leur origine sédimentaire reste un problème posé).
- + Les formations du groupe de Collobrières, reposant en discordance sur les gneiss de Bormes, elles s'agencent de la façon suivante :
  - les micaschistes de Collobrières, correspondant à une ancienne série argileuse, ils montrent un enrichissement en quartz vers la base.
  - Dans ces micaschistes s'intercalent des métavolcanites d'origine acide (leptynites) et basique (amphibolites) présentant un caractère alcalin.
  - La formation quartzo schisteuse du flyscholite supérieur ayant une probable origine grés argileuse.

L'ensemble de la série montre une légère augmentation de l'intensité du métamorphisme du sommet vers la base.



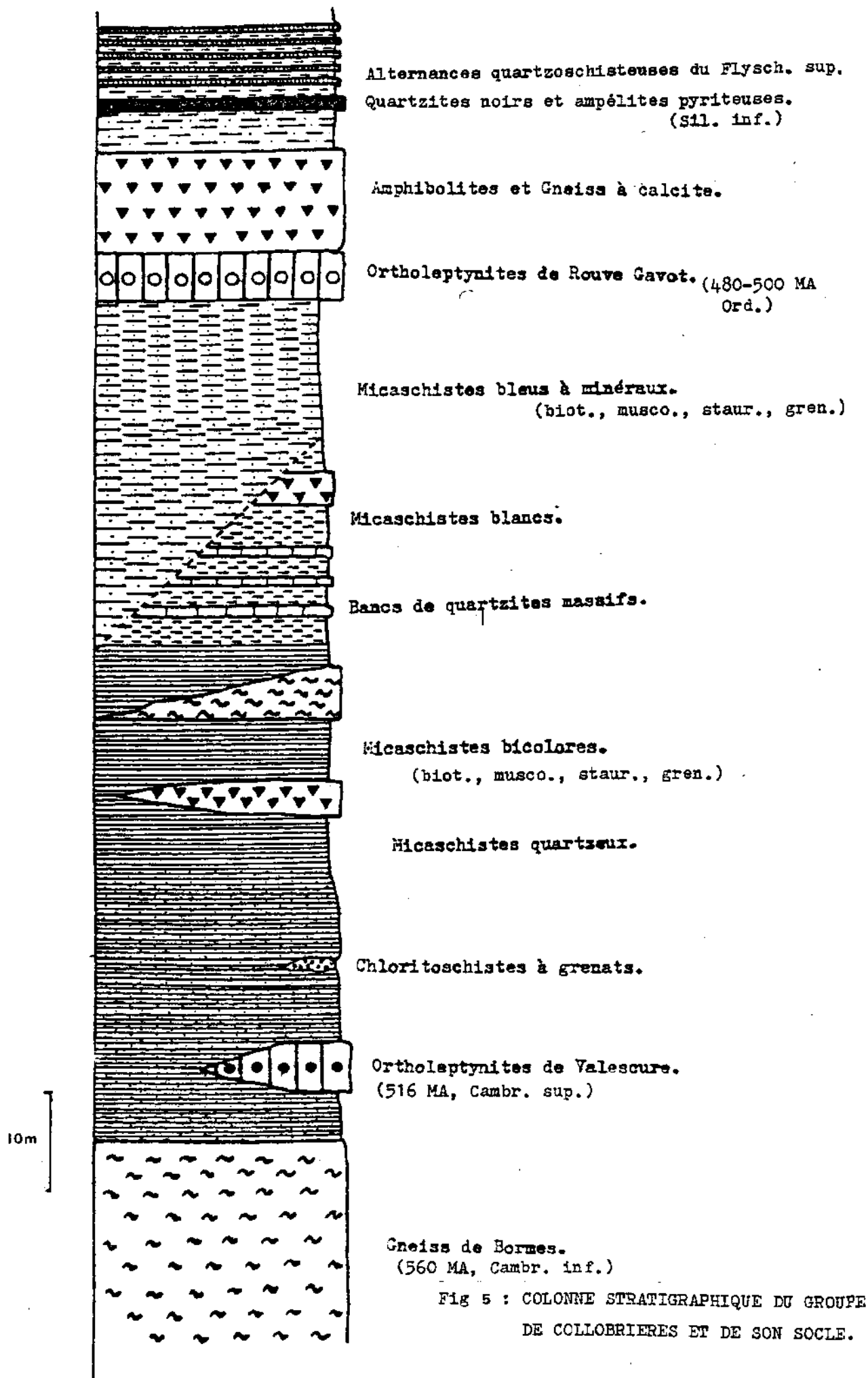


Fig 5 : COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU GROUPE  
DE COLLOBRIERES ET DE SON SOCLE.

### III - POSITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SERIES A CONCENTRATION EN FER

---

Ce sont les concentrations en fer de la région de Collobrières qui font l'objet de ce travail. Par conséquent, dans ce paragraphe on se propose, à l'aide de coupes sélectionnées, de remplacer les formations à concentration en fer dans la série lithostratigraphique qui vient d'être définie. Une description des formations ferrifères de Collobrières et leur situation géographique doivent préalablement être données.

#### 1) Description des formations ferrifères de Collobrières

La plus connue de ces formations est la collobriérinite, définie par LACROIX (1917) (cf. Chapitre Introduction). La collobriérinite a fait l'objet d'une exploitation en tant que minerai au siècle dernier ; des restes de travaux sont observés sous forme de haldes et d'anciennes entrées de mines (Rascas, Vaubarnier - Bagna, col du Gringalet). Il faut ajouter à la collobriérinite des niveaux de grenatites ferrifères ; deux types sont distingués :

- + Des grenatites à quartz biotite, associées à la collobriérinite.
- + Des grenatites à quartz et chlorite indépendantes de la collobriérinite.

Toute ces séries à concentration en fer sont stratiformes et se présentent en amas lenticulaire dans les formations du groupe de Collobrières.

#### 1-1. La collobriérinite

Il s'agit d'une roche sombre, à gros grains, massive et surtout très dense. Cette roche ne présente pas de schistosité apparente. Elle montre à la cassure de fines aiguilles d'amphibole (grünérite) vert olive en gerbe ; ces aiguilles peuvent s'agencer suivant une direction préférentielle. De gros porphyroblastes de grenat (5mm à 1 cm de diamètre) sont fréquemment présents, ils sont noyés dans une matrice à dominante de magnétite ; cette dernière arrive en effet à constituer de véritables lits dans la roche. Les cristaux de grenat peuvent devenir importants, la roche présente alors un aspect tacheté noir (magnétite) et rose (grenat) [col du Gringalet]. Les sulfures (pyrite ou pyrrhotite) sont localement très abondants et peuvent rendre la roche pulvérulente.

#### 1-2. Les grenatites à quartz biotite

Ces roches sont toujours associées à la collobriérinite. Si cette dernière est absente, les grenatites se situent au même niveau stratigraphique. Ce sont des roches sombres, denses, à gros grains, hétérogènes et massives ; elles présentent un aspect grenu bien que de temps en temps on puisse soupçonner une légère orientation des micas. Les porphyroblastes de grenat atteignent souvent plusieurs millimètres de diamètre. Ils sont noyés dans une matrice quartzo-biotitique où le quartz se présente

sous forme de petits filonnets. L'un ou l'autre de ces deux minéraux peut être totalement absent, on aura alors soit une roche uniquement constituée de biotite et de grenat, observée à Rascas, soit un faciès à quartz grenat seuls (col du Gringalet).

### 1-3 Les grenatites à quartz et chlorite

Ces grenatites sont intercalées dans les micaschistes sous forme de petites lentilles. La roche est sombre, massive, à gros grains et hétérogène. Aucune orientation des minéraux n'apparaît, la roche est grenue. Les porphyroblastes de grenat peuvent atteindre une taille très importante, jusqu'à 2 à 3 cm de diamètre ; ils sont noyés dans une matrice verdâtre à dominante chloriteuse (de fines lamelles de biotites sont aussi observées). Il faut noter la présence à leur contact, d'une roche noire et massive.

### 2) Situation géographique des affleurements de niveaux minéralisés et de grenatites dans le secteur étudié.

#### 2-1 La Collobriérite.

La collobriérite est observée dans la région présentement étudiée en trois lieux différents. Elle se présente systématiquement sous forme d'amas lenticulaires.

+ Au Sud immédiat du hameau de Rascas, au bord de la dépression perniennne à 1 km environ à l'Est des Mayons. La collobriérite affleure à l'entrée d'une ancienne galerie, au bord du ruisseau, à environ 500 m au Sud du hameau de Rascas.

+ Sur le flanc Est du vallon de Vaubarnier, à 3 km environ à l'Ouest de Collobrières, dans les haldes des anciennes mines de la concession de Bagna sur la propriété Pascal.

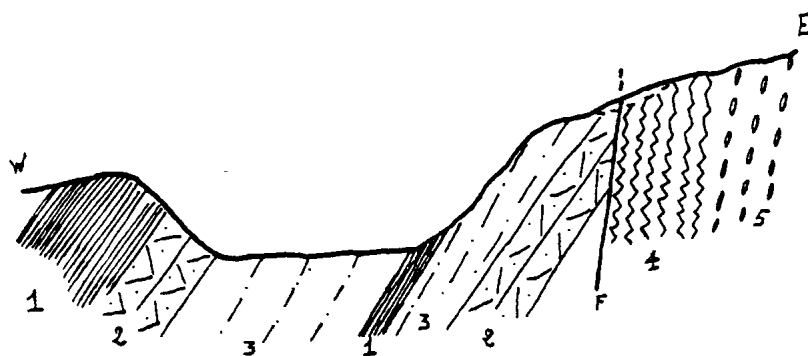
+ Au col du Gringalet (commune de la Londe-les Maures) au bord de la piste de la Buissède, dans le lotissement de Valcros au niveau des nouvelles constructions (la collobriérite n'affleure plus aujourd'hui, suite à un comblement du niveau par des travaux en 1980).

#### 2-2 Les grenatites à quartz et biotite

Associées à la collobriérite, elles annoncent en fait, le minerai de fer. Néanmoins, elles affleurent fréquemment seules.

+ A Rascas, si ces grenatites sont certes associées à la collobriérite, suivant trois affleurements ce sont elles seules qui constituent le niveau ferrière (absence de collobriérite).

+ A Vaubarnier, elles sont rencontrées liées à la collobriérite dans les deux anciennes mines.



**Fig 6 :** COUPE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DE L'AFFLEUREMENT DE COLLOBRIERITE  
DU VALLON DE VAUBARNIER, vue par S GUEIRARD (1957).

- 1 : Micaschistes à minx du "Groupe des Berles" avec bancs feldspathiques.
  - 2 : Banc à grenat, magnétite, grunérite, fayalite.
  - 3 : Minéral riche en magnétite, avec grenat, grunérite.
  - 4 : Passage des micaschistes du "Groupe des Berles" aux micaschistes du "Groupe du Cap Nègre".
  - 5 : Gneiss du "Groupe de Bormes".
- } Collobrierite.

+ Au Gringalet ; une grenatite riche en quartz (faciès quasiment à grenat et quartz seuls) s'observe en association étroite avec la collobriérite.

+ Dans d'autres secteurs ; au niveau du col de Babaou, au bord de la piste située entre Pertuade et la D 41, un niveau de grenatite à quartz-biotite affleure suivant une lentille d'un à deux mètres de puissance. Un affleurement similaire est vu, dans le vallon de la solitude au niveau des quatre chemins sur l'île de Port Cros.

Ces grenatites subissent dans tous les cas une altération donnant superficiellement une croûte enrichie en oxydes de fer (limonite, hématite).

### 2-3 Les grenatites à quartz et chlorite

Cette formation est indépendante de la collobriérite étant lithostratigraphiquement en position différente.

Ces grenatites ont été vues sous forme de petits amas lenticulaires dans les micaschistes :

+ Sur un talus, au bord de la route des crêtes Marc Robert, juste avant un virage en épingle à cheveux au dessus de la bastide de Cros de Mouton.

+ Sous forme de blocs éboulés, au bord du chemin conduisant de la propriété de Patrian aux Condamines (sous le Mt Sauvette).

Remarque : Au niveau du PC 422 de la colline de la Fare, surplombant le Vallon de Vaubarnier, apparaît une lentille très mince d'un faciès à grenat-biotite et amphibole interstratifiée dans la formation contenant les amphibolites.

### 3) Détermination de la position lithostratigraphique des formations ferrifères

La série lithostratigraphique ayant été définie, les différents types de formations ferrifères et leur situation géographique décrits ; il nous est possible maintenant, à l'aide de coupes choisies, de recaler lithostratigraphiquement les formations ferrifères de Collobrières. Les coupes orientées W - E, en fonction de la direction des couches, sont successivement présentées du Nord au Sud du secteur étudié. (fig 7a et 7b)

#### 3-1 Coupe de Rascas - Les Mayons

Cette coupe s'établit de la localité des Mayons à l'Ouest jusqu'au Jas de Marqués à l'Est. Elle se situe à l'extrême Nord du secteur étudié, en bordure de la dépression permienne. Elle recoupe, à la hauteur du hameau de Rascas, le niveau minéralisé en fer observé en quatre affleurements dont deux (le deuxième et le troisième en allant vers le Sud à partir du

hameau) montrent d'anciennes mines (traces d'exploitation sous forme de haldes et de vieilles galeries). La formation ferrifère montre deux bancs de grenatite -intercalés dans les micaschistes. Ils sont constitués d'une grenatite à quartz et biotite, dans laquelle (1er banc) est interstratifiée la collobriérite. (Elle s'observe au niveau d'une ancienne entrée de galerie, rive droite du ruisseau, 250 m au Sud du hameau de Rascas)

Dans son ensemble, la coupe traverse les formations du groupe de Collobrières jusqu'aux gneiss, elle situe le niveau minéralisé de Rascas. à la base du groupe de Collobrières, intercalé dans les micaschistes quartzeux non loin du contact avec les gneiss de Bormes.

### 3-2 Coupe de Cros de Mouton

Cette coupe s'étend du versant oriental de la colline du sommet de l'Argentière à l'Ouest, jusqu'à la bordure Est du vallon de la Garrière à l'Est. Elle montre bien, l'ensemble des formations du groupe de Collobrières (du flysch. sup. aux gneiss) qui est ici peu épais. Cette coupe passe par le niveau ferrifère situé sur le talus au bord d'une route, à l'amorce d'un virage. Il se présente ici, sous forme de deux bancs lenticulaires, distants de 1 m l'un de l'autre et épais de 20 à 30 cm, constitués par une grenatite à quartz et chlorite. Ces deux bancs sont intercalés dans les micaschistes bleus de Collobrières très riches en minéraux (grenat et staurotide), non loin du contact avec les alternances du flysch. supérieur, dans la partie supérieure du groupe de Collobrières. Le passage entre grenatites et micaschistes se fait par l'intermédiaire d'un banc constitué d'une roche sombre, très riche en staurotide ; l'étude pétrographique permettra de la définir. Il faut également noter qu'à l'approche des bancs de grenatites on remarque un enrichissement très net, en grenat et en staurotide dans les micaschistes

### 3-3 Coupe de Patrian Condamines

Allant des Condamines à l'Ouest jusqu'à la Louvière à l'Est, cette coupe montre bien la structure synclinale de la Sauvette -Cros de Mouton, dont le coeur est ici représenté par les alternances du flysch. supérieur. On n'observe pas ici de formation ferrifère affleurante, néanmoins un bloc éboulé de grenatite à quartz et chlorite, type Cros de Mouton, a été retrouvé associé à des micaschistes en dessous des Condamines (pied de la Sauvette). On peut alors penser qu'il existe dans les micaschistes, un ou plusieurs bancs de grenatite. Il faut noter ici, au niveau des Condamines, que le passage entre amphibolites et micaschistes s'effectue par l'intermédiaire d'un banc à biotite et grenat seuls ; celui-ci sert d'ailleurs d'excellent banc repère pour l'observation de microstructures.

### 3-4 Coupe de Vaubarnier

Il s'agit de la coupe déjà décrite par GUEIRARD (1957) (fig. 6), passant au travers du vallon de Vaubarnier à 1-2 km à l'Est de Collobrières. Elle recoupe les niveaux de collobriérite, constituant l'ancienne concession du Bagna dans la propriété Pascal (mines retrouvées au Rêgne de Boyer et aux 4 chemins). Comme à Rascas, la collobriérite affleure au sein de grenatites

à quartz et biotite. On n'observe pas nettement la succession stratigraphique ; néanmoins la découverte sous forme de blocs éboulés au niveau des haldes, des mêmes types de faciès qu'à Rascas, fait songer au même genre de succession. Comme à Rascas, la formation ferrifère s'intercale dans les micaschistes bicolores à tendance quartzeuse de la base du groupe de Collobrières.

On remarque également ici, sur la colline de la Fare, au contact micaschistes-amphibolites, un niveau repère à grenat-staurotide du même type qu'au Patrian.

### 3-5 Coupe de Babaou

Cette coupe traverse la structure synclinale de la Malière-Peigros, au dessus du col de Babaou. C'est dans les micaschistes bicolores constituant ici le coeur de la structure synclinale non loin du contact avec les gneiss, que le niveau enrichi en fer affleure. Celui-ci est constitué par une grenatite à quartz et biotite sans que la collobriérinite n'apparaisse. Les micaschistes immédiatement encaissants sont plu tôt de faciès bicolore sensu stricto. Le niveau se situe à un peu près 2 mètres du contact avec les gneiss de Bormes.

### 3-6 Coupe de Valcros - Gringalet

La coupe la plus méridionale du secteur étudié s'étend de la piste de Valcros à l'Ouest, au vallon de la Berle à l'Est, elle recoupe les formations du groupe de Collobrières jusqu'aux gneiss de Bormes. Au niveau du col du Gringalet, la coupe traverse le niveau riche en fer, constitué d'une collobriérinite tachetée rose et noir (grenat, magnétite) qui s'interstratifie dans des grenatites très quartzeuses, quasiment de faciès quartzite à grenat. Ici encore, la formation ferrifère se dispose à la base du groupe de Collobrières dans les micaschistes quartzeux, non loin du contact avec les gneiss de Bormes.

### 3-7 Coupe de Port-Cros

Sur l'île de Port-Cros, de la mer à l'Ouest au sommet de la Vigie à l'Est, cette coupe traverse le vallon de la Solitude dans lequel, un niveau de type grenatite à quartz et biotite affleure. Il est ici interstratifié dans des micaschistes bicolores assez quartzeux, à proximité d'un contact avec les gneiss de Bormes qui affleurent un peu plus à l'Ouest dans le vallon.

## 4) Conclusions

- On distingue trois faciès se regroupant en deux types de séries à concentration en fer dans la région de Collobrières :

1 - Une grenatite à quartz et chlorite

2 - { Une grenatite à quartz et biotite

{ Une roche enrichie en grenat et en magnétite, constituant le minerai de fer, la collobriérinite.

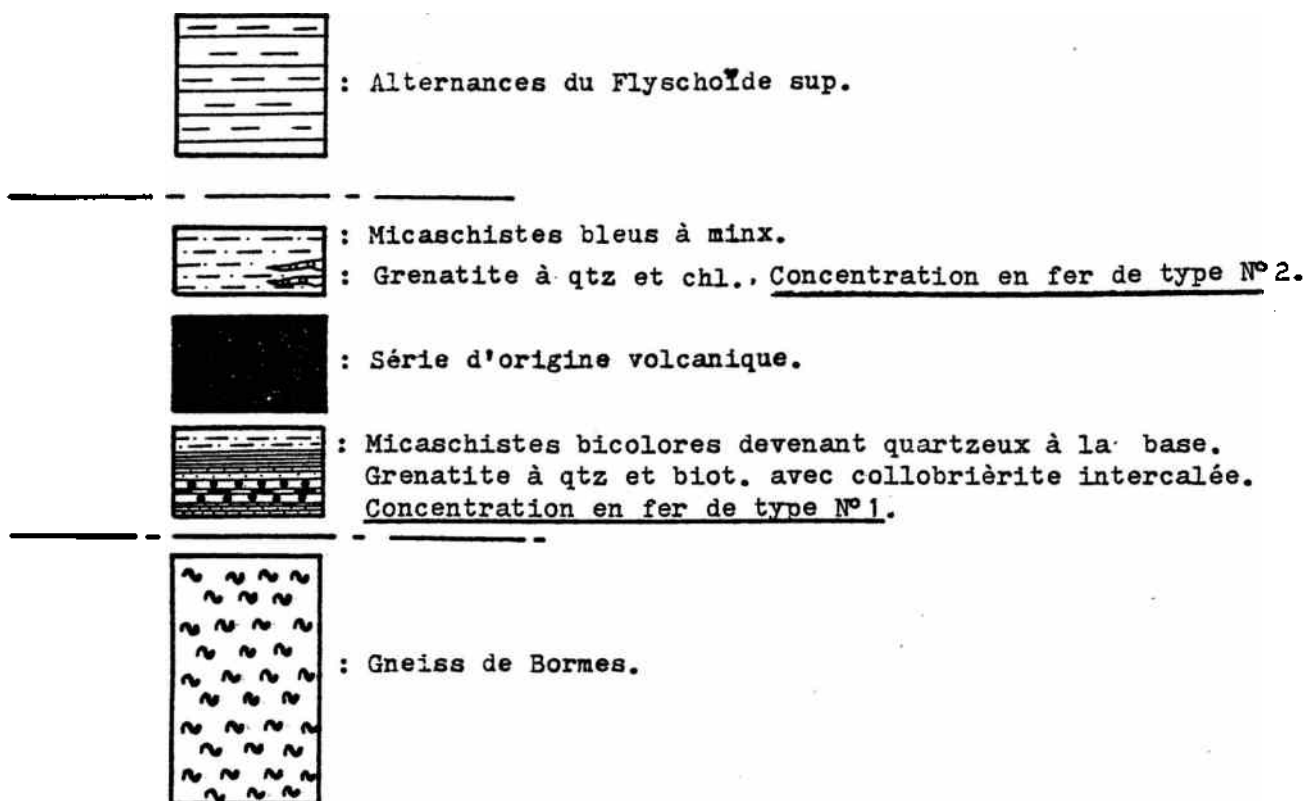
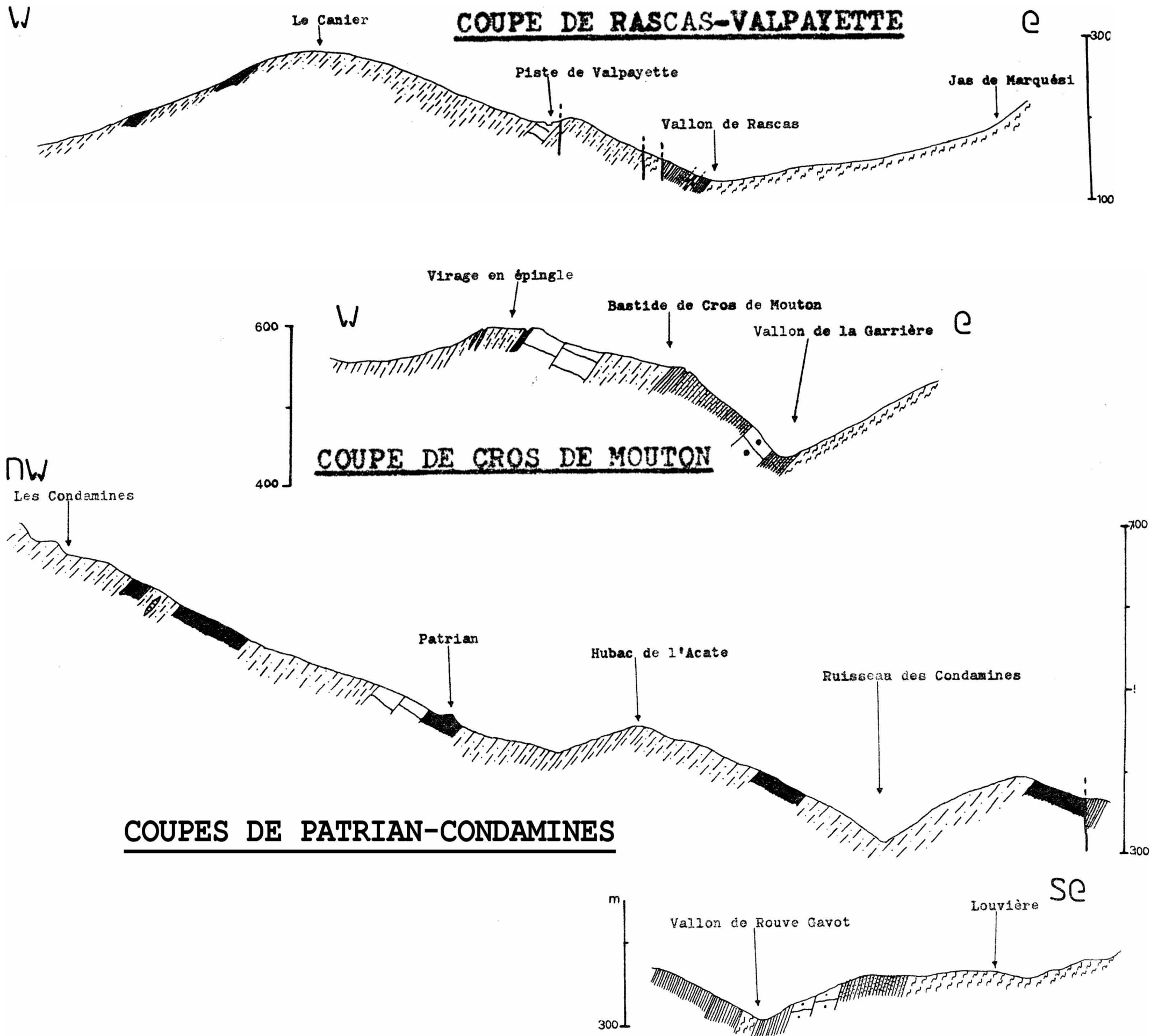


Fig 8: LOG SYNTHETIQUE POSITIONNANT LES DEUX TYPES DE CONCENTRATION EN FER.



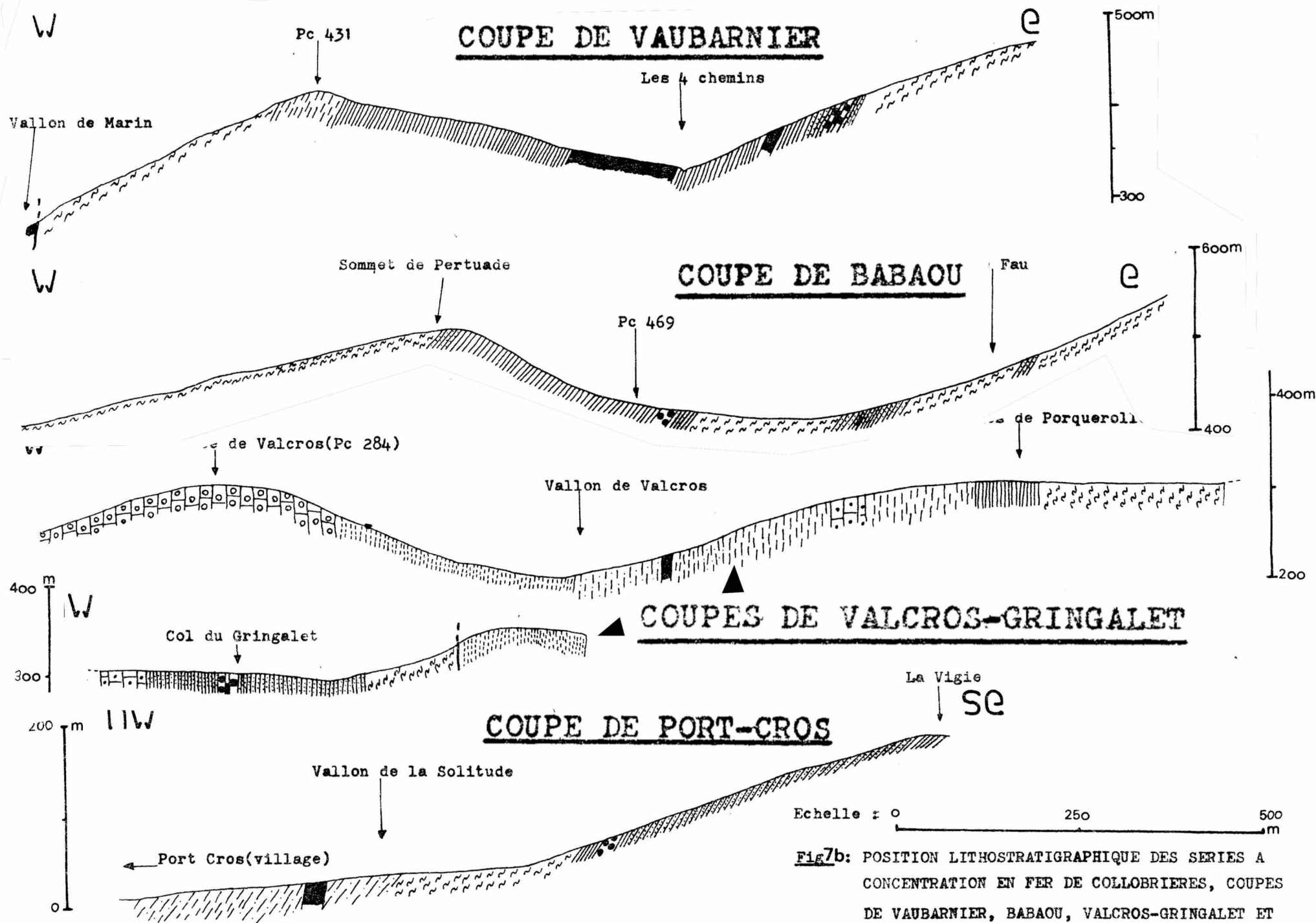


**Fig7a : POSITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SERIES A  
CONCENTRATION EN FER DE COLLOBRIERES, COUPES  
DE RASCAS, CROS DE MOUTON et de PATRIAN-CONDAMINES**

**LEGENDE Fig7a et7b (page 30c)**

Echelle : 0 250 500 m

	: Alternances du Flysch. Sup.		: Micaschistes blancs.		: Quartzites massifs (banes rep.)
	: Micaschistes bleus à minx. avec bancs de Grenatites à qtz-chl interstratifiés.		: Micaschistes bicolores.		: Micaschistes quartzeux.
					: Gneiss de Bormes.
	: Amphibolites et gn. à calcite.		: Ortholeptynites de Valescure.		: Séricitoschistes (Form. épi.)
	: Ortholeptynites de Rouve Gavot.		: Grenatites à qtz-biot. avec éventuellement Banc de Collobrièrite intercalé.		: Quartzites du Temple (Form. épi.)



**Fig 7b:** POSITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SERIES A  
CONCENTRATION EN FER DE COLLOBRIERES, COUPES  
DE VAUBARNIER, BABAOU, VALCROS-GRINGALET ET  
DE PORT-CROS.

- Ces concentrations en fer sont stratiformes et se présentent en amas lenticulaires dans les micaschistes du groupe de Collobrières.

- L'étude de la position stratigraphique des séries concentrées en fer, menée à l'aide de coupes choisies montre qu'elles se disposent suivant deux niveaux dans la stratigraphie régionale.

1 - A la base du groupe de Collobrières, est interstratifié dans les micaschistes quartzeux, un niveau constitué de deux bancs (Rascas) de grenatite à quartz et biotite. Cette dernière renferme une minéralisation en fer de faciès collobriérite. Une datation de 516 MA (Cambrien sup.) est envisagée par corrélation avec les ortholeptynites de Valescure se trouvant dans la même position stratigraphique.

La collobriérite et la grenatite à quartz et biotite associée forment la "concentration en fer type n° 1" (fig. 8) observée à RASCAS, VAUBARNIER BABAOU, VALCROS et PORTCROS.

2 - Un niveau de deux bancs très minces (cros de Mouton) de grenatite à quartz et chlorite, interstratifiés dans des micaschistes bleus très riches en staurotide et grenat, à proximité du contact avec les alternances du flyscholite supérieur. On peut penser que cette grenatite correspond à l'enrichissement ultime en grenat de la série micaschisteuse encaissante. Un âge de 480 MA (Ordovicien) est donné par corrélation avec les ortholeptynites de Rouve Gavot.

La grenatite à quartz et chlorite forme la "concentration en fer de type n° 2" (fig. 8), observée au Cros de Mouton et aux Condamines (Sauvette).

- Ces formations ferrières n'ont jamais été rencontrées en association avec les formations d'origine volcanique (ortholeptynites et amphibolites) bien que lithostratigraphiquement se situant en position semblable (possibilité de corrélation des âges).

- CHAPITRE II -

PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES MICASCHISTES ENCAISSANTS  
ET DES FORMATIONS FERRIFERES

---

I - PETROGRAPHIE.

1) Les micaschistes de Collobrières.

Les séries à concentration en fer, comme on l'a vu dans le chapitre précédent, sont interstratifiées dans les micaschistes de Collobrières. Elles ne présentent aucun lien stratigraphique avec les formations d'origine volcanique.

Trois grands faciès différents de micaschistes sont distingués (cf. Chapitre I), d'après leurs caractères macroscopiques (de terrain) :

- 1) Les micaschistes bicolores
- 2) Les micaschistes blancs
- 3) Les micaschistes bleus.

1-1 Les micaschistes bicolores

Le terme de "bicolore", emprunté à GUEIRARD (1957) est utilisé ici, pour plus de facilité de dénomination, pour distinguer cette série micaschisteuse de la base du groupe de Collobrières, des micaschistes blancs et bleus susjacents.

Dans la formation des micaschistes bicolores, on reconnaît deux sous faciès :

- à la base, les micaschistes quartzeux et quartzites feuilletés, constituant la série reposant directement sur les gneiss de Bormes (cf. fig. 5)
- les micaschistes bicolores sensu stricto.

1-1.A Les micaschistes quartzeux

Situés à la base du groupe de Collobrières, il s'agit d'un faciès intéressant qui contient la concentration en fer de type n° 1 (cf. Chapitre I). Il est donc préférable d'effectuer la description pétrographique de ces micaschistes avec celle des formations ferrifères elles-mêmes.

Le contact des micaschistes quartzeux avec les gneiss de Bormes, est soit franc (on note juste un enrichissement en quartz : Rascas, vallon de

la Garrière, Valescure, Vaubarnier, Babaou, les Berles, Port-Cros), soit il s'établit par l'intermédiaire d'un banc de quartzites massifs. Ce dernier cas est généralement réalisé au contact entre les micaschistes quartzeux et les gneiss interstratifiés dans le groupe de Collobrières (cf. fig.5) ; ceci est particulièrement bien observé au col du Gringalet.

Ces quartzites se présentent sous la forme d'une roche blanche massive, à grains de taille homogène, ne présentant aucune orientation des minéraux. A première vue la confusion avec les ortholeptynites types Valescure, est possible.

#### Description microscopique :

La structure est granoblastique. L'assemblage minéral est le suivant : quartz, oligoclase (An 10 à 25), orthose, biotite, chlorite, muscovite, minéraux opaques, sphène, zircon.

- Le quartz : - il constitue le fond de la roche en cristaux automorphes engrenés de taille moyenne à extinction onduleuse, parfois étirés suivant une direction préférentielle.  
- en petits cristaux isolés, inclus dans les feldspaths.
- L'oligoclase (An 10 à 25) : - cristaux de taille moyenne, bien maclés polysynthétiquement, ils sont souvent damouritisés. Fortement poecilitiques, ils présentent alors de très nombreuses inclusions (quartz, phyllites et minéraux opaques).
- L'orthose : grands cristaux, maclés typiquement Carlsbad. Poecilitiques, ils montrent des inclusions de minéraux opaques et de petits cristaux de quartz.
- La biotite (brune), la chlorite et la muscovite : associées (la biotite se chloritisant), elles se présentent sous forme de baguettes automorphes, isolées et très éparpillées.
- Les minéraux accessoires : - Minéraux opaques  
- Sphène  
- Zircon.

#### 1-1.B Les micaschistes bicolores sensu stricto

Situés sur les micaschistes quartzeux, les micaschistes bicolores sont plus pauvres en quartz et plus riches en niveaux graphiteux. Les plus typiques sont rencontrés au niveau de la Grande Berle.

La roche montre un fort débit schisteux et une cristallisation des micas en belles lamelles.

Les surfaces S présentent des alternances de plages blanc d'argent et gris sombre. Les niveaux micacés (muscovite) alternent avec des lits graphiteux et quartzeux. De la staurotide apparaît systématiquement en minuscules baguettes et le grenat est beaucoup plus rare sous forme de petits blastes ovoïdes de 2 à 3 mm de diamètre, plus ou moins contournés par la schistosité.

Description microscopique :

La structure est lépido à lépidogranoblastique. L'assemblage minéral est le suivant : muscovite, minéraux opaques, biotite, quartz, staurotide, chlorite, tourmaline, sphène, apatite, zircon ; (grenat) et (oligoclase).

- La muscovite : -synschisteuse, en baguettes allongées plus ou moins flexueuses qui soulignent la schistosité.  
-postschisteuse, en baguettes automorphes transverses sur les micas synschisteux. (Photo 1)
- Les minéraux opaques : -baguettes et mouchetures (graphite) se disposant parallèlement à la schistosité.  
-en amas, ils constituent des lits alternant avec les bancs micacés (lits graph.)  
-en inclusion, dans les micas (muscovite et biotite) où ils soulignent leur clivage.
- La biotite brune, elle est associée à la muscovite, mais moins abondante et souvent chloritisée :  
-baguettes synschisteuses parallèles à la schistosité.  
-baguettes postschisteuses transverses sur la schistosité.
- Le quartz : plus ou moins abondant,  
-cristaux allongés et engrenés suivant la schistosité, à extinction roulante, ils constituent des veinules et lentilles alternant avec les bancs micacés.  
-en amas et lentilles polycristallins et hétérogranulaires.  
-en inclusion dans le grenat, quand ce dernier est présent.  
-cristaux automorphes, à extinction onduleuse, dans les ombres de pression du grenat et de la staurotide.
- La staurotide : -rarement synschisteuse, sous forme de blastes de 2 à 3 mm de diamètre, contournés par la schistosité (créant des ombres de pression), présentant une forme plus ou moins en S accompagnant une structure hélicitique (inclusions de minéraux opaques et de quartz). (cf. Photo 14).  
-fréquemment postschisteuse, en blastes transverses et recoupant la schistosité, ils sont traversés par cette dernière (leur schistosité interne est soulignée par des minéraux opaques et de quartz). (cf. Photo 12).

- La chlorite : -interstitielle dans les blastes de staurotide et de grenat.  
-individus remplaçant la biotite.
- Les minéraux accessoires : . La tourmaline ; très fréquente, pléochroïque dans les verts, elle se présente en petits cristaux automorphes et transverses sur la schistosité.
  - . Le sphène
  - . L'apatite
  - . Le zircon

Localement, certains minéraux sont rencontrés.

- Le grenat : sous forme de porphyroblastes de 2 mm de diamètre faiblement fissurés. Poecilites (inclusions de quartz), ils montrent une structure hélicitique, ils sont contournés par la schistosité.
- L'oligoclase (An 10 à 25) : en cristaux allongés, maclés polysynthétiquement et engrenés avec le quartz. Poecilites, ils montrent de nombreuses inclusions de quartz.

#### 1-2 Les micaschistes blancs

Cette formation est plus particulièrement développée au niveau des Mayons, dans la partie Nord du secteur étudié et au Sud de Collobrières, entre les deux, elle n'affleure que de façon sporadique. Sa principale caractéristique est l'alternance de niveaux de micaschistes avec des bancs de quartzites massifs qui forment de bons niveaux repères.

Ces micaschistes, très feuilletés, apparaissent souvent très altérés, rendant l'échantillonnage délicat. Ils se caractérisent par l'alternance de lits micacés constitués de muscovite seule et de lits quartzeux. Les minéraux de métamorphisme, le grenat et la staurotide ne sont que rarement présents.

#### Description microscopique :

La structure est Lépidogranoblastique. L'assemblage minéral est le suivant : muscovite, quartz, albite - oligoclase (An 6 - 26), chlorite, (biotite), minéraux opaques, apatite, tourmaline, sphène, zircon, (grenat) et (staurotide).

- La muscovite : -synschisteuse, en baguettes automorphes orientées suivant la schistosité qui montrent des inclusions de minéraux opaques, soulignant leurs clivages.

- postschisteuse, les lamelles automorphes sont transverses sur les micas synschisteux.
  - en fines inclusions orientées suivant les plans de macle des plagioclases.
- Le quartz : -associé au plagioclase, dans des feuillets alternant avec les feuillets micacés. Il se présente sous forme de petits cristaux engrenés et orientés suivant la schistosité, à extinction onduleuse et englobant des lamelles de micas (muscovite).
- en amas des polycristallines hétérogranulaires.
  - éventuellement, en cristaux automorphes recristallisés dans les ombres des grenats.
  - en inclusion dans le feldspath plagioclase.
- L'albite - oligoclase (An 6 - 26) : associé au quartz, (il) se présente en cristaux bien maclés polysynthétiquement, souvent damouritisés, plus ou moins transverses par rapport à la schistosité. Ils montrent une schistosité interne soulignée par du quartz, correspondant avec la schistosité externe. De nombreuses lamelles de micas sont orientées suivant les plans de macle.
- La chlorite (biotite) : -en individus remplaçant la biotite, sous forme de baguettes orientées suivant la schistosité.
- en grands cristaux postschisteux, transverses sur la schistosité et traversés par elle (schistosité interne soulignée par minéraux opaques).
- Les minéraux accessoires : . Les minéraux opaques
- . La tourmaline.
  - . Le sphène
  - . Le zircon
  - . L'apatite.

Le grenat et la staurotide sont rencontrés ponctuellement suivant les formes suivantes :

- Le grenat : porphyroblastes de 2 à 3 mm de diamètre, fissurés et contournés par la schistosité externe. Poecilites (inclusions de quartz) ils montrent parfois de belles structures hélicitiques.
- La staurotide : en petits blastes (1 à 2 mm de diamètre), fissurés (colmatage par la chlorite), transverses sur la schistosité et traversés par elle.



Localement (Valcros), on trouve associés à ces micaschistes blancs, des schistes de faciès porphyroïde, à nodules de quartz bleus et à granules de feldspaths, comparables aux schistes à quartz bleu du Fédon épizonaux, décrits par SEYLER (1975). Au microscope, les nodules de quartz apparaissent suivant de "gros galets" plus ou moins aplatis dans la foliation, à extinction onduleuse et dont la taille varie de 5 à 6 mm de diamètre.

### 1-3 Les micachistes bleus

Les micaschistes bleus constituent la formation micaschisteuse la plus caractéristique du groupe de Collobrières. Homogène, elle affleure du Nord au Sud du secteur étudié, suivant un faciès identique, sur une épaisseur variable de 15 à 30 m. La roche, très feuilletée, présente à la cassure une teinte bleue caractéristique. La schistosité est soulignée par les micas (biotite et muscovite) ainsi que par des lits graphiteux, plus ou moins abondants ; la proportion en quartz varie. On observe d'ailleurs une certaine polarité, caractérisée par une augmentation du quartz vers la base, à l'approche des micaschistes blancs ou bicolores et une augmentation des niveaux graphiteux vers le sommet, à l'approche du niveau de quartzites noirs et d'ampélites pyriteuses marquant la fin de la série micaschisteuse. Les minéraux de métamorphisme, le grenat et la staurotide sont rencontrés de manière pratiquement constante, sur toute l'épaisseur de la formation.

#### Description microscopique :

La structure est lépido à lépidogranoblastique. L'assemblage minéral caractéristique est le suivant : muscovite, biotite, minéraux opaques, quartz, chlorite, (staurotide), (grenat), (tourmaline), apatite, zircon, sphène.

- la muscovite : -synschisteuse, en baguettes orientées suivant la schistosité.  
-postschisteuse, en baguettes automorphes transverses sur les micas synschisteux.  
-tardive (post grenat), en cristaux automorphes dans les ombres des grenats et staurotides.
- La biotite : de couleur brune mais souvent chloritisée, associée à la muscovite, elle se présente suivant les mêmes formes.
- Les minéraux opaques : -du graphite : -en fines lamelles et mouchetures disposées parallèlement à la schistosité.  
-en aggrégat, il forme de véritables lits internes alternant avec les feuillets micacés.  
-en inclusions dans les micas où ils soulignent les clivages.  
-en inclusions dans les blastes de staurotide et de grenat où ils participent à l'édification d'une schistosité interne.

- .- Le quartz : -dans les lits quartzeux, en petits cristaux orientés et engrenés à extinction onduleuse.
  - en inclusion dans le grenat et la staurotide.
  - en beaux cristaux automorphes, englobant des lamelles de micas dans les ombres de pression des grenats et des staurotides.
  - en amandes polycristallines et hétérogranulaires.
- .- La chlorite : -en individus remplaçant la biotite.
  - interstitielle dans les blastes de grenat et de staurotide.
  - en plages tardives transverses sur la schistosité et traversées par elle.
- .- La staurotide : -en petits blastes fissurés et morcelés contournés par la schistosité. Poecilites, (inclusion de quartz et de minéraux opaques), ils peuvent présenter une structure hélicitique accompagnant souvent une forme en S du blaste.
  - le plus souvent, en petits blastes (2 mm de diamètre) transverses sur les micas synschisteux, ils montrent une schistosité interne, soulignée par des minéraux opaques, se poursuivant avec la schistosité externe.
- .- Le grenat : porphyroblastes de 2 à 4 mm de diamètre, faiblement fissurés. Poecilites, ils montrent des inclusions de quartz et de minéraux opaques qui peuvent dessiner une structure hélicitique. Ils sont systématiquement contournés par la schistosité. (Photo 2)
- .- La tourmaline : variété très pléochroïque, dans les verts, elle se présente sous forme de petits blastes, pouvant aller jusqu'à 1 mm de diamètre qui sont généralement transverses sur la schistosité.
- .- Les minéraux accessoires :
  - . L'apatite.
  - . Le sphène.
  - . Le zircon.

## 2) La concentration en fer type n° 1 (base du groupe de Collobrières)

Est dénommée ainsi (cf. Conclusion du Chapitre I) la concentration en fer, située à la base du groupe de Collobrières. Elle est constituée par une grenatite à quartz et biotite dans laquelle, s'intercale un minerai de fer métamorphique "la collobriérite".

### 2-1 Le niveau ferri-fère de Rascas - Les Mayons

#### 2-1.A Introduction

##### a) Situation géographique.

Les travaux de Rascas sont situés, dans le creux d'un vallon, au revers Nord du massif des Maures, sur la commune des Mayons, entre le hameau de Rascas et les ruines de Valpayette. (Fig 9 )



Photo 1 : Micaschiste bicolore; vue d'ensemble, on note les baguettes de mica syn-schisteuses et post-schisteuses. (X 25, L N )

Photo 2 : Grenat montrant une belle structure hélicitique dans un micaschiste. (éch. Col 7, X25, LN)



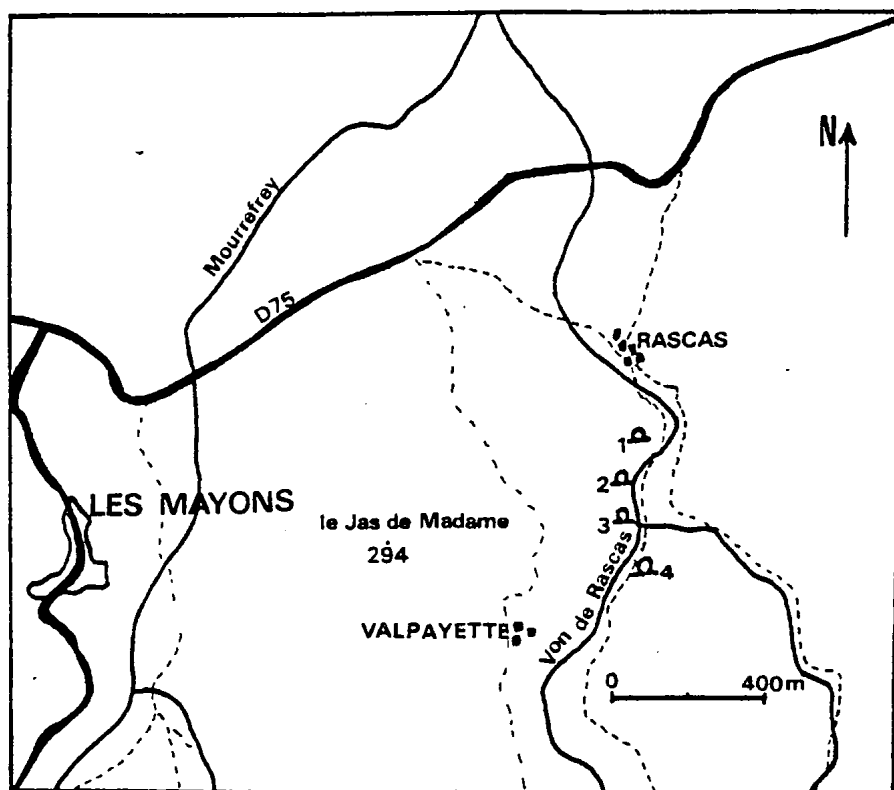


Fig 9: localisation du niveau ferrifère de Rascas-les Mayons.

b) Présentation du gisement.

Le niveau est interstratifié dans les micaschistes quartzeux, de la base du groupe de Collobrières, non loin du contact gneiss-micaschistes. Il constitue une formation lenticulaire de 600 à 700 m de long, de direction Nord - Sud, morcelée par quatre failles transversales E-W. Elle est tronquée au Nord, par un accident passant au niveau du hameau de Rascas, et se referme au Sud, sur le flanc occidental de la colline de Castel d'Aou. Le pendage est de 40-45° W.

La formation riche en fer est bien observée dans le vallon de Rascas, au niveau du ruisseau, en quatre affleurements. Quatre coupes fines ont donc été effectuées avec échantillonnage systématique. Ces coupes sont numérotées de 1 à 4, du Nord au Sud à partir du hameau (fig.10 )

Le minerai sensu stricto, la collobriérite, affleure au niveau de la coupe n° 2. L'ancienne exploitation est mise en évidence par des haldes et des vieilles galeries dont deux sont particulièrement bien visibles à 250 m, au Sud de Rascas, sur chaque rive du ruisseau.

2-1.B Présentation pétrographique : les différents faciès

Le niveau ferrifère de Rascas est, en fait, formé par deux bancs métriques lenticulaires (coupe n° 2) de grenatite à quartz et biotite, interstratifiés dans les micaschistes quartzeux, à proximité du contact entre les micaschistes et les gneiss. Les micaschistes encaissants contiennent deux minéraux de métamorphisme, la staurotide et le grenat, rencontrés ensembles ou séparément. Dans le banc, le plus proche du contact gneiss-micaschistes, la collobriérite est bien observée (coupe n° 2, fig.10 ). Elle est interstratifiée dans la grenatite, en association avec un faciès riche en pyrite.

Légende:









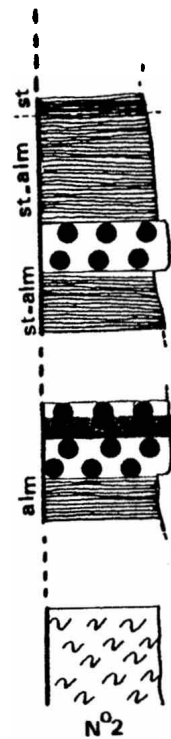
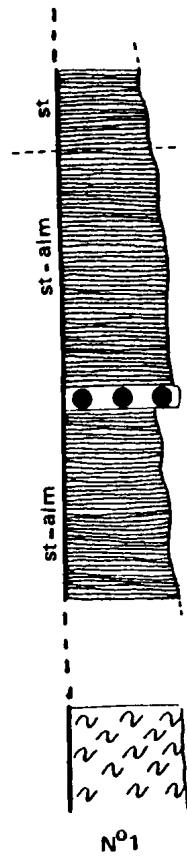
-  : Micaschistes quartzeux (à staur. et/ou alm.)
-  : Grenatite à quartz et biotite.
-  : Collobrièrite.
-  : Niveau à pyrite.
-  : Grenatite à albite.
-  : Quartzite blanc massif.
-  : Quartzites feuilletés.
-  : Gneiss de Bormes.

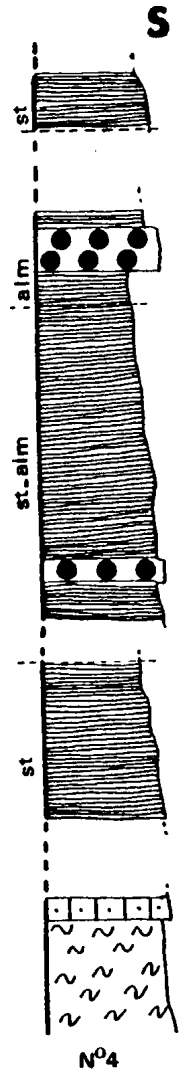
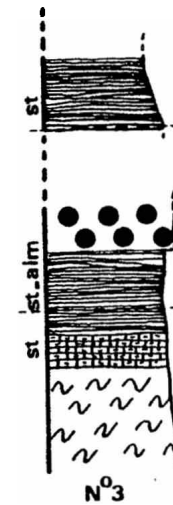
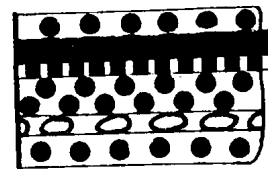
Fig 10 : LES QUATRE COUPES DU NIVEAU FERRIFERE DE RASCAS.

N

10m  
5  
0



x2



S

L'étude pétrographique suivante décrira successivement :

- 1) Les formations stériles, représentées ici par des micaschistes quartzeux et bicolores.
- 2) La grenatite à quartz et biotite.
- 3) La tollobriérite et le faciès riche en pyrite associé.

#### 2-1.C Caractère pétrographique des différents faciès

##### a) Les micaschistes encaissants.

Ils sont représentés par des micaschistes quartzeux, porteurs des deux bancs minéralisés, qui passent à des micaschistes bicolores, en s'élevant dans la série.

Les micaschistes quartzeux se caractérisent par un débit schisteux très prononcé dû à une cristallisation très nette des micas qui apparaissent en belles lamelles. Leur couleur est variée, grise, gris bleuté voir bleue à blanche. Ils sont fréquemment altérés et alors colorés en rouille par les oxydes et hydroxydes de fer. Ils présentent de nombreuses veinules et lentilles quartzeuses, intercalées entre les micas. Le grenat, lorsqu'il est présent, forme des blastes que la schistosité contourne plus ou moins ; la staurotide apparaît surtout sous forme de minuscules baguettes observées sur les surfaces S.

A la base, ces micaschistes quartzeux se trouvent, soit en contact direct avec les gneiss, on note alors un enrichissement sensible en quartz pouvant aboutir à un faciès type "quartzites feuilletés" (coupe n° 3, fig.10 ). Soit, le contact s'effectue par l'intermédiaire d'un banc de quartzites massifs épais de 20 à 50 cm (coupe n° 4, fig.10 ).

En montant dans la série, les micaschistes s'appauvrissent progressivement en quartz et deviennent des micaschistes bicolores sensu stricto.

##### Description microscopique :

La structure est : porphyroblastique pour les mégacristaux de grenat et de staurotide.  
lépidogranoblastique pour la trame quartzo-micacée.

L'assemblage minéral typique est le suivant : muscovite, quartz biotite, minéraux opaques, chlorite, grenat et/ou staurotide, apatite, sphène zircon.

- La muscovite : minéral le plus abondant, deux générations sont distinguées :
  - une muscovite synschisteuse, en baguettes allongées, plus ou moins flexueuses qui soulignent la schistosité. Les cristaux présentent de nombreuses inclusions de minéraux opaques soulignant leur clivage.
  - une muscovite postschisteuse sous forme :
    - . de baguettes automorphes transverses sur les micas synschisteux;
    - . de fines baguettes se disposant en arcs polygonaux dans les charnières de plis (phase 2).
    - . de cristaux automorphes associés au quartz dans les ombres de pression du grenat et de la staurotide.
- Le quartz :
  - en inclusion dans le grenat et la staurotide.
  - en grands cristaux automorphes, engrenés, à extinction onduleuse, dans la trame. Ces cristaux renferment souvent de fines lamelles de micas, ils ont donc subi une croissance postérieure aux micas.
  - en grands cristaux automorphes dans les ombres de cristallisation des mégacristaux de grenat et de staurotide.
  - parfois, en petites amandes polycristallines et hétérogranulaires.
- La biotite : de couleur brune, moins abondante que la muscovite et souvent chloritisée.
  - synschisteuse, en baguettes s'orientant suivant la schistosité.
  - postschisteuse, en cristaux automorphes, transverses sur les micas synschisteux. Elle englobe alors la schistosité soulignée par les minéraux opaques.
  - en cristaux automorphes dans les ombres du grenat et de la staurotide.
- Les minéraux opaques : très abondants ;
  - en fines inclusions dans le grenat et la staurotide où ils soulignent une structure hélicitique.
  - en inclusion dans tous les micas et chlorites où ils dessinent les clivages.
  - en mouchetures et baguettes allongées abondantes, qui se disposent parallèlement à la schistosité.
- La chlorite :
  - en individus qui remplacent la biotite, de toute génération.
  - interstitielle dans les mégacristaux de grenat et de staurotide.
  - dans les queues de cristallisation des cristaux de grenat et de staurotide, sous forme de baguettes contemporaines de leur étirement.
- Le grenat : soit seul, soit associé à la staurotide dans la roche, il apparaît essentiellement dans les niveaux micaschisteux proches des bancs de grenatites.

- La staurotide : plus abondante dans les micaschistes les plus éloignés des bancs minéralisés.
  - en grands cristaux synschisteux de 2 à 3 mm de diamètre, fissurés et morcelés. Poecilitiques, ils contiennent des inclusions de quartz et de minéraux opaques qui dessinent fréquemment une structure hélicitique ; certains blastes de staurotide montrent une forme en S caractéristique.
  - en cristaux allongés, perpendiculairement à la schistosité, tordus et montrant des inclusions arquées ; ce sont des cristaux synschisteux typiques. (Photo 13 )
  - en mégacristaux postschisteux, automorphes, fissurés et non poecilitiques à contours recoupant franchement la schistosité.
- Les minéraux accessoires :
  - . l'apatite
  - . Le zircon
  - . Le sphène, qui apparaît comme un produit tardif, rétro-morphique de la biotite.
  - . beaucoup plus rarement, la tourmaline.

Au contraire, en s'élevant dans la série, on observe un appauvrissement important en quartz qui conduit au faciès bicolore, avec une nette domination des niveaux micacés sur les lits quartzeux.

Ce sont des roches sombres, denses et massives. Elles sont constituées par de grands mégacristaux de grenats (5 à 6 mm de diamètre) au sein d'une matrice quartzo-biotitique. La fraction quartzreuse de la matrice tend parfois à totalement disparaître, ce qui conduit à un faciès particulier à grenat-biotite seuls.

Ces roches constituent deux bancs massifs et lenticulaires dans les micaschistes quartzeux.



Description microscopique :

La structure est porphyro poeciloblastique pour les mégacristsaux de grenat, grano lepidoblastique pour la matrice quartz-biotitique.

L'assemblage minéral caractéristique est : grenat almandin, biotite, quartz, apatite, chlorite, minéraux opaques, sphène, zircon, muscovite. Très localement des minéraux particuliers sont observés, ils conduisent à une composition minéralogique différente.

Ces minéraux sont : la staurotide et l'albite (R.X)

- Le grenat almandin (détermination à la microsonde) : il se présente sous forme :
  - de mégacristsaux porphyroblastiques de 4 à 6 mm de diamètre, automorphes, fortement craquelés et fissurés. Les fissures sont cimentées par du quartz et de la chlorite, les contours cristallins sont irréguliers et anguleux. Poecilolitiques, ils présentent des inclusions de quartz et de minéraux opaques, moins fréquemment d'apatite. Les inclusions de minéraux opaques peuvent dessiner des structures héritées, des cristaux en S sont même observés.  
Des mégacristsaux apparaissent boudinés ; ils présentent alors une fracture centrale remplie par une chlorite d'altération ; ceci tend à montrer que l'étirement du cristal s'est effectué dans les conditions de stabilité de la chlorite. (Photo 11)
  - de blastes de taille plus modeste, de 2 à 3 mm de diamètre, formant une structure en nid d'abeille (de WITT 1967) ; ceci s'explique par une dissolution rapide au niveau des fractures du grenat, leurs zones de corrosion se colmatent alors par des néoblastes de chlorite et surtout de quartz, qui croissent rapidement.
  - de chapelets de petits grains automorphes tardifs non poecilolitiques qui se développent sur la matrice quartzreuse.
- La biotite de couleur brune, c'est le minéral le plus abondant de la "matrice", il peut même en devenir le seul constituant (faciès à grenat-biotite seuls), il se présente :
  - en baguettes automorphes caractéristiques, souvent chloritisées se disposant en amas les unes par rapport aux autres. Leur clivage est souligné par des inclusions de minéraux opaques et de zircons très nombreuses.
  - dans certains échantillons, les baguettes s'agencent suivant un sens préférentiel, soulignant une schistosité.
- Le quartz :
  - en inclusion dans le grenat.
  - dans la matrice, en grands cristaux automorphes à extinction roulante. Ils montrent de nombreuses inclusions de lamelles de biotite, témoins d'une croissance postérieure au mica. Le contraste de taille entre les cristaux inclus dans les porphyroblastes de grenat et les cristaux matriciels, montre que le quartz a continué à croître après la cristallisation du grenat.

- en petits cristaux interstitiels dans la matrice biotitique du faciès à grenat-biotite
  - interstitiels dans les fissures des cristaux des grenats.
- La chlorite : -en individus remplaçant la biotite
- interstitielle dans le grenat.
- Les minéraux opaques : -fines inclusions dans les grenats où ils participent éventuellement à une structure hélicitique.
- en fines baguettes allongées parallèlement à la schistosité (quand elle existe)
  - en masses amorphes tardives.
- La muscovite : -dans certains échantillons, en baguettes synschisteuses, elle s'associe à la biotite et aux minéraux opaques pour souligner une schistosité. Une muscovite postschisteuse, en baguettes transverses sur la schistosité est alors aussi observée.
- produit tardif secondaire, sous forme de belles baguettes automorphes qui se développent sur la biotite.
- Les minéraux accessoires : . apatite (abondance inhabituelle ; petits cristaux émoussés)
- . sphène (produit rétro-morphique)
  - . zircon.
- Les minéraux observés localement :
- . La staurotide : observée dans le petit banc inférieur de la coupe n° 4, elle est associée avec le quartz la biotite, les minéraux opaques et la muscovite dans la "matrice". Elle se présente sous forme de :
    - cristaux de grande taille, postschisteux plus ou moins étirés. Poecililitiques, ils renferment des petits cristaux de quartz allongés et des minéraux opaques dessinant une schistosité interne qui se prolonge avec la schistosité externe.
  - . L'albite : le niveau à albite se situe dans le banc inférieur (coupe n° 2). Les cristaux de feldspaths, abondants, sont associés au quartz, à la biotite, à la muscovite et aux minéraux opaques dans la "matrice". Ils se présentent :
    - en grands cristaux orientés suivant la schistosité. Fortement poecililitiques, ils montrent des inclusions de quartz étirées. Postschisteux, ils englobent des lamelles de micas et leur schistosité interne, marquée par les minéraux opaques, se poursuit avec la schistosité externe.
    - On note chez un certain nombre d'individus, l'apparition légère de mâcles polysynthétiques type albite (confirmation par spectre de R.X)

c) Le niveau minéralisé en fer  
.....

Ce niveau de 50 cm d'épaisseur est intercalé dans la grenatite à quartz et biotite (coupe n° 2, fig.10 ). Des galeries d'exploitation le suivent en direction. Il est constitué par la collobriérinite associée à un niveau enrichi en sulfures (pyrite).

c.1 - Le niveau enrichi en sulfures

La roche constitue un banc d'environ 20 cm d'épaisseur, situé à la base du banc de collobriérinite (coupe n° 2, fig.10 ).

La roche est noire, massive et dense. Elle montre de gros rhomboèdres de grenat (3 à 5 mm de diamètre) dans une matrice riche en pyrite (détermination : lame polie) et magnétite.

Description microscopique :

La structure des cristaux de grenat est porphyroblastique,  
" " de la matrice est granoblastique.

L'assemblage minéral est le suivant : grenat, minéraux opaques (pyrite et magnétite), chlorite, quartz, sphène, apatite, phyllites (fines baguettes).

- Le grenat : -blastés de 2 à 5 mm de diamètre, automorphes, fortement craquelés et fissurés ; ces fissures sont cimentées par la chlorite. La surface a un aspect chagriné. Faiblement poecilites, ils ne contiennent que de rares inclusions de quartz et de minéraux opaques.
- Les minéraux opaques : pyrite et magnétite ;
  - elles constituent les espèces minérales les plus abondantes, en baguettes grossières se disposant en amas qui moulent les blastés de grenat.
  - en inclusion sous forme de mouchetures dans le grenat.
- La chlorite : -interstitielle dans les blastés de grenat.
- Le quartz : -en grands cristaux isolés dans la matrice, ils présentent une extinction onduleuse et de nombreuses inclusions de minéraux opaques et de fines baguettes de phyllites.
- Les minéraux accessoires : . L'apatite : -en amas de petits grains émoussés  
-en grains isolés.
  - . Le sphène : produit de réaction rétro-morphique, il se développe aux dépens de tous les autres minéraux.

## c.2 - La collobri rite

La roche constitue un banc épais de 30 à 35 cm situé sur le niveau à pyrite, intercal e dans la grenatite.

La roche est noire, massive, très dense. Elle est form e par des gros cristaux de grenats (3 à 5 mm de diamètre)  pars s, noyés dans une matrice noire, constitu e de magnétite (analyse microsonde). Associ e à la magnétite, on observe la grünérite qui s'agence en gerbes.

### Description microscopique :

La structure est porphyroblastique pour les mégacristaux de grenat, nématoblastique pour la matrice.

L'assemblage minéral : magnétite, grenat (almandin), grünérite, apatite, quartz, chlorite.

- La magnétite : -espèce minérale la plus abondante de la roche, elle en constitue le fond. Elle se dispose sous forme de lit à structure massive. Elle inclut l'ensemble des autres espèces minérales.
- Le grenat : -en mégacristaux automorphes de 3   4 mm de diamètre, fissurés et (almandin) craquelés (fissures et craquelures cimentées par la chlorite, le quartz et l'apatite). Faiblement poecilitiques, ils renferment des inclusions de minéraux opaques, de quartz et de grünérite.
- La grünérite : -dans la matrice, en amas de baguettes macl es polysynthétiquement et de cristaux losangiques (base de prisme) montrant les clivages typiques des amphiboles.  
Les baguettes de grünérite ont tendance à contourner les mégacristaux de grenat,  
-en inclusion dans le grenat.
- L'apatite : -amas de petits cristaux ovoïdes, émoussés.
- Le quartz : -inclusion dans le grenat,  
-inclusion sous forme de petits cristaux isolés, à extinction onduleuse, dans les lits massifs de magnétite .
- La chlorite : -interstitielle-dans les blastes de grenat

## 2-2 Le niveau ferrifère de Vaubarnier -Bagna, site de Collobrières

### 2-2.A Introduction

#### a) Situation géographique .....

Le gisement est situé dans le quartier de Vaubarnier, à 3 km



Photo 3 : Grenatite à quartz et biotite de Rascas, vue d'ensemble. (éch.DR 117, X25 LN)

Photo 4 : Collobrièrite de Vaubarnier vue d'ensemble. la grünerite se développe aux dépens de la fayalite. (éch.DV 217, X25 LN)



Photo 5 : Structure de "fantôme d'oolithe" dans une collobrièrite à grünerite et magnétite de Vaubarnier. (éch. DV 267, X25 LN)

à l'Ouest de Collobrières. On y accède en quittant la D 14 au niveau du pont sur le ruisseau de Vaubarnier ; suivre ensuite la piste qui remonte le vallon sur 300 m, puis gravir la colline sur la rive droite du ruisseau. Des affleurement sont également visibles au col des 4 chemins. (cf. fig 11)

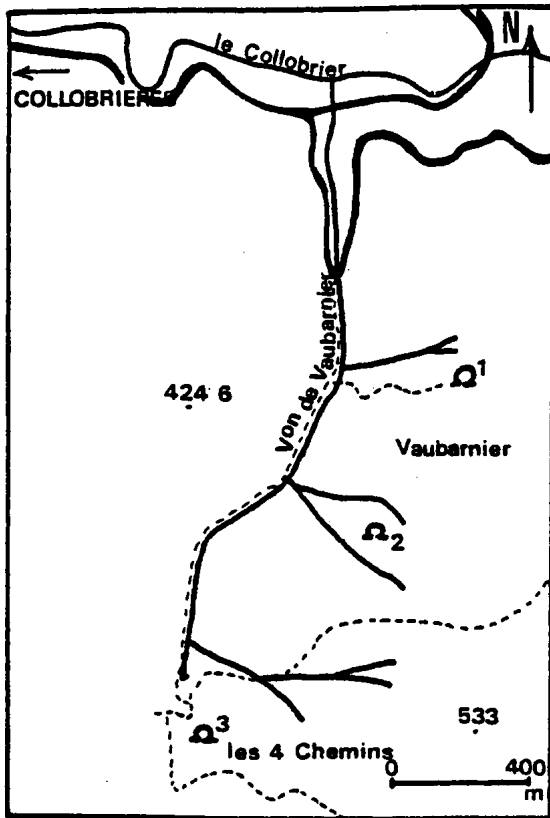


Fig 11: localisation du niveau ferrifère de Vaubarnier-Bagna

b) Présentation du gisement.

.....  
Comme à Rascas, le niveau ferrifère est interstratifié, dans les micaschistes quartzeux.

Il constitue trois petites lentilles longues chacune d'une vingtaine de mètres. Au niveau de deux de ces formations lenticulaires (la plus au Nord, à Vaubarnier, et la plus au Sud, au col des 4 chemins), des traces d'exploitation, galeries et haldes apparaissent. Des échantillons minéralisés à faciès collobriérinite sont fréquents dans les haldes. Malheureusement le niveau en place est toujours très altéré, et ne présente qu'une croûte ferrugineuse très épaisse, enrichie en oxydes et hydroxydes de fer. Par conséquent, ceci ne permet pas une coupe détaillée comme à Rascas. Le troisième niveau lenticulaire, en position intermédiaire, est constitué par un banc de grenatite à quartz et biotite, type Rascas, très altérée, de quelques centimètres d'épaisseur. La direction de ces niveaux varie de N 15 à N 20, le pendage de 55 à 60° W.

2-2.3 Présentation pétrographique

Les conditions d'affleurement, n'étant pas très bonnes, les échantillons étudiés proviennent pour la plupart, de blocs collectés dans les haldes aux abords des anciens puits de mines.

On distingue néanmoins, de même qu'à Rascas :

- Des niveaux stériles représentés par des micaschistes quartzeux et bicolores observés en place.
- Une grenatite à quartz et biotite (en place, au niveau lenticulaire n° 2 , cf. fig. 11 )
- Différents faciès minéralisés (blocs non en place).

## 2-2.C Caractères pétrographiques

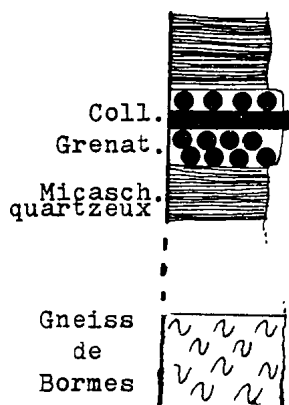


Fig. 12: Log synthétique du niveau minéralisé de Vaubarnier

Les micaschistes quartzeux et bicolores à grenat et staurotide constituant des niveaux stériles, ainsi que la grenatite à quartz et biotite associée au minerai, montrent ici les mêmes caractères pétrographiques qu'à Rascas. En conséquence, les descriptions pétrographiques vont porter uniquement sur les différents faciès de la minéralisation.

Trois faciès pétrographiques distincts de la minéralisation sont observés :

- une collobriérite à magnétite-grünérite (type Rascas)
- une collobriérite à fayalite-grünérite-magnétite
- un faciès à carbonates (sidérite) -magnétite.

### a) La collobriérite à magnétite-grünérite

Cette roche présente un faciès semblable au minerai de Rascas, précédemment décrit, à savoir des mégacristaux de grenats reliés entre eux par une matrice constituée de magnétite et de grünérite.

### b) La collobriérite à magnétite, grünérite et fayalite

Ce faciès représente la collobriérite typique, telle qu'elle est définie par LACROIX (1917) et décrite par GUEIRARD (1957) ; la fayalite est seulement visible au microscope.

La roche est sombre, dense, massive et très cristalline ; des rhomboédres de grenats (2-3 mm de diamètre) apparaissent au sein de grünérite fibreuse (en gerbe) et de magnétite (en grains).

Description microscopique :

La structure est porphyroblastique pour les mégacristaux de grenat ;

grano-nématoblastique dans la "matrice".

L'assemblage minéral est le suivant : grünerite, magnétite, grenat, fayalite, apatite, quartz, chlorite, sphène, zircon.

- La grünerite se présente :

- en grandes baguettes maclées polysynthétiquement qui se disposent dans la matrice en gerbes et en amas.
- en cristaux, correspondant à des bases losangiques de prismes, montrant les clivages caractéristiques des amphiboles.

La grünerite se développe aux dépens de la fayalite. (Photo 4).

- en inclusion dans le grenat.

- La magnétite (détermination microsonde) : - mégacristaux octaédriques (2 à 3 mm de diamètre). Faiblement poecilites, ils montrent des inclusions d'apatite et de quartz.
  - fines inclusions dans le grenat.

- Le grenat : mégacristaux porphyroblastiques (3 à 5 mm de diamètre) fissurés (almandin) et craquelés, les fissures sont cimentées par la chlorite. Poecilites, ils renferment des inclusions de minéraux opaques d'apatite, de quartz, et de grünerite.

- La fayalite : minéral constituant le fond de la roche, il se présente sous forme de grandes plages fissurées incluant tous les autres minéraux. On observe nettement le développement de lamelles de grünerite à ses dépens (exsolution).

- Le quartz : petits cristaux isolés, à extinction roulante en inclusion dans le grenat et la magnétite.

- La chlorite : interstitielle dans les blastes de grenat.

- Les minéraux accessoires : . L'apatite, sous forme de petits cristaux émoussés; en amas dans les fissures et les irrégularités des contours des grenats; isolés en inclusion dans le grenat, la fayalite et la magnétite.
  - . Le sphène
  - . Le zircon.



c) Le faciès à sidérite et magnétite.  
.....

L'échantillon décrit ici, provient de la halde de la mine du col des 4 chemins. La roche est noire, massive et dense ; de grands cristaux automorphes de grenat (4-5 mm de diamètre) se disposent indifféremment sur un fond constitué par des alternances de lits sombres (magnétite) et de lits clairs (sidérite).

Description microscopique :

La structure est porphyroblastique pour les mégacristaux de grenat.

L'assemblage minéral est le suivant : sidérite, magnétite, grenat apatite, chlorite, quartz, muscovite.

- La sidérite : la détermination de ce carbonate a été effectuée par la diffraction R X et confirmée par l'analyse chimique de la roche. La sidérite constitue avec la magnétite le véritable fond de la roche ; elle se présente :
  - en aggrégats polycristallins qui constituent des lits internes dans la roche, alternant avec des lits de magnétite. Ces aggrégats sont porteurs de nombreuses inclusions : apatite, chlorite, magnétite.
  - interstitielle dans les blastes de grenat.Il faut également noter que de la sidérite apparaît dans des échantillons de collobriérite altérée où elle forme le fond de la roche et s'insinue dans toutes les fractures des blastes de grenat, la fayalite et la grünerite ont alors totalement disparu.  
Plusieurs hypothèses ont été émises quant à l'origine de la sidérite dans la collobriérite et les faciès associés :
  - . LACROIX (1917) pense à une pseudomorphose de la fayalite par la sidérite.
  - . GUEIRARD (1957) émet l'hypothèse que la sidérite provient de l'altération de sulfures (pyrrhotite ou pyrite).Pour ces auteurs, l'origine secondaire de la sidérite ne fait aucun doute dans les faciès minéralisés en fer des Maures. Ceci semble en partie confirmé par nos observations où à l'image de la chlorite, la sidérite apparaît souvent tardive, notamment comme produit interstitiel dans les blastes de grenat.
- La magnétite : elle se présente sous forme :
  - de lits massifs, épais et à structure granuleuse, alternant avec les lits carbonatés (de sidérite).
  - de fantômes d'oolithe (d'après GUEIRARD 1957) : ce sont des granules très fins de magnétite (10-15 $\mu$ ) qui remplissent un espace ovoïde au niveau duquel les lits de magnétite se

divisent, comme pour contourner un obstacle ; des cristaux morcelés de grenat peuvent apparaître au centre de la structure ovoïde (Photo 5 ), d'après GUEIRARD le grenat pseudomorphoserait l'ancienne oolithe.

Une remarque doit être ici faite. L'absence de reliques de structures concentriques internes, caractéristiques des oolithes, dans les espaces ovoïdes, ainsi que le contour hexagonal de certains d'entre eux, doivent nous laisser prudent. En effet, on pourrait tout aussi bien imaginer, qu'il s'agit tout simplement d'anciens cristaux de grenat pseudomorphosés tardivement par des granules de magnétite. On a noté également, la présence de telles structures dans une collobriérite à magnétite et grünerite.

- Le grenat : -mégacristaux porphyroblastiques (5 à 6 mm de diamètre) automorphes, fissurés; les fissures sont cimentées par des carbonates et de la chlorite. Contournés par les lits de magnétite, ils sont très faiblement poecililitiques (rares inclusions d'apatite et de quartz)  
-cristaux xénomorphes et morcelés au coeur des "fantômes d'oolithe"
- La chlorite : -fibreuse, associée aux carbonates.  
-interstitielle dans les mégacristaux de grenat.
- Le quartz : rare, sous forme de cristaux isolés et de petite taille, inclus dans le grenat et la magnétite.
- La muscovite : -minuscules baguettes incluses dans le quartz et l'apatite.  
-produit secondaire dans certaines fissures des mégacristaux de grenat.
- Les minéraux accessoires : . apatite, sous forme de petits cristaux émoussés en agrégats ou individualisés, inclus dans la magnétite, la sidérite et le grenat.

## 2-3 Le niveau enrichi en fer du Col de Babaou

### 2-3.A Introduction

#### a) Situation géographique

Le niveau se situe, au-dessus de la D 41, dans un virage (PC 439) de la piste menant du col de Babaou au sommet de Laquina.

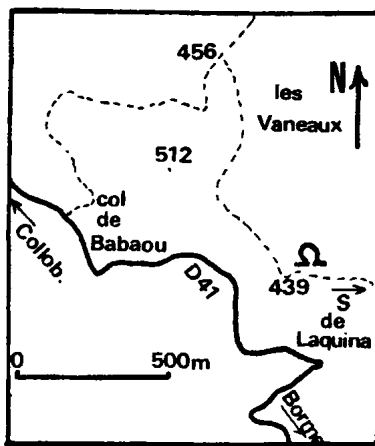


Fig13: localisation du niveau de Babaou.

b) Présentation du niveau  
.....

Le niveau ferrifère de "Babaou" est constitué par une mince lentille de 15 m de long de grenatite, interstratifiée dans les micaschistes bicolores. La collobriérine n'apparaît pas. Le niveau est orienté N 20 avec un pendage 55° W.

2-3 B Présentation pétrographique

A la différence des niveaux minéralisés de Vaubarnier et de Rascas, le niveau du col de Babaou ne montre pas de minéralisation en fer, à proprement parler. Il s'agit d'un banc massif de grenatite pure de 2 m d'épaisseur, interstratifié au sein de micaschistes types bicolores, enrichis en graphite et situé à proximité du contact gneiss-micaschistes.

Deux formations seront donc successivement décrites :

- 1) La formation immédiatement encaissante, constituée de micaschistes bicolores graphiteux.
- 2) Le niveau de grenatite (l'altération provoque ici encore, une croûte ferrugineuse enrichie en oxydes et hydroxydes de fer, très épaisse).

2-3.C Caractères pétrographiques.

a) La formation encaissante.  
.....

Elle est constituée de micaschistes types bicolores très graphiteux. La roche, très feuilletée montre un fort débit schisteux et présente une couleur noire, assez mate. De véritables lits graphiteux sont associés aux micas, les veinules quartzieuses sont rares. De nombreux petits cristaux de staurotide apparaissent transverses sur la schistosité, sans qu'elle en paraisse affectée.

Description microscopique :

La structure est lépidoblastique à porphyroblastes de staurotide. L'assemblage minéral est le suivant : muscovite, minéraux opaques, biotite, chlorite, staurotide, tourmaline, quartz, grenat, sphène, zircon.

- La muscovite : -synschisteuse, en baguettes automorphes s'orientant suivant la schistosité,  
-portschisteuse, baguettes transverses sur la muscovite synschisteuse,  
-fines baguettes disposées en arcs polygonaux dans les charnières de plis (post plis).
- Les minéraux opaques : (du graphite) -en fines lamelles et mouchetures

s'allongeant parallèlement à la schistosité,  
-en inclusion dans la muscovite et la biotite où ils  
soulignent les clivages,  
-en fines inclusions dans la staurotide.

- La biotite : associée étroitement à la muscovite, elle est de couleur brune ;
  - synschisteuse, en baguettes allongées suivant la schistosité,
  - postschisteuse, en baguettes transverses sur les micas synschisteux.
- La staurotide : -grands cristaux porphyroblastiques postschisteux de 1 à 3 mm de diamètre, transverses sur la schistosité, fissurés et craquelés. Ils montrent une schistosité interne, marquée par de fines inclusions de minéraux opaques, qui se prolonge avec la schistosité externe.
- La chlorite : interstitielle dans les blastes de grenat et de staurotide.
- Le quartz ; rare : -se dispose en petits amas isogranulaires (les cristaux sont tous de petite taille),  
-en inclusion dans le grenat.
- Le grenat : rare : il constitue des cristaux porphyroblastiques de 3 à 4 mm de diamètre très fragmentés et contournés par la schistosité. Poecilitiques, ils peuvent présenter des inclusions de quartz.
- Les minéraux accessoires :
  - . tourmaline ; petits cristaux automorphes individualisés, très pléochroïques (vert) ; transverses sur la schistosité.
  - . sphène
  - . zircon.

b) La grenatite  
.....

Constituant un banc homogène, la roche est massive, dense et de couleur rose foncé à la cassure. De gros rhomboédres de grenat jointifs ne laissent aucune place à une "matrice". On observe, néanmoins, du quartz sous forme de rares veinules et de la chlorite.

Description microscopique :

La structure est porphyroblastique. L'assemblage minéral est le suivant : grenat, apatite, biotite, chlorite, quartz, minéraux opaques.

- Le grenat : mégacristaux porphyroblastiques de 7 à 8 mm de diamètre, (almandin) jointifs (joint triple), très fissurés et craquelés. **Poecilitiques**

ils renferment des cristaux de quartz, d'apatite et de minéraux opaques.

- L'apatite : très abondante, en petits cristaux émoussés en aggrégats polycristallins ou individualisés, inclus dans le grenat.
- Le quartz : -petits cristaux isolés à extinction onduleuse, inclus dans le grenat,  
-interstitiel dans les porphyroblastes de grenat.
- La biotite : se chloritisant, interstitielle dans les porphyroblastes de grenat.
- La chlorite : interstitielle en individus remplaçant la biotite.
- Les minéraux accessoires : . minéraux opaques  
                                  . sphène  
                                  . zircon.

#### 2-4 Le niveau ferrifère du col du Gringalet (Valcros)

##### 2-4.A Introduction

###### a) Situation géographique .....

Le niveau minéralisé affleure aux abords du col du Gringalet, à 2 km au Nord-Est du domaine de Valcros, sur la commune de la Londe-les Maures (cf. fig.14 )

Remarque : des travaux récents pour la construction d'un lotissement ont abouti en 1981 à la disparition totale du niveau.

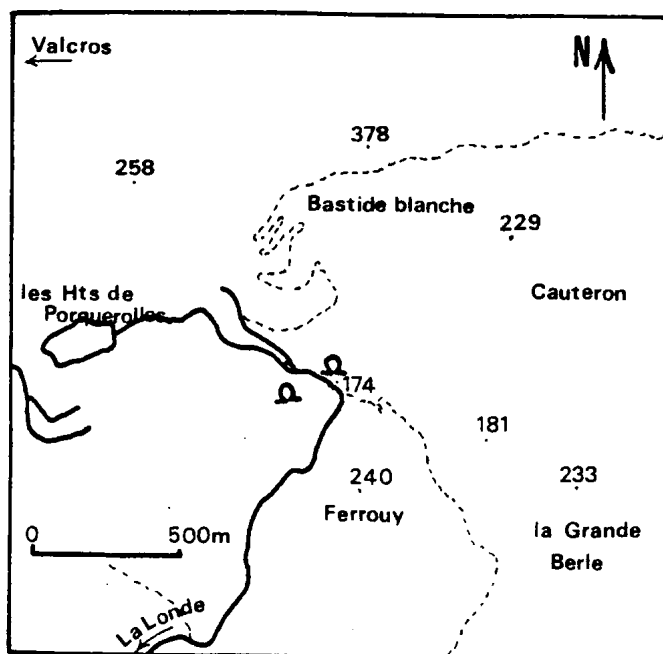


Fig14: localisation du niveau de Valcros-Gringalet.

b) Présentation du gisement  
.....

Le niveau du col du Gringalet se présente sous la forme d'une lentille large de 2 m et longue d'une vingtaine de mètres, interstratifiée dans des micaschistes quartzeux à grenat et staurotide.

La minéralisation est liée à une roche de faciès "collobriérite" associée à une grenatite à quartz ou plutôt à un quartzite à grenat. L'ancienne exploitation se traduit par quelques haldes et ne semble pas avoir dépassé un stade très artisanal. La direction est N 60 avec un pendage vertical.

2-4.B Présentation pétrographique : les différents faciès

Le niveau de Valcros-Gringalet est, comme les précédents (Rascas et Vaubarnier), interstratifié dans les micaschistes quartzeux, à la base du groupe de Collobrières. Ces micaschistes montrent, dans le secteur, un enrichissement en lits graphiteux et une présence croissante du grenat à l'approche de la minéralisation. Cette dernière représentée par la collobriérite, est associée à un quartzite à grenat.

Trois faciès seront donc décrits successivement :

- 1) Les micaschistes quartzeux à grenat et staurotide
- 2) Le quartzite à grenat
- 3) La collobriérite.

2-4.C Caractères pétrographiques des différents faciès

a) Les micaschistes encaissants  
.....

Ce sont des micaschistes quartzeux du type Rascas particulièrement riches en graphite. On observe un enrichissement en grenat en se rapprochant de la minéralisation.

Description microscopique :

La structure est lépidogranoblastique. L'assemblage minéral est le suivant : muscovite, quartz, minéraux opaques, staurotide, grenat, biotite, chlorite, oligoclase, sphène, apatite, zircon, tourmaline.

Les principales différences avec les micaschistes quartzeux de Rascas sont les suivantes :

- 1) La muscovite domine largement la biotite.
- 2) Une plus grande abondance en minéraux opaques (graphite) qui se présentent sous forme de fines baguettes et mouchetures disposées parallèlement à la schistosité.

3) La staurotide apparaît systématiquement. Très abondante, elle montre les formes suivantes :

- en grands cristaux synschisteux porphyroblastiques (3 à 4 mm de diamètre) fissurés et poecilites (inclusions de quartz et de minéraux opaques), ils sont contournés par les micas synschisteux. Les cristaux présentent fréquemment une forme sigmoïde accompagnant une structure hélicitique.
- en cristaux automorphes porphyroblastiques de 1 à 2 mm de diamètre transverses sur la schistosité et traversés par elle.

4) La présence d'oligoclase (An 10-25) qui disparaît au contact de la minéralisation. Il se présente :

- en grandes plages associées au quartz dans des lentilles et veinules.
- plus rarement en petits cristaux dans les ombres des grenats.

Les plans de macle sont toujours soulignés par de fines lamelles de muscovite.

b) Le quartzite à grenat

.....  
Associée étroitement à la minéralisation, cette roche se différencie de la grenatite de Rascas par une absence totale de biotite. La roche est massive, assez dense de couleur rose foncée ; de gros blastes de grenat de 4 à 5 mm de diamètre sont reliés entre eux par une matrice quartzreuse.

Description microscopique :

La structure est porphyroblastique pour les cristaux de grenat, granoblastique pour la "matrice" quartzreuse. L'assemblage minéral est le suivant : quartz, grenat, minéraux opaques, chlorite, apatite, zircon.

- Le quartz se présente :
  - en cristaux de petite taille inclus dans le grenat,
  - en grands cristaux recristallisés, engrenés à extinction onduleuse, dans la matrice.
- Le grenat : mégacristaux porphyroblastiques fissurés et craquelés (les (almandin) fissures sont cimentées par de la chlorite) à contours irréguliers et anguleux. Fortement poecilites, ils montrent des inclusions de quartz et de minéraux opaques qui édifient parfois une belle structure hélicitique.

- Les minéraux opaques : -en fines inclusions dans les grenats (mouchetures)  
-en plages tardives, recoupantes sur tous les minéraux.
- La chlorite : interstitielle dans les blastes de grenats.
- Les minéraux accessoires : . l'apatite, abondante en amas de petits cristaux ovoïdes et émoussés ou en cristaux automorphes isolés et associés au quartz.  
. le zircon.

c) La minéralisation : la collobriérite  
.....

Le minéral est ici lié à une roche de faciès collobriérite. La roche est tachetée rose et noire, massive et très dense, l'éclat est typiquement métallique à la cassure. Des mégacristaux de grenat, roses de 3 à 4 mm de diamètre, alternent avec des grains mats de magnétite. On peut également y observer des gerbes caractéristiques de grünerite.

Description microscopique :

La structure est porphyroblastique, pour les mégacristaux de grenat, granonématoblastique pour la matrice à magnétite-grünerite.

L'assemblage minéral est le suivant : magnétite, grenat, grünerite, apatite, quartz, chlorite, zircon.

- La magnétite (détermination microsonde) : -en grands cristaux automorphes et octaédriques de taille variable (jusqu'à 3 mm de diamètre)  
-mouchetures incluses dans le grenat et la grünerite.
- Le grenat : grands cristaux fragmentés et alvéolés de 3 à 5 mm de diamètre, (almandin) très fissurés (remplissage par la chlorite) à contours très irréguliers. Fortement poecilites ils montrent des inclusions de grünerite (baguettes), d'apatites (petits polygones), de quartz et de minéraux opaques (magnétite).
- La grünerite : -en cristaux losangiques clivés et en baguettes maclées ipoly-synthétiquement qui se disposent en amas autour des mégacristaux de grenat et de magnétite.  
-en inclusion dans le grenat et la magnétite.
- Le quartz : -en petits cristaux à extinction onduleuse, inclus dans le grenat.



- La chlorite : -interstitielle dans les blastes de grenat.
- Les minéraux accessoires : . l'apatite : très abondante : -en amas de cristaux à contours émoussés qui renferment de fines lamelles de grünerite.  
-en cristaux ovoïdes isolés, inclus dans le grenat.
- . le zircon.

## 2-5 Le niveau ferrifère de Port-Cros

### 2-5.A Introduction

#### a) Situation géographique

L'île de Port-Cros constitue la seconde île d'Hyères en allant d'Ouest en Est. Le niveau enrichi en fer affleure dans le vallon de la Solitude au Sud-Est immédiat du village de Port-Cros en montant vers le sommet de la Vigie (PC 199) (cf. fig.15).

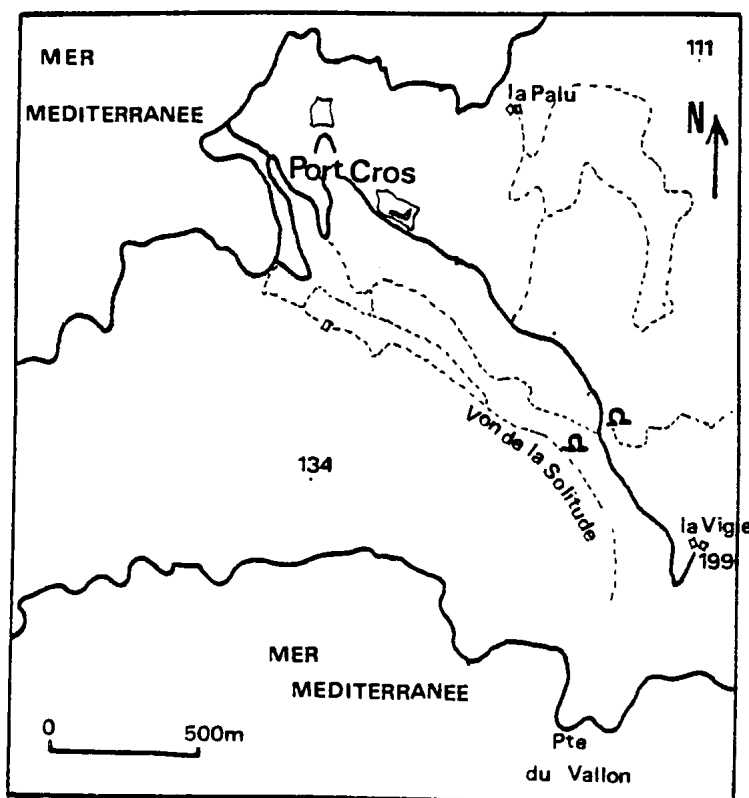


Fig15: localisation du niveau de Port Cros.

#### b) Présentation du niveau

Le niveau qui traverserait l'île du Nord au Sud (MARI 1979) n'a été suivi ici que sur une centaine de mètres. Il affleure particulièrement bien dans le vallon de la Solitude, il a été retrouvé très altéré au lieu-dit "col des 4 chemins". Il est constitué par une grenatite quartzeuse. La collobriérite n'a pas été rencontrée, bien que sa présence soit signalée (BORDET 1969 - MARI 1979). Aucune trace d'exploitation n'est visible, bien que d'après MARI (1979)

une demande de concession ait été faite en 1900.

#### 2-5.B Les différents faciès

Le niveau s'interstratifie au sein de micaschistes bicolores à grenat-staurotide, non loin d'un contact gneiss-micaschistes. Les micaschistes apparaissent beaucoup moins quartzeux et plus enrichis en minéraux (grenat et staurotide) qu'à Rascas et Vaubarnier. Le niveau est représenté par un banc de grenatite à quartz et chlorite.

Seront donc décrits successivement :

- 1) Les micaschistes bicolores à grenat et staurotide.
- 2) La grenatite à quartz et chlorite.

#### 2-5.C Caractères pétrographiques

##### a) Les micaschistes bicolores .....

Les micaschistes bicolores se caractérisent à Port-Cros par une couleur bleue. Très ampéliteuse, la roche voit sa schistosité très marquée et soulignée par des lits graphiteux qui alternent avec les feuillets micacés. Des cristaux de staurotide apparaissent macroscopiquement transverses sur la schistosité.

##### Description microscopique :

La structure est lépidoblastique. L'assemblage minéral caractéristique est le suivant : muscovite, minéraux opaques, biotite, staurotide, quartz, chlorite, apatite, zircon, tourmaline, sphène.

- La muscovite : -synschisteuse, en baguettes orientées suivant la schistosité.  
-postschisteuse, en baguettes transverses sur la schistosité.
- Les minéraux opaques (graphite) : -en baguettes et mouchetures disposées parallèlement à la schistosité,  
-en inclusion dans les micas où ils soulignent les clivages,  
-en plages tardives.
- La biotite : souvent chloritisée, elle apparaît postschisteuse, en cristaux automorphes transverses sur les micas synschisteux.
- La staurotide : en grands cristaux ( 1 à 3 mm de diamètre) automorphes et postschisteux, ils sont transverses sur la schistosité et incluent des plis achevés.

- b) La grenatite à quartz et chlorite

Description microscopique :

- Les minéraux accessoires :
  - . les minéraux opaques,
  - . l'apatite : abondante; -en petits cristaux ovoïdes associés au quartz matriciel
  - . -interstitielle dans les blastes de grenat.
  - . le sphène
  - . le zircon

### 3) La concentration en fer de type n° 2

Ce type de concentration en fer correspond à un enrichissement en grenat des micaschistes bleus, conduisant à un faciès de type grenatite à quartz et chlorite. Cette dernière est donc interstratifiée dans les micaschistes bleus et se situe à proximité du contact avec les alternances grésoschisteuses du flyschioïde supérieur.

#### 3-1 Grenatite et Staurotidites associées de Cros de Mouton.

##### 3-1.A Introduction

###### a) Situation géographique.

L'affleurement de grenatite de Cros de Mouton se situe dans un virage en épingle, dessiné par la route des Crêtes Marc Robert (PC 588), au dessus même de Cros de Mouton.

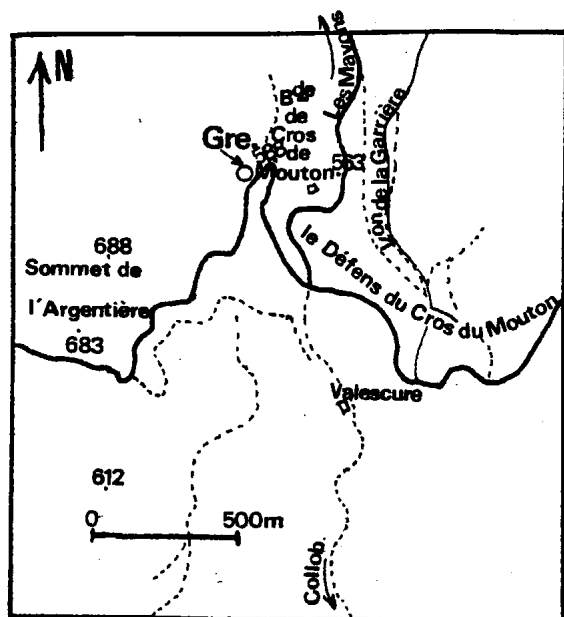


Fig. 16 : localisation de l'affleurement de grenatite de Cros de Mouton.

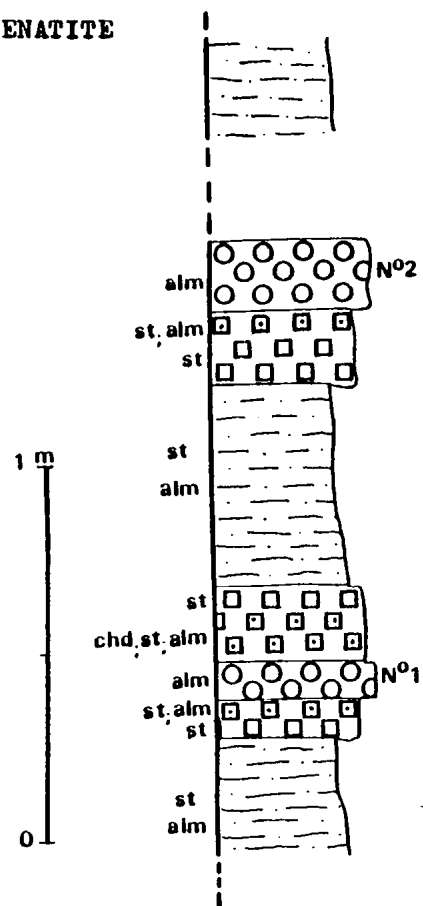
###### b) Présentation de l'affleurement.

La grenatite et les faciès associés affleurent sur le talus bordant la route et constituent une petite coupe stratigraphique de 1,50 m de puissance (cf fig. n°17). On observe bien deux petits bancs lenticulaires de grenatite à quartz et chlorite épais d'une vingtaine de centimètres et lenticulaires, on arrive à les suivre sur une distance de 1 mètre. Le passage entre la grenatite et les micaschistes encaissants s'effectue par l'intermédiaire d'une roche sombre très enrichie en staurotide formant deux bancs lenticulaires, bordant les bancs de grenatite.





##### 3-1.B Présentation pétrographique : les différents faciès.

Les deux petits bancs de grenatite à quartz et chlorite sont "pris en sandwich" dans une roche exceptionnellement enrichie en staurotide, que l'on dénomme staurotidite et qui peut contenir du grenat. Les micaschistes bleus

Fig 17 : AFFLEUREMENT DE GRENATITE  
DE CROS DE MOUTON.  
( LOG DETAILLE).



Légende:

-  : Micaschistes bleus.
-  : Grenatite à quartz et chlorite.
-  : Staurotidite.
-  : Staurotidite à grenat.

Minéraux  
particuliers:

- alm : Almandin
- st : Staurotide
- chd : Chloritoïde

encaissants sont eux aussi très riches en staurotide et grenat.

L'étude pétrographique décrira successivement :

- 1) Les micaschistes bleus riches en staurotide et grenat.
- 2) La staurotidite et les micaschistes à staurotide situés en contact avec les bancs de grenatite.
- 3) La grenatite à quartz et chlorite.

### 3-1.C Caractères pétrographiques

#### a) Les micaschistes bleus à grenat et staurotide encaissants.

Ces micaschistes présentent les mêmes caractères que la formation des micaschistes bleus décrite précédemment, avec cependant une abondance exceptionnelle en grenat et en staurotide. La roche, bleue, est feuilletée, avec une schistosité bien marquée, soulignée par les micas (biotite, muscovite) et les minéraux opaques (graphite). La roche est riche en quartz d'exsudation. Le grenat et la staurotide forment des blastes visibles à l'oeil nu (plusieurs millimètres de diamètre) et plus ou moins contournés par la schistosité.

#### Description microscopique

La structure est lépidogranoblastique à porphyroblastes de grenat et de staurotide. L'assemblage minéral est le suivant :

muscovite, minéraux opaques, quartz, biotite, staurotide, grenat (almandin), chlorite, apatite, oligoclase, sphène, zircon, tourmaline.

- La muscovite :
  - synschisteuse, en baguettes allongées suivant la schistosité.
  - postschisteuse, en cristaux transverses sur les micas synschisteux et en fines baguettes se disposant en arcs polygonaux dans des charnières de plis.
- Les minéraux opaques :
  - en fines lamelles disposées parallèlement à la schistosité.
  - en inclusion dans certains blastes et cristaux où ils dessinent une schistosité interne.
  - en inclusion dans les micas où ils soulignent les clivages.
- Le quartz :
  - en cristaux plus ou moins orientés et engrenés qui constituent des veinules quartzeuses alternant avec les feuillets micacés. Ils sont à extinction roulante et renferment de fines lamelles de micas.
  - en inclusion dans le grenat et la staurotide où ils participent à l'édification d'une schistosité interne.
  - en beaux cristaux automorphes à extinction onduleuse, dans les ombres de pression des blastes de grenat et de staurotide.
- La biotite :
  - synschisteuse, associée à la muscovite, en baguettes dessinant la schistosité.
  - en amygdales avec queues de cristallisation quartzeuses, contournées par la schistosité externe et montrant une forme particulière des inclusions . Elles correspondent

- à des cristaux anté à synschisteux (Photo 8 ).
- postschisteuse, en cristaux transverses sur la schistosité et traversés par elle.
  - La staurotide, en blastes de quelques millimètres de diamètre plus ou moins fissurés et poecilolithiques (inclusions de quartz et de minéraux opaques) :
    - synschisteux, ils présentent une structure hélicitique accompagnant souvent une forme sigmoïde du cristal.
    - postschisteux, ils sont transverses sur les micas synschisteux et montrent une schistosité interne soulignée par des minéraux opaques qui se prolonge avec la schistosité externe.
  - Le grenat (almandin) : en gros porphyroblastes, bien individualisés de 2 à 3 mm de diamètre, fissurés et poecilolithiques (inclusions de quartz et de minéraux opaques). Anté à synschisteux, ils présentent une structure hélicitique accompagnant parfois une forme sigmoïde, ils sont contournés par la schistosité.
  - La chlorite : - en individus remplaçant la biotite.
    - interstitielle dans les blastes de grenat et de staurotide
  - L'oligoclase : rare, en grandes plages postschisteuses incluant la schistosité.
  - les minéraux accessoires : - L'apatite
    - La tourmaline
    - Le sphène
    - Le zircon.

b) La staurotidite et les micaschistes à staurotide encaissant la grenatite  
.....

Ces roches constituent des petits bancs épais de 10 à 30 cm en contact avec la grenatite. La roche est noire et massive. Elle montre une schistosité dessinée par la biotite. Les cristaux de staurotide, exceptionnellement abondants, apparaissent sous forme de petits blastes et de baguettes s'agencant anarchiquement. La roche n'est pas très homogène, elle montre des lits internes enrichis en micas et en quartz. Le grenat (almandin) n'apparaît qu'à l'approche du banc de grenatite sous forme de blastes contournés par la schistosité.

Description microscopique

La structure est hétérogranoblastique, éventuellement à porphyroblastes de grenat. L'assemblage minéral caractéristique est le suivant :  
staurotide, minéraux opaques, biotite, quartz, muscovite, chlorite, (grenat), oligoclase (An 15-26), apatite, zircon, sphène.

Localement, au dessus du banc de grenatite n° 1 (cf fig.17 ), apparaît une staurotidite montrant un lit interne à quartz, chloritoïde, staurotide, grenat, de 5 à 6 cm d'épaisseur.

- La staurotide: en blastes plus ou moins fissurés et toujours poecilitiques (inclusions de quartz et de minéraux opaques),
  - synschisteux, ils montrent une structure hélicitique, accompagnant parfois une forme sigmoïde. Dans les têtes de plis, ils peuvent apparaître en cristaux arqués montrant des inclusions déformées.
  - postschisteux (le plus fréquemment), ils sont transverses sur la schistosité qui les traverse sous forme de minéraux opaques. Ceux-ci peuvent dessiner des plis qui sont en parfaite corrélation avec la schistosité externe (Photo 12).
- Les minéraux opaques, très abondants :
  - en baguettes et mouchetures, ils sont les principaux marqueurs de la schistosité traversant tous les minéraux.
  - en inclusion, ils soulignent les clivages des micas.
  - en plages tardives.
- La biotite, de couleur brune, c'est le mica généralement le plus abondant, elle apparaît :
  - synschisteuse ; elle se dispose en baguettes orientées suivant la schistosité ou en amygdales plus ou moins contournées par celle-ci, créant des ombres de pression.
  - postschisteuse, en baguettes transverses sur la schistosité et traversées par elle. Comme pour la staurotide, certaines baguettes bien automorphes incluent des plis achevés.
- Le quartz :
  - en petits cristaux plus ou moins orientés suivant la schistosité ; engrenés, ils forment des lits internes quartzeux alternant avec les feuillets micacés. Ils englobent souvent de fines lamelles de micas.
  - en petits cristaux inclus dans le grenat et la staurotide.
  - dans les ombres des blastes de grenat et de staurotide, en grands cristaux automorphes à extinction onduleuse.
- La muscovite, associée à la biotite, apparaît :
  - synschisteuse, en baguettes automorphes orientées suivant la schistosité.
  - postschisteuse, en cristaux transverses sur la schistosité.
- La chlorite :
  - postschisteuse, en grands cristaux transverses sur la schistosité et traversés par elle.
  - en individus remplaçant la biotite.
  - interstitielle dans les blastes de staurotide et de grenat.
- Le grenat, sous forme de porphyroblastes de 3 à 4 mm de diamètre fissurés et (almandin) poecilitiques, ils sont :
  - synschisteux ; les inclusions dessinent une structure hélicitique pouvant accompagner une forme sigmoïde du cristal. Ils sont alors contournés par la schistosité et ils créent des ombres de pression,
  - postschisteux, comme la staurotide, en blastes transverses qui incluent des minéraux opaques. Ces derniers dessinent alors une



schistosité interne qui se prolonge avec la schistosité externe.

- tardifs, recoupant la schistosité et sans inclusions.
- L'oligoclase (An 15-25) : postschisteux, en grandes plages dont les plans de macle sont soulignés par de fines baguettes de muscovite.
  - Elles incluent des minéraux opaques marquant une schistosité interne et pouvant dessiner des microplis (inclusion de plis achevés).
- Les minéraux accessoires :
  - L'apatite.
  - Le zircon.
  - Le sphène.

Dans le niveau à chloritoïde, staurotide, quartz et grenat, susjacent au banc de grenatite n° 1, le chloritoïde se présente sous les formes suivantes :

- en baguettes fines et pures (sans inclusions) orientées suivant la schistosité.
- en cristaux postschisteux transverses par rapport à la schistosité.  
(Photo 7).

c) La grenatite à quartz et chlorite  
.....

Elle affleure ici sous forme de bancs lenticulaires de 1 m de long, épais de 20 à 30 cm au sein des staurotidites. La roche est massive, sans schistosité apparente, et montre de gros rhomboèdres roses de grenat (5 à 6 mm de diamètre) reliés entre eux par une matrice chloriteuse verdâtre au coeur de laquelle apparaissent des veinules et lentilles quartzieuses.

Description microscopique

La structure est porphyropoeciloblastique pour les mégacristaux de grenat, hétérogranoblastique pour la matrice. L'assemblage minéral caractéristique est le suivant :

grenat, quartz, chlorite, minéraux opaques, biotite, sphène, zircon, apatite.

- Le grenat :
  - en grands porphyroblastes automorphes, fissurés, à contours réguliers. Fortement poecilolitiques, ils montrent des inclusions de quartz et de minéraux opaques qui dessinent une structure hélicitique parfaite (Photo 6).
  - en mégacristaux et à contours très irréguliers où s'insinuent des petits grains de quartz.
  - en cristaux automorphes, de taille plus modeste (1 à 3 mm de diamètre) et non poecilolitiques
- Le quartz :
  - en inclusions orientées dans les mégacristaux de grenat où il participe à l'édification d'une structure hélicitique.
  - en grands cristaux automorphes, à extinction onduleuse, recristallisés dans les ombres créées par le grenat et dans les veines quartzieuses de la matrice. On remarque la différence de taille

entre les cristaux inclus et matriciels, ceci montre que le cristal externe a continué à croître après la croissance du grenat.

- interstitiel dans les porphyroblastes de grenat.

- La chlorite : - fibreuse, elle est le principal constituant de la matrice. Les fibres se disposent suivant un sens préférentiel (schistosité?). Elle montre de nombreuses inclusions de minéraux opaques qui soulignent les clivages.

- Interstitielle dans les porphyroblastes de grenat.

- Les minéraux opaques : - en inclusion dans le grenat, ils participent à l'édification de la structure hélicitique.

- en inclusion dans la chlorite où ils soulignent les clivages.

- La biotite (brune) : - en baguettes associées à la chlorite disposées suivant la schistosité.

- en baguettes automorphes transverses sur la chlorite, preuve d'un développement tardif.

- Les minéraux accessoires : - L'apatite.

- Le sphène.

- Le zircon.

### 3-2 Observation de grenatite à quartz et chlorite au pied de la Sauvette (Les Condamines).

#### 3-2.A Introduction

Au pied du Mont Sauvette, au lieu dit "Les Condamines", on retrouve une grenatite à quartz et chlorite sous forme de blocs non en place, l'affleurement n'a pas été retrouvé. Ces blocs proviennent des affleurements de micaschistes bleus à grenat et staurotide du Mont Sauvette. Ces micaschistes bleus contiennent, au niveau des Condamines, d'épaisses interstratifications de métavolcanites (amphibolites et gneiss à calcite).

#### 3-2.B Les caractères pétrographiques de la grenatite des Condamines. Les principales différences avec celle de Cros de Mouton.

La grenatite des Condamines, comme celle de Cros de Mouton, se présente sous la forme d'une roche sombre, constituée de gros rhomboèdres de grenat (4 à 5 mm de diamètre) liés entre eux par une matrice quartzo-chloriteuse.

#### Description microscopique

Les analogies avec la grenatite de Cros de Mouton étant nombreuses, seules les différences importantes sont décrites.

La structure est porphyropoeciloblastique pour les mégacristaux de grenat, hétérogranoblastique pour la matrice. L'assemblage minéral est le suivant : chlorite, grenat, minéraux opaques, hornblende verte, quartz, oligoclase, apatite, zircon.

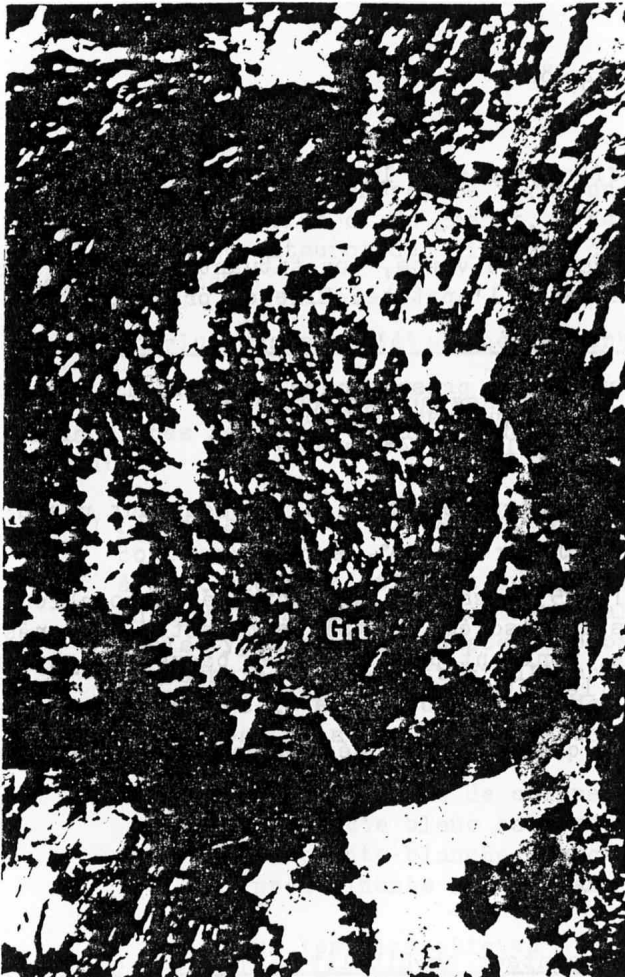


Photo 6 : Grenat montrant une structure hélicitique dans la grenatite à quartz et chlorite de Cros de Mouton. (éch. DC 3, X1,LP).



Photo 7 : Baguettes de chloritoïde orientées suivant la schistosité, niveau à quartz, staurotide et chloritoïde de Cros de Mouton. (éch. DC 163, X10, LN).

Les principales différences avec la grenatite de Cros de Mouton, sont les suivantes :

1) La présence d'amphibole, la hornblende verte, constituant majeur de la matrice, elle est associée au quartz, à l'oligoclase et à l'apatite. Elle se présente:

- en sections transversales prismatiques montrant le quadrillage losangique caractéristique des amphiboles.
- en baguettes mâclées polysynthétiquement.

Tous ces cristaux sont disposés en amas, ne montrant pas d'orientation préférentielle.

2) La présence d'oligoclase (An 15-25), associé au quartz, à la hornblende et à l'apatite. Il se présente en cristaux isolés, de taille modeste, engrenés avec le quartz et légèrement damouritisés, montrant de nombreuses baguettes phylliteuses s'orientant plus ou moins suivant les plans de macle.

3) L'abondance de minéraux opaques qui sont disposés en baguettes sur tous les minéraux.

4) L'abondance de l'apatite.

5) L'absence totale de biotite.

### 3-3 Les niveaux à grenat situés au contact amphibolite, gneiss à calcite-micaschistes.

De minces niveaux (10 cm) concentrés en grenat apparaissent au contact entre les métavolcanites basiques et les micaschistes. Ils forment d'excellents marqueurs structuraux soulignant remarquablement certains petits replis. De tels niveaux ont été observés en deux endroits différents :

- au contact gneiss à calcite-micaschistes bleus des Condamines (sous la Sauvette).
- au contact amphibolite-micaschistes bicolores à la Fare, sur le versant occidental du vallon de Vaubarnier.

#### 3-3.A Le contact gneiss à calcite-micaschistes bleus des Condamines

Dessinant de beaux replis, le niveau à grenat de 10 cm d'épaisseur constitue une roche verdâtre, dans laquelle sont noyés de grands porphyroblastes (3-4 mm de diamètre) de grenat donnant un aspect noduleux. Une schistosité apparaît visible, elle est marquée par de fines baguettes d'amphibole.

Au microscope, la structure est nématoblastique à porphyroblastes de grenat. L'assemblage minéral est le suivant : hornblende verte, minéraux opaques, quartz, oligoclase, grenat, chlorite, biotite, apatite et zircon.

#### 3-3.B Le contact amphibolite-micaschiste de la Fare

Ici, le contact s'effectue par l'intermédiaire d'un petit banc d'une dizaine de centimètres d'épaisseur constitué par une grenatite où les porphyroblastes de grenat sont reliés par une matrice fine et noirâtre, à biotite.

Au microscope, la structure est lépidogranoblastique à porphyroblastes de staurotide et de grenat. L'assemblage minéral est le suivant : biotite, quartz, staurotide, minéraux opaques, grenat, chlorite, muscovite, apatite, zircon.

#### 4) Conclusions sur l'étude pétrographique descriptive.

L'étude pétrographique des séries à concentrations en fer et des micaschistes associés du groupe de Collobrières permet de dégager les points suivants :

- a) La formation des micaschistes de Collobrières, encaissant les séries à concentration en fer est relativement homogène. Ce sont des micaschistes à deux micas (biotite et muscovite), quartz et staurotide, cette dernière indiquant un métamorphisme mésozonal. La différence de faciès, portant sur trois types de micaschistes, se base essentiellement sur des observations de terrain qui permettent d'établir l'ordre stratigraphique suivant ; de la base vers le sommet du groupe de Collobrières, on observe les micaschistes bicolores, puis les micaschistes bleus et blancs.

Les différences de coloration s'expliquent par les faits suivants :

- la teinte bleue est provoquée par les poussières ferrotitanées.
- la teinte blanche caractérise des micaschistes à muscovite prédominante et montrant une abondance en quartz.

Pour les micaschistes bicolores, on est amené à penser que localement (Berles et Valcros), ils pourraient correspondre à l'équivalent plus métamorphique des micaschistes bleus et blancs. En effet, SEYLER (1975) montre que les isogrades sont discordants par rapport à la stratigraphie et qu'il y a une augmentation de l'intensité du métamorphisme du sommet vers la base du groupe de Collobrières. Sur le plan pétrographique, ceci peut se traduire par le changement de coloration et les feuillets micacés plus cristallisés des micaschistes bicolores. Ceci doit néanmoins rester une hypothèse car l'absence de silicates d'alumine dans nos observations ne nous permet pas de l'affirmer.

Trois remarques supplémentaires sont à effectuer :

- On note un enrichissement en quartz du sommet vers la base du groupe de Collobrières, amenant un ensemble de micaschistes quartzeux sur les gneiss de Bormes.
- De même, on remarque un léger enrichissement en graphite de la base vers le sommet en se rapprochant du niveau d'ampélites pyriteuses et de quartzites noires de la Sauvette.
- Le grenat n'apparaît que localement :
  - . à l'approche des niveaux de concentration en fer de type n° 1, pour les micaschistes quartzeux de la base.
  - . bien que réparti dans l'ensemble de la formation des micaschistes bleus, il semble localement se concentrer, conduisant à une grenatite (concentration en fer de type n° 2).

- b) La concentration en fer de type n° 1 est constituée par une minéralisation en fer liée à une roche de faciès collobrièrite à almandin, magnétite, fayalite et grünerite. Cette roche est associée à des faciès riches en pyrite (Rascas) et en sidérite (Vaubarnier) qui montrent des structures de "fantômes d'oolithes". La collobrièrite est toujours interstratifiée au sein d'une grenatite à almandin, biotite et quartz. Dans cette grenatite, les proportions en quartz et biotite varient, donnant des faciès à grenat et biotite seuls ou à quartz et grenat seuls. Ce type de faciès (grenat-biotite seuls) tend à montrer que la possibilité d'échanges métasomatiques locaux n'est pas à négliger.

- En effet, la Fig.10, concernant la coupe de Rascas, montre de part et d'autre du niveau minéralisé (collobrièrite et faciès à pyrite associé) une certaine symétrie. On peut alors penser à une évolution métasomatique du minéral de fer vers les micaschistes, la grenatite à quartz et biotite représentant un intermédiaire.

- Cette grenatite serait alors le résultat d'une transformation par métasomatose des micaschistes encaissants (transformation syn ou postmétamorphe). Une réaction du type : muscovite + fluide Fe → biotite + grenat, pourrait être envisageable. Du point de vue de la règle des phases, on se situerait alors dans un cas où  $V > 0$ . Une discussion menée lors de l'étude de l'origine de ce type de concentration en fer, cernerait les divers phénomènes mis en jeu lors d'une telle transformation.

- c) La concentration en fer de type n° 2 correspond à un enrichissement subit en grenat (almandin) des micaschistes bleus conduisant à une roche de faciès grenatite à quartz et chlorite qui s'agence en bancs peu épais et lenticulaires. Le passage avec les micaschistes encaissants s'effectue par l'intermédiaire d'une roche noire et massive enrichie en staurotide qui se charge en grenat au contact du niveau de grenatite.

## 5) Relations entre phases tectoniques et phases de cristallisation

L'étude pétrographique des micaschistes de Collobrières et des niveaux concentrés en fer associés a montré de nombreuses microstructures dans les divers minéraux. Celles-ci sont en relation avec les diverses phases tectoniques hercyniennes affectant les formations hôtes.

### 5-1 Rappel des phases tectoniques hercyniennes

SEYLER, BOUCARUT (1978) proposent le schéma suivant pour les Maures occidentales ; quatre phases hercyniennes :

- Phase 1 : contemporaine de petits plis isoclinaux, synmétamorphes de direction N-S, déversés vers l'Ouest. Elle correspond à une schistosité S 1 de plan axial.
- Phase 2 : représentée par des plis isoclinaux, synmétamorphes, décimétriques à kilométriques, d'axe N 10° à N 30°, déversés vers l'Est ; les axes plongeant vers le Nord. Elle montre une schistosité S 2 évoluant d'une S 2 de fracture à l'Ouest à une foliation à l'Est.

- Phase 3 : a amené l'édification de plis droits ou déversés à l'Est, centimétriques à métriques, de direction N 60° E à l'Ouest et N 150° E à l'Est et de plis coniques kilométriques N 150° E plongeant vers le NW. La schistosité correspondante est frustre.
- Phase 4 : phase tardive conduisant à des plis ouverts à grand rayon de courbure E-W et N-S et à des kink bands.

L'étude pétrographique effectuée précédemment confirme bien que le secteur étudié (Est des Maures occidentales) se situe dans la zone de métamorphisme mézozonal à muscovite-biotite-grenat-staurotide, définie par SEYLER (1975-1978). Le même auteur établit que la schistosité principale correspondant à la foliation des formations mézozonales, se confond avec S 2.

#### 5-2 Les microstructures observées

Les conclusions chronologiques, données à l'issue des études sur les microstructures des minéraux, seront effectuées en fonction de S 2.

L'étude suivante va étudier les cas de figures affectant les minéraux caractéristiques du secteur.

##### 5-2.A Les micas

###### a) La muscovite .....

- . Anté à synschisteuse : les baguettes de muscovite se déforment et se plissent au contact des blastes de staurotide synschisteuse.
- . Synschisteuse : la muscovite est le principal marqueur de la foliation des roches.
- . Syn à postschisteuse : les baguettes se disposent en arcs polygonaux dans les charnières de plis P 2.
- . Postschisteuse : les cristaux sont transverses sur la schistosité (Photo 1 ).

###### b) La biotite .....

- . Anté à synschisteuse : amygdalaire, elle est contournée par la schistosité et montre des queues de cristallisation de quartz (caractère antéschisteux). Le cristal est traversé par la schistosité sous forme d'inclusions obliques de minéraux opaques; cette obliquité est provoquée par la forme en amygdale. (Photo 8.)

- . Synschisteuse : elle marque la foliation avec la muscovite.
- . Postschisteuse :
  - les cristaux sont transverses sur la schistosité.
  - certains cristaux montrent une schistosité interne se prolongeant avec la schistosité externe. Ils peuvent même fossiliser des plis antérieurs achevés.
  - des baguettes automorphes cristallisent dans les ombres de grenats synschisteux.

#### 5-2.B Le grenat

- . Anté.à synschisteux : les porphyroblastes sont aplatis, boudinés et fracturés, avec des inclusions (quartz, minéraux opaques) parallèles aux contours du blaste (Photo 9).
- . Synschisteux :
  - les porphyroblastes sont contournés par la schistosité (ombres de pression, cristallisation de quartz), et montrent de belles structures hélicitiques dessinées par des inclusions de quartz et de minéraux opaques (Photos 2 et 6).
  - les blastes sont sigmoïdes dans la charnière d'un pli (inclusions parallèles aux contours), (Photo 10).
- . Syn à postschisteux : les blastes de grenat sont transverses sur la schistosité et sont traversés par elle (inclusions de minéraux opaques). Ils peuvent même inclure des plis achevés (Photo 12).
- . Tardifs : les blastes sont automorphes, sans inclusions et recoupants sur la schistosité. Ils peuvent constituer l'auréole externe d'un grenat postschisteux (Photo 12).

Remarque : certains porphyroblastes de grenat synschisteux se sont déformés et boudinés tardivement dans les conditions de cristallisation de la chlorite (fentes cimentées par chlorite et queues chloriteuses) (Photo 11).

#### 5-2.C La staurotide

- . Synschisteuse :
  - elle montre une structure hélicitique avec les inclusions se prolongeant avec la schistosité externe.
  - les cristaux sont allongés perpendiculairement à la schistosité externe, ils sont alors tordus et présentent des inclusions arquées (Photo 13).
  - les cristaux sont sigmoïdes avec un réseau non déformé (Photo 14).
  - les cristaux sont dans des têtes de pli ; ils apparaissent en "dentelle" et sont plissés à la base, avec les inclusions déformées (Photo 15).
- . Postschisteuse : les blastes incluent une schistosité préexistante et des plis antérieurs achevés (Photo 12).



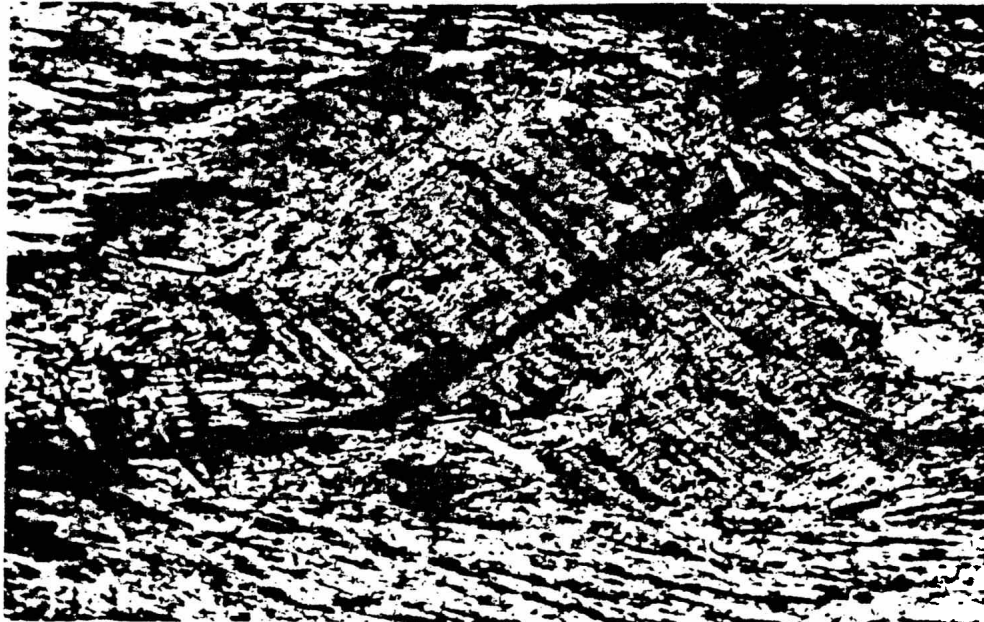


Photo 8 : Biotite  
amygdalaire. (éch. .  
Col 7, X10, LN)



Photo 9 : Grenat  
boudiné avec in-  
clusions parallè-  
les aux contours.  
(éch. DR 132, X25, LN)

1)



Photo 10 : Blaste  
de grenat sigmoïde  
dans une charnière  
de pli. (éch. Col 3,  
X25, LN)

PL 4



Photo 11 : Porphyroblaste de grenat qui s'est "boudiné" dans les conditions de cristallisation de la chlorite. (éch. DR 121, X25, LN).

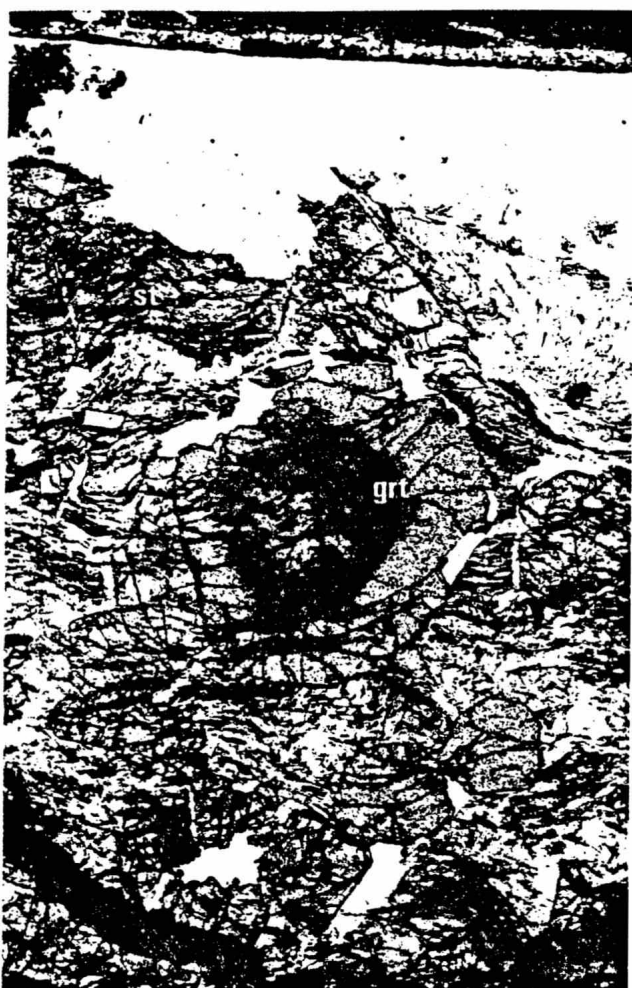


Photo 12 : Grenat postschisteux montrant une auréole externe tardive. On remarque aussi des blastes de staurotide postschisteux. (éch. DC 2, X1, LN)



PL 5

Photo 13 : Cristal de staurotide allongé perpendiculairement à la schistosité externe, on remarque les inclusions arquées. (éch. DR 143, X25, LN)

#### 5-2.D Le quartz

- . Anté à synschisteux : il forme des inclusions dans le grenat.
- . Postschisteux : les cristaux de quartz renferment des lamelles de micas. Ils sont recristallisés, mais contemporains d'une déformation, car ils présentent une extinction onduleuse (Photo 16 ).

Remarque : la taille plus importante des cristaux de quartz matriciels comparée à celle des cristaux inclus dans le grenat, montre que le quartz a continué à croître après la fin de la cristallisation du grenat.

#### 5-2.E Le feldspath plagioclase

- . Postschisteux : les cristaux sont transverses sur la schistosité et traversés par elle ; ils incluent des plis achevés (plans de macles obliques sur les plis)

#### 5-2.F La chlorite

- Tardive : - dans les queues de cristallisation et les fissures des blastes de grenat ; elle peut être contemporaine d'un étirement de ce dernier.
- en individus qui remplacent la biotite.

#### 5-3 Conclusions

Considérant que la phase hercynienne la plus visible dans les formations mésozonales du groupe de Collobrières est la phase 2, on peut établir la relation phases tectoniques-cristallisations (métavolcanites exceptées) suivante :

	P1		P2		P3	
MUSCOVITE	---					--
BIOTITE	---					--
GRENAT						
STAUROTIDE			-			
QUARTZ	---					-
PLAGIOCLASE						

## II GEOCHIMIE ET ORIGINE.

Les études, cartographique et pétrographique, ont permis de reconnaître deux types de concentrations en fer qui se distinguent par leur position stratigraphique dans les micaschistes encaissants et leur composition minéralogique.

L'étude géochimique suivante présentera les caractères chimiques des micaschistes encaissants et des deux types de concentration en fer, puis déterminera leur origine. Cela permettra alors de reconstituer la série anté-métamorphique du groupe de Collobrières.

L'étude géochimique comportera trois grandes sections :

- 1) L'énoncé des caractères chimiques généraux des micaschistes encaissants et des deux types de concentration en fer. On montrera notamment l'expression minéralogique de ces caractères chimiques.
- 2) La détermination de l'origine des concentrations en fer conduisant à un essai de reconstitution de l'ancienne série sédimentaire.
- 3) La comparaison avec des séries sédimentaires pouvant être l'équivalent non métamorphique du groupe de Collobrières. Ceci permettra de dresser des hypothèses sur la genèse des séries à concentrations en fer du groupe de Collobrières.

### 1) Les caractères géochimiques généraux

#### 1-1 Compositions chimiques

L'homogénéité chimique des faciès étudiés permet d'établir des moyennes d'analyses pour chacun d'entre eux. Ces moyennes accompagneront le présent texte. La liste de toutes les analyses effectuées dans le cadre de cette étude est donnée à la fin de ce mémoire.

#### 1-1.A Les micaschistes de Collobrières encaissant les niveaux ferrifères

##### a) Composition chimique générale (sans distinction de faciès)

L'analyse moyenne de tous les micaschistes étudiés, reportée tableau I, porte sur 33 analyses et est donnée en pourcentages poids d'oxydes.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{FeO}$  n'ont pu être toujours différenciés du fait que certaines analyses ont dosé le fer total sous forme de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La moyenne des shales de Clarke (1924) est donnée pour comparaison.

Ces micaschistes se caractérisent par des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  assez élevées et en  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$  faibles. Les pourcentages en  $\text{K}_2\text{O}$  sont toujours nettement supérieurs à ceux de  $\text{Na}_2\text{O}$ . L'ensemble de l'analyse moyenne des micaschistes se rapproche de l'analyse moyenne des shales de Clarke (1924).

\* Analyse moyenne

Tableau I	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
moyenne (33 an.)	59,61	21,15	7,49	0,07	1,25	0,44	0,88	4,00	0,84	0,20	3,40	99,33
écarts types	8,11	4,07	3,60	0,06	0,52	0,38	0,43	0,98	0,36	0,15	0,82	
moyenne shales de Clarke (1924)	58,10	15,40	6,70	-	2,44	3,11	1,34	3,24	0,65	-	9	99,98

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeO ont été différenciés dans 21 analyses :

moyenne Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,44 ; valeur maxi. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3,30 ; valeur mini. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,52

moyenne FeO = 4,05 ; valeur maxi. FeO = 7,87 ; valeur mini. FeO = 1,53

b) Composition chimique des différents faciès

L'étude pétrographique a mis en évidence trois grands types de micaschistes constituant le groupe de Collobrières. Parmi eux, les micaschistes bicolores présentent deux sous-faciès, les micaschistes quartzeux de la base du groupe de Collobrières reposant sur les gneiss de Bormes et qui contiennent les niveaux de concentration en fer de type n° 1, et les micaschistes bicolores sensu stricto qui leur sont susjacentes. Les quatre analyses moyennes sont reportées tableau II.

Il en ressort les caractères suivants :

- Une teneur en K<sub>2</sub>O importante (supérieure à 3,5 %) dans les quatre faciès, toujours nettement supérieure à celle en Na<sub>2</sub>O.
- L'enrichissement en quartz au sein des micaschistes bicolores amenant vers la base des micaschistes quartzeux, se traduit dans ces derniers par une nette augmentation du pourcentage de SiO<sub>2</sub>. Cette dernière est accompagnée par une baisse des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> t.
- Les micaschistes blancs présentent une teneur très élevée en SiO<sub>2</sub> (la plus forte) et très faible en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> t.
- Les micaschistes bleus montrent une composition qui se rapproche de l'analyse moyenne de l'ensemble des micaschistes de Collobrières (Tableau I).

Tableau II	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
1) les micaschistes quartzeux (15 an.)												
moyenne	63,35	19,04	6,58	0,04	0,98	0,44	0,85	3,67	0,83	0,19	3,09	99,06
valeur maxi.	73,85	25,18	12,25	0,09	1,64	1,27	1,26	4,33	1,16	0,77	4,11	
valeur mini.	56,35	12,71	4,35	tr.	0,51	tr.	0,50	2,81	0,68	0,05	2,27	
2) les micaschistes bicolores (6an.)												
moyenne	49,81	26,77	8,73	0,09	1,70	0,46	1,02	4,80	1,24	0,22	4,06	98,90
valeur maxi.	52,66	28,40	11,23	0,22	2,47	0,99	1,77	5,69	1,86	0,33	5,65	
valeur mini.	45,63	24,60	7,02	0,03	1,21	0,16	0,54	3,90	0,87	0,14	2,45	
3) les micaschistes bleus (8 ana.)												
moyenne	57,47	22,01	7,87	0,12	1,31	0,51	0,72	4,25	0,86	0,38	3,76	99,26
valeur maxi.	62,68	28,35	12,03	0,34	2,27	1,10	1,19	6,52	1,19	1,78	4,93	
valeur mini.	45,10	18,19	5,85	0,04	0,28	tr.	0,22	1,99	0,35	0,08	1,78	
4) les micaschistes blancs (4 an.)												
moyenne	67,15	18,31	3,47	0,03	1,22	0,25	1,21	4,39	0,46	0,11	2,93	99,53
valeur maxi.	72,57	20,98	6,87	0,07	1,80	0,73	2,64	5,48	0,80	0,17	4,04	
valeur mini.	60,30	16,01	1,70	tr.	0,82	tr.	0,54	3,26	0,24	0,01	2,48	

c) Variations chimiques des micaschistes à l'approche des concentrations en fer

Ces variations seront analysées dans le détail lors de l'étude des caractères géochimiques des concentrations en fer (cf Fig.20 et 21 ).

Néanmoins, on a remarqué à l'approche de la concentration en fer de type n° 1 :

- une légère baisse en SiO<sub>2</sub> ;
- une augmentation sensible en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t, cette dernière devant être mise en parallèle avec l'enrichissement en grenat ;

à l'approche de la concentration en fer de type n° 2 :

- un petit appauvrissement en SiO<sub>2</sub> ;
- une légère élévation des pourcentages en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t, ce qui confirme les observations pétrographiques relatant une augmentation du grenat et de la staurotide à l'approche des deux bancs de grenatite à quartz et chlorite.

d) Report des données chimiques sur les micaschistes dans certains diagrammes

En conclusion à cette étude des caractères géochimiques généraux des micaschistes, les valeurs obtenues par la géochimie sont reportées sur différents diagrammes.

\* Le diagramme triangulaire  $Al_2O_3 - (Fe,Mg)O - (K,Na)_2O$  de G. HOSCHEK (1967) (Fig.18)

Ce diagramme permet de prévoir d'après leurs compositions chimiques les micaschistes susceptibles de renfermer :

- du chloritoïde, puis de la staurotide suivant l'intensité du métamorphisme ;
- uniquement de la staurotide ;

ou ne pouvant renfermer ni chloritoïde, ni staurotide.

Tous les micaschistes analysés ont subi un métamorphisme mésozonal. L'étude pétrographique a montré qu'ils contenaient pratiquement tous de la staurotide. Leurs caractères géochimiques traduisent nettement qu'ils appartiennent tous au domaine des roches susceptibles de renfermer de la staurotide (Fig.18). Un certain nombre d'entre eux montrent des caractères chimiques pouvant aboutir à la formation du chloritoïde. L'étude pétrographique a montré que ce dernier était quasiment absent des micaschistes du groupe de Collobrières; ceci s'explique bien entendu par les conditions de pression et température locales qui correspondent à un métamorphisme mésozonal, la staurotide pouvant se former à partir du chloritoïde ou à partir de chlorite + muscovite (hors du domaine du chloritoïde sur le diagramme).

\* Le diagramme  $Al/3 - K$  en fonction de  $Al/3 - Na$  de H. de la ROCHE (1968) (Fig.19)

Ce diagramme a pour but d'identifier la nature des différents types de roches sédimentaires. Il permet notamment une distinction nette entre les sédiments de type grauwaackes, shales et arkoses.

Les analyses chimiques des micaschistes de Collobrières ont été reportées. Il apparaît nettement qu'ils correspondent tous, à une exception près (un micaschiste blanc), à d'anciens sédiments de type shales assez riches en quartz et en minéraux argileux.

\* Conclusions

SEYLER (1975) a déjà entrepris une étude chimique sur les roches métamorphiques d'origine pélitique de l'ensemble des Maures. Cet auteur a montré que les variations de compositions chimiques s'expliquent par l'évolution d'une série sédimentaire unique, et sont indépendantes de l'intensité du métamorphisme (métamorphisme topochimique).

En ce qui concerne plus spécifiquement les micaschistes de Collobrières, on peut ajouter : - qu'ils correspondent à une ancienne et unique série sédimentaire continue de type shales plus ou moins riches en quartz et en minéraux argileux variant des termes plus gréseux (micaschistes quartzeux et blancs) à des

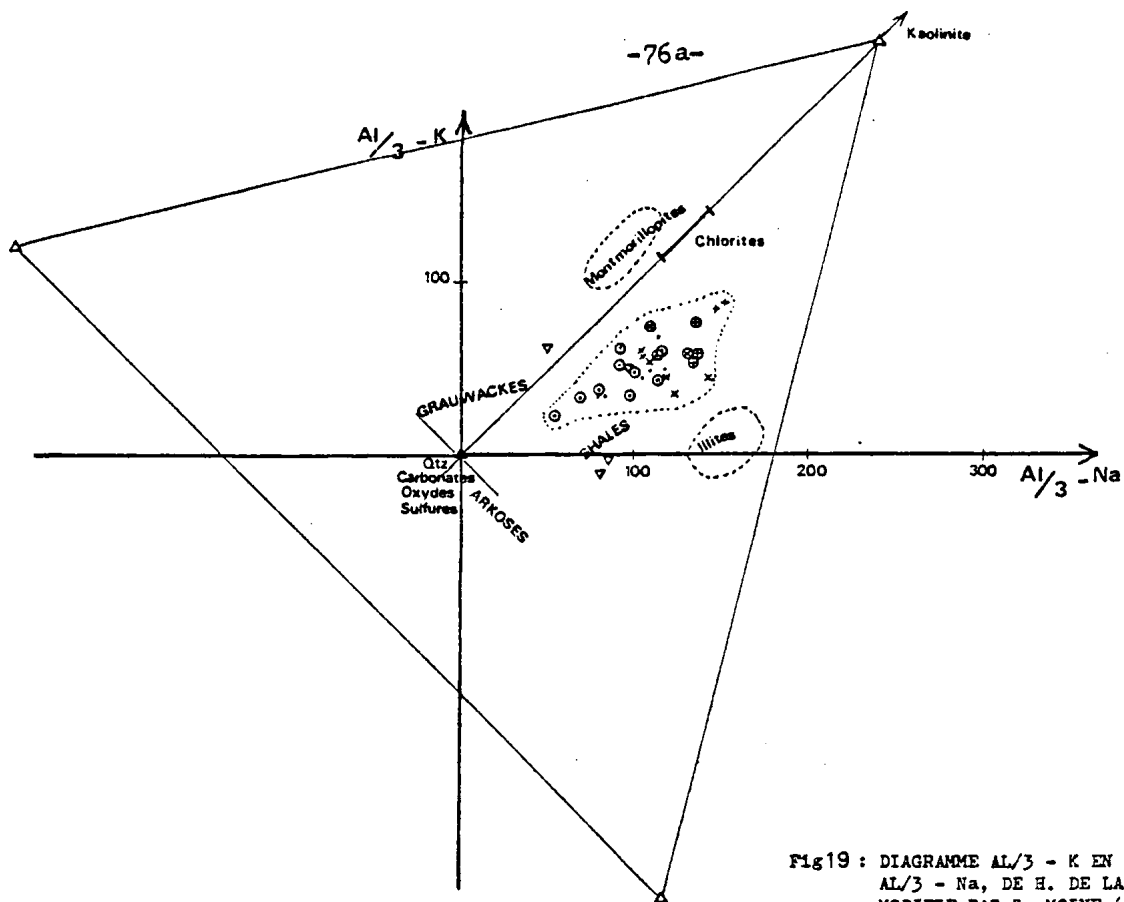
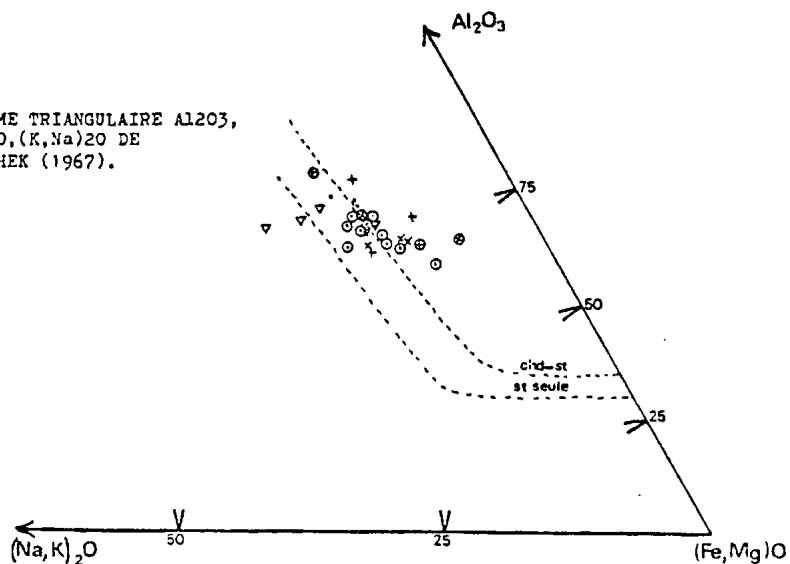


Fig19 : DIAGRAMME  $AL/3 - K$  EN FONCTION DE  $AL/3 - Na$ , DE H. DE LA ROCHE (1968), MODIFIÉ PAR B. MOINE (1972).

LEGENDE:

- : MICASCHISTES QUARTZEUX.
- + : MICASCHISTES BICOLORES (sensu stricto).
- x : MICASCHISTES BLEUS.
- ▽ : MICASCHISTES BLANCS.
- : MICASCHISTES EN LIAISON AVEC LES CONCENTRATIONS EN FER.

Fig18 : DIAGRAMME TRIANGULAIRE  $Al_2O_3$ ,  $(Fe,Mg)O$ ,  $(K,Na)_2O$  DE G. HOSCHEK (1967).





termes plus argileux (micaschistes bicolores et bleus),

- et que leurs caractères géochimiques montrent qu'ils sont pratiquement tous susceptibles de contenir de la staurotide.

1-1.B Les niveaux de concentration en fer de type n° 1

Ce type de concentration en fer est constitué par deux bancs de grenatite à almandin, quartz et biotite (Rascas), dans laquelle s'intercale (Rascas) Vaubarnier, Gringalet) un minerai de fer métamorphique, représenté par une roche de faciès collobriérite à grenat, magnétite, grünerite (se développant aux dépens de la fayalite). Le tout est interstratifié dans les micaschistes quartzeux et bicolores de la base du groupe de Collobrières. Ces divers faciès ont été analysés.

a) La grenatite à quartz et biotite

L'analyse moyenne de cette roche, portant sur 15 échantillons, est donnée tableau III. Cette roche se caractérise chimiquement par :

- une teneur encore élevée en  $\text{SiO}_2$  ( $\approx 50 \%$ ), se traduisant minéralogiquement par du quartz et supérieure à celle de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  t ;
- une teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  t représentant par rapport aux micaschistes encaissants un enrichissement très important en fer ;
- une élévation sensible du pourcentage de CaO et une baisse de celui des alcalins, en comparaison des micaschistes ;
- un enrichissement net en  $\text{P}_2\text{O}_5$  contenu dans l'apatite.

Tableau III	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ t	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	PF	Total
moyenne (15 an.)	47,78	14,82	29,42	0,12	1,18	2,09	0,34	0,93	0,68	0,63	0,31	98,30
valeur maxi.	56,31	18,15	40,50	0,21	2,15	3,98	1,35	2,97	1,01	1,09	3,37	
valeur mini.	38,43	13,55	16,58	0,05	0,66	0,85	tr.	tr.	0,20	0,10	1,57	

$\text{FeO}$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ont été différenciés sur 12 analyses ; la moyenne obtenue est la suivante :  $\text{FeO} = 20,26$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,31$ . Les valeurs maxi. et mini. sont  
maxi :  $\text{FeO} = 25,83$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12,76$   
mini :  $\text{FeO} = 11,92$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,14$

b) Les faciès minéralisés

Les analyses de collobriérite et des faciès associés sont données  
Tableau IV.

- L'analyse du minerai métamorphique sensu stricto, la collobriérite, représentant une moyenne sur 4 échantillons, se caractérise par :
    - une très forte teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , parfois supérieure à 70 % ;
    - un pourcentage appréciable de CaO, favorable à la qualité d'un minerai, car augmentant sa fusibilité ;
    - une absence quasi totale des alcalins ;
    - une teneur importante en  $\text{P}_2\text{O}_5$  faisant entrer le minerai de Collobières dans la catégorie des minerais semi-phosphoreux (teneurs comprises entre 0,07 et 1,7 %  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Le phosphore s'exprime sous forme d'apatite///
  - + A partir d'une analyse de collobriérite à magnétite, grünerite et almandin du vallon de Vaubarnier où  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et FeO ont été dosés (respectivement 46,6 % et 29,2 %), on remarque qu'après avoir formé la magnétite ( $160\text{g Fe}_2\text{O}_3 + 72\text{g FeO}$ ), il ne reste que 8 à 9 % de FeO pour former la grünerite et l'almandin.
- En s'appuyant sur les proportions de  $\text{P}_2\text{O}_5$  et de CaO de l'apatite, d'après DEER et al. (196 ) (40,66 % de  $\text{P}_2\text{O}_5$  et 54,05 % de CaO, en moyenne), on remarque que 40 % du CaO dosé (1,30 pour 3,23 % total) se retrouve associé à la totalité de  $\text{P}_2\text{O}_5$  pour constituer l'apatite.
- + Dans la collobriérite à fayalite, grünerite, almandin et magnétite ne "contenant que" 58 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et où la magnétite est beaucoup moins abondante que dans l'échantillon précédent, les proportions des minéraux sont les suivantes (calculées au compteur de points) : 16,3 % de magnétite, 13,7 % d'almandin, 50,3 % de grünerite, 16,8 % de fayalite, 2,3 % d'apatite et 0,3 % de quartz.
- L'analyse du faciès à pyrite associé au minerai de Rascas fait de cette roche un intermédiaire entre la grenatite et la collobriérite.

On note :

- des teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  supérieures à celles de la collobriérite et un rapport Si/Al inférieur ;
  - une baisse sensible du pourcentage de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  par rapport à cette dernière, mais néanmoins encore important ;
  - l'abondance de l'apatite se traduit par une valeur très importante de  $\text{P}_2\text{O}_5$  ;
  - la perte au feu, ici considérable (> 10 %) est constituée probablement en grande partie par du soufre, élément nuisible à la qualité d'un minerai (diminue sa fusibilité).
- Le niveau à sidérite, associé à la collobriérite (Vaubarnier) montre une analyse très voisine de cette dernière. Une différence majeure, néanmoins, intervient dans la distinction entre FeO et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et les pourcentages en perte au feu (P.F.).

Tableau IV	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
1) Collobriérite à magnétite-grünérite (3 an.)			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t 74,80										
moyenne	18,28	3,47	43,30	30,23	0,52	0,07	3,23	0,035	0,013	0,35	0,98	-2,22	99,53
valeur maxi.	20,99	3,99	46,61	31,28	0,65	0,14	3,87	0,04	0,02	0,37	1,09	-1,98	
valeur mini.	15,63	2,84	40,00	29,18	0,41	0,03	2,43	tr.	0,01	0,31	0,80	-2,41	
2) Collobriérite à fayalite, magnétite et grünérite	32,04	3,76	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t 58,80		0,6	0,07	2,34	0	0,02	0,28	0,75	-2,22	faible 96,44
3) Faciès associé à pyrite (1 an.)	28,21	9,70	26,46	16,48	1,34	0,06	2,32	0,03	0,01	0,31	1,32	11,46	99,67
4) Faciès associé à sidérite	11,44	4,13	17,57	40,26	1,84	0,05	3,71	0,04	0,01	0,32	0,71	14,66	99,24

c) Relations chimiques entre la minéralisation et les faciès encaissants

Un échantillonnage géochimique des niveaux minéralisés et des faciès immédiatement encaissants (grenatite et micaschistes) ayant été effectué, il paraît intéressant d'étudier les liens chimiques pouvant exister entre ces deux faciès.

La figure 20 montre le log pétrographique de la coupe n° 2 de Rascas en face de laquelle ont été tracés les différents logs chimiques pour chacun des éléments majeurs mesurés en % poids oxydes.

Il ressort d'une telle figure :

\* Une corrélation inverse entre SiO<sub>2</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t; en effet, entre les micaschistes quartzeux encaissants et les niveaux riches en fer (grenatite et minéral), on note une baisse de la teneur en SiO<sub>2</sub> des micaschistes (50-70 %) vers la minéralisation (< 20 %), en passant par les grenatites (35-50 %), compensée par une hausse en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t, micaschistes (8-15 %), minéralisation (> 70 %), grenatites (25 à 40 %).

\* A partir de cette première constatation, on remarque trois familles d'éléments - ceux qui varient positivement avec SiO<sub>2</sub> (K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et plus ou moins TiO<sub>2</sub>);

Légende:



: Collobrièrite



: Niveau à pyrite.



: Grenatite à albite.

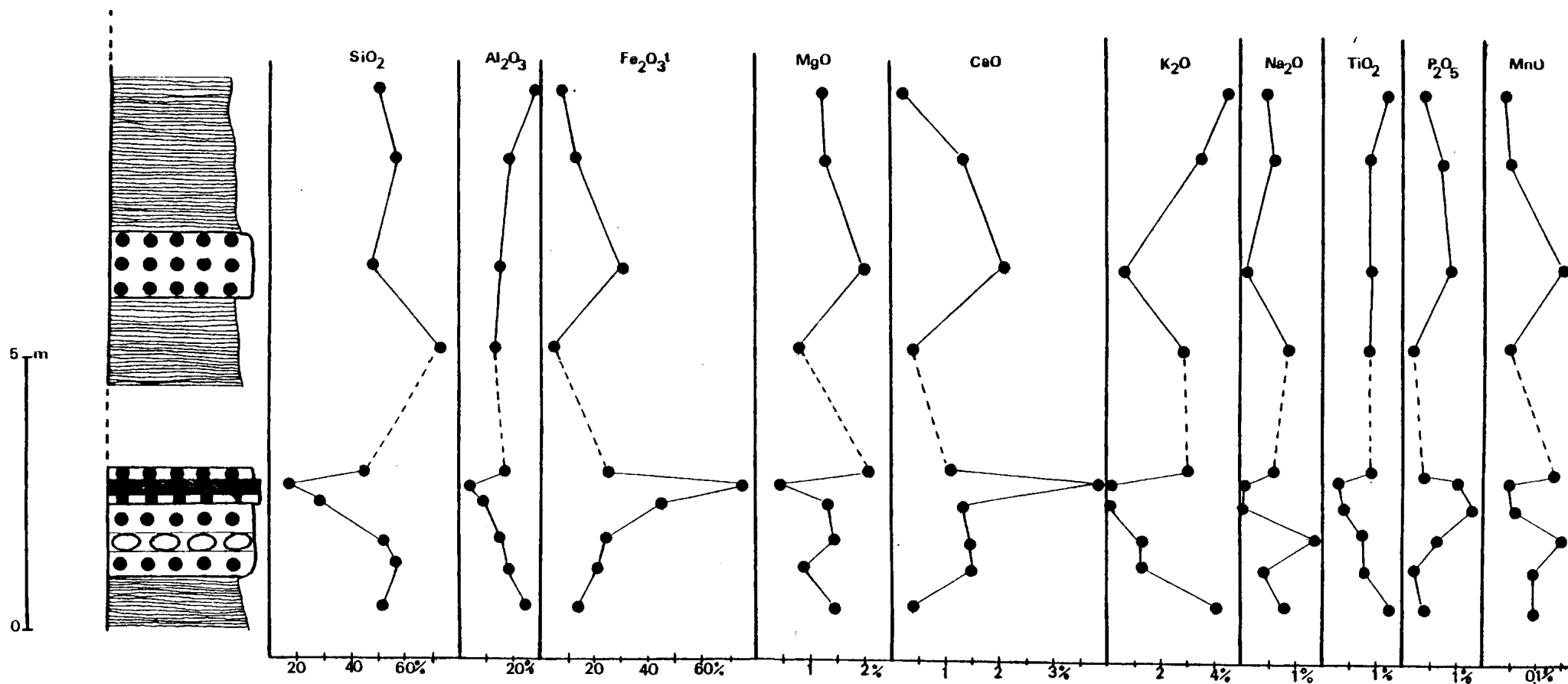


: Grenatite à quartz et biotite.



: Micaschistes quartzeux et bicolores.

Fig20 : COUPE DE RASCAS(N°2), VARIATION EN % POIDS OXYDES DES MAJEURS EN FONCTION DES DIFFERENTS FACIES.



- ceux en corrélation avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (CaO et  $\text{P}_2\text{O}_5$  notamment) ;
- ceux se comportant indifféremment ; MnO et MgO qui augmentent sensiblement des micaschistes vers les grenatites à quartz et biotite, mais qui rechutent brutalement de ces dernières aux faciès minéralisés.
- Il faut noter également la forte augmentation de  $\text{Na}_2\text{O}$  au passage du niveau à albite dans le premier banc de grenatite à quartz et biotite.

Une étude des relations entre les divers éléments, effectuée à la fin de ce paragraphe, complètera ces premières constatations. D'autre part, en vue de la possibilité d'échanges métasomatiques, on remarque que la grenatite à quartz et biotite apparaît comme une roche homogène sur le plan chimique ; en effet la proximité de la minéralisation n'influe pas sur sa composition chimique.

#### 1-1.C Les niveaux de concentration en fer de type n° 2

Ces niveaux correspondent à un enrichissement brutal en grenat des micaschistes bleus. Cette concentration minéralogique se manifeste sous forme de bancs peu épais et lenticulaires (deux à Cros de Mouton) de grenatite à quartz et chlorite. Le passage entre cette grenatite et les micaschistes encaissants, s'effectue par l'intermédiaire d'une roche particulière et enrichie en staurotide, dénommé "staurotidite".

##### a) La staurotidite

L'analyse moyenne, portant sur trois échantillons, est donnée tableau V .

Ces échantillons, prélevés au contact des bancs de grenatite, ne montrent pas une composition minéralogique homogène ; en effet, certains contiennent du grenat, d'autres non. De plus, on note au sein de cette staurotidite un niveau à quartz et chloritoïde, dont la composition chimique, donnée à part tableau V , s'en démarque totalement.

La staurotidite se caractérise chimiquement par :

- une teneur très élevée en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , liée bien entendu à l'abondance de la staurotide ;
- un enrichissement sensible en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , accompagné d'un déficit léger en  $\text{SiO}_2$ , par rapport aux micaschistes bleus immédiatement encaissants ;
- conjointement, une augmentation du pourcentage de CaO et une baisse des alcalins.

Pour la roche à quartz et chloritoïde, on note :

- un fort pourcentage en  $\text{SiO}_2$  ;
- une composition chimique la rapprochant des micaschistes. En effet, les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont faibles par rapport à la staurotidite ;
- des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  faibles.

Tableau V	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
1) Staurotidite (3 an.)			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t: 13,63										
moyenne	44,22	30,03	6,26	6,63	0,13	1,91	1,26	1,19	2,39	1,35	0,28	2,76	98,49
valeurs maxi.	52,38	33,10	8,84	8,10	0,17	2,22	2,03	1,97	3,84	1,74	0,29	3,8	
valeurs mini.	38,60	25,70	4,18	4,54	0,10	1,60	0,71	0,57	1,57	0,88	0,27	2,05	
2) Roche à quartz et chloritoïde	67,8	16,55	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t: 9,70										
			3,81	5,31	0,04	1,14	0,71	0,07	0,99	0,61	0,17	1,11	99,01

b) La grenatite à quartz et chlorite

L'analyse moyenne (2 échantillons) est donnée tableau VI .

L'analyse de cette roche n'est pas sans rappeler celle de la grenatite à quartz et biotite associée à la collobriérite. On note néanmoins, par rapport à cette dernière, des teneurs plus élevées en CaO, MnO, MgO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Le passage entre staurotidite et grenatite se traduit par des variations très subites dans les pourcentages de certains éléments, notamment :

- l'effondrement de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et, dans une moindre mesure, de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> ;
- l'augmentation subite de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et, dans une moindre mesure, de MgO, MnO, CaO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Tableau VI	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
moyenne (2 an.)	43,60	15,85	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t: 28,01										
			21,69	3,935	0,305	4,625	2,63	0,020	0,215	0,675	1,23	2,44	99,22
valeurs maxi.	48,65	17,45	22,00	5,18	0,35	4,65	2,97	0,020	0,27	0,70	1,41	3,28	
valeurs mini.	38,50	14,25	21,39	2,69	0,26	4,60	2,29	0,020	0,16	0,65	1,05	1,61	

c) Relations géochimiques entre grenatite, staurotidite et micaschistes encaissants

Le log pétrographique et les logs géochimiques de la coupe de Gros de Mouton sont donnés figure 21 . On note :

Légende:

○ ○ : Grenatite à quartz et chlorite.

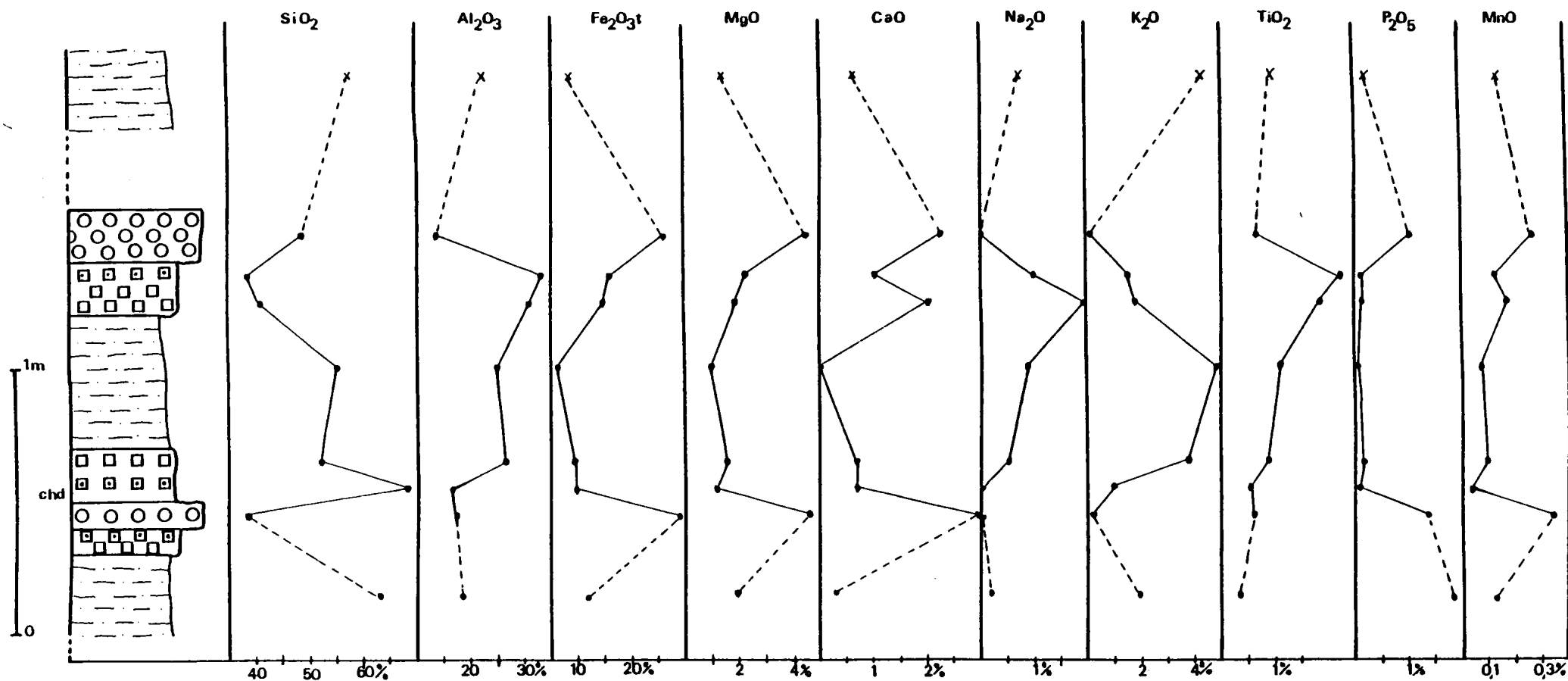
□ □ : Staurotidite et micaschistes à staurotide et grenat.

□ □ : Staurotidite et micaschistes à staurotide.

▨ : Micaschistes bleus à grenat et staurotide.

Fig21: COUPE DE L'AFFLEUREMENT DE CROS DE MOUTON: VARIATION EN % POIDS OXYDES DES MAJEURS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES.

x: Analyse moyenne des micaschistes bleus.



- une baisse de  $\text{SiO}_2$  dans la staurotidite et la grenatite par rapport aux "micaschistes encaissants, excepté pour le faciès à quartz et chloritoïde. La baisse de  $\text{SiO}_2$  n'est cependant pas sensible entre la staurotidite et la grenatite.
  - cette baisse de la silice semble se compenser par :
    - . une augmentation de l'alumine dans la staurotidite ;
    - . une augmentation de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dans la grenatite.
- \* Si la grenatite présente une teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  inférieure à celle des micaschistes, la staurotidite apparaît plus riche en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que ces derniers .
- \* Dans la grenatite, l'enrichissement en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  par rapport aux autres faciès s'accompagne de celui des éléments suivants :  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{MnO}$  et de l'appauvrissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$ .
- \* Dans la staurotidite, l'enrichissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , par rapport aux micaschistes, s'accompagne d'une augmentation des teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  et légèrement  $\text{MnO}$ , la diminution de  $\text{SiO}_2$  s'accompagnant de celle de  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ; les pourcentages en  $\text{P}_2\text{O}_5$  restent similaires. Mis à part un  $\text{Al}_2\text{O}_3$  élevé, cette roche présente une composition chimique intermédiaire entre celle de la grenatite et celle des micaschistes encaissants.
- \* Le faciès à quartz et chloritoïde montre une composition chimique assez semblable à celle des micaschistes.

#### 1-1.D Variation des oxydes avec $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : diagrammes binaires (Fig.22 et 23 )

Les logs chimiques des deux types de concentration en fer ont montré qu'il existait des relations entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et certains autres oxydes.

On se propose d'étudier ces relations par l'intermédiaire de diagrammes binaires (variation d'un oxyde par rapport à  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) où sont reportées les analyses de toutes les roches étudiées (micaschistes, grenatites et collobriérite), ainsi que les minéraux de métamorphisme et les minéraux sédimentaires (argiles, chlorites) significatifs.

##### a) Relation $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ : diagramme 1 (Fig.22)

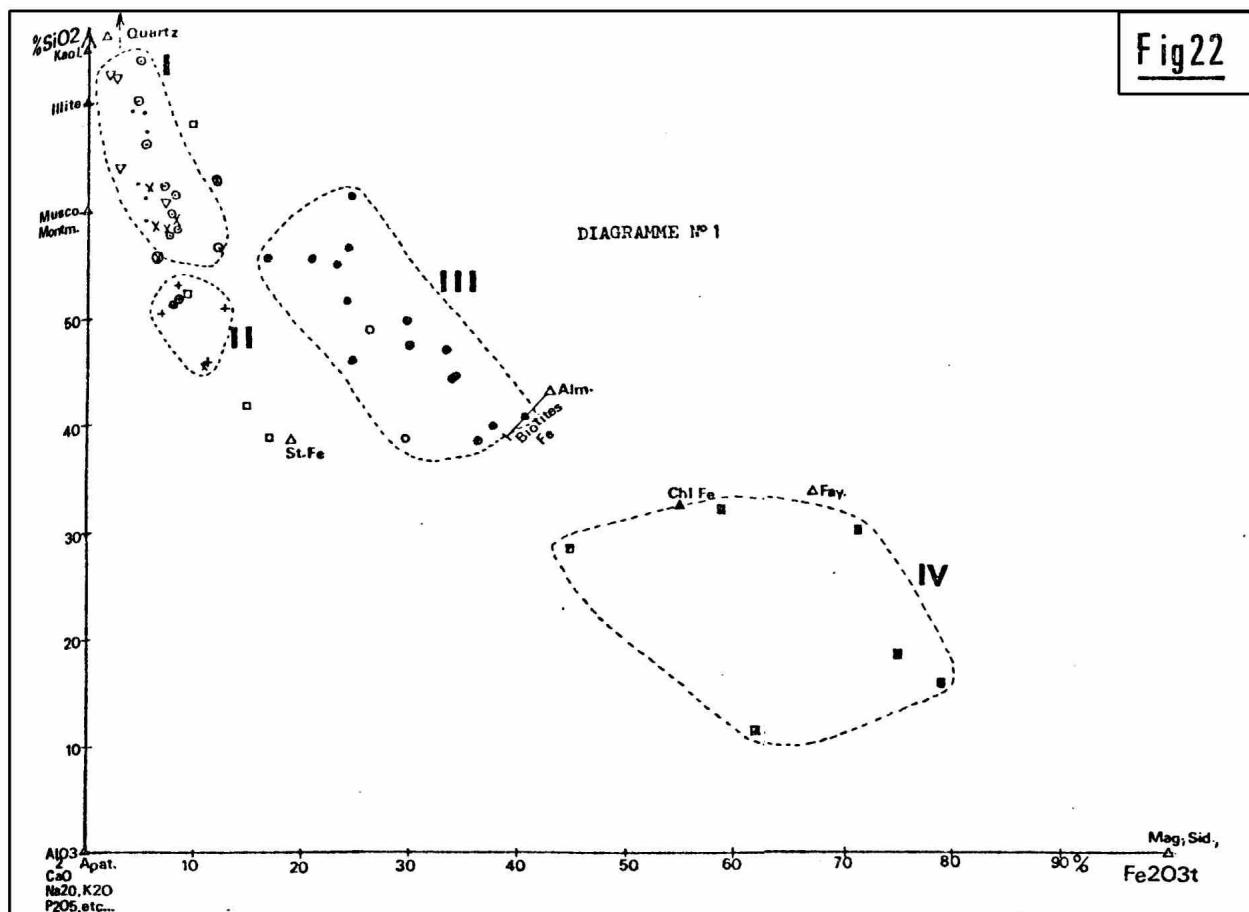
On observe :

- Une tendance générale de baisse de pourcentage de  $\text{SiO}_2$  à teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  croissantes, depuis les micaschistes (groupes I et II) jusqu'aux minerais (groupe IV), en passant par les grenatites tous types confondus (groupe III).
- Dans les micaschistes, deux groupes qui se distinguent en fonction des teneurs en  $\text{SiO}_2$  :
  - . les micaschistes blancs et quartzeux , riches en silice (groupe I) ;
  - . les micaschistes bicolores plus pauvres en  $\text{SiO}_2$  (groupe II).

Quatre remarques sont à effectuer :



Fig22

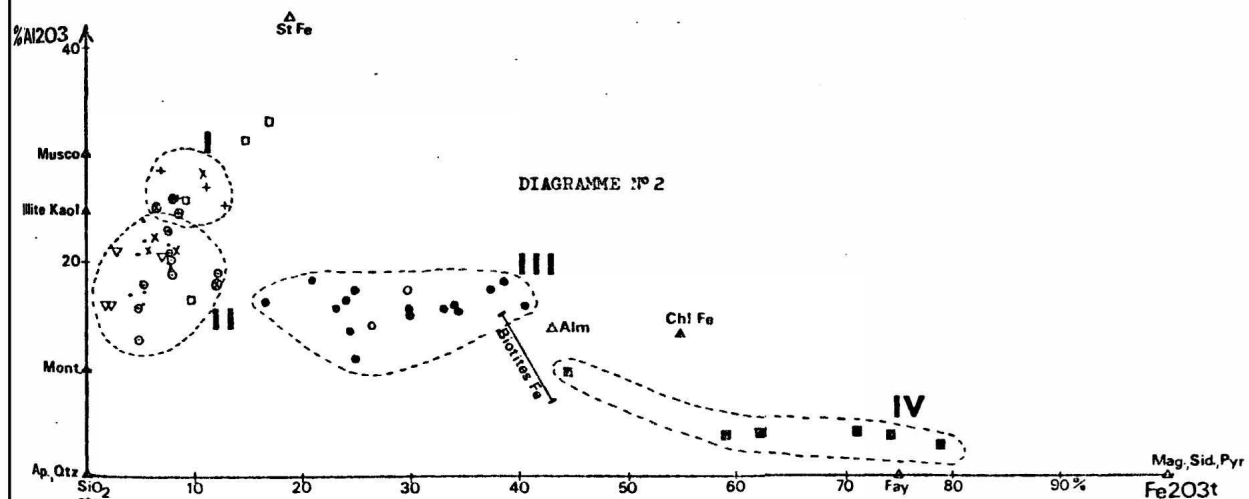


## Abréviations:

Alm: Almandin  
 Ap.: Apatite  
 Chl Fe: Chlorite Fe  
 Fay: Fayalite  
 Kaol: Kaolinite  
 Mag: Magnétite  
 Mont: Montmorillonite  
 Musco: Muscovite  
 Pyr: Pyrite  
 Qtz: Quartz  
 Sid: Sidérite  
 St Fe: Staurotide Fe

## Légende:

•: Micaschistes quartzeux  
 +: Micaschistes bicolores (sensu stricto)  
 x: Micaschistes bleus  
 ∇: Micaschistes blancs  
 ○: Micaschistes en liaison avec les formations Fe  
 ●: Grenatites à quartz et biotite  
 ○: Grenatites à quartz et chlorite  
 ■: Collobrièrites.  
 ■: Faciès à pyrite  
 ■: Faciès à sidérite  
 □: Staurotidites



I: GROUPE DES MICASCHISTES QUARTZEUX ET BLANCS.

II: GROUPE DES MICASCHISTES BICOLORES

III: GROUPE DES GRENATITES Fe.

IV: GROUPE DES FACIES MINERALISES

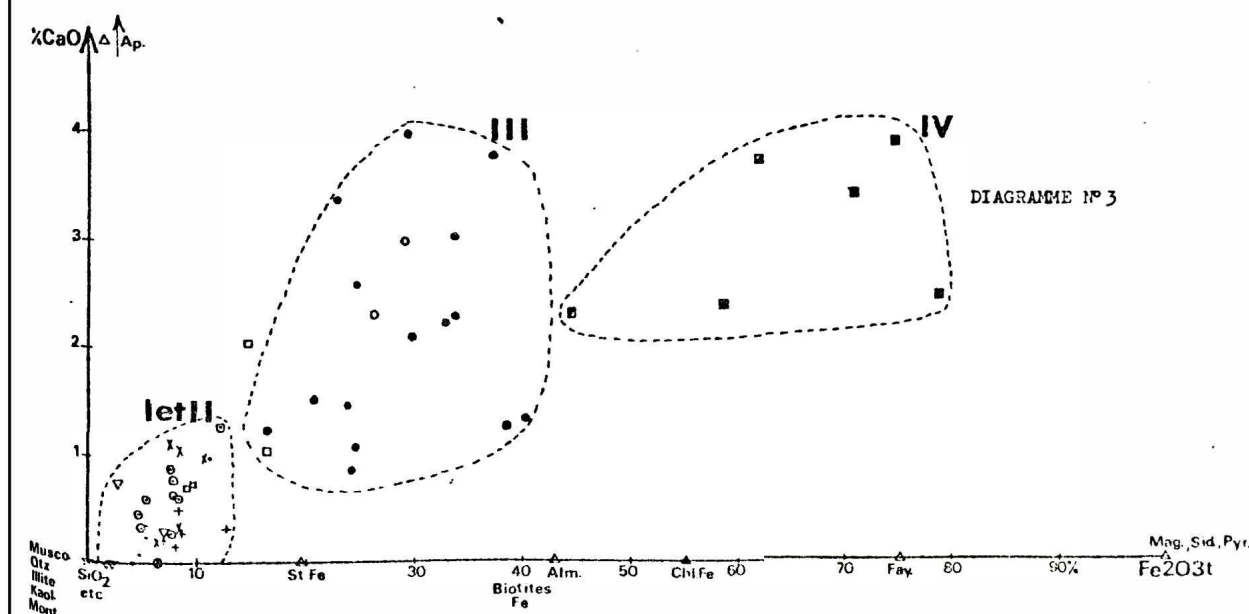


Fig.22et23\*: VARIATION DES DIFFERENTS  
 OXYDES EN FONCTION DE Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t  
 DANS L'ENSEMBLE DES FACIES  
 ETUDIES. DIAGRAMME N°5\*, VARIA-  
 tion de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> EN FONCTION DE  
 CaO.

\* : en page 84a

1. Le groupe I montre une légère tendance d'augmentation de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  pour  $\text{SiO}_2$  décroissant.
2. Dans le groupe II, la baisse de la teneur en  $\text{SiO}_2$  par rapport au groupe I ne semble pas particulièrement compensée par une augmentation du pourcentage en  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ .
3. Les micaschistes bleus se répartissent dans les deux groupes.
4. Le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{SiO}_2$  relate la légère augmentation en  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  et la baisse sensible en  $\text{SiO}_2$  des micaschistes, à l'approche des concentrations en fer. Néanmoins, il ne s'agit que d'une tendance générale, certains de ces micaschistes ne voyant pas leur composition modifiée.

En liaison avec la pétrographie, on note :

- . que les micaschistes bicolores se rapprochent du pôle staurotide Fe, confirmant leur richesse en ce minéral.
- . que la teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  de l'ensemble des micaschistes, parfois supérieure à 10 %, les éloigne des pôles illite et kaolinite. Il faut donc envisager la présence d'un minéral ferrifère (une chlorite Fe) dans le sédiment initial.

- Dans les grenatites, l'augmentation en  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  va de pair avec la baisse en  $\text{SiO}_2$ . Le diagramme 1 fait très bien ressortir leur composition minéralogique quartz, biotite, almandin.

- Dans les faciès minéralisés, la haute teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  s'accompagne des plus faibles pourcentages en  $\text{SiO}_2$ . Les analyses de collobriérite se situent dans un triangle almandin, fayalite, magnétite et confirment la composition minéralogique. Le faciès associé à pyrite s'individualise par sa teneur plus pauvre en  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  et le faciès à sidérite par son faible pourcentage en  $\text{SiO}_2$ .

b) Relation  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{Al}_2\text{O}_3$  : diagramme 2 (Fig.22 )

- Les trois grands groupes de faciès se délimitent encore nettement, des termes les plus riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (micaschistes et (staurotidite)) aux termes les plus pauvres (minerais).

- La staurotidite montre les teneurs les plus élevées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; elle se situe, bien entendu, à proximité du pôle staurotide (excepté le faciès à quartz et chloritoïde).

- Les micaschistes présentent encore deux groupes qui s'individualisent en fonction des pourcentages en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  :

- . les micaschistes bicolores, alumineux (25-38 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), groupe II ;
- . les micaschistes quartzeux et blancs, plus pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (teneurs inférieures à 20 %), groupe I.

- Les grenatites ont des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  assez comparables à celles des micaschistes du groupe I.

- Des faciès minéralisés, très pauvres en alumine ( $< 10\%$ ), c'est le faciès à pyrite qui montre le pourcentage en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  le plus important.

c) Relation  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{CaO}$  : diagramme 3 (Fig.22 )

Ce diagramme fait ressortir l'augmentation des teneurs en CaO dans les niveaux ferrifères (grenatites et minerais) par rapport aux micaschistes encaissants et confirme la corrélation positive de CaO avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ , que l'on a observée lors de l'analyse des logs chimiques des deux types de concentration en fer.

Néanmoins, si cela apparaît net entre les micaschistes encaissants et l'ensemble des faciès riches en fer (grenatites et minerais), il faut noter que les pourcentages en CaO sont semblables entre les grenatites et les faciès minéralisés. D'autre part, on remarque que la tendance d'augmentation de CaO à  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  croissant n'est pas décelée dans certaines grenatites qui montrent des teneurs en CaO comparables aux micaschistes.

d) Relation  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{P}_2\text{O}_5$  : diagramme 4 (Fig.23 )

Comme pour CaO, on note une augmentation assez nette des teneurs en  $\text{P}_2\text{O}_5$  dans les grenatites et les faciès minéralisés par rapport aux micaschistes encaissants, la teneur maximale 1,4 % de  $\text{P}_2\text{O}_5$  étant atteinte dans une grenatite à quartz et chlorite de Cros de Mouton.

Le diagramme binaire (Fig.23 ),  $\text{P}_2\text{O}_5$  en fonction de CaO montre que dans les niveaux ferrifères où l'apatite abonde, ce minéral permet d'expliquer, dans la majorité des cas, les teneurs élevées en CaO et  $\text{P}_2\text{O}_5$ . En effet, on constate, d'après les données de DEER et al. (1967) sur la composition de l'apatite, qu'environ 40 % du CaO dosé dans les grenatites et collobriérites servent à former l'apatite avec la totalité du  $\text{P}_2\text{O}_5$ , le CaO en excédent rentre dans la constitution du grenat.

L'augmentation des teneurs en CaO et en  $\text{P}_2\text{O}_5$  dans les niveaux riches en fer peut donc être mise en parallèle, dans une certaine mesure, avec l'enrichissement en apatite.

La richesse en phosphore des dépôts de fer phanérozoïques est un fait connu ; ils renferment en moyenne 1,43 % de  $\text{P}_2\text{O}_5$  ; le minerai de Collobrières se situe donc en dessous de cette moyenne.

A partir de là, quelques auteurs semblent avoir considéré de possibles corrélations entre les épisodes de phosphogénèse et de dépôts de fer ; ainsi PETITJOHN (1957) montre que les enrichissements en phosphore sous forme de phosphorites possèdent des environnements présentant des facteurs en commun avec ceux des dépôts de fer oolithiques. COOK et Mac ELHINNY (1979) restent beaucoup plus prudents et constatent que les épisodes phosphogéniques apparaissent coïncider avec des phases de dépôt de minerai de fer, sans parler d'environnements identiques pour les deux types de dépôt.

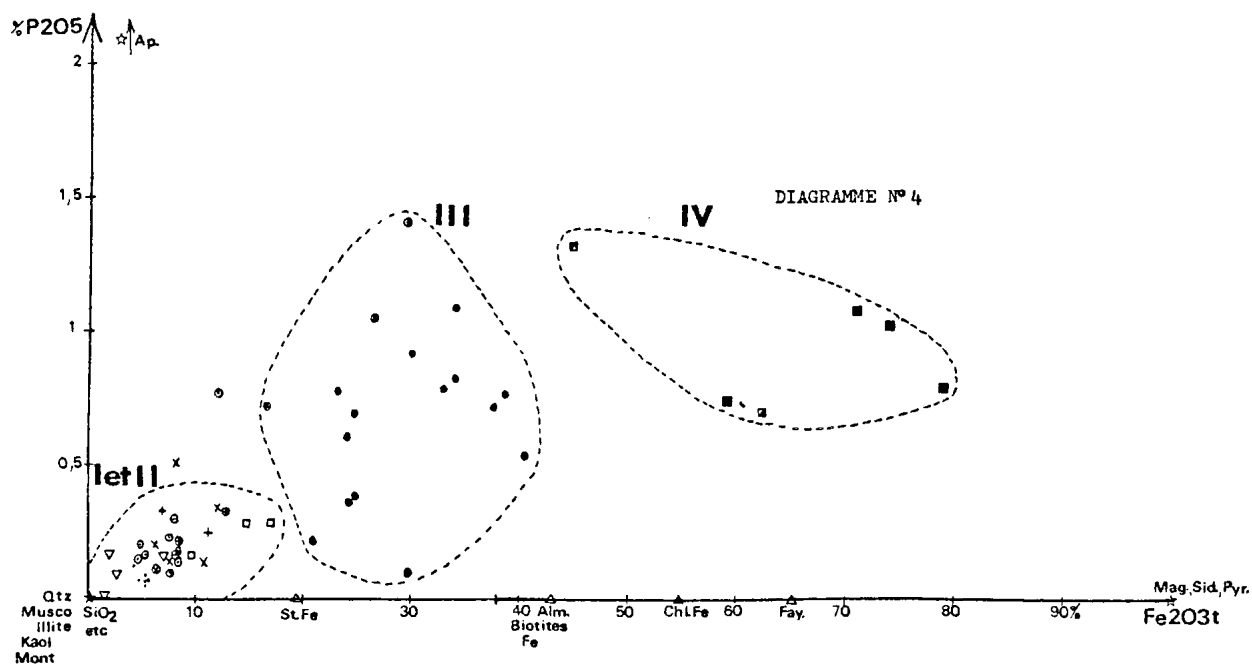
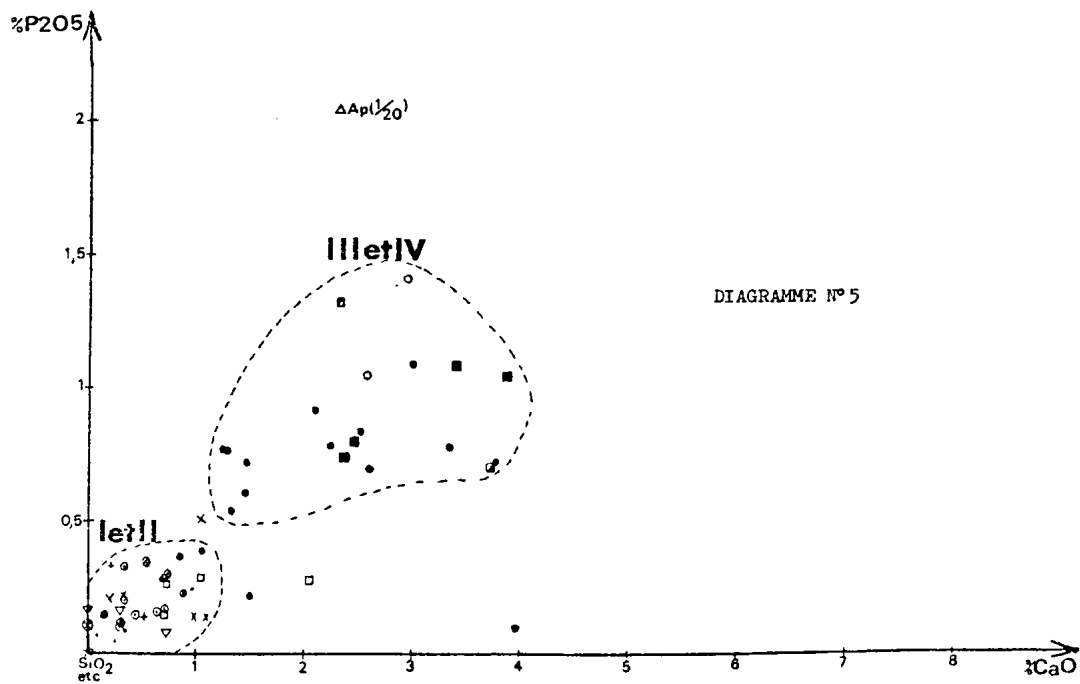


Fig23



CHAUVEL (1968), à propos de l'abondance de l'apatite dans les minerais ordoviciens de Bretagne, pense que ce minéral est diagénétique et qu'il est dû à une remise en mouvement tardive de la matière phosphatée.

GULDBRANSEN (1969) montre que les conditions optimales pour la formation d'apatite se caractérisent par un fort apport de phosphates (dérivant de matière organique) en eau peu profonde (rivage), oxygénée, salée et de fort PH. On peut donc penser que l'abondance de l'apatite dans certains minerais de fer est liée au milieu de dépôt.

### 1-1.E Conclusions

- Les micaschistes encaissants, dans l'ensemble alumineux et riches en alcalins ( $K_2O$ ), présentent des compositions chimiques correspondant à une ancienne série sédimentaire unique et continue de type shales plus ou moins riches en quartz et en minéraux argileux. Leur teneur assez élevée en  $Fe_2O_3$  (7,5 % en moyenne) indique qu'il faut aussi envisager la présence d'un minéral ferrifère (chlorite Fe) dans le sédiment initial.
- La concentration en fer de type n°1 montre, des micaschistes encaissants au minerai, en passant par la grenatite, outre un enrichissement en fer accompagné d'un déficit en  $SiO_2$ , une nette augmentation des teneurs en CaO et en  $P_2O_5$  à mettre en parallèle avec l'enrichissement en apatite. On note aussi une diminution importante des alcalins ( $K_2O$  et  $Na_2O$ ).
- La grenatite à quartz et chlorite, constituante de la concentration en fer de type n° 2, présente une composition chimique équivalente à celle de la grenatite à quartz et biotite de la concentration en fer de type n°1. Elle est aussi caractérisée par un enrichissement en CaO et en  $P_2O_5$  et une baisse en alcalins et en  $SiO_2$  par rapport à l'encaissant. La staurotite la renfermant représente une sorte d'intermédiaire géochimique entre la grenatite et les micaschistes bleus.

### 1-2 Relations Géochimie-Pétrographie

Les compositions chimiques des séries à concentrations en fer et des micaschistes encaissants de Collobrières apparaissant maintenant bien connues, il paraît intéressant d'étudier les liens avec les caractères pétrographiques, en particulier les compositions minéralogiques.

Cette étude s'effectue dans le système  $Fe(Mg) - K(Na) - Al - Si - O - H$  qui décrit l'essentiel des compositions des roches étudiées et des minéraux constitutifs.

Des analyses ont donc été reportées dans le diagramme triangulaire  $Si-3(Na+K) - Fe+Mg - Al-(Na+K)$  (Fig.24 ). Les principaux minéraux constitutifs des formations du groupe de Collobrières sont également reportés : le quartz apparaît au pôle  $Si-3(Na+K)$ , la muscovite au pôle  $Al-(Na+K)$ , la biotite, la magnétite, (sidérite et pyrite ) au pôle  $Fe+Mg$  ; la chlorite, l'almandin, la staurotite, le chloritoïde et les silicates d'alumine ( $Al_2SiO_5$ ).

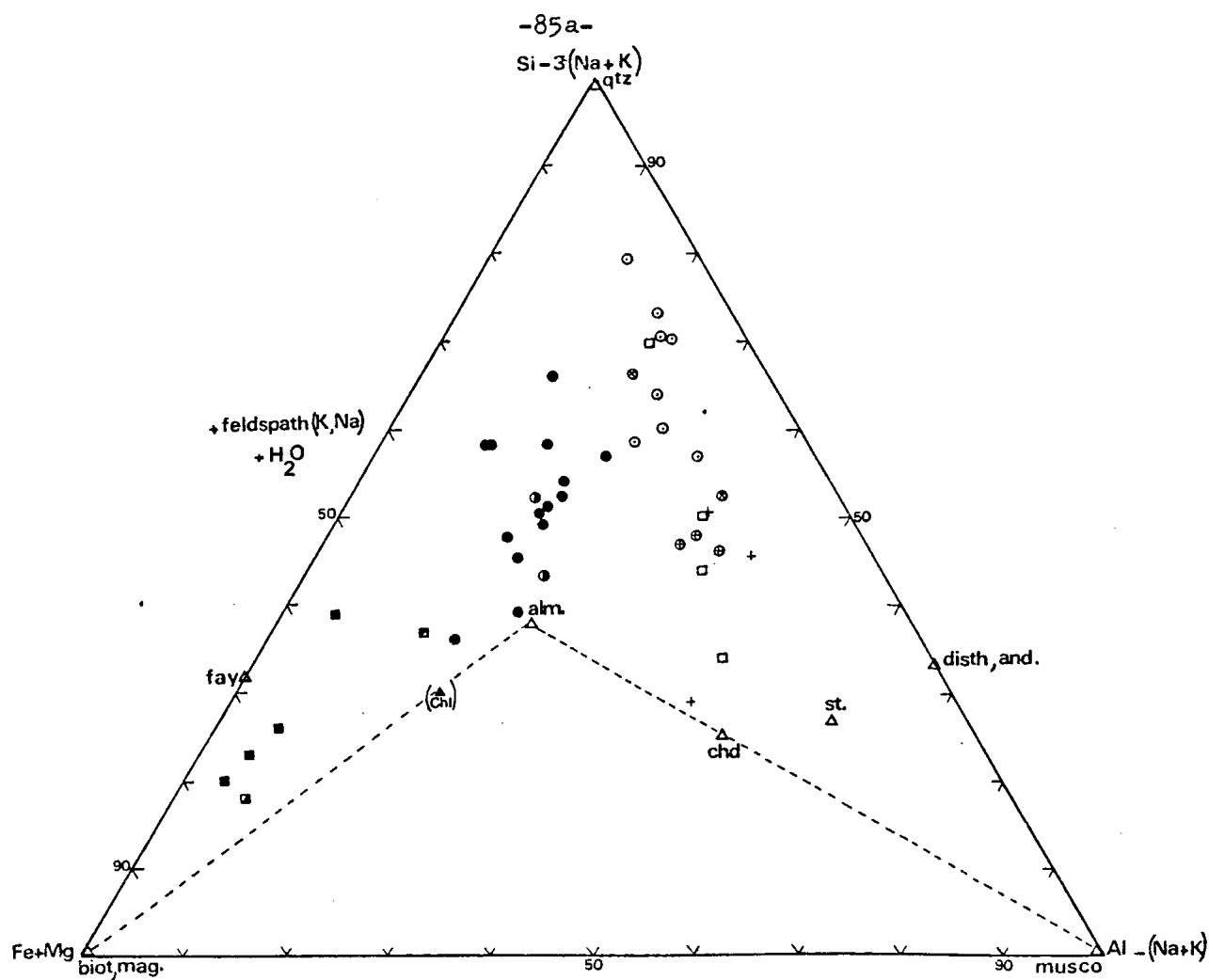


Fig24: LIAISON GEOCHIMIE DES ROCHES - PETROGRAPHIE:  
 DIAGRAMME TRIANGULAIRE (Si - 3(Na+K)), (Fe+Mg),  
 (Al - (Na+K)).

**Légende:**

Micaschistes.

- : M. quartzeux.
- +: M. bicolores (sensu stricto).
- × M. bleus.
- : M. en liaison avec les séries à concentration en fer.

Grenatites.

- : à quartz et biotite.
- : à quartz et chlorite.

Minéralisation.

- : collobrièrite.
- : faciès associé à pyrite.
- : faciès associé à sidérite.

Au vu de ce diagramme :

\* Les trois grands groupes de faciès se discernent bien les uns des autres en fonction de l'aluminium. On observe un déplacement de droite à gauche, des micaschistes encaissants et des staurotidites très alumineux aux faciès minéralisés très pauvres en alumine, en passant par l'ensemble des grenatites se situant en position intermédiaire.

\* Dans chacun des trois types de faciès, on note :

- Pour les micaschistes : ils représentent une série assez riche en fer. En effet, ils se disposent dans le triangle quartz-almandin-staurotide ; la pétrographie confirme ce fait, ces trois minéraux étant la plupart du temps rencontrés ensemble dans les échantillons étudiés. Les micaschistes quartzeux traduisent chimiquement leur richesse en quartz, les micaschistes bicolores montrent leur plus grande concentration en staurotide.

La composition minéralogique de la staurotidite se traduit chimiquement par une attirance nette vers le pôle staurotide, témoin d'une forte teneur en aluminium. Le faciès à quartz-chloritoïde se distingue en se comportant comme un micaschiste quartzeux ; il est attiré par le pôle siliceux.

- Pour les grenatites : ce diagramme traduit bien leur composition minéralogique. Les points se disposent pratiquement tous sur la ligne quartz-almandin (le quartzite à grenat du Gringalet se rapprochant le plus du pôle quartz). Les grenatites les plus alumineuses se déplacent vers la droite, (ainsi le point situé au sein des micaschistes représente le niveau de grenatite à staurotide de Rascas (coupe n°4)) ; les moins alumineuses vers la gauche. On remarque que la grenatite à quartz et chlorite de Cros Mouton ne se désolidarise pas de la grenatite de Rascas malgré l'existence d'un pôle chlorite. La nette prédominance du grenat et du quartz sur la chlorite peut l'expliquer.

L'analyse de grenatite à biotite seule se rapproche de la ligne almandin-biotite.

- Pour les faciès minéralisés : leur grande pauvreté en alumine les aligne presque sur la ligne quartz-magnétite. On note juste une teneur plus élevée en aluminium dans le faciès à sulfures, liée sans doute à sa grande richesse en grenat.

\* En conclusion à cette étude, on remarque que les compositions chimiques des niveaux ferrifères et des micaschistes encaissants, placées dans un système Fe(Mg) K(Na) - Al - Si - O - H contenant les minéraux constitutifs caractéristiques, coïncident parfaitement avec les observations pétrographiques effectuées au préalable.

## 2 - Origine des concentrations en fer et des micaschistes encaissants

L'étude des caractères géochimiques a montré que les deux types de concentrations en fer étaient interstratifiés dans un ensemble constituant une ancienne série sédimentaire de type shales, plus ou moins riche en quartz et en minéraux argileux.

On se propose maintenant de définir avec plus de précision les roches de l'ancienne série sédimentaire. L'ensemble des données chimiques a été reporté dans des diagrammes qui permettent d'identifier la nature des minéraux argileux dans les sédiments et dans lesquels les principaux minéraux de métamorphisme (almandin, staurotide, quartz et micas) sont aussi placés.

Deux diagrammes vont successivement être utilisés. Dans ceux-ci Na et K sont groupés, ce qui se justifie par le fait que dans les roches analysées, K est toujours très supérieur à Na.

Les deux diagrammes sont les suivants :

- Le diagramme  $Si/3 - (Na + K)$  en fonction de  $Al - (Na + K)$  de MOINE (1971) où le quartz intervient et qui présentera les caractères d'ensemble des roches étudiées.
- Le diagramme  $(Na + K)/Al$  en fonction de  $(Fe + Mg)/Al$  (MOINE, communication personnelle) où n'intervient pas le quartz et qui permettra d'affiner les résultats donnés par le précédent.

### 2-1 Origine des niveaux de concentrations en fer de type n° 1

Deux hypothèses vont être avancées :

- a) le métamorphisme dans les niveaux riches en fer est essentiellement isochimique comme dans les micaschistes encaissants.
- b) le métamorphisme n'est pas isochimique dans les niveaux riches en fer. De possibles échanges metasomatiques synmétamorphes ou tardifs peuvent alors avoir eu lieu, comme nous l'avons déjà envisagé lors de l'étude pétrographique.

#### 2.1.A Le métamorphisme est isochimique.

Trois faciès sont reportés dans les deux diagrammes :

- Les faciès minéralisés représentés par la Collobriérite et les faciès associés,
- La grenatite renfermant la minéralisation,
- Les micaschistes quartzeux et bicolores encaissants.





Le diagramme  $Si_3 - (Na + K)$  en fonction de  $Al - (Na + K)$ , Fig.25a, montre :

- que les populations de grenatite et de micaschistes se recouvrent largement. Pour ces deux types de roches, ce diagramme laisse entrevoir à l'origine, des sédiments plus ou moins riches en quartz et en minéraux argileux, en particulier en chlorite. Par rapport au domaine moyen des shales, les anciens sédiments apparaissent très pauvres en feldspaths et riches en minéraux argileux ; ils présentent une certaine diversité quant à la teneur en quartz, évoluant de termes assez quartzeux (les micaschistes quartzeux) à des termes plus argileux (les micaschistes bicolores), la chlorite étant présente dans l'ensemble de la série. La grenatite assez riche en quartz dans l'ensemble, montre une répartition de ses points assez diverses.
- la pauvreté en silice et en alumine de la Collobrièrite et des faciés associés et leur attraction vers l'origine par les oxydes de fer.

Le diagramme  $(Na + K)/Al$  en fonction de  $(Fe + Mg)/Al$ , Figure 25b, permet de reconnaître à l'origine des micaschistes et de la grenatite, une série sédimentaire continue entre des argilites à illite prédominante (les analyses des micaschistes quartzeux et bicolores tombent dans le domaine des illites) et des termes riches en Fe chlorite, cette dernière pouvant être de type chamosite.

Les teneurs élevées en fer et basses en alcalins de la Collobrièrite et des faciés minéralisés associés placent les points correspondant le long de l'axe des abscisses en dehors du diagramme, fig.25b. Pour la Collobrièrite, on peut alors suggérer qu'elle représente un ancien minerai de fer sédimentaire (de type oolithique ?) à chamosite, à laquelle s'ajoute une quantité importante soit d'oxydes de fer, soit de sidérite. La fayalite peut en effet, se développer à partir d'un mélange magnétite + quartz ou sidérite + quartz (sous certaines conditions).

#### 2.1.B Le métamorphisme n'est pas isochimique : hypothèse métasomatique.

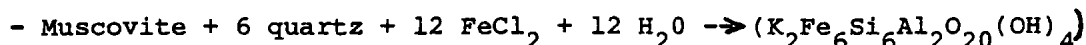
Comme on l'a déjà suggéré lors de l'étude pétrographique, on envisage que la grenatite à quartz et biotite renfermant la Collobrièrite est le résultat d'une transformation métasomatique des micaschistes quartzeux encaissants.

Deux faits paraissent favoriser une telle hypothèse :

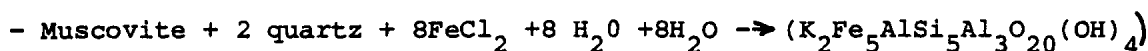
- La symétrie observée de part et d'autre du niveau de Collobrièrite de Rascas (coupe n° 2, figures 10 et 20).
- La présence de faciés à deux phases minérales. On a en effet retrouvé dans une halde de la mine de Rascas un échantillon à grenat et biotite seuls, malheureusement une telle roche n'a pas été observée en place.

La principale possibilité envisagée est alors une métasomatose ferrière tardive où la grenatite à quartz et biotite résulterait d'une transformation à partir de la muscovite.

Deux réactions peuvent être avancées :

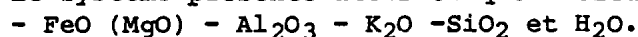


$\Delta V_s \# 100 \text{ cm}^3$



$\Delta V_s \# 85 \text{ cm}^3$

Le système présente alors cinq constituants :



La grenatite à almandin, quartz et biotite est constituée de trois phases minérales, on aura alors ;  $V = 5 + 2 - C = 3$  ( $C = 3$  phases minérales + 1 phase fluide). On se situe donc dans un cas où le potentiel chimique est défini arbitrairement en dehors de P et T.

Au vu de la figure 20, où l'on constate que  $\text{P}_2\text{O}_5$  et CaO semblent être en corrélation avec le fer, on peut également penser que des métasomatoses, calcique et phosphoreuse, pourraient avoir accompagné celle du fer, expliquant alors l'enrichissement en apatite dans la grenatite par rapport aux micaschistes encaissants.

En conclusion, quant à cette suggestion d'échanges métasomatiques tardifs, il faut émettre plusieurs réserves importantes favorisant l'hypothèse isochimique.

1) On note la présence dans nos coupes, de bancs isolés de grenatite sans que cette dernière ne renferme un banc minéralisé. Dans un tel cas, d'où pourrait provenir la solution ferrifère ?

2) Pourquoi des éléments bien plus mobiles que le fer, tels Na et K n'ont-ils pas migré? En effet, l'évolution progressive de la chute des alcalins entre les micaschistes et la grenatite, figure 25b, montre que ces deux éléments n'ont pas migré, on aurait alors constaté une chute brutale des teneurs en alcalins entre les micaschistes et la grenatite.

3)  $\Delta V_s$  est très important dans les deux réactions envisagées. Ceci constitue un facteur défavorable, il faudrait envisager que parallèlement à ces réactions, s'établisse une dissolution partielle du quartz des micaschistes.

4) On constate sur le diagramme fig. 25b (éliminant le quartz) que si les grenatites à (quartz) et biotite ne s'alignent pas parfaitement selon ALMANDIN-BIOTITE Fe, signifiant que les roches pourraient contenir d'autres minéraux (muscovite ?), on remarque leur coïncidence assez nette avec des mélanges illites - chlorites Fe.

Néanmoins, lorsque la grenatite renferme une minéralisation, l'hypothèse de tels échanges par phase fluide interposée ne doit pas totalement être rejetée.

## 2-2 Origine des niveaux de concentrations en fer de type n°2

Trois faciès sont également reportés dans les deux diagrammes permettant l'identification des minéraux argileux :

- La grenatite à quartz et chlorite,
- La staurotidite la contenant,
- Les micaschistes bleus encaissants : on a rajouté les micaschistes blancs qui constituent avec eux le sommet du groupe de Collobrières.

Le diagramme  $Si/3 - (Na + K)$  en fonction de  $Al - (Na + K)$ , fig.26a, reflète comme pour la concentration en fer de type n° 1, que la grenatite à quartz et chlorite et les micaschistes encaissants représentent à l'origine des sédiments riches en quartz et en minéraux argileux. Par rapport au domaine des shales, ils apparaissent plus enrichis en minéraux argileux et montrent une diversité dans les teneurs en quartz.

Pour la staurotidite (pauvre en quartz), ce diagramme laisse entrevoir qu'elle correspond à un ancien mélange à illite kaolinite et chlorite Fe. Le faciès à quartz et chlorite se détache de la staurotidite par une teneur plus élevée en quartz et des micaschistes par une position plus proche de la kaolinite.

Le diagramme  $(Na + K)/Al$  en fonction de  $(Fe + Mg)/Al$ , fig.26b, montre que les micaschistes bleus encaissants dérivent également d'anciennes argilites à illite prédominante (+ chlorite Fe).

On note que deux analyses de micaschistes blancs sortent du domaine des illites, ceci s'explique par la présence d'une fraction feldspathique notable.

Ce diagramme confirme la possibilité de voir à l'origine de la staurotidite des horizons à illite, chlorite et kaolinite (la montmorillonite apparaissant écartée au vu du diagramme précédent) dans lesquels s'individualisent des termes à chamosite représentés par la grenatite.

## 2-3 Conclusions : Colonne stratigraphique de la série sédimentaire initial (fig 27 )

Les concentrations en fer de Collobrières sont sans liaison avec le volcanisme, elles apparaissent au sein d'une série de forte maturité sédimentaire de type shales constituée par des argilites à illites plus ou moins riches en quartz.

A la base (concentration n° 1), des minerais de fer oxydés ou carbonatés (colithiques ?) riches en CaO et en phosphore apparaissent au coeur de roches chloriteuses à chamosite et quartz. (Dans le cas où le métamorphisme a été essentiellement isochimique).

Au sommet, la concentration en fer de type n° 2, ne correspond pas à un minerai, mais bien à un enrichissement en fer sous forme de roches chloriteuses à chamosite et quartz riches en chaux et en phosphore qui se développent au sein d'argilites présentant un mélange illite - kaolinite - chlorite.

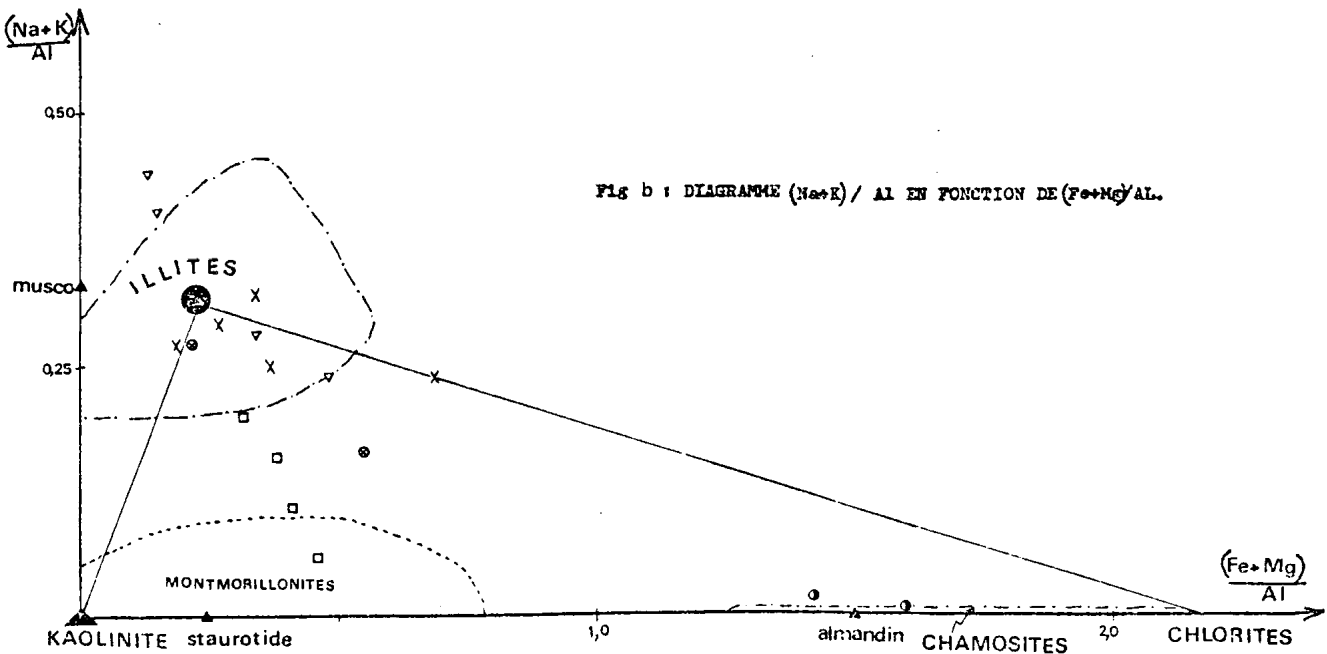
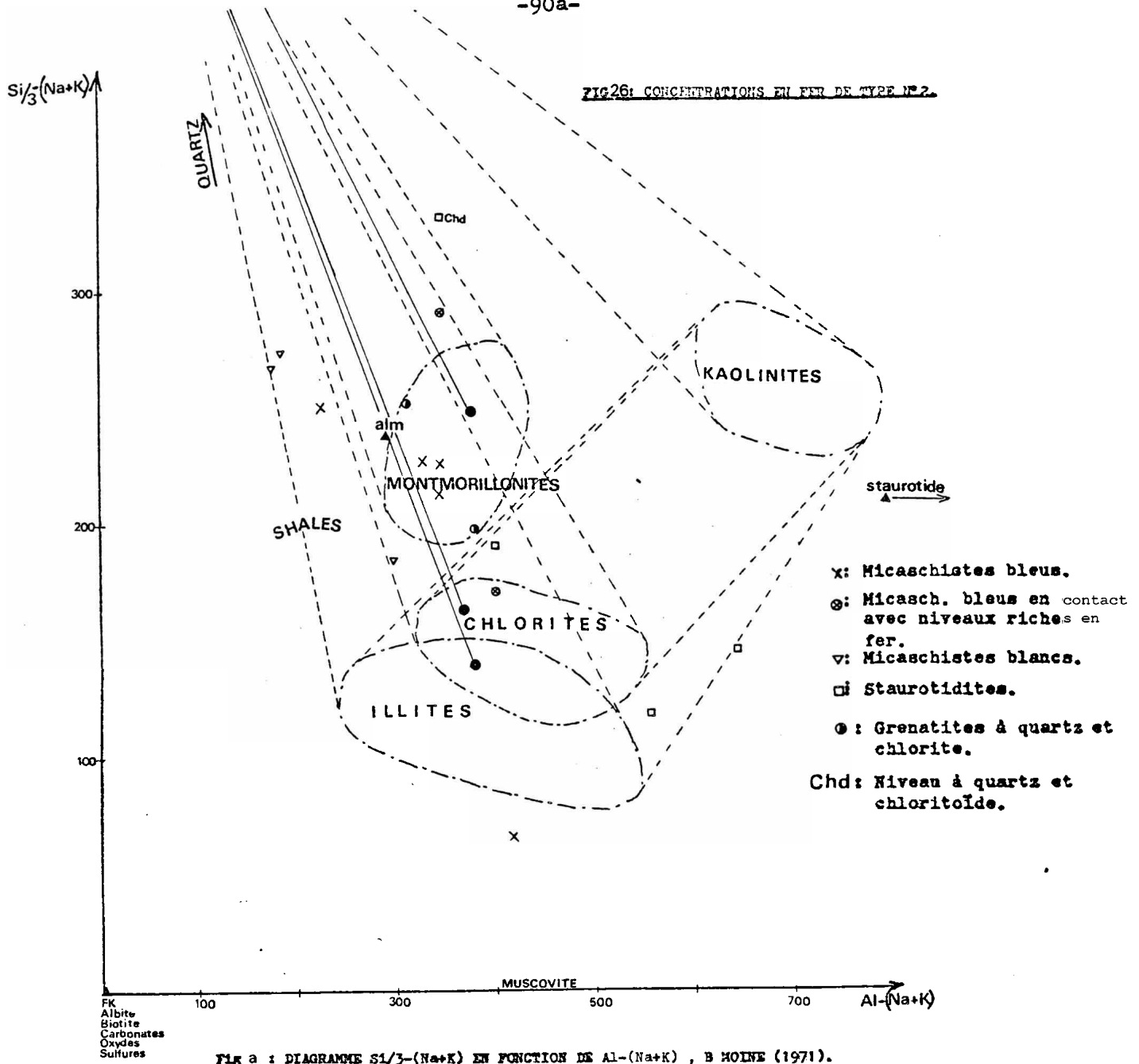
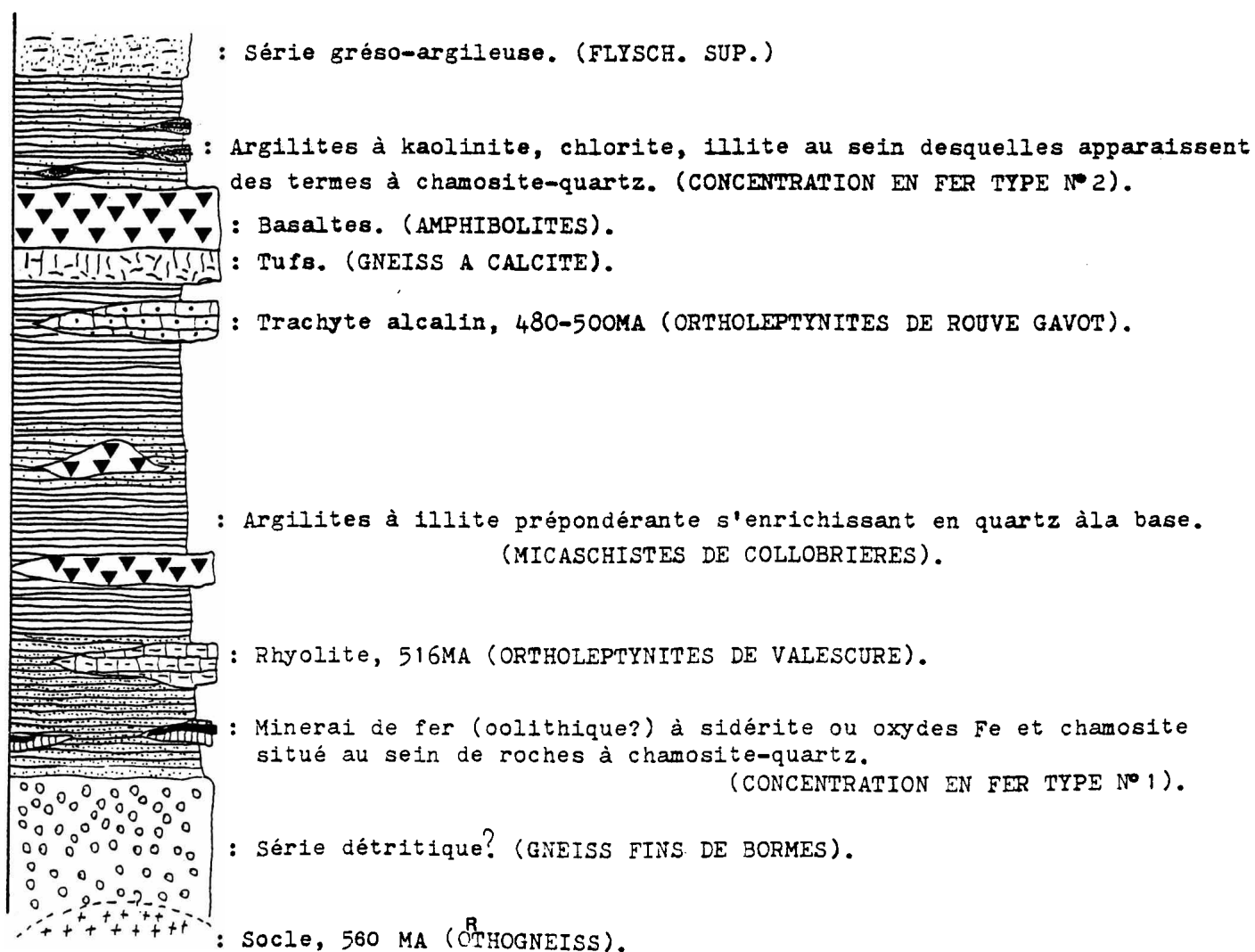


Fig27 : RECONSTITUTION DE L'ANCIENNE SERIE SEDIMENTAIRE  
ET VOLCANIQUE CONSTITUANT LE GROUPE DE COLLOBRIERES.  
(Absence d'échelle verticale).



### 3) Hypothèses génétiques, comparaison.

L'origine des roches sédimentaires riches en fer reste une matière de spéculation, car il n'existe pas d'exemples actuels. Quelques dépôts apparaissent avoir une relation génétique avec l'activité ignée et volcanique et peuvent être classés comme "exhalatifs sédimentaires", or comme nous l'avons vu, le minerai de Collobrières se trouve en dehors de toute association ignée et volcanique. C'est le cas de la plupart des minerais sédimentaires où le fer provient de l'altération de formations généralement continentales, il se trouve alors concentré en gisements dans des bassins de sédimentations littoraux après avoir été transporté par des eaux de lessivage de faible pH. L'ancien minerai sédimentaire de Collobrières (concentration de type n°1) par son âge (Cambr. Ord.) et ses caractères géochimiques rentre dans la catégorie des minerais type "Ironstones" d'âge postérieur au Cambrien et plus riches en Ca et Al que les gisements de type BIF précambriens.

#### 3-1 Concentration en fer de type n°1 : la collobrièrite et la grenatite à quartz et biotite associée.

Il apparaît ici intéressant de savoir si un minerai de fer sédimentaire de type "Ironstones" d'âge Paléozoïque inférieur à chamosite et Fe oxydes ou sidérite, situé dans un environnement argilo-gréseux est observé. Ceci revient donc à rechercher l'équivalent non métamorphique de la Collobrièrite et de son encaissant au Cambr. sup.-Ord. inf.

#### 3-1.A Caractères généraux des Ironstones (JAMES 1966)

Les "Ironstones" peuvent être divisées en quatre faciès majeurs : oxydés-silicatés-carbonatés et sulfurés, en se basant sur le minéral dominant. Cette classification a une base théorique établie par la distribution des champs de stabilité des espèces ferrières, exprimées effectivement pour la plupart en termes de Eh (Potentiel d'oxydoréduction) et de pH. Un bassin de sédimentation, idéalisé (BORCHERT 1960), figure 28, montre dans quel milieu se sont formés les différents sédiments ferrières. Pour les faciès oxydés, carbonatés et sulfurés, cela correspond à une décroissance progressive en oxygène disponible dans l'environnement sous marin. Les faciès silicatés sont de façon significative plus riches en  $Al_2O_3$  ; la teneur en  $SiO_2$ , pour les "Ironstones", varie en fonction des quantités relatives de quartz clastique.

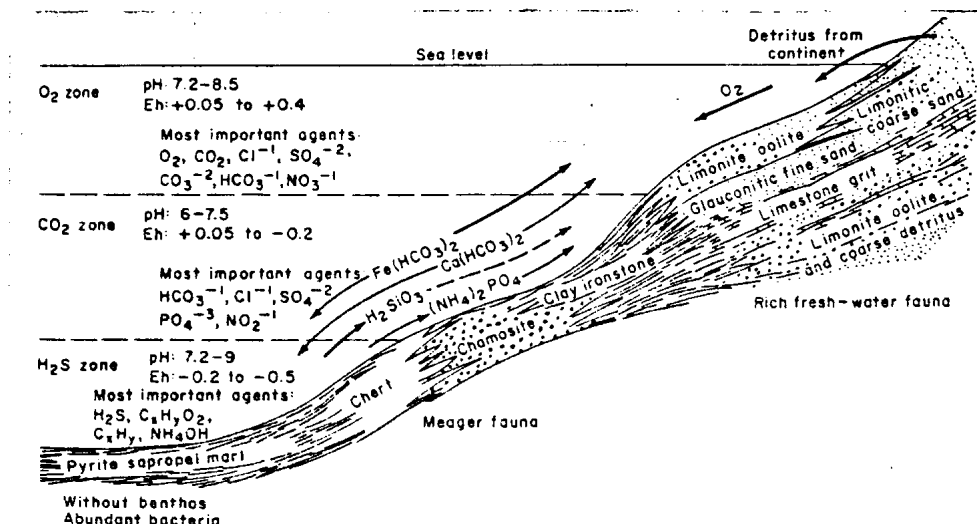


Fig28: SCHEMA MONTRANT DES RELATIONS ENTRE LES FACIES "D'IRONSTONES", LES CONDITIONS PHYSICOCHIMIQUES ET LA CHIMIE DU TRANSPORT DU FER BORCHERT (1960). (in Ore petrology, STANTON(1972)).

### 3-1.B Caractères généraux des roches chamositiques

#### a) La chamosite (formule générale : $\text{Fe}_{12-x} \text{Al}_x \text{Si}_{8-x} \text{Al}_x \text{O}_{20} (\text{OH})_{16}$ ) .....

Ce minéral est le plus abondant des silicates ferrifères primaires des Ironstones post précambriens. Il se présente sous forme d'oolithes de matériel vert foncé dans une matrice carbonatée à sidérite ou calcite, et est souvent associé à des oolithes de goethite (gisements de Northampton, Angleterre, TAYLOR (1949) ; et de Lorraine, CAYEUX (1909)).

La classification minéralogique de la chamosite est toujours en question (JAMES 1966). HALLIMOND (1939) et plus tard ENGELHART (1942) ont montré que des différences existaient entre la structure des chamosites et des chlorites, bien qu'ENGELHART ait calculé une formule sur la base d'une structure de chlorite. BRINDLEY et al. (1953) sont eux arrivés à la conclusion que la chamosite est en relation étroite avec la structure de type kaolin plutôt qu'avec celle de la chlorite. 10 analyses de chamosites (JAMES 1966) ont permis de définir leur domaine chamosite sur le diagramme  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ ,  $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Al}$ , figures 25b et 26b.

#### b) Les roches chamositiques (JAMES 1966) .....

Ce sont les roches les plus caractéristiques des minerais de fer post précambriens. Elles sont associées, ou interstratifiées dans certains cas, avec des roches oolithiques à limonite (ou hématite) et dans beaucoup d'autres cas avec des roches à sidérite. Les roches sont typiquement oolithiques et montrent une grande variété dans leur composition minéralogique : quartz, calcite ou dolomite et par modifications extensives diagénétiques sidérite et magnétite sont pratiquement toujours rencontrés. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont plus fortes que dans les autres ironstones et la chamosite peut être considérée comme un produit de réaction sous marine entre le fer ferreux en solution et des particules argileuses détritiques.

Les 13 analyses ci-jointes (Tableau VII) de roches chamositiques, d'échantillons prélevés en divers endroits d'Europe et d'Amérique du Nord, montrent beaucoup d'analogies avec l'analyse moyenne de la grenatite à quartz et biotite dont l'origine envisagée est un sédiment à chamosite prédominante. On remarquera dans toutes les analyses de roches chamositiques, les teneurs appréciables en  $\text{CaO}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Parmi ces analyses, 4 sont datées du Paléozoïque inf. (âge du gisement de Collobrières). Une comparaison entre le minerai de fer et les termes chamositiques associés du groupe de Collobrières et les minerais ordoviciens de Bretagne va maintenant être effectuée.

### 3-1.C Le gisement ordovicien de Bretagne : un possible équivalent moins métamorphique du minerai de Collobrières

Ce gisement, stratiforme dans la série des Grès armoricains est situé dans le S.E. du Massif Armoricaire, dans les structures synclinales très étirées E-W au Sud de Rennes. Les études détaillées sur ce gisement ont été effectuées par CHAUVEL (1968), reprises ensuite par BESNUS (1977). Les minerais bretons constituent ce que JAMES (1966) dénomme minerais chamositiques et sont d'âge Ordovicien inf. Ces divers caractères montrent que ces minerais présentent déjà une certaine analogie avec la minéralisation de Collobrières.

#### a) Présentation générale .....

L'Ordovicien inférieur est représenté dans le Massif Armoricaire par une puissante assise schistogréseuse dite : "grès armoricains" et divisée en trois unités stratigraphiques :



Tableau VII. Analyses de roches chamositiques H.L. JAMES 1966

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	Grenatite à quartz et biotite de Collobrières (moyenne)
SiO <sub>2</sub>	21,78	16,24	49,64	42,76	13,40	13,70	6,60	26,00	26,20	41,80	16,22	15,60	32,04	47,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,67	8,09	8,82	7,82	7,40	9,04	5,27	14,50	15,71	16,18	7,65	6,96	13,24	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,20	5,10	8,71	12,47	8,50	15,15	24,76	2,03	3,70	4,28	2,99	2,24	2,01	5,31
FeO	22,70	15,12	16,70	16,29	31,90	36,47	23,34	29,03	28,45	24,28	35,38	18,25	24,32	20,26
MgO	3,61	2,41	3,19	0,61	2,50	2,26	0,97	3,67	1,36	0,43	1,84	8,83	2,78	1,18
CaO	12,25	24,15	2,10	1,44	6,10	6,48	19,60	7,30	6,50	1,00	4,01	17,64	8,26	2,09
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,32	----	0,12	----	----	----	----	----	----	----	0,01	0,05	0,34
K <sub>2</sub> O	0,09	0,024	----	0,63	----	----	0,52	----	----	----	----	0,02	0,23	0,93
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,36	6,00	5,09	7,23	4,90	6,31	4,27	9,68	----	----	2,61	3,38	5,60	----
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,01	0,51	----	5,66	3,60	----	----	----	7,90	8,44	0,78	0,14	0,37	0,31 (+CO <sub>2</sub> )
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,75	----	0,50	----	0,62	0,31	0,87	0,10	0,05	0,61	0,18	0,70	0,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,62	1,53	0,91	0,30	2,80	1,75	1,21	1,34	3,93	1,12	4,91	0,80	0,97	0,63
CO <sub>2</sub>	8,45	18,04	5,15	3,37	17,40	8,95	13,32	4,85	3,00	0,00	16,64	24,99	8,42	----
MnO	0,08	0,26	0,23	0,091	----	----	----	----	1,67	1,86	3,12	0,56	0,13	0,12

A : Göttingen Nord, Allemagne : 72% cham., 16% Cc ; LIAS

B : " " 53% " , 39% " ; "

C : Mineral arénacé calcitique à cham., "couche noire" Lorraine, AALENIEND : Bördingeberg, Suède : oolith. chamosit. ; LIASE : Northampton, Angleterre : ool. cham. 36% cham., 10% goeth. ; JURASSIQUEF à H : Chamosentze, Suisse : ool. cham. ; 40% cham., 14% Magnét. ; DOGGERI : Mineral ool., Anglesey, Pays de Galles ; ORDOVICIEN

J : " " " "

K : ool. chamosit., Newfoundland, Ecosse ; ORDOVICIENL : ool. chamosit., Westmoreland, New York USA : 9,9% Hém., 36,8% cham., 45,9% Carbone, 1% Pyrite, 6,0% Qtz ; SILURIENM : ool. chamosit., Allegheny County, Maryland et Keefer sandstone of Ctinton USA : 48,4% chamos., 22,8% Carbone  
0,2% Pyrite, 11,6% Qtz,  
17,6% matr. argileuse ; SILURIEN

- Grès armoricains supérieurs
  - Schistes intermédiaires
  - Grès armoricains inférieurs
- Ces trois unités sont faites de macro et microalternances de schistes et grès souvent quartzeux

Dans les Grès armoricains inférieurs et supérieurs, les grès dominent ; dans les schistes intermédiaires, les schistes dominent.

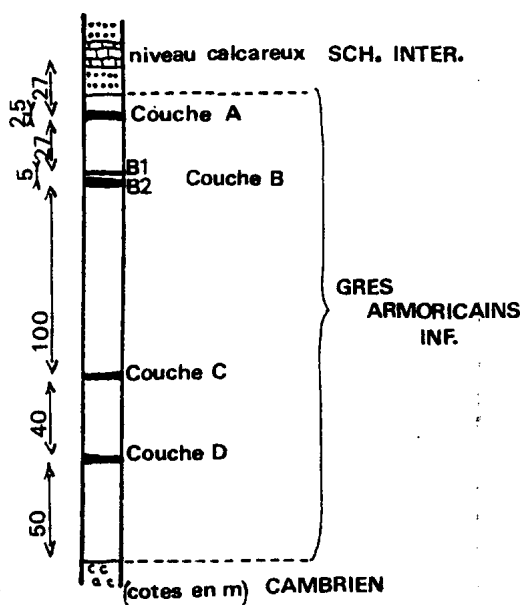


Fig29: STRATIGRAPHIE DU GRES ARMORICAIN INFÉRIEUR, JJ CHAUVEL (1968).

Le gisement de fer se présente en plusieurs niveaux stratiformes dans les grès armoricains inférieurs :

- couche A : 2,5 m d'épaisseur, distante de quelques mètres de la base des schistes
- couche B : 27 m sous A ; B1 : 0,4 m d'épaisseur  
B2 : (première couche : 0,8 à 1,5 m d'épaisseur ;  
deuxième couche : 0,50 à 0,70 m d'épaisseur)
- couche C : 100 m sous couche B
- couche D : 50 m sous couche C

#### b) Structure géologique

- Les roches encaissantes sont formées par des alternances de bancs de grès et de schistes d'épaisseurs diverses. Les grès sont variés, généralement à ciment chloriteux ou micacé. On trouve des grès quartzitiques, des quartzites et des grès à quartz corrodé, envahis par de la calcite ou de la sidérite. Les schistes sont noirs (matière organique) et contiennent essentiellement du quartz, de l'illite et de la chlorite.

- Les minerais : certains sont sans grains ellipsoïdaux, ils sont représentés par des grès à quartz nourri et à ciment ferrugineux, des niveaux minces de chamosite, stilpnomélane, sidérite ou phosphates peuvent s'intercaler dans ces grès. D'autres montrent des formes ellipsoïdales abondantes, ce sont des oolites et pseudoolites faites principalement de chamosite et très souvent recouvertes par de la sidérite.

c) Les minéraux (encaissant et minerais)  
.....

- Le quartz : nourri et situé dans les horizons peu ferrugineux.
- Les silicates : La muscovite, l'illite et la chlorite sont abondamment représentées. La chlorite est généralement ferrifère, dans les stériles comme dans les minerais ; c'est de la chamosite. La kaolinite est accessoirement présente, surtout dans la partie supérieure de la série. Du stilpnomélane peut former une roche sur plusieurs cm d'épaisseur.
- Les oxydes et hydroxydes : La magnétite est le plus abondant des oxydes, s'y associent parfois la maghémite titanifère et l'ilménite. Dans l'ordre décroissant apparaissent ensuite l'hématite et la goethite.
- La sidérite : Elle constitue le minéral ferrifère dominant. Sa mise en place est tardive ; en effet, elle se développe en oblitérant les structures sédimentaires et en corrodant presque tous les minéraux, y compris le quartz.
- Autres minéraux : . La pyrite est fréquente dans les stériles et minerais.  
 . Les minéraux phosphatés calciques et ferrifères abondent. Ainsi, le phosphate corrode généralement le carbonate dans les corpuscules sidéritiques à auréole d'apatite. L'apatite semble donc résulter d'une remise en mouvement de la matière phosphatée.

Quartz, Illite, Chamosite, Magnétite, Sidérite, Sulfures et Apatite forment aussi des minéraux constitutifs envisagés pour le minéral et son encaissant sédimentaire du groupe de Collobrières.

d) Les compositions chimiques  
.....

- Analyse moyenne des niveaux stériles (encaissants) CHAUVEL 1968

tableau VIII	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF
Bretagne (moyenne) CHAUVEL (1968)	72,0	13,0	4,6	0,02	0,3	0,1	0,10	2,08	0,87	--	7,57
Micaschistes de Collobrières (moy.)	59,6	21,15	7,49	0,07	1,25	0,44	0,88	4,00	0,84	0,20	3,40

Cette analyse moyenne assez différente de celle des micaschistes de Collobrières montre néanmoins certains caractères s'en rapprochant, à savoir une teneur non négligeable en fer, une pauvreté en CaO et une nette domination de K<sub>2</sub>O sur Na<sub>2</sub>O.

- Analyses moyennes des minerais (moyenne de 5 éléments, CHAUVEL 1968)

IX	Couche A (Bret.)	Couche B (Bret.)	Grenatite à quartz et biotite (moy.)	Collobriérine (moy.)
SiO <sub>2</sub>	28,9	28,06	47,78	18,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	6,50	14,82	3,47
Fe tot.	36,00	36,30	29,42	74,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,60	0,63	0,98
CaO	2,03	1,80	2,09	3,23

Le minerai breton montre de plus faibles teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{CaO}$  et de plus fortes en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$ . Néanmoins, la grande tendance reste la même, à savoir que nous avons toujours un minerai semi phosphoreux et riche en  $\text{CaO}$ .

e) Conclusions  
.....

Par sa structure lithologique, ses compositions minéralogiques et chimiques et son âge, le gisement ordovicien inférieur de Bretagne présente de nombreuses analogies avec ce que nous avons envisagé quant à l'origine du gîte métamorphique et de son encaissant de Collobrières. On est donc amené à penser que la collobrièrite pourrait bien être l'équivalent mésozonal d'un minerai très comparable à celui de l'Ordovicien inférieur de Bretagne.

Les hypothèses génétiques mises en évidence par CHAUVEL 1968 sur les minerais bretons peuvent, dans une certaine mesure, s'appliquer à la concentration de type n°1 (Collobrièrite) de Collobrières.

3-1.D Conclusion et hypothèses génétiques

En conclusion, une hypothèse sur la genèse du gisement de Collobrières est émise, s'appuyant sur celles effectuées par CHAUVEL (1968) sur le gisement breton :

Le fer concentré en gisement à Collobrières provient d'un relief pénéplané (domaine continental). Il se dépose dans une mer épicontinentale et peu profonde. Au regard du schéma proposé par BORCHERT (1960), en milieu agité (oxygéné), le fer se dépose sous forme oxydée donnant en milieu ouvert de l'hématite et dans un secteur plus réducteur des silicates (chamosite) et de la magnétite (Hypoth.1 : Collobrièrite = ancien mélange Fe oxydes + Chamosite). En milieu moins agité, le  $\text{CO}_2$  intervient et la sidérite se forme ; hypothèse vraisemblable pour Collobrières, car d'après BORCHERT la chamosite se développe préférentiellement dans cette tranche d'eau (Hypoth.2 : Collobrièrite = ancien mélange sidérite + chamosite). Des conditions plus réductrices et très locales mènent à la formation des faciès sulfurés (pyrite à Rascas).

Une discussion s'amorce sur la provenance du fer. SEYLER (communication personnelle) constate qu'il existe une relation chimique directe entre leptynites et micaschistes blancs. Cet auteur pense que ces derniers correspondent à d'anciens sédiments détritiques dont la roche mère serait un trachyte. On peut donc suggérer ici que le fer proviendrait du lessivage de laves basiques (aujourd'hui amphibolites), ce qui nous permettrait d'envisager une liaison entre son dépôt et le volcanisme. Cette hypothèse apparaît ici être à rejeter, d'une part stratigraphiquement les amphibolites sont toujours susjacentes à la collobrièrite et donc les coulées basiques sont postérieures au dépôt du fer et d'autre part en certains endroits (Rascas et Vaubarnier), il faudrait envisager un transport sur de très longues distances du fer, les amphibolites n'affleurant absolument pas dans l'environnement immédiat des faciès minéralisés.

On note aussi que le milieu de dépôt apparaît favorable à la précipitation du phosphore sous forme d'apatite (GULDBRANDSEN 1969).

Comme en Bretagne, le minerai qui pourrait être oolithique a subi de nombreux phénomènes diagénétiques que nous ne pouvons énoncer ici au niveau d'étude que l'on s'est fixé.

3-2 Concentration en fer de type n°2

Pour ce qui est de l'origine de ces niveaux, le développement d'enrichissements en fer sous forme de termes chamositiques au sein d'argilites à kaolinite-illite-chlorite montre que de tels sédiments se sont probablement développés en aval de sols à tendance latéritique.

4) Accumulation de certains éléments traces avec le fer : un moyen de préciser son mode de dépôt.

L'étude qui va suivre s'appuie sur des analyses d'éléments traces effectuées par la SNEA(P) sur des minerais (Collobrièrite), des grenatites et des micaschistes.

Le comportement des traces, et notamment leur accumulation dans des gîtes de fer, peut apporter des renseignements sur la genèse de ceux-ci. BESNUS (1977) a analysé avec précision le comportement des traces dans des gisements dont le mode de dépôt du fer est connu, Tableau X. A partir de telles constatations, si elles se vérifient pour le minerai de Collobrières, des hypothèses quant au mode d'accumulation du fer dans les Maures occidentales pourront être avancées, confirmant ce qui a été supposé à partir de l'étude des majeurs. Cette approche n'est évidemment valable que si le métamorphisme est isochimique.

4-1 Les différents modes de dépôt du fer sédimentaire ; les éléments traces s'associant à l'accumulation du fer d'après BESNUS (1977).

BESNUS reconnaît trois grands types d'accumulation du fer en gisement

4-1.A Accumulation par altération météorique.

a) Altérites et les cuirasses ferrugineuses.

Dans ce type de dépôt, un grand nombre d'éléments s'accumulent avec le fer, atteignent une teneur maximale, puis s'appauvrissent, alors que le fer continue à se concentrer ; on peut dire que ces éléments accompagnent le fer jusqu'à une certaine concentration, puis le quittent. C'est là, semble-t-il, un caractère géochimique spécifique du mode d'accumulation du fer qu'est le cuirassement en pays tropical. L'ordre dans lequel les éléments quittent le fer, après s'être accumulés en même temps que lui, est le suivant : Pb-Mn-Ba-Co ; Al-Ni-Ga ; Ti-Cr ; V ; Cu-(Zn). Cet ordre peut être considéré comme l'inverse de celui de l'affinité des éléments avec le fer, dans le phénomène de cuirassement.

b) Altération de quartzites ferrugineux (type Mauritanie).

Ce type de dépôt est le résultat d'un double phénomène : élimination de la silice, homogénéisation par recristallisation du fer.

On observe ici une accumulation irrégulière de Al et Ti et une accumulation continue et générale de Pb et V.

En conclusion à ce mode d'accumulation, l'un des caractères primordiaux est l'accumulation absolue du Pb (10 à 30 ppm dans les altérites, 20 à 25 ppm dans les quartzites ferrugineux)\* dans les matériaux où le lessivage aurait joué un rôle préférentiel et où l'accumulation du fer serait donc relative. Pour les quartzites mauritaniens, le Pb est contenu dans le quartz et le groupe ferrugineux hématitique.

4-1.B Accumulation par sédimentation marine

BESNUS distingue deux types de sédimentation marine dont les caractères géochimiques diffèrent.

a) Sédimentation détritique fine

C'est en observant, dans ces gisements, les courbes de régression

\* : Teneurs d'après BESNUS (1977).



Fer-éléments que l'auteur a été amené à distinguer un dépôt du fer lié à la fraction argileuse, interprété comme apporté sous forme minéralogique. C'est pourquoi on parle de sédimentation détritique du fer ; exemples : Lorraine et Bretagne. On retiendra, pour le cas général, que les éléments qui s'accumulent avec le fer détritique sont Mg (Lorraine : 3,28%), Ni (368ppm) et Co (131ppm) (soluble pour Lorraine et Bretagne).

b) Sédimentation chimique  
.....

L'auteur entend par "sédimentation chimique", un mode dépôt par précipitation à partir de solutions ; ce type de concentration aboutit aux minerais oolithiques.

2 exemples sont donnés : - Lorraine, où l'on observe à fer croissant (minerais > 50%) un enrichissement net en Mn (0,31%) et une augmentation des teneurs en V (370ppm).

- Gara Djebilet ; les niveaux de minerais oolithiques s'enrichissent, à fer croissant, en V (416ppm) et légèrement en Ba (327ppm).

En résumé, on remarque que pour les minerais oolithiques, le fer ne s'accompagne dans son enrichissement que d'un très petit nombre d'éléments et que seul, parmi eux, le V s'accumule avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dans les deux exemples choisis. BESNUS conclue que le dépôt du fer sous forme oolithique est caractérisé par le vanadium, mais surtout par la grande rareté des compagnons du fer.

c) Application aux minerais bretons (comparables à Collobrières)  
.....

- Dans les échantillons de minerais de teneurs intermédiaires :  $30\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 60\%$ , à fer croissant, on note l'accumulation de Ca (0,60%), Mn (0,16%) et V (375ppm) : l'intervention de V et Mn va dans le sens de la sédimentation chimique.

- Le lot des minerais riches ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 60\%$ ) montre l'enrichissement en Ni ( $\approx 50\text{ppm}$ ), Co et peut-être Mg ( $\approx 1\%$ ) et Zn ( $\approx 100\text{ppm}$ ). L'accumulation de Mg-Ni-Co est caractéristique d'une sédimentation détritique fine.

4-1.C Accumulations diagénétiques

Mode de dépôt correspondant à la concentration diagénétique du fer.

a) Diagenèses précoces  
.....

- Grès dévoniens des Tassilis : l'accumulation du fer se fait ici par migrations locales, supposées induites par des gradients de potentiel d'oxydo-réduction, eux-mêmes dus à des variations d'abondance de la matière organique.

Les éléments qui s'accumulent avec le fer sont Mn, V, Ni et Zn.

- Lutites de Lorraine : la diagenèse accumule avec le fer Mg, Ca et Mn

b) Diagenèses tardives  
.....

- Grès des Tassilis : l'imprégnation de quartzites par du fer à l'oued Tachet (Tassili des Ajjer) a été interprétée comme le résultat d'une histoire en plusieurs étapes, dont la principale est un apport de fer dissous probablement en solution vraie, donc bivalent, par des circulations souterraines à longue distance. Les éléments qui s'accumulent avec le fer sont surtout Ca (0,36%), Mn (0,83%), Sr (87ppm), Ba (311ppm), B (13ppm), Pb (29ppm) et moins nettement Ti (0,11%) et Zn (12ppm).

- Sédiments grossiers des Eglabs (Gara Djebilet) : les ferruginisations de grès, lumachelles et conglomérats observées dans ce gisement sont considérées comme le résultat de mécanismes diagénétiques où interviennent principalement les carbonates. 2 éléments s'accumulent dans ces conditions avec le fer (51,10%), Ca (2,40%) et Mn (0,23%).

c) Conclusions et application aux minerais bretons  
.....

Parmi les quatre types de diagenèses énumérées, la paragenèse géochimique caractéristique du premier serait Mn, V, Ni et Zn, celle des trois autres : Ca et Mn.

Il semble que les différences entre ces deux types de diagenèse puissent être expliquées par les conditions différentes d'oxydo-réduction. Dans le premier cas, le fer migre parce qu'il est mis en solution en milieu réducteur, et précipite un peu plus loin, en s'oxydant. La migration est due à un gradient du potentiel d'oxydo-réduction. Dans les autres cas, tous les mécanismes se passent probablement en milieu réducteur, le transport du fer se fait sous forme ionique bivalente et son piégeage sous forme de carbonates.

- En Bretagne, la paragenèse Ca (0,60%), Mn (0,16%), V (375ppm) que l'on observe dans les échantillons où  $89\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 60\%$  paraît anormale. Il est donc probable qu'un phénomène sédimentaire ait d'abord joué et ait accumulé V avec le fer, alors que c'est la diagenèse qui a accumulé Ca.

4-2 Application aux concentrations en fer de Collobrières

Les huit analyses complètes d'éléments (30 éléments dosés), données Tableau XI, comportent : . trois analyses de micaschistes (DC 166 ; DB 230 ; DBe 259)

- . trois analyses de grenatites : 2 grenatites à quartz et biotite (DR 117 ; DV 257) 1 grenatite type quartz et chlorite (DC 3)
- . deux analyses de minerais de fer (Collobrièrite) (DG 109 ; DV 267)

Pour les analyses DC 166 ; DB 230 ; DBe 259 et DV 257, Ni et Cr présentent des teneurs élevées ; ceci est provoqué par le broyage contaminant en ces éléments.

4-2.A Le minerai : la Collobrièrite (DG 109 et DV 267)

La Collobrièrite, par rapport à l'ensemble de son encaissant (grenatite comprise), montre un enrichissement en Ca (déjà constaté dans l'étude des majeurs, §1.1.D, II, chap. II), Zn, V, Sr, Mn (seulement par rapport aux micaschistes) et plus ou moins Ba, accompagnant celui du fer. Les éléments caractéristiques concentrés avec le fer dans ce minerai : Ca, Zn, V, Sr, Mn et (Ba) forment une paragenèse anormale au vu des travaux de BESNUS (Tableau X).

Néanmoins, si on compare avec les minerais bretons à  $30\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 60\%$ , les analogies apparaissent frappantes.

On retrouve, en effet, la paragenèse Ca (en plus grande quantité), V et Mn (en moins grande quantité) dans la Collobrièrite. En reprenant sans critique les idées de BESNUS, cela signifierait qu'un phénomène sédimentaire chimique ait d'abord joué en accumulant V, et c'est la diagenèse qui aurait, par la suite, accumulé Ca et Mn, ainsi que Sr et Ba, au vu de ce qui est observé dans les grès ferrugineux des Tassilis. La Collobrièrite constituerait donc bien un ancien minerai de type oolithique.



ELEMENTS	MICASCHISTES			GRENATITES			COLLOBRIERITES	
	DC166	DB230	DBe259	DC3	DR117	DV257	DG109	DV267
Pb	48ppm	53ppm	61ppm	54ppm	55ppm	58ppm	49ppm	75ppm
Zn	110	128	124	97	117	102	258	183
Cu	51	22	52	19	10	5	3	14
Ba	510	389	640	21	38	18	20	169
Ag	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	8
Bi	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	11
As	<50	110	<50	320	420	300	90	120
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
B	77	50	55	30	33	130	11	20
V	126	97	132	120	150	133	348	467
Mo	<5	7	8	19	20	20	13	14
Cr	279	188	216	103	94	94	60	124
Ni	424	441	340	110	87	87	61	95
Co	<10	26	19	58	36	36	28	46
Sr	151	117	114	22	72	72	160	401
Sb	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ga	58	66	54	43	37	37	46	59
Ge	<30	<30	<30	<30	<30	<30	40	40
Be	<10	17	16	27	26	26	15	15
Zr	<100	320	2100	250	160	160	210	180
La	77	153	143	68	43	43	43	47
Li	240	27	24	42	49	49	<10	33
Mn	220ppm	650ppm	270ppm	2100ppm	1160ppm	1160ppm	750ppm	460ppm
Fe2O3	5,8%	10%	6,2%	32%	35%	34%	58%	63%
SiO2	68%	70%	59%	65%	55%	58%	22%	21%
Al2O3	24,2%	15,7%	15,9%	10,3%	9,64%	10,3%	3,35%	4,26%
K2O	3,9%	6,0%	5,3%	1,3%	1,4%	1,2%	1%	0,98%
CaO	0,35%	0,88%	0,430%	1,8%	1,5%	2,4%	2,8%	2,7%
MgO	0,86%	1,7%	0,66%	3,1%	1,1%	0,5%	0,64%	0,4%
TiO2	0,90%	1,01%	0,902%	1,6%	0,469%	0,28%	0,242%	0,306%

TABLEAU XI

Analyses des traces sur des micaschistes, grenatites et collobrièrites.  
An. SNEA(P).

Néanmoins, deux importantes réserves sont à émettre concernant la collobrièrite :

- 1) L'abondance de magnétite, minéral riche en vanadium. PARAK. (1973) indique que la magnétite peut contenir de 404 à 2890ppm de V. En conséquence, les teneurs de 300 à 500ppm de V de la Collobrièrite ne peuvent pas nous permettre d'affirmer sans conditions que le minéral sédimentaire était oolithique.
- 2) Le métamorphisme a joué, en effet s'il y a eu une phase oxyde initiale sous forme d'hématite, elle a pu présenter une teneur en V assez différente de celle observée dans les paragenèses actuelles à magnétite. D'autre part, si on envisage un ancien mélange sidérite + quartz, la réaction le transformant en fayalite (+ CO<sub>2</sub>) a sans doute modifié les concentrations en certaines tra-  
ces.

Se pose maintenant le problème d'accumulation du zinc. SAGON<sup>etal</sup> (1981) ont étudié la distribution de Pb, Cu et Zn dans l'ensemble des formations du Paléozoïque de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Bretagne occidentale) parmi lesquelles se situent plusieurs niveaux de minerais de fer oolithiques. Il montre que ces minerais se distinguent des autres formations lithologiques (quartzites et grès) par leur teneur élevée en Zn (Minerais Ordovicien sup. à Chl. Fe ± Magnétite ± Sidérite ; et Minerais Dévonien à Chl. Fe ± Magnétite ± Hématite ± Grenat). Par contre, Pb et Cu ne sont pas plus abondants dans les minerais de fer que dans les autres formations.

Pour le minéral métamorphique de Collobrières, on fait une constatation tout à fait identique. De plus, la composition minéralogique initiale envisagée se rapproche de celle des minerais de Chateaulin. SAGON précise que le zinc est contenu préférentiellement dans les termes de la série stratigraphique riches en minéraux ferrifères (hématite, goéthite) ou ferromagnésien (chlorite et chloritoïde).

En conclusion, la richesse en Zn dans la collobrièrite ne paraît pas incompatible avec un ancien minéral oolithique. Le zinc se concentrerait alors dans les oxydes de fer (avant la diagenèse) et dans la chamosite.

Ici encore, une réserve est à émettre, car si la phase oxyde initiale était sous forme d'hématite, elle a pu comme pour V, montrer une concentration en zinc différente de celle observée dans la paragenèse à magnétite.

Pour ce qui est de l'accumulation diagénétique de Ca, un parallèle peut être effectué avec P. Nous avons vu (§ 1.2.B, II ch.II) que 40% du CaO de la Collobrièrite est associé avec la totalité du P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> pour former l'apatite. Si CaO s'est accumulé lors de la diagenèse, on peut envisager une hypothèse identique pour P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> qui résulterait alors, comme dans le minéral breton, d'une remise en mouvement tardive de la matière phosphatée. Dans un tel cas, l'apatite serait diagénétique.

#### 4-2.B Les grenatites tous types confondus (correspondant à d'anciens mélanges Chamosite-argiles) ( $20\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 40\%$ )

Les grenatites montrent, par rapport aux micaschistes encaissants moins riches en fer, une accumulation des éléments suivants : Mn, (Ca), Co, Mg, Ni (significatif pour DC 3 et DR 117), paragenèse encore anormale au vu des schémas envisagés par BESNUS. Néanmoins, la paragenèse Mn, Co, Mg, (Ni), pourrait témoigner d'une sédimentation détritique type "Lutites de Lorraine", la diagenèse aurait par la suite accumulé Ca. Ici encore, des réserves doivent être émises, les modifications de certaines concentrations durant le métamorphisme sont à envisager et en fait, la richesse en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de ces roches mesure de façon plus significative la composante détritique.

#### 4-2.C Conclusions

L'étude de l'accumulation de certains éléments traces avec le fer dans les séries riches en fer permet d'envisager le mode de sédimentation de ce dernier.

Les travaux de BESNUS (1977), appuyés par ceux de SAGON (1981) sur le bassin de Chateaulin démontreraient que le gisement de Collobrières (la Collobrièrite) constituerait un ancien minerai oolithique (accumulation de V). Des mécanismes diagénétiques, se passant en milieu réducteur, auraient par la suite accumulé Ca et Mn ; le transport du fer se serait fait alors sous forme ionique bivalente et son piégeage sous forme de sidérite, ce qui argumenterait l'hypothèse que la collobrièrite dériverait d'un ancien minerai à sidérite, quartz, chamosite, avec formation de la sidérite au cours de la diagenèse.

Les grenatites associées au minerai, et celles insérées dans les micaschistes (concentration de type n°2), seraient le résultat d'une sédimentation détritique fine du fer (accumulation de ce dernier sous forme de chamosite), des phénomènes diagénétiques en milieu réducteur auraient par la suite accumulé Ca.

Si l'ensemble de cette interprétation apparaît cohérente au vu de ce qui a déjà été avancé à l'issue de l'étude des majeurs, d'importantes réserves concernant l'application des travaux de BESNUS à la collobrièrite doivent être émises.

- 1) Le métamorphisme a joué, les concentrations initiales en certaines traces pourraient être totalement différentes de celles observées dans les paragenèses actuelles. On ne peut donc penser que le métamorphisme ait été essentiellement isochimique.
- 2) La teneur de 300 à 500ppm de V dans des collobrièrites à magnétite ne permet pas d'affirmer sans hésitation que le minerai sédimentaire était oolithique. La magnétite apparaît être un minéral riche en V.

En conséquence, il faut donc rester très prudent sur les interprétations débouchant de cette étude sur l'accumulation d'éléments traces avec le fer. Elle n'apporte, en fait, pas de solution miracle.

#### 4-2.D Remarques sur trois éléments

On a vu que trois éléments semblent fondamentaux pour la détermination du mode d'accumulation du fer.

- Ca dont l'accumulation avec le fer s'explique par des mécanismes diagénétiques postérieurs au dépôt et se passant en milieu réducteur.
- Zn, élément fréquent des minéraux ferriphères ou ferromagnésiens et notamment des chlorites ; la liaison zinc-chlorite est, du reste, attestée directement par les analyses de chlorites pures (SAGON). Zn confirme donc l'abondance d'oxydes ferriphères et de chlorites dans le sédiment initial.
- V : BESNUS (1977) explique le comportement de cet élément lors de l'accumulation du fer et son intérêt comme marqueur de genèse, ainsi que la raison pour laquelle il doit être lié à la sédimentation chimique.

Le vanadium est lithophile et sidérophile. Ses caractères géochimiques principaux lui sont conférés par la possibilité de prendre trois valences :  $V^{3+}$ ,  $V^{4+}$ ,  $V^{5+}$ .

Avec la valence 5, très facilement atteinte dans les conditions de surface, le vanadium forme un anion complexe  $(VO_4)^{3-}$ . Dans l'altération, le vanadium migre sous forme de vanadates et s'adsorbe, soit sous forme cationique  $V^{4+}$  sur les argiles, soit sous forme anionique  $(VO_4)^{3-}$  sur les oxydes et hydroxydes de fer (RANKAMA et al. 1950). Il faut noter que la sidérite contient très peu de vanadium (LANDERGREN 1974), et qu'un environnement riche en phosphore semble

favorable à la précipitation de V (PARAK 1973).

Contrairement au cas du fer, la solubilité du vanadium croît avec la valence du métal. En conséquence, dans les conditions de surface, si V accompagne le fer, il le fait préférentiellement sous forme anionique  $(VO_4)^{3-}$ , donc pentavalente et à la rigueur sous forme quadrivalente en remplacement de  $Fe^{3+}$ . Le vanadium ne serait donc un compagnon du fer que dans les conditions oxydantes où le fer est trivalent (TARDY 1975). Il y a donc une contradiction apparente avec les solubilités comparées des oxydes : le vanadium devrait se précipiter d'autant plus facilement que sa valence est basse, ce qui devrait le séparer systématiquement du fer. La raison en est probablement que le dépôt du vanadium est plus réglé par des mécanismes d'adsorption que par des précipitations chimiques à saturation.

Le comportement de V dans les divers gisements de fer étudiés peut s'expliquer par l'hypothèse précédente qui fait du vanadium un compagnon du fer seulement lorsque celui-ci précipite à l'état trivalent.

En application à la Collobrièrite, en émettant les réserves émises, le fait que le vanadium accompagne le fer indiquerait que la sédimentation chimique de ce dernier s'est faite sous forme oxydée, comme dans les arénites de Lorraine. La sidéritisation aurait alors été diagénétique.

## 5) Conclusions

Les concentrations en fer du groupe de Collobrières sont sans relation avec le volcanisme. Elles se situent dans une série d'origine argileuse de forte maturité sédimentaire. A la base, les concentrations de type n°1 (Cambrien sup.) représentent d'anciens minerais de fer oxydés ou carbonatés (sidéritisation diagénétique) qui pourraient être de type oolithique (accumulation de V), à chamosite et riches en phosphore qui apparaissent au sein de roches chloriteuses (chamosite, sédimentation détritique). Cette origine s'accorde bien avec ce que l'on connaît des minerais de fer d'âge Paléozoïque inférieur (JAMES 1966) ; par exemple, la collobrièrite pourrait être l'équivalent mésozonal de minerais comparables aux minerais oolithiques de l'Ordovicien inférieur de Bretagne qui apparaissent au sein d'un environnement formé de roches gréso-argileuses à illite prédominante et de roches à chamosite, avec des teneurs en phosphore élevées.

Au sommet, les concentrations de type n°2 (Ordovicien) ne représentent pas de véritables minerais, mais des enrichissements en fer sous forme de roches chloriteuses à chamosite prédominante qui se développent au sein d'argillites à illites-kaolinite et chlorite ; de tels sédiments se sont probablement développés en aval de sols à tendance latéritique.

- CHAPITRE III -

EXTENSION : LES FACIES A L'EST DES GNEISS DE BORMES

---

I PRESENTATION GENERALE

A l'Est des gneiss de Bormes se retrouve une série micaschisteuse, s'étendant cartographiquement jusqu'aux formations migmatitiques orientales.

Ces micaschistes constituent un ensemble assez comparable au groupe de Collobrières :

a) Des métavolcanites ; ortholeptynites d'âge identique à celle de Rouve Gavot (480-MA, Ducrot et al. 1982) et amphibolites y sont intercalées.

b) Les micaschistes les plus occidentaux (en contact avec les gneiss de Bormes) présentent un enrichissement sensible en quartz donnant un faciès quartzeux dans lequel s'interstratifient de nombreuses passées gneissiques. Il en est de même au contact des migmatites (SEYLER, com. pers.).

c) ils se caractérisent par des paragenèses mésozonales ; abondance quasiconstante de la staurotide qui peut s'exprimer (col du Canadel) sous la forme de grandes baguettes pluricentimétriques et du grenat qui cristallise en blastes millimétriques. Le disthène apparaît sporadiquement, montrant que l'on se situe dans la sous zone à disthène du stade moyen (SEYLER 1975).

Ces nombreuses équivalences étant relevées, se pose la question de savoir si des niveaux de concentrations en fer sont contenus dans cette série micaschisteuse.

La réponse positive met en évidence trois types de faciès:

- une grosse lentille (30m de long, 15m de large maxi) constituée par une roche à amphibole, grenat et feldspath plagioclase, sorte de grenatite à amphibole et feldspath ; elle est interstratifiée dans les micaschistes quartzeux les plus occidentaux (sousgn. de Bormes) et se situe au dessus de l'ancien monastère de la Chartreuse de la Verne.

- une petite lentille stratiforme d'une roche riche en apatite, quartz et grenat, que l'on a dénommée "apatite à grenat"; elle s'interstratifie dans la série des micaschistes les plus orientaux (type Canadel) au niveau du lieu dit le Verger d'Icard, au Nord de la Garde Freinet, non loin de la dépression permienne. Ce faciès constitue plus une "concentration en phosphore" qu'une concentration en fer.

- de nombreuses lentilles et niveaux de grenatites (grt, quartz et ± biotite) repérées par ailleurs (dans la forêt des Arcs notamment, mais il en affleurerait régulièrement de l'Argens au col du Canadel, SEYLER com. pers.).

II PETROGRAPHIE

1) Les micaschistes

Deux faciès vont être décrits :

- des micaschistes quartzeux à passées gneissiques dont le type peut être pris à la Chartreuse de la Verne.
- des micaschistes moins quartzeux, type pris au col du Canadel.

### 1-1 Les micaschistes quartzeux de la Verne

Ce sont les micaschistes qui contiennent le niveau de grenatite à amphibole de la Chartreuse de la Verne. Ils sont de couleur gris sombre, à micas (biotite et muscovite) marqueurs de la schistosité, le quartz abonde sous forme de petites lentilles et de veinules, des mégacristsaux de feldspath albitique apparaissent sous forme d'yeux. Des blastes de grenat de diamètre de 3 à 4 mm sont observés, ils sont plus ou moins contournés par la schistosité.

#### Description microscopique

La structure est lépidogranoblastique à porphyroblastes de grenat et mégacristsaux feldspathiques. L'assemblage minéral caractéristique est le suivant : muscovite, biotite, quartz, minéraux opaques, albite-oligoclase, chlorite, disthène, grenat, tourmaline, apatite, zircon.

- La muscovite :
  - synschisteuse, en belles baguettes automorphes orientées suivant la schistosité.
  - postschisteuse, en cristaux transverses sur les micas synschisteux.
  - en inclusion dans l'albite sous forme de petites lamelles parallèles aux plans de macle.
- La biotite (brune) :
  - synschisteuse et associée à la muscovite en lamelles parallèles à la schistosité.
  - postschisteuse, en cristaux automorphes, transverses sur les micas synschisteux.
- Le quartz :
  - grands cristaux engrenés, à extinction onduleuse, englobant de fines lamelles de micas ; ils constituent des veinules quartzeuses dans la roche.
  - amas lenticulaires hétérogranulaires.
  - grands cristaux "recristallisés" dans les ombres des grenats.
  - en inclusion dans l'albite.
- L'albite-(oligoclase) :  
(An<sub>5-25</sub>)
  - abondante ; elle forme des yeux en association avec le quartz. Elle se présente sous forme de mégacristsaux, très altérés et damouritisés (les traces des plans de macle n'apparaissent que très faiblement), et plus ou moins contournés par la schistosité ; ils créent des ombres de pression où cristallise du quartz. Fortement poecilitique, l'albite inclut du quartz, de l'apatite, de la muscovite (parallèle aux plans de macle), et même du grenat en petits blastes automorphes.
- Le disthène : cristaux caractéristiques qui montrent bien les clivages et la bordure d'altération en fines paillettes micacées. Automorphes et assez morcelés, ils se disposent transversalement sur les micas synschisteux.
- Le grenat :
  - porphyroblastes (3 à 4 mm de diamètre), totalement fragmentés et plus ou moins contournés par la schistosité, ils forment des ombres de pression quartzeuses. Poecilitiques, ils incluent du quartz
  - petits cristaux automorphes à contours nets, en inclusion (tardive ?) dans l'albite (Photo17 ).

- La chlorite : plages postschisteuses, transverses sur la schistosité et traversées par elle.
- les minéraux accessoires :
  - . Les minéraux opaques
  - . La tourmaline
  - . L'apatite
  - . Le zircon

#### 1-2 Les micaschistes du Canadel

Du nom du lieu (col du Canadel) où ils sont le plus caractéristique ces micaschistes s'étendent du Nord au Sud des Maures orientales. C'est au sein de ce type de micaschistes que s'interstratifie l'apatite à grenat du Verger d'Icard. La roche, qui présente un fort débit schisteux, est de couleur gris acier souvent altérée et colorée en rouille par les oxydes et hydroxydes de fer. La schistosité, très marquée, est soulignée par de la biotite et de la muscovite associées. Des mégacrists de staurotide pluricentimétriques apparaissent en grosses baguettes sur les surfaces S, se disposant indifféremment par rapport à la schistosité. Transversalement s'observent de grandes plages lenticulaires quartzo-feldspathiques.

#### Description microscopique

La structure est lépidoblastique à mégaporphyroblastes de staurotide et mégacrists de plagioclase. L'assemblage minéral est le suivant : muscovite, biotite, albite-oligoclase, staurotide, grenat, minéraux opaques, quartz, chlorite tourmaline, sphène, zircon.

- La muscovite :
  - synschisteuse, en grandes baguettes automorphes, orientées suivant la schistosité.
  - postschisteuse, en cristaux transverses sur les micas synschisteux.
  - en inclusions orientées dans l'albite-oligoclase.
- La biotite (brune) :
  - suivant les mêmes habitus que la muscovite
  - tardive, en lamelles trapues ayant tendance à effacer la foliation
  - interstitielle dans la staurotide.
- L'albite-oligoclase :  
(An<sub>5-25</sub>)
  - mégacrists postschisteux de 5 à 6 mm de diamètre, associés au quartz sous forme d'yeux. Parfois damouritisés, ils sont fortement poecilites : inclusions de minéraux opaques (pouvant dessiner des plis), de quartz, de muscovite et de biotite, orientées perpendiculairement aux plans de macle et parallèlement à la schistosité externe, de grenat sous forme de petits blastes automorphes tardifs. Ces mégacrists peuvent localement disparaître et faire place à de grosses lentilles quartzueuses recristallisées (Photo 18).
- La staurotide : porphyroblastes plurimillimétriques anté à synschisteux (7 à 8 mm de diamètre), assez fissurés (biotite canaliculée) et contournés par la schistosité externe. Fortement poecilites, ils incluent du quartz, des minéraux opaques tardifs et des petits blastes automorphes de grenat (Photo 17).

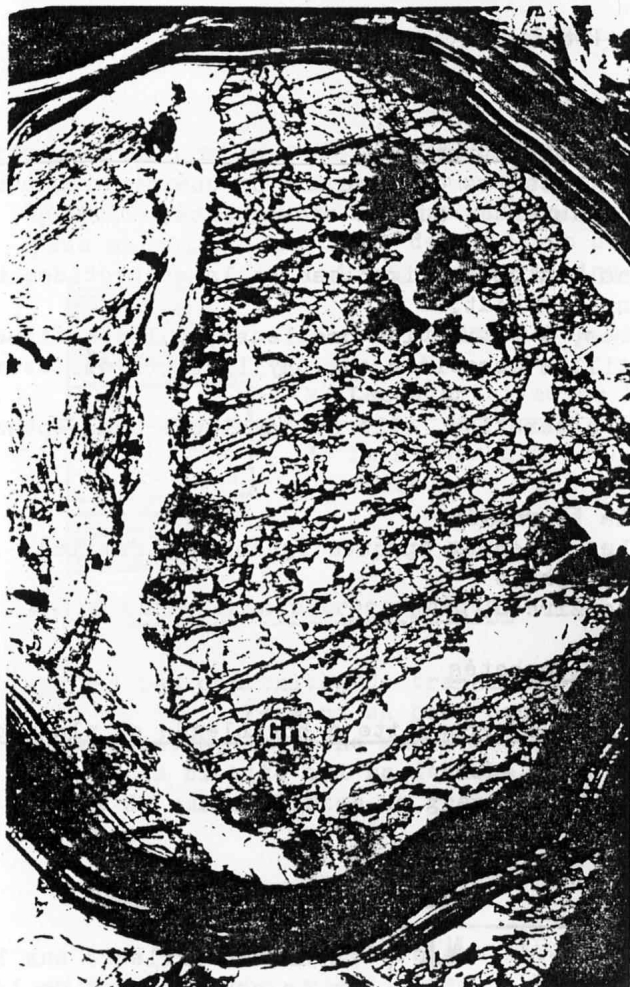


Photo 17 : Porphyroblaste plurimillimétrique de staurotide dans un micaschiste du col de Canadel. On note les inclusions de petits blastes automorphes de grenat. (éch. D 169, X1, LN)

PL7



Photo 18 : Mégacristal de plagioclase (albite-oligoclase) dans un micaschiste du col de Canadel. (éch. D 170, X1, LP)



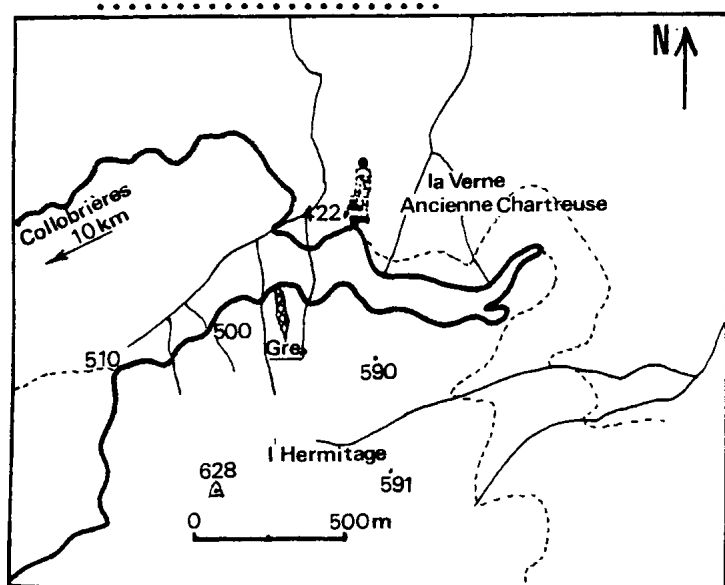
- Le grenat : petits blastes automorphes tardifs, inclus dans la staurotide et le plagioclase. Peu fissurés et incluant du quartz, ils peuvent aussi apparaître transverses sur la schistosité.
- Le quartz :
  - en inclusion dans l'albite-oligoclase et la staurotide, moins fréquemment dans le grenat.
  - en cristaux étirés, à extinction onduleuse, qui constituent des veinules et lentilles associées aux phyllites (biot. et musc.).
- La chlorite : produit tardif d'altération, elle se développe aux dépens des autres minéraux.
- Les minéraux accessoires :
  - . La tourmaline
  - . Les minéraux opaques (graphite, rutile)
  - . Le sphène
  - . Le zircon.

## 2) Les niveaux ferrifères et phosphatés

### 2-1 Le niveau lenticulaire ferrifère de grenatite à hornblende et plagioclase de la Chartreuse

#### 2-1.A Introduction

##### a) Situation géographique



Ce niveau affleure sur le bord de la route menant de la Chartreuse au sommet de Péra (plus au Sud). Il constitue une sorte de butte et disparaît vers le Nord au niveau de la route.

Fig 30: Localisation du niveau de grenatite de la Chartreuse de la Verne.

##### b) Présentation du niveau

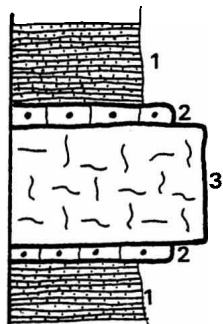
Le niveau, lenticulaire, est stratiforme dans les micaschistes quartzeux à passées gneissiques ; le passage s'effectue néanmoins par l'intermédiaire d'un petit banc de quartzites massifs d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. La grenatite à hornblende et feldspath forme une grosse lentille d'une trentaine de m de long et de 5 m d'épaisseur dont le coeur constitue le sommet d'une butte où la roche, très fraîche, permet un échantillonnage en place.

#### 2-1.B Présentation pétrographique

L'ensemble de la lentille forme une roche massive de faciès très homogène, une grenatite à hornblende et plagioclase où l'on note de légères :

variations locales de l'abondance en plagioclase. En effet, certaines passées internes et très minces se montrent plus fournies en minéraux leucocrates. Les quartzites de transition avec les micaschistes se caractérisent par la présence plus ou moins importante de cristaux de grenat.

L'étude pétrographique détaillée met en évidence 3 faciès :



- 1) Les micaschistes quartzeux décrits précédemment (§1.1, II, ch. II).
- 2) Les quartzites de transition.
- 3) Le niveau lenticulaire de grenatite à hornblende et plagioclase.

## 2-1.C Caractères pétrographiques

### a) Les quartzites de transition avec les micaschistes

Formant un banc peu épais (20 à 30 cm) entre les grenatites et les micaschistes, la roche massive et de couleur ocre présente une foliation soulignée par de la biotite qui se détache bien sur un fond quartzeux. On remarque la présence de rares blastes de grenat et de microcristaux de muscovite visibles sur la patine.

#### Description microscopique

La structure est hétérogranoblastique ; l'assemblage minéral est le suivant : quartz, plagioclase (albite-oligoclase), biotite, muscovite, grenat, minéraux opaques, sphène, apatite, zircon.

### b) La grenatite à hornblende et plagioclase

Ce faciès, constitutif du niveau riche en fer, montre une roche massive, grenue et de couleur vert sombre, tachetée rose (grenat) et blanche (plagioclase). Le grenat se présente en petits blastes de 2 à 3 mm de diamètre, isolés ou en amas restreints, noyés dans la matrice amphibolique (cristaux d'amphibole en baguettes). Les cristaux de plagioclase, dont la fréquence est très variable, apparaissent seuls ou regroupés.

#### Description microscopique (Photo 19)

La structure est nématogranoblastique à gros blastes de grenat. L'assemblage minéral caractéristique est le suivant : hornblende verte, grenat, albite-oligoclase (An<sub>5-25</sub>), quartz, apatite, carbonates, (phyllites), zircon, minéraux opaques .

- La hornblende verte :
  - assez pléochroïque (vert), elle constitue le fond de la roche.
  - en baguettes clivées, montrant des inclusions de zircon (abondant) et de minéraux opaques.
  - en inclusion dans les zones d'irrégularités des cristaux fractionnés de grenat.
  - en inclusion dans le plagioclase.
- Le grenat : abondant, en blastes chagrinés de 2 à 3 mm de diamètre, fissurés et très morcelés. Fortement poecilites, ils montrent des inclusions

de quartz, d'apatite, de hornblende et surtout de carbonates (calcite ?).

- Le plagioclase (albite-oligoclase An<sub>5-25</sub>) : - grands cristaux bien mâclés polysynthétiquement qui semblent avoir cristallisé en incluant tous les autres minéraux : du grenat, des cristaux d'amphibole, de l'apatite, du quartz. Des phyllites (fines inclusions) cristallisent suivant des plans de macle et des inclusions de carbonates apparaissent comme produit de réaction tardive.
- Le quartz : en inclusion dans le grenat, le plagioclase et plus rarement dans la hornblende.
- L'apatite : assez abondante, sous forme de cristaux ovoïdes à contours émoussés en inclusion dans le plagioclase et la hornblende.
- Les carbonates : produit de réaction, en inclusion dans le grenat, le plagioclase et la hornblende.
- Les minéraux accessoires : . Le zircon (abondant dans la hornblende).  
. Les minéraux opaques.

## 2-2 Le niveau d'apatite à grenat du Verger d'Icard

### 2-2.A Introduction

Ce niveau affleure suivant un petit banc stratiforme et lenticulaire de 30 cm de puissance dans des micaschistes\*, le long d'un sentier suivant la ligne de crêtes de deux collines, au Nord du lieu dit "le Verger d'Icard", lui-même situé immédiatement au Nord de la route Vidauban-Plan de la Tour (cartes IGN 1/25000ème 3445 Est et 3545 Ouest).

### 2-2.B Caractères pétrographiques

La roche est massive, de couleur ocre. Elle montre une foliation dessinée par des baguettes de biotite; des blastes de grenats (3 à 4 mm de diamètre) apparaissent sur la foliation.

#### Description microscopique (Photo 20)

La structure est hétérogranoblastique ; l'assemblage minéral caractéristique est le suivant : apatite, quartz, staurotide, biotite, muscovite, chlorite, grenat, minéraux opaques, tourmaline, zircon, sphène.

- L'apatite : constitue le fond de la roche.
  - en agrégat de petits cristaux ovoïdes à contours émoussés, à joints triples.
  - en inclusion dans le grenat et la staurotide.
- Le quartz : - avec l'apatite, le principal constituant de la roche, sous forme de cristaux de petite taille, engrenés les uns aux autres, ils présentent systématiquement une extinction onduleuse.
  - en rares inclusions dans la staurotide et le grenat.
- La staurotide : assez abondante, sous forme de cristaux très morcelés. Péciliatique, elle semble se développer en englobant du quartz et de

\*: Micaschistes type "Canadel".

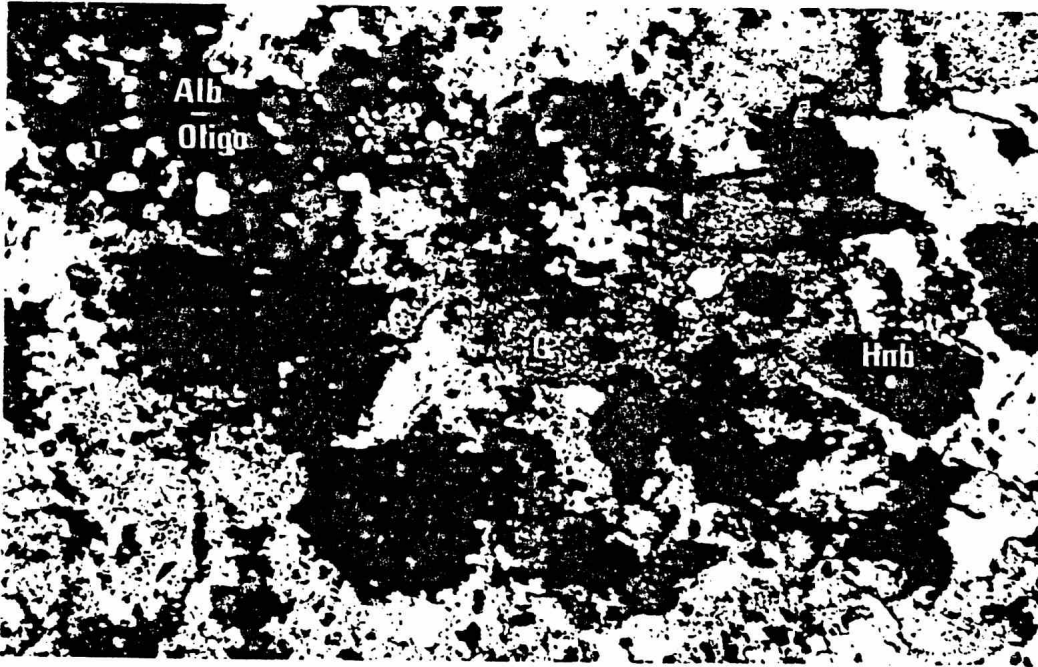


Photo 19 : Grenatite à hornblende et plagioclase de la Chartreuse de la Verne, vue d'ensemble. (éch. DCh 245, X25,LP)

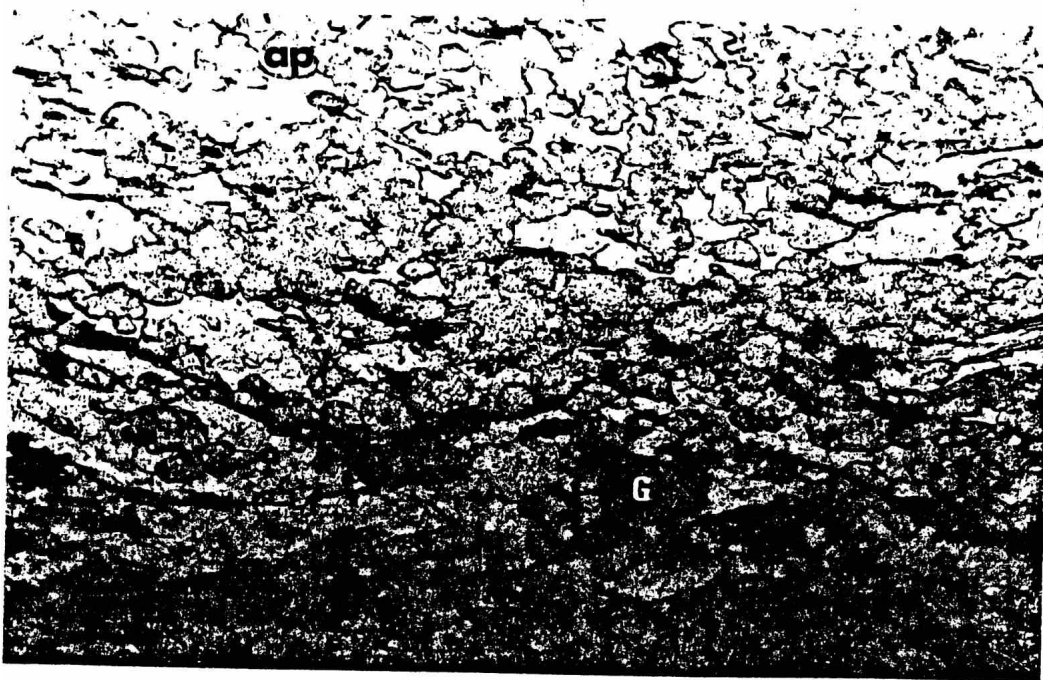


Photo 20 : Apatitite à grenat du Verger d'Icard, vue d'ensemble. (éch. DCh 251, X25,LN)

l'apatite (postquartz et postapatite). Les micas synschisteux viennent buter sur le cristal.

- La biotite (brune) : associées (biotite plus abondante), elles se présentent :
  - et la muscovite - en baguettes synschisteuses, orientées suivant la foliation.
  - postschisteuses, transverses sur les micas synschisteux.
- La chlorite : - en individus remplaçant la biotite
  - produit d'altération tardive.
- Le grenat : cristaux d'aspect très chagrinés, très morcelés et fortement poecilolithiques (quartz). Transverses sur la schistosité, les micas viennent buter contre le cristal.
- Les minéraux accessoires : . Les minéraux opaques
  - . La tourmaline
  - . Le zircon
  - . Le sphène

## 2-3 Conclusions

+ La formation des micaschistes à l'Est des gneiss de Bormes présente certaines analogies avec celle du groupe de Collobrières :

- des intercalations de métavolcanites (ortholeptynites et amphibolites) de composition chimique différente de celles du groupe de Collobrières (SEYLER 1975) mais d'âge identique (DUCROT et al. 1982).
- un enrichissement en quartz à l'approche du contact avec les gneiss de Bormes amenant un faciès quartzeux.

On note que le disthène apparaît localement (au contraire du groupe de Collobrières où aucun silicate d'alumine n'a été observé), il permet ainsi de situer ces micaschistes dans la sous zone à disthène du métamorphisme mésozonal.

+ Des niveaux riches en fer et en phosphore sont intercalés dans cette série. Deux types ont été étudiés dans le détail :

- un niveau lenticulaire, assez épais (5 m de puissance) de grenatite à hornblende et plagioclase situé à proximité de la Chartreuse de la Verne et interstratifié dans les micaschistes quartzeux. Sa composition minéralogique l'éloigne franchement des grenatites de Collobrières.

- un petit niveau lenticulaire d'apatite à grenat, situé sur le revers septentrional du massif des Maures, au lieu dit "Le Verger d'Icard".

### III - GEOCHIMIE

#### 1) Les micaschistes

##### 1-1 analyse moyenne

L'analyse moyenne des micaschistes orientaux, sur 7 analyses, est donnée tableau XII (% poids oxydes).

Cette analyse, montre que les micaschistes orientaux possèdent une composition de schistes argileux à argilo-gréseux avec  $\text{SiO}_2$  compris entre 65 % et 58 %, en tout point comparable aux micaschistes du groupe de Collobrières. Cette observation constitue donc un argument pour penser que c'est la même ancienne série sédimentaire qui constituait les couvertures orientales et occidentales des gneiss de Bormes. Le métamorphisme est plus accusé pour les formations situées à l'Est (mésozone, sous zone à disthène, SEYLER 1975).

Tableau XII	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	P.F.	Total
moyenne (7 ans)	60,30	21,06	7,21	0,06	1,60	0,23	0,86	3,61	0,89	0,11	3,12	99,05
maxi	64,72	23,05	9,06	0,13	2,06	0,62	1,47	4,37	0,99	0,14	4,91	
mini	58,53	18,61	5,70	0,02	1,02	tr,	0,55	2,66	0,82	0,07	1,59	

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  et FeO ont été dosés séparément dans 5 analyses :

moyenne :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  = 4,86 ; FeO = 2,90

maxi :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  = 4,90 ; FeO = 4,08

mini :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  = 2,21 ; FeO = 1,49

##### 1-2 Origine (Fig.31)

Les analyses ont été reportées dans les diagrammes, Al/3 - Na en fonction de Al/3 - K de DE LA ROCHE (1968) et  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$  en fonction de  $(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{Al}$ .

L'identité chimique des micaschistes orientaux avec ceux du groupe de Collobrières ressort ici. En effet, les micaschistes de la couverture orientale des gneiss de Bormes correspondent aussi à d'anciens sédiments de type shales plus ou moins riches en quartz et en minéraux argileux à illite prédominante (+ chlorite Fe).

-112a-

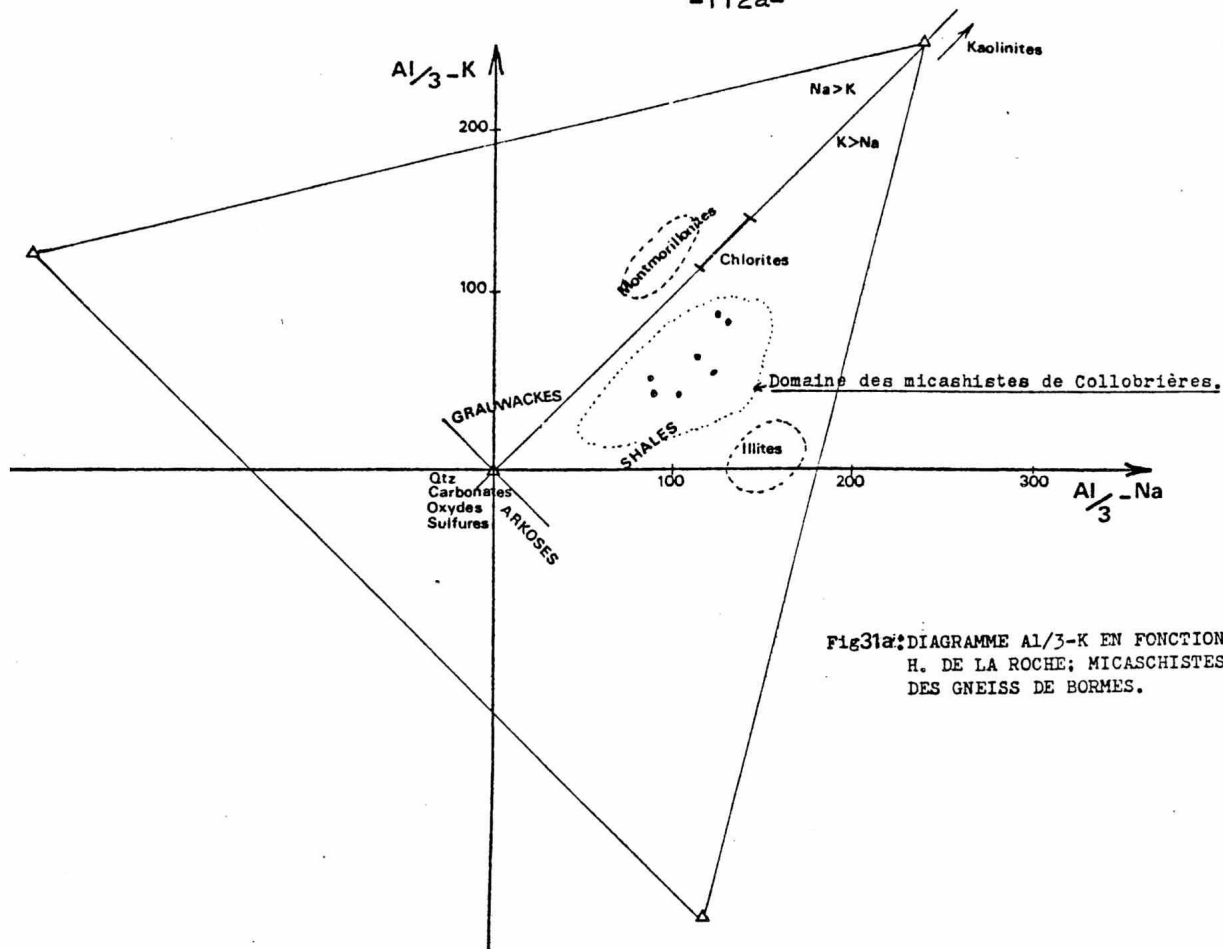


Fig 31a: DIAGRAMME  $Al/3-K$  EN FONCTION DE  $Al/3-Na$  DE H. DE LA ROCHE; MICASCHISTES SITUES A L'EST DES DES GNEISS DE BORMES.

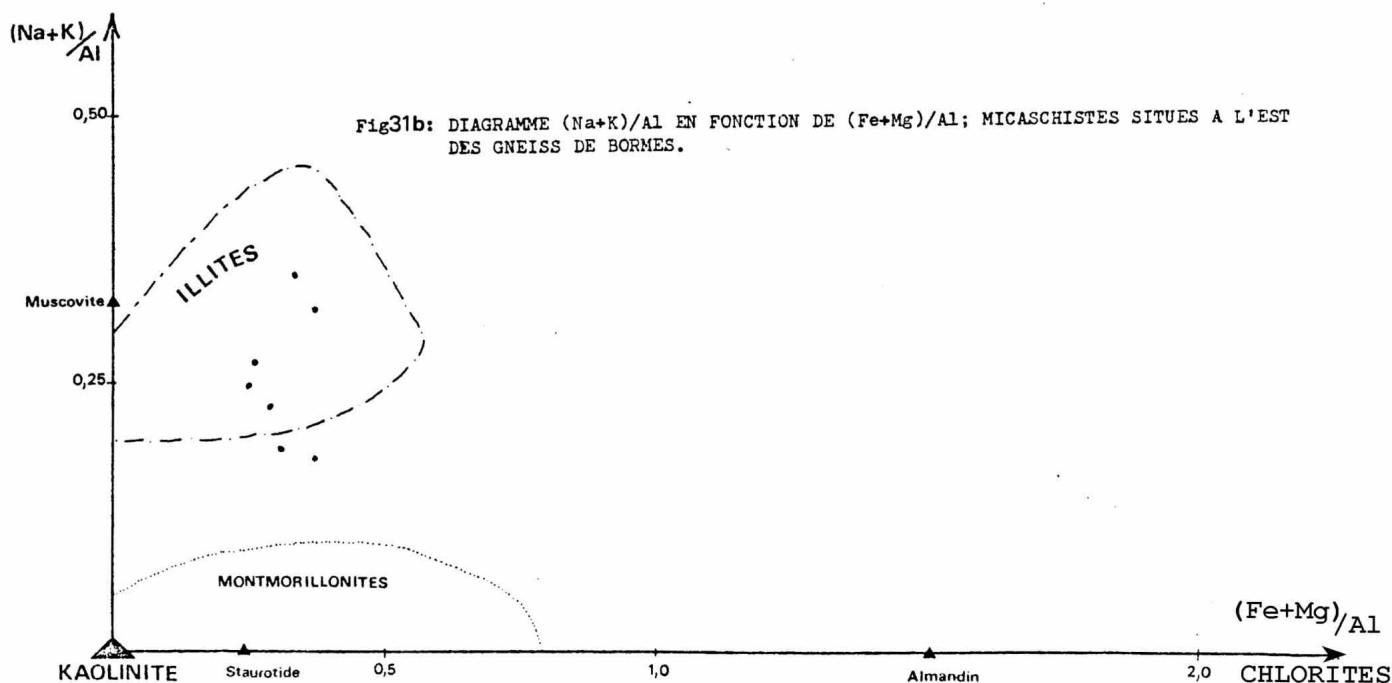


Fig 31b: DIAGRAMME  $(Na+K)/Al$  EN FONCTION DE  $(Fe+Mg)/Al$ ; MICASCHISTES SITUES A L'EST DES GNEISS DE BORMES.

## 2) Le niveau de "grenatite à hornblende et plagioclase de la Verne"

### 2-1 Composition chimique

La composition chimique donnée tableau (XIII,a) porte sur 4 analyses.

Elle reflète :

- Une relative faiblesse en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$
- Un pourcentage en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  élevé, mais restant moindre que celui de la grenatite à quartz et biotite occidentale.
- $\text{MnO}$  et  $\text{MgO}$  sont assez élevés.
- Une très forte teneur en  $\text{CaO}$ .
- Une valeur du  $\text{Na}_2\text{O}$  supérieure à celle du  $\text{K}_2\text{O}$ . Ces valeurs restent quand même assez faibles.
- Un pourcentage important de  $\text{TiO}_2$  et une teneur non négligeable en  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

L'analyse des traces, tableau (XIII,b), fait ressortir des teneurs élevées en Zn, V, Cr, Ni, Sb et Zr.

### 2-2 Origine

La composition chimique particulière de cette roche nous a amené à envisager trois hypothèses très différentes quant à son origine :

- 1) Une origine sédimentaire, à l'image de la grenatite à quartz et biotite du groupe de Collobrières, la roche constituerait un ancien sédiment détritique à Fe chlorite dominante.
- 2) Une origine ignée, certains caractères de la composition chimique pourraient nous faire penser à une amphibolite particulière et donc à une ancienne roche ignée basique.
- 3) Une origine volcanosédimentaire, intermédiaire entre les deux précédentes.

#### 2.2.A Origine sédimentaire (détritique).

Par comparaison, l'analyse moyenne de la grenatite à quartz et biotite de Collobrières est donnée tableau (XIII,a).

Certains caractères plaident en faveur d'une telle hypothèse.

a) L'abondance de zircons en inclusion dans la hornblende se traduisant par une teneur élevée en zirconium (380 ppm, tableau XIII,b) ; en effet, dans les amphibolites ce minéral n'est pas rencontré dans une telle proportion. On peut donc envisager qu'il s'agit de zircons d'origine détritique.



TABLEAU XIII

a) Grenatite de la Verne : analyse moyenne des majeurs et comparaisons

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	Total
1) Grénati- te à Hnb et plagio de la Verne moy. 4an An CAPIEZ (1982)			(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t 20,83)										
	42,86	13,00	3,91	15,24	0,31	4,12	13,03	1,31	0,62	3,21	0,80	0,26	100,35
Valeurs maxi	45,24	13,80	5,91	19,00	0,37	5,03	13,83	2,01	1,00	3,55	0,97	0,40	
Valeurs mini	40,00	12,27	2,99	12,46	0,26	3,54	12,21	0,66	0,33	2,83	0,50	0,15	
2) Grenati- à Qtz et biotite de Rascas (moyenne)			(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t 29,42)										
	47,78	14,82	(5,31)*	(25,83)*0,12	1,18	2,09	0,34	0,93	0,68	0,63	0,31		98,30
3) Amphi- bolite de Vaucaude in SEYLER (1975)	51,30	18,30	1,91	6,56	0,13	4,28	8,96	3,26	1,86	1,57	0,24	1,67	100,03
4) Gneiss à calcite in GUEIRARD (1957)	40,78	15,30	10,10	2,30	0,06	1,93	12,78	4,29	1,78	1,96	0,27	8,25	99,70
5) Contact Micaschistes Gneiss à calcite des Condamines (An. RIMET 1981)			(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t 27,50)										
	38,20	14,60	3,20	21,90	0,20	3,28	6,28	2,22	0,14	5,14	1,34	0,18	99,08

\* : Moyennes FeO ; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sur 12 analyses.

b) Analyses traces (SNEA (P))

	A	B
Pb	56 ppm	55 ppm
Zn	137	117
Cu	8	10
Ba	55	38
Ag	<3	<3
Bi	18	<10
As	310	420
Sn	<10	<10
B	32	33
V	342	150
Mo	6	20
Cr	186	94
Ni	94	87
Co	45	36
Sr	187	72
Sb	780	<50
Ga	<50	37
Ge	<30	<30
Be	27	26
Zr	380	160
La	239	43
Li	22	49

A : Grenatite à hornblende et plagioclase de la Chartreuse de la Verne.

B : Grenatite à quartz et biotite de Rascas.

b) En comparant avec la grenatite à quartz et biotite de Collobrières dont l'origine sédimentaire détritique a été démontrée, on note des teneurs peu éloignées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  pour les majeurs et en Pb et Zn pour les traces (§ 4, II ch.II).

Mais il existe de nombreuses objections à une hypothèse purement détritique. Celles-ci se traduisent par les divergences qui apparaissent avec la grenatite à quartz et biotite de Collobrières. Ces divergences sont les suivantes :

- Une teneur en  $\text{MgO}$  3,5 fois plus élevée dans la grenatite de la Verne,
- Un très fort pourcentage en  $\text{CaO}$  (x 6,5),
- Des valeurs moins faibles en alcalins, mais où  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ , alors que nous constatons l'inverse dans l'ensemble des formations riches en fer occidentales,
- Une teneur en  $\text{TiO}_2$  élevée plutôt caractéristique de roches ignées basiques.
- Dans les traces, l'abondance de V alors que la magnétite est rare dans la roche, de Ni et de Cr dont les proportions dépassent celles de la grenatite à quartz et biotite.

#### 2.2.B Origine ignée (ancienne lave basique).

La richesse en fer ferait alors penser à un ancien cumulat.

Pour les majeurs, une analyse d'amphibolite de Vaucaude interstratifiée plus au Nord dans la même série micaschisteuse est donnée par comparaison (tableau XIII, a).

Certaines convergences apparaissent entre les deux roches :

- Des teneurs comparables en  $\text{MgO}$ .
- Des pourcentages élevés en  $\text{CaO}$ .
- $\text{Na}_2\text{O}$  est toujours supérieur à  $\text{K}_2\text{O}$ .

On expliquerait alors les plus faibles teneurs en silice, alumine et alcalins de la grenatite par la plus grande abondance en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . De même, le pourcentage plus élevé en  $\text{TiO}_2$  serait à mettre en liaison avec l'accumulation du fer, ces deux oxydes apparaissant corrélés dans les roches ignées basiques.

Pour les traces, les teneurs en Cr, Ni et V élevées favorisent aussi l'hypothèse d'une origine magmatique.

Néanmoins, un certain nombre d'objections sont encore ici, à émettre :

- L'abondance du zircon et la teneur élevée en Zr.
- Le fort pourcentage en  $\text{P}_2\text{O}_5$  comparable aux formations riches en fer occidentales d'origine sédimentaire.

- Dans les quatre analyses, on n'observe pas de corrélation positive entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ . Pour  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  croissant on obtient dans les quatre échantillons, les valeurs suivantes :

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 17,07 %       $\text{TiO}_2$  : 3,55 %

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 19,24 %       $\text{TiO}_2$  : 3,19 %

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 20,02 %       $\text{TiO}_2$  : 3,29 %

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 27 %       $\text{TiO}_2$  : 2,83 %

En conclusion, l'origine purement ignée apparait peu plausible. Néanmoins certains facteurs plaident en faveur d'une composante ignée basique.

### 2.2.C Origine volcanosédimentaire.

Les hypothèses purement détritique et purement ignée ayant été rejetées.

On envisage, maintenant la possibilité d'un ancien matériau volcanosédimentaire.

Par comparaison, la composition chimique d'un gneiss à calcite de Collobrières, dont l'origine volcanosédimentaire a été reconnue par SEYLER (1975) est donnée tableau XI-III. On a ajouté à cette analyse la composition chimique d'un niveau à grenat et hornblende riche en fer situé au contact entre gneiss à calcite et micaschistes aux Condamines, au pied de la Sauvette (groupe de Collobrières) (cf. § 3.2, I chap.II)

Il apparait de sérieuses convergences entre les compositions de la grenatite à hornblende de la Verne et de ces deux faciés.

1) La teneur élevée en  $\text{CaO}$  de la grenatite est à mettre en parallèle avec celle du gneiss à calcite. On pourrait dans ce cas imaginer que la grenatite de la Verne correspond à l'équivalent plus métamorphique du gneiss à calcite. La calcite aurait été déstabilisée et  $\text{CaO}$  se retrouverait dans la hornblende, très abondante, et dans l'oligoclase.

2) Le niveau à hornblende et grenat riche en fer des Condamines montre avec la grenatite de la Chartreuse, les convergences suivantes :

- Une forte teneur en  $\text{TiO}_2$
- Un pourcentage important en  $\text{P}_2\text{O}_5$
- Des valeurs de  $\text{Na}_2\text{O}$  et de  $\text{K}_2\text{O}$  faibles mais avec toujours  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ .

### 2.2.D Conclusions.

Nous envisageons que la grenatite à hornblende et plagioclase correspond à une ancienne formation à dominante volcanosédimentaire du même type que celle suggérée à l'origine des gneiss à calcite. La roche pourrait correspondre notamment à un mélange de débris de roche ignée basique et de détritus sédimentaires où  $\text{TiO}_2$  serait issu de la formation d'origine magmatique, le fer serait quant à lui en partie sédimentaire comme pour les enrichissements occidentaux aux gneiss de Bormes, ceci expliquerait pourquoi  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  n'apparaissent pas être corrélés.

Une telle hypothèse apparaît renforcée par le fait qu'il existe des bancs d'amphibolite en position stratigraphique sousjacentes et équivalentes au niveau de grenatite de la Verne. Ces anciennes roches ignées basiques pourraient alors constituer la roche mère. En ce qui concerne la précipitation de  $P_2O_5$  conduisant à l'apatite, elle serait postérieure au dépôt qui se serait effectué en eau peu profonde (proche d'un rivage), oxygénée, chaude, assez salée et présentant un fort PH. Un apport de matière organique aurait pu alors s'effectuer favorisant ainsi la formation de l'apatite (GULDBRANDSEN, 1969).

Ainsi, on montre que d'une certaine manière, l'accumulation du fer dans les Maures peut également avoir une relation génétique avec l'activité ignée volcanique, ce qui constitue un complément au modèle de dépôt entièrement sédimentaire envisagé dans le groupe de Collobrières.

### 3) L'apatite à grenat du Verger d'Icard

#### 3-1 Composition chimique

Une seule analyse de cette roche a été effectuée donnant la composition chimique suivante :

$SiO_2$	$Al_2O_3$	FeO	$Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	$TiO_2$	$P_2O_5$	P.F.	TOTAL
41,26	6,00	2,59	1,38	0,02	0,29	24,00	0,21	0,56	0,52	20,00	1,08	98,19
			4,25									

On note que la totalité du CaO de la roche se retrouve avec  $P_2O_5$  pour former l'apatite.

#### 3-2 Origine

Nous ne pouvons nous permettre d'avancer une hypothèse précise quant à l'origine de l'apatite du Verger d'Icard, ne possédant qu'une seule analyse. Cette roche qui ne constitue qu'un petit banc très mince (20 à 30 cm) correspond à un enrichissement phosphaté très local de la série micaschisteuse.

Nous suggérons à l'origine d'une telle roche, un ancien niveau phosphaté de type phosphorite. La présence d'un tel niveau s'accorde avec les hypothèses avancées sur les conditions de dépôt des niveaux riches en fer et présentant des teneurs importantes en  $P_2O_5$ . On peut donc étendre ici ces conditions de dépôt à l'ensemble de la série micaschisteuse des Maures, ce sont celles qui ont été exposées en conclusion de l'étude sur l'origine du niveau de la Chartreuse de la Verne.

- CHAPITRE IV -

MINERALOGIE ET METAMORPHISME

On se propose dans ce chapitre de cerner assez étroitement les conditions du métamorphisme des formations étudiées. On s'appuiera pour cela sur les domaines de stabilité des minéraux définis dans les conditions Pression, Température et sur le rôle de certains composants fluides dans leur cristallisation ( $fO_2$ ,  $fH_2O$ ,  $fCO_2$ ). Des analyses de minéraux effectuées à la microsonde électronique de Montpellier permettront l'utilisation de coefficients de partage comme géothermomètres.

Ce chapitre est subdivisé en deux parties :

- La première est consacrée à une étude minéralogique où est définie la cristallogénèse de certains minéraux caractéristiques (biotite, grenat),
- La seconde s'attache à l'étude des conditions du métamorphisme et de l'influence de certains facteurs dans la cristallisation des minéraux (grenat, biotite, staurotide, fayalite,...).

I - MINERALOGIE

1) Présentation des données

1-1 Les échantillons analysés

Cette étude se base sur des analyses de minéraux effectuées à la microsonde électronique. Les analyses concernent cinq échantillons.

Echantillon DC2 : Staurotidite à grenat de Cros de Mouton.

Minéraux étudiés : grenat (7 points), biotite (3 points), staurotide (5 points).

Echantillon DC 163 : Niveau à quartz, staurotide, chloritoïde et grenat de Cros de Mouton.

Minéraux étudiés : grenat (5 points), biotite (4 points), staurotide (4 points), chloritoïde (2 points).

Echantillon DR 106 : Grenatite à quartz et biotite de Rascas

Minéraux étudiés : grenat (25 points), biotite (8 points).

Echantillon DV 217 : Collobriérite à magnétite, fayalite et grünerite de Vaubarnier.

Minéraux étudiés : grenat (5 points), fayalite (3 points), grünerite (4 points).

Echantillon DG 109 : Collobriérite du Col du Gringalet.

Minéraux étudiés : grenat (9 points), grünerite (2 points).

Deux groupes d'échantillons sont distingués, ils vont être étudiés successivement :

- Le groupe, staurotidite et "micaschiste" à staurotide, chloritoïde (DC 2 et DC 163),  
correspond au groupe des faciés "pauvres en fer".
- Le groupe, grenatite (DR 106) et Collobriérites (DV 217 et DG 109)  
correspond au groupe des faciés "riches en fer"

Remarque : Les traversées de cristaux de grenat afin de détecter les zonations chimiques éventuelles, expliquent les nombreux points effectués sur ce minéral.

#### 1-2 Le groupe : staurotidite et "micaschiste" à staurotide, chloritoïde

Les compositions chimiques des roches et des minéraux ainsi que les formules structurales de ces derniers sont données tableaux XIV et XV, pour chacun des deux échantillons (DC 2 et DC 163).

##### 1.2.A. Echantillon DC 2 (staurotidite) (tableau XIV)

###### a) Le grenat

Deux générations ont été détectées (cf. Ch. II, I §5)

- 1) Des grenats postschisteux, incluant la schistosité.
- 2) Des grenats tardifs, franchement recoupant sur elle.

Ces derniers peuvent constituer des auréoles externes (tardives) des grenats postschisteux (photo 12). S'agit-il alors du même grenat qui a continué à croître durant la phase tardive ou s'agit-il de deux grenats différents ? La question reste posée pour l'instant.

D'une façon générale, on note dans les grenats tardifs par rapport aux grenats postschisteux :

- un enrichissement sensible en fer, se traduisant par un rapport  $MgO/FeO$  plus faible,
- un net appauvrissement en  $CaO$ ,
- une baisse de  $MnO$ .

A propos du grenat postschisteux à auréole externe tardive, une traversée du cœur à la bordure a été effectuée. En vue de l'étude sur la zonation chimique, trois variations sont étudiées, celle de  $MnO$ , celle de  $CaO$  et celle du rapport  $MgO/FeO$ . Les figures 32 et 33 montrent des profils et des diagrammes binaires.

On remarque alors :

- une baisse de  $MnO$ , uniquement à l'extrême bordure de l'auréole (fig 33 ),

TABEAU XIV : Ech. DC 2

I - COMPOSITIONS CHIMIQUES EN % POIDS OXYDES

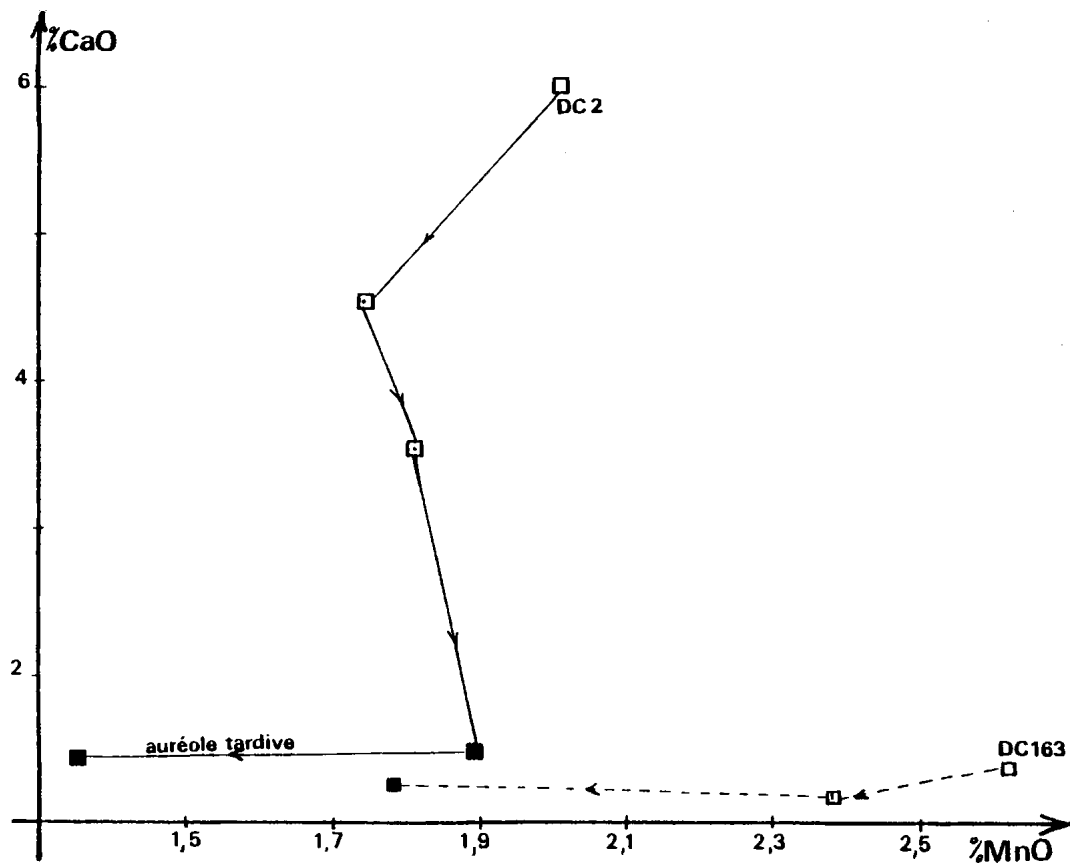
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	TOTAL
Roche totale	38,60	33,10	8,84 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t = 16,90	7,26	0,11	2,22	1,05	1,04	1,57	1,74	0,29	2,44	99,06
grenat de gé- nération post-38,18 schisteuse (moy. 3 an)		21,84		33,36	1,91	1,89	4,82	0,04	0,006	0,03			102,08
grenat de gé- nération tar- dive (moy. 4an) et auréole ext.	38,11	21,83		38,08	1,64	1,93	1,57	0,03	0,01	0,007			103,21
Biotite (moy.3an)	36,45	20,90		22,54	0,04	7,49	0,07	0,37	8,01	1,60			97,47
Staurotide (moy.5an)	28,42	54,50		14,52	0,025	1,27	0,01	tr.	tr.	0,47			99,21

Rapports FeO/MgO et MgO/FeO des divers minéraux, (en % poids oxydes).

- a) Le grenat :  
 - postschisteux (FeO/MgO = 17,65, MgO/FeO = 0,057)  
 - tardif (FeO/MgO = 19,73, MgO/FeO = 0,051)
- b) La biotite (FeO/MgO = 3,01)
- c) La staurotide (FeO/MgO = 11,43)

II - FORMULES STRUCTURALES MOYENNES DES MINERAUX

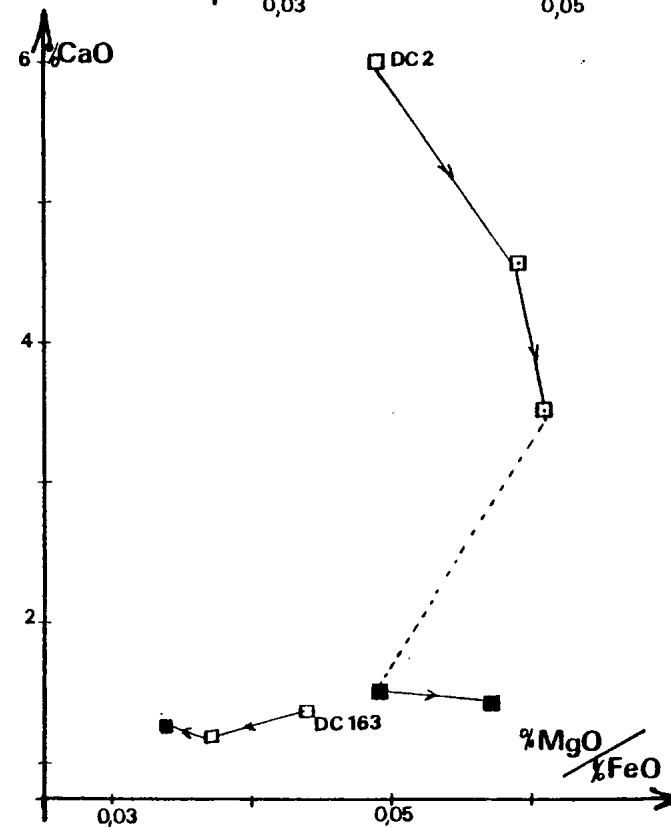
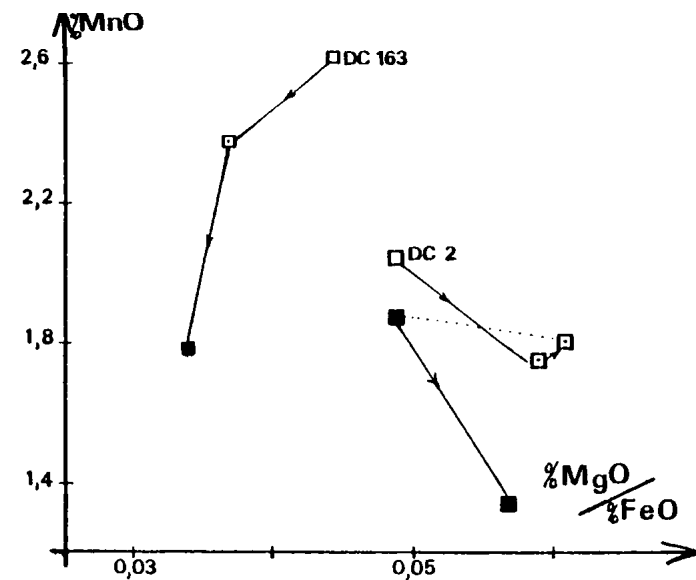
- a) Le grenat :  
 - postschisteux : Fe<sub>2,20</sub> Ca<sub>0,406</sub> Mg<sub>0,222</sub> Mn<sub>0,127</sub> Al<sub>2,023</sub> Ti<sub>0,002</sub> Si<sub>3,002</sub> O<sub>12</sub> : x = 2,955  
 Alm (74,4%), Pyr (7,5%), Gross + Andr. (13,7%), Spess (4,3%).
- tardif : Fe<sub>2,464</sub> Ca<sub>0,132</sub> Mg<sub>0,110</sub> Al<sub>2,030</sub> Si<sub>3,007</sub> O<sub>12</sub>  
 x = 2,933  
 Alm (84%), Pyr. (7,7%), Gross. + Andr. (4,5%), Spess. (3,8%)
- c) La biotite : (K<sub>1,638</sub> Na<sub>0,106</sub> Ca<sub>0,011</sub>) (Fe<sub>2,877</sub> Mg<sub>1,443</sub> ; Al<sub>4,150</sub> Ti<sub>0,195</sub>) ; Si<sub>5,399</sub> Al<sub>2,601</sub> O<sub>20</sub> (OH)<sub>4</sub>  
 x = 1,638, y = 5,736, z = 8
- c) La staurotide  
 (Fe<sub>1,662</sub> Mg<sub>0,260</sub>) (Al<sub>8,710</sub> Ti<sub>0,049</sub>) Si<sub>3,890</sub> Al<sub>0,110</sub> O (OH)<sub>2</sub>  
 x = 1,922, y = 8,759, z<sub>4</sub>



Ech. DC 2  
 □ : Centre grenat postschisteux  
 □ : Points intermédiaires.  
 ■ : Auréole tardive.

Ech. DC 163  
 □ : Centre.  
 □ : Point intermédiaire.  
 ■ : Bordure.

Fig32: DIAGRAMMES BINAIRES, VARIATIONS DE  $CaO$ ,  $MnO$  ET DU RAPPORT  $MgO/FeO$  DES GRENATS; ECHANTILLONS DC 2 ET DC 163.





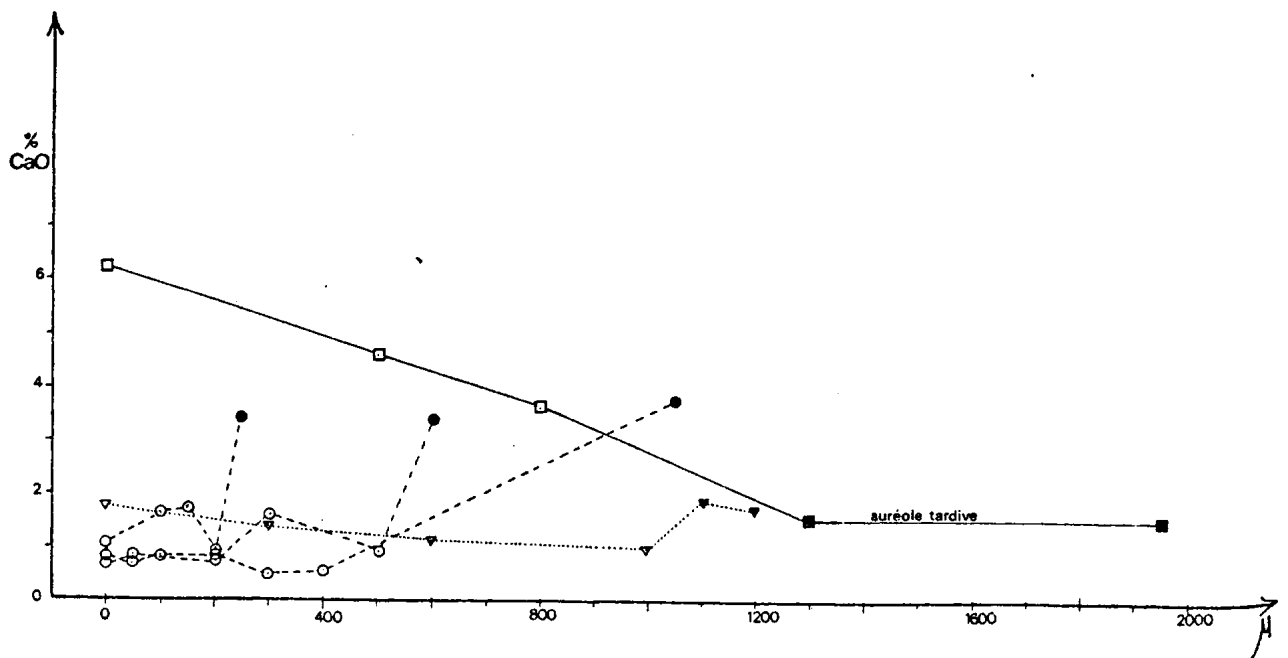
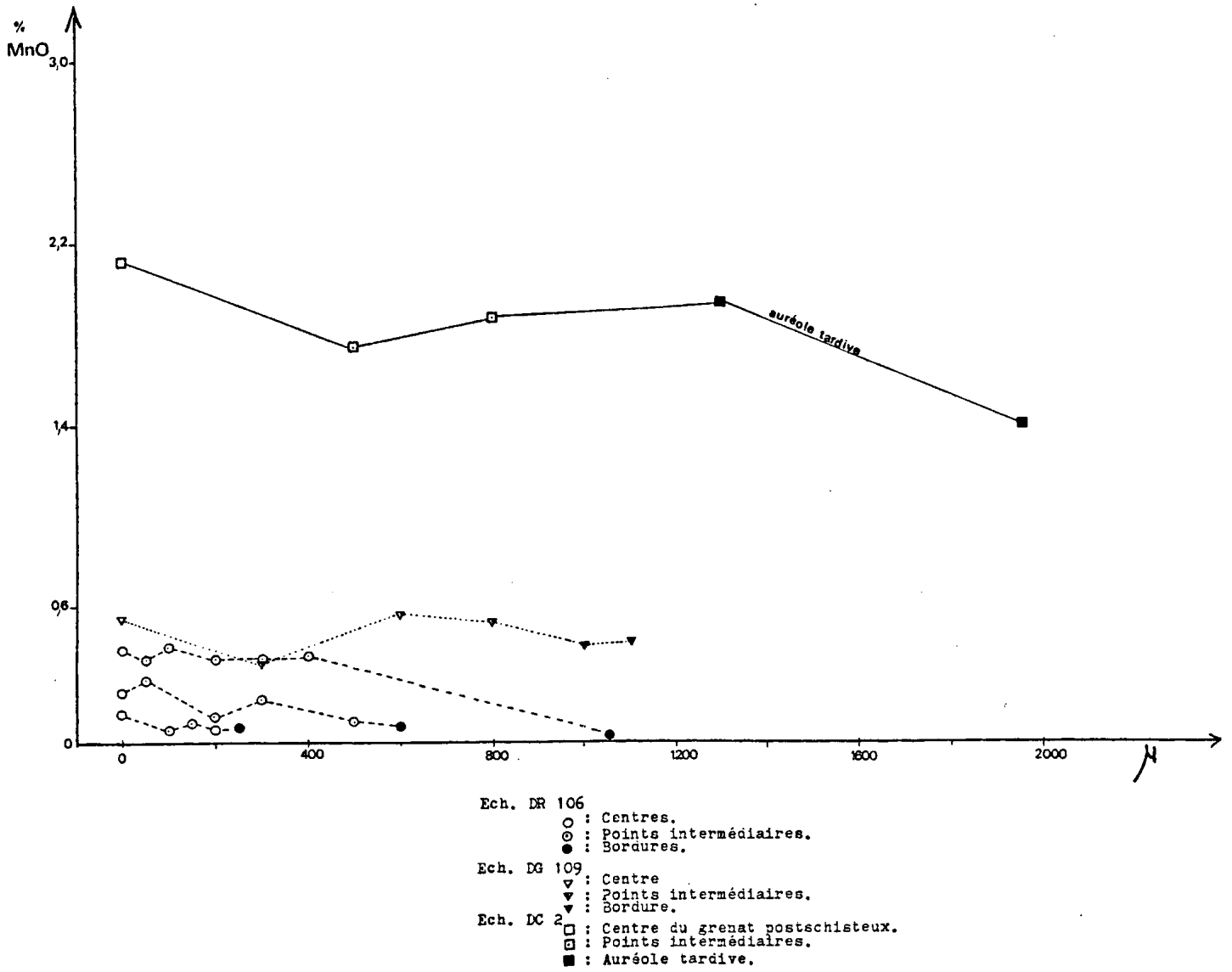


Fig 33 : PROFIL DES GRENATS; VARIATIONS DE MnO ET DE CaO.

- une baisse progressive de CaO du centre du grenat postschisteux jusqu'à sa limite avec l'auréole tardive. La teneur en CaO reste faible et stable jusqu'au bord de l'auréole à l'image des autres grenats tardifs de l'échantillon (fig33 ).
- que le grenat postschisteux se caractérise par un rapport  $MgO/FeO$  non négligeable.

Ce dernier augmente légèrement jusqu'à sa limite avec l'auréole externe. L'auréole tardive montre un rapport  $MgO/FeO$  plus faible mais qui augmente également à l'extrême bordure (cf. Figure 32 ).

A propos des formules structurales des deux générations de grenat données tableau XIV, on remarque que les trois sites montrent une saturation voisine de la normale ( $X_3 Y_2 Z_3 O_{12}$ )

Confirmant les tendances observées sur les compositions chimiques, le diagramme de typologie des grenats (fig.34 ) montre :

- que les deux générations de grenat sont riches en almandin, avec un pourcentage plus fort (84 % en moyenne) pour les grenats tardifs.
- que l'auréole externe montre bien une composition identique à l'ensemble des grenats tardifs.
- que du coeur du grenat postschisteux à la périphérie (auréole tardive), on passe d'un grenat à pourcentage relativement élevé en grossulaire + andradite à un grenat plus riche en almandin.

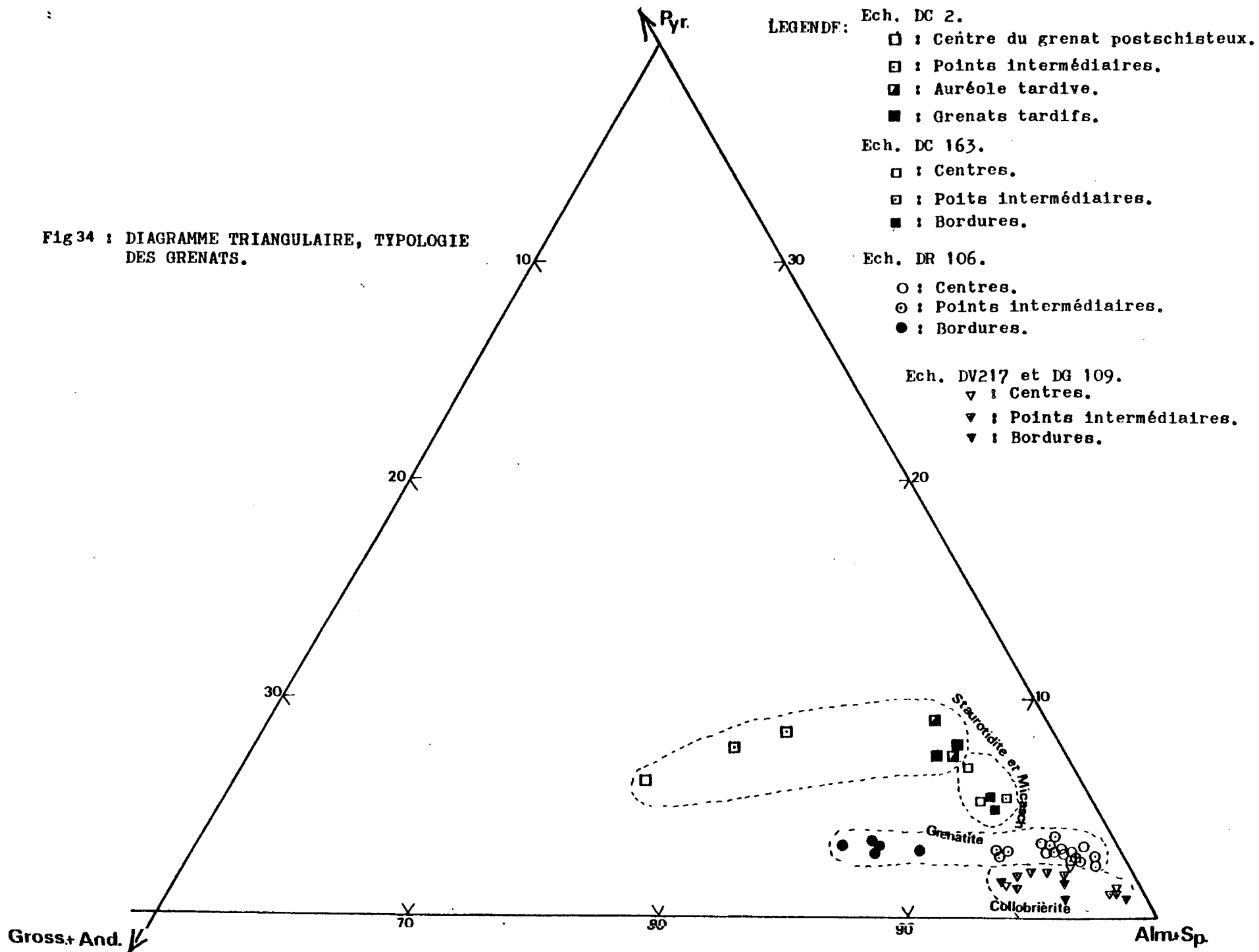
#### b) la biotite

L'analyse moyenne des biotites analysées se caractérise par :

- un rapport  $FeO/MgO$  nettement supérieur à 1, les rangeant dans la catégorie des biotites ferrifères,
- une teneur en  $Al_2O_3$  importante,
- un pourcentage en  $TiO_2$  non négligeable,
- une teneur en potassium relativement faible

La formule structurale montre (après remplissage du site Z à 8 par de l'aluminium) :

- une tendance ferrifère confirmée par un rapport  $Fe/Mg = 1,688$ .
- un site interfoliaire (x) nettement inférieur à 2. Ce fait sera interprété,
- un site Y inférieur à 6.



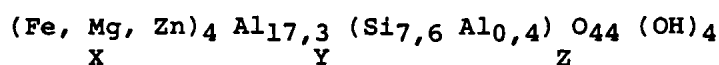
c) La staurotide

.Toutes les staurotides sont ici postschisteuses.  
L'analyse moyenne montre :

- le caractère aluminifère (normal pour ce minéral) des staurotides analysées,
- un rapport  $\text{FeO/MgO} > 10$  faisant rentrer les staurotides analysées dans la catégorie des staurotides Fe.

.La formule structurale,

Le calcul de cette dernière s'est effectué sur une base de 23 oxygènes. On peut la comparer à la formule structurale moyenne calculée par GRIFFEN et al (1973-1982) sur une base de 46 oxygènes à partir de 82 analyses prises dans la littérature:



Par rapport à la formule de GRIFFEN et al, on note dans notre staurotide :

- une légère sous-saturation du site X (3,8) (méthode analytique ?)
- un Al en position octaédrique voisin de la moyenne de GRIFFEN et al (17,4) .
- un site Z où Si domine plus largement Al (Si 7,8 Al<sub>0,2</sub>) .

d) Relation compositions chimiques des minéraux, composition chimique de la roche totale.

la richesse en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de la roche s'explique naturellement par l'abondance de la staurotide,

la teneur en FeO ( $> 7\%$ ) est à mettre en parallèle avec:

- la staurotide qui montre un  $\text{FeO/MgO} > 10$ ,
- le grenat almandin (74 à 84 %),
- la biotite où  $\text{FeO/MgO} > 3$ ,

le MgO de la roche semble contenu en bonne partie dans la biotite et le CaO dans le grenat. Ce dernier montre une teneur en CaO relativement élevée ( $> 4\%$  pour le grenat postschisteux).

le pourcentage supérieur à 1 % en  $\text{Na}_2\text{O}$  de la roche s'explique par la présence d'albite.

la teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  de la roche est à mettre en parallèle avec la biotite abondante.

### 1.2.B Echantillon DC 163 Tableau XV

#### a) Le grenat

une analyse moyenne des centres et une analyse moyenne des bordures des grenats étudiés sont données.

On note que :

- Ces grenats assez riches en MnO se caractérisent par une baisse légère du manganèse du centre à la périphérie (Figures 32 et 33).
- Ainsi qu'une baisse sensible du rapport MgO/FeO (Fig. 32).
- Les teneurs en CaO sont dans l'ensemble faibles et ne varient pas vers la bordure (Figures 32, 33).

Les formules structurales

On remarque ici une tendance à la sous saturation du site X ( $<3$ ) et à la légère sur saturation du site Z ( $>3$ ).

Le diagramme (Fig. 34) sur la typologie des grenats reflète l'homogénéité chimique de ces grenats du centre à la bordure. Ils apparaissent en position voisine des grenats tardifs de l'échantillon DC 2 mais avec des pourcentages en almandin plus élevés et en pyrope plus faibles.

Dans l'ensemble, ces grenats apparaissent légèrement plus riches en fer et en manganèse que ceux de l'échantillon DC 2 mais par contre sont plus pauvres en CaO.

#### b) La biotite

L'analyse moyenne et par voie de conséquence la formule structurale moyenne présentent des caractères similaires à ceux observés dans les biotites de l'échantillon DC 2. On note juste :

- . un rapport FeO/MgO un peu plus élevé,
- . des sites X et Y légèrement moins saturés.

#### c) la staurotide

L'analyse moyenne et la formule structurale de la staurotide présentent ici aussi les mêmes tendances générales que celles vues dans l'échantillon DC 2. On note seulement une moins importante teneur en MgO, ce qui influe sur le rapport FeO/MgO.

#### d) Le chloritoïde

De la famille des micas durs, ce minéral est plutôt caractéristique du métamorphisme épizonal. Dans les conditions du métamorphisme mésozonal, il se transforme rapidement en staurotide suivant la réaction :  $\text{Fe chloritoïde} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 \rightarrow \text{Fe staurotide} + \text{quartz} + \text{eau}$ . Néanmoins, on le rencontre ici dans une passée quartzreuse (3 à 4 cm d'épaisseur) située au sein des micaschistes et staurotides de Cros de Mouton. Sa présence à ce niveau de

TABLEAU XV : Ech. DC 163

I - COMPOSITIONS CHIMIQUES EN % POIDS OXYDES

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	TOTAL
Roche totale	67,80	16,55	3,81 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t = 9,70	5,31	0,04	1,14	0,71	0,07	0,99	0,61	0,17	1,23	99,01
grenat (centre) (moy. 3an)	38,075	21,66		34,93	2,915	1,43	1,42	0,03	tr.	0,015			100,475
grenat (bor- dure) (moy. 2 an)	37,845	21,65		36,19	2,655	1,295	1,285	0,07	0,02	0,045			101,05
Biotite (moy. 4an)	35,37	20,73		22,53	0,0725	6,34	0,095	0,39	8,485	1,635			95,65
Staurotide (moy. 4an)	28,16	54,42		14,46	0,11	0,985	0,017	0,035	tr.	0,47			99,21
Chloritoïde (moy. 2an)	25,00	41,05		24,32	0,145	1,67	Tr.	0,045	Tr.	tr.			92,93

Rapports FeO/MgO et MgO/FeO (en % poids oxydes) des divers minéraux.

a) Le grenat :

- centre (FeO/MgO = 24,42 ; MgO/FeO = 0,041)

- bordure (FeO/MgO = 27,95 ; MgO/FeO = 0,036)

b) La biotite : FeO/MgO = 3,55

c) La staurotide : FeO/MgO = 14,60

d) Le chloritoïde : FeO/MgO = 14,56

II - FORMULES STRUCTURALES MOYENNES DES MINERAUX

a) Le grenat :

- centre Fe<sub>2,340</sub> Mg<sub>0,170</sub> Ca<sub>0,121</sub> Mn<sub>0,166</sub> Al<sub>2,044</sub> Si<sub>3,031</sub> O<sub>12</sub> ;  
x = 2,797

Alm (83,7%), Gross + And (4,3%), Pyr. (6,1 %), Spess (5,9 %).

- bordure Fe<sub>2,421</sub> Mg<sub>0,148</sub> Ca<sub>0,113</sub> Mn<sub>0,159</sub> Al<sub>2,034</sub> Si<sub>3,048</sub> O<sub>12</sub> ;  
x = 2,841

Alm (85,4 %), Gross + And (4,0 %), Pyr. (5,2 %), Spess (5,6 %).

b) La biotite :

(K<sub>1,652</sub> Na<sub>0,087</sub> Ca<sub>0,015</sub>) x = 1,754

(Fe<sub>2,877</sub> Mg<sub>1,443</sub> Al<sub>1,130</sub> Ti<sub>0,195</sub>) y = 5,645

Si<sub>5,399</sub> Al<sub>2,601</sub> O<sub>20</sub> (OH)<sub>4</sub> z = 8

c) La staurotide :

Fe<sub>1,666</sub> Mg<sub>0,202</sub> Al<sub>8,721</sub> Ti<sub>0,045</sub>  
x = 1,864 y = 8,766

Si<sub>3,881</sub> Al<sub>0,119</sub> O<sub>22</sub> (OH)<sub>2</sub>  
z = 4

d) Le chloritoïde :

Selon DEER et al (1963) :

(Fe<sub>1,676</sub> Mg<sub>0,205</sub> Mn<sub>0,010</sub>)<sub>1,891</sub> Al<sub>1,048</sub> Si<sub>2,0605</sub> Al<sub>2,9395</sub> O<sub>10</sub>  
(OH)<sub>4</sub>

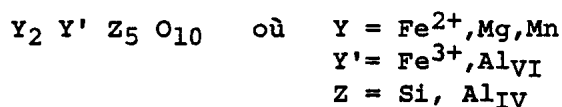
en se basant sur la formule donnée par GUEIRARD :

(Fe<sub>1,676</sub> Mg<sub>0,205</sub> Mn<sub>0,010</sub>)<sub>1,891</sub> Al<sub>3,9875</sub> Si<sub>2,0605</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>4</sub>

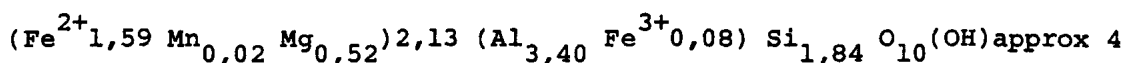
métamorphisme pourrait alors s'expliquer par un déficit de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  .

Deux formules structurales moyennes sont données tableau XV :

- Celle d'après DEER et al (1963) :



- Une formule se basant sur celle donnée par GUEIRARD (1962 ) à propos du chloritoïde rencontré dans les schistes séricito quartzeux épizonaux des Maures ; cette formule intègre tout l'aluminium sous forme de  $\text{Al}^{\text{VI}}$  :



En comparant notre formule structurale à celle de GUEIRARD, on note un excédent en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  ( $\text{Fe}^{3+}$  doit être très faible) et une sous saturation du site X.

- e) Relation entre la composition chimique des minéraux et de la roche totale.
- $\text{Al}_2\text{O}_3$  est principalement contenu dans la staurotide et le chloritoïde,
- $\text{FeO}$ , dans le grenat ici plus riche en fer que dans l'échantillon DC 2, dans la biotite, la staurotide et le chloritoïde,
- Le grenat apparaît ici encore comme le principal minéral hôte de  $\text{MnO}$ .
- La plus faible teneur en  $\text{CaO}$  de la roche par rapport à DC 2 Peut être mise en parallèle avec le faible pourcentage contenu dans le grenat.
- $\text{K}_2\text{O}$  est contenu dans la biotite.

### 1-3 Le groupe: grenatite et Collobriérites

Les compositions chimiques des roches et minéraux sont données tableaux XVI et XVII.

#### 1.3.A Echantillon DR 106/: Grenatite à biotite de Rascas (tableau XVI )

- a) Le grenat

Par rapport aux faciés du groupe précédent, le grenat apparaît ici nettement plus ferrifère (à mettre en parallèle avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de la roche). On note alors des pourcentages plus faibles en  $\text{CaO}$  (excepté la bordure),  $\text{MnO}$  et  $\text{MgO}$ .

TABLEAU XVI : Ech.DR 106

I - COMPOSITIONS CHIMIQUES EN % POIDS OXYDES

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	TOTAL
Roche totale	38,43	18,02	38,61 Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>		0,17	1,12	1,25	tr.	1,72	0,94	0,77	1,48	99,55
grenat (centre) (moy. 5an)*	38,10	21,21		41,78	0,20	0,78	0,78	0,78	0,04	tr.			102,93
grenat (bordure) (moy. 5an)*	38,40	21,43		38,98	0,05	0,79	3,35	0,03	0,03	0,03			103,09
Biotite (moy. 8an)	34,34	17,18		30,50	0,05	4,30	0,15	0,06	8,05	2,02			96,95

Rapports  $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$  et  $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$  (en % poids oxydes) des divers minéraux.

a) Le grenat :

- centre ( $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 53,56$  ,  $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 0,019$ )
- bordure ( $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 49,34$  ,  $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 0,020$ )

b) La biotite : ( $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 7,09$ )

II - FORMULES STRUCTURALES MOYENNES

a) Le grenat :

- centre : Fe<sub>2,779</sub> Mg<sub>0,092</sub> Ca<sub>0,069</sub> Mn<sub>0,014</sub> Al<sub>1,988</sub> Si<sub>3,030</sub> O<sub>12</sub>  
x = 2,954

Alm (94,1 %), Pyr (3,1 %), Gross + And (2,3 %), Spess (0,5 %)

- Bordure : Fe<sub>2,570</sub> Mg<sub>0,092</sub> Ca<sub>0,092</sub> Mn<sub>0,003</sub> Al<sub>1,992</sub> Si<sub>3,027</sub> O<sub>12</sub>  
x = 2,948

Alm (93,2 %), Pyr. (3,3 %), Gross + Andr (3,3 %), Spess (0,2 %)

b) La biotite : (K<sub>1,621</sub> Na<sub>0,022</sub> Ca<sub>0,025</sub>) x = 1,668

(Fe<sub>4,026</sub> Mg<sub>1,011</sub> ; Al<sub>0,615</sub> Ti<sub>0,238</sub>) y = 5,890

Si<sub>5,418</sub> Al<sub>2,582</sub> O<sub>20</sub> (OH)<sub>4</sub>

\* : les points intermédiaires ne sont pas intégrés dans le calcul des deux moyennes.



Du coeur vers la bordure de ces grenats, on note :

- une légère baisse en MnO dont la teneur reste toujours très faibles. (Fig.33 et 35 ).
- un enrichissement net et brutal en CaO au niveau de la bordure (Fig.33 et 35 ).
- un rapport MgO/FeO qui reste toujours faible, ceci étant provoqué par le fort pourcentage en FeO (Fig.35 ).

La formule structurale montre toujours une légère sous saturation du site X et une petite sur saturation du site Z.

Le diagramme sur la typologie des grenats (Fig.34) fait ressortir la très grande richesse en almandin des centres et un déplacement vers le pôle calcique (gross + Andr) des bordures. Les points intermédiaires se caractérisent dans l'ensemble par des proportions en almandin, pyrope et grossulaire + andradite voisines de celles des centres.

#### b) La biotite

L'analyse moyenne montre par rapport aux échantillons DC 2 et DC 163 :

- une teneur en  $Al_2O_3$  plus faible,
- un rapport  $FeO/MgO > 7$ , deux fois supérieurs,
- une teneur en  $TiO_2$  plus importante,
- une teneur en  $K_2O$  similaire.

La formule structurale moyenne se caractérise par :

- un site Y inférieur à 6, mais néanmoins plus rempli que dans les biotites DC 2 et DC 163,
- un site X toujours inférieur à 2,
- un  $Al^{VI}$  inférieur à 1 et moins élevé que dans les échantillons DC 2 et DC 163.

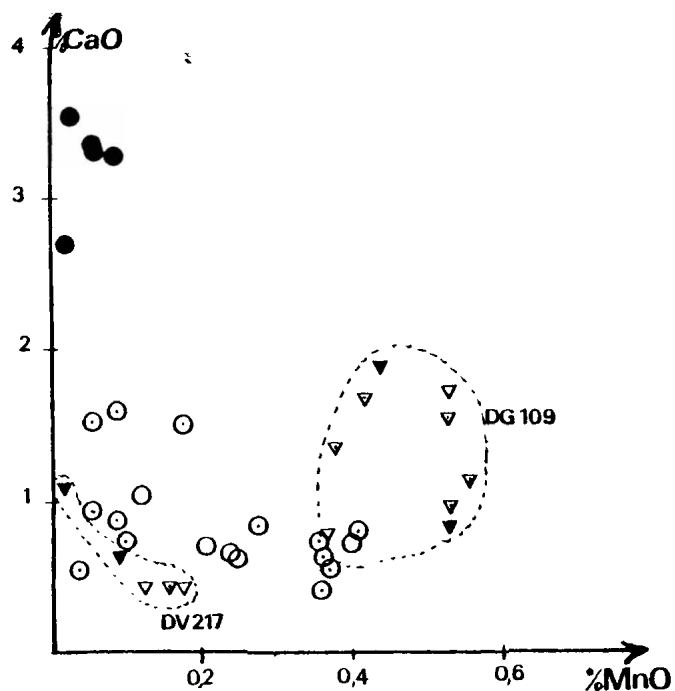
#### c) Relation roche totale - minéraux

La plus grande richesse en fer de la roche par rapport aux échantillons précédents se traduit ici par des teneurs en FeO plus élevées dans les deux principaux minéraux constitutifs (grenat et biotite). Parallèlement, on note une baisse des autres oxydes.

### 1.3.B Echantillons DV 217 et DG 109 : Collobrièrites (tableau XVII.)

#### a) Le grenat

+ Les analyses moyennes.



Ech. DR 106.

- : Centres.
- : Points intermédiaires.
- : Bordures.

Ech. DV 217 et DG 109 ( collobrièrite ).

- ▽ : Centres.
- ▽ : Points intermédiaires.
- ▽ : Bordures.

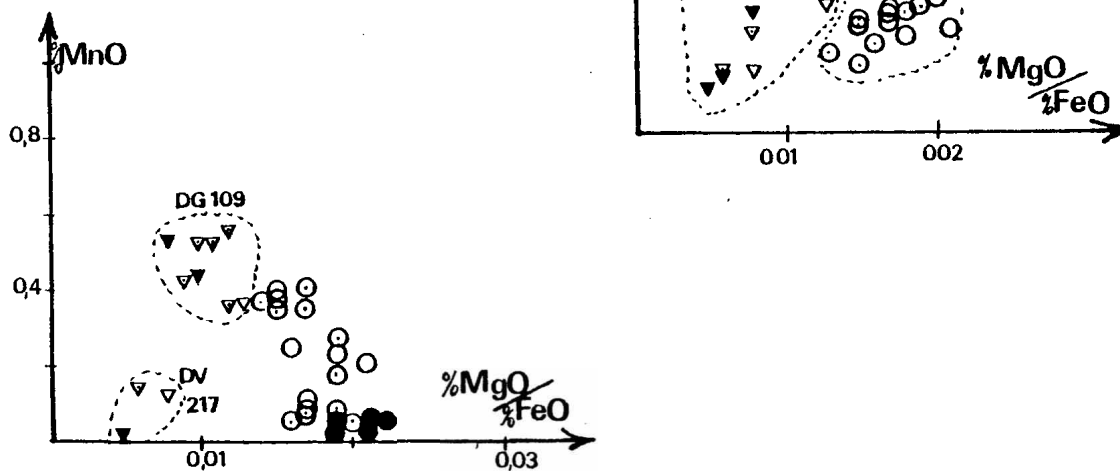


Fig 35 : DIAGRAMMES BINAIRES, VARIATIONS DE CaO, MnO ET DU RAPPORT MgO/FeO DES GRENATS; ECHANTILLONS DR 106, DV 217 ET DG 109.

De tous les grenats, ceux des Collobriérîtes sont les plus ferrifères et sont ceux qui montrent les plus faibles teneurs en CaO, MgO et MnO.

Du coeur à la bordure, les blastes de grenat des Collobriérîtes montrent une certaine homogénéité chimique. On note toutefois un léger enrichissement progressif en CaO dans un grenat de l'échantillon DG 109 et un petit appauvrissement en MnO (DV 217), (Fig.33 et 35 ).

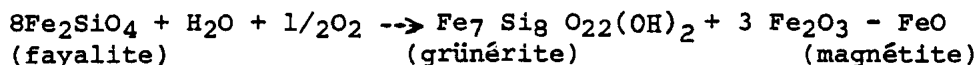
La formule structurale montre encore une légère sous saturation du site X et une petite sur saturation de Z.

Le diagramme sur la typologie des grenats (Fig.34 ) traduit l'homogénéité des grenats de la Collobriérîte avec les plus forts pourcentages en almandin dans l'échantillon DV 217.

#### b) La fayalite et la grünerite

Ces deux minéraux constituent des pôles ferrifères successivement, de la série des olivines et de la série des anthophyllites. Les minéraux analysés se rapprochent beaucoup des compositions idéales de ces deux pôles.

La grünerite se développe aux dépens de la fayalite suivant la réaction ;



et constitue par conséquent un produit rétro-morphique tardif de la fayalite.

#### c) Relation roche totale - minéraux

On notera ici que la teneur assez élevée en CaO de la roche apparaît assez exclusivement liée à l'apatite, les grenats des Collobriérîtes étant les plus pauvres en CaO des grenats analysés.

## 2) Interprétation des données sur le grenat et la biotite

### 2-1 Le grenat

#### 2.1.A La zonalité des grenats des roches pélitiques : présentation des travaux antérieurs.

Les travaux concernant les grenats des roches métamorphiques d'origine pélitique sont abondants.

- STURT (1962) met en avant que les proportions en almandin (FeO) , pyrope (MgO) , grossulaire-andradite (CaO) et spessartine (MnO) des grenats almandins dépendent du degré de métamorphisme des formations hôtes. En effet, à métamorphisme croissant, les grenats s'enrichissent en FeO et MgO et s'appauvrissent en CaO et MnO.

TABLEAU XVII : Echantillons DV 217 et DG 109

I - COMPOSITIONS CHIMIQUES EN % POIDS OXYDES

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	TOTAL	FeO/* MgO	MgO/* FeO
DV 217 Roche totale	32,04	3,76	58,80 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t		0,07	0,60	2,34	tr.	0,02	0,28	0,75	-2,22	96,44 faible	98	0,01
Grenat centre (moy. 2an)*	37,87	21,48		42,76	0,16	0,31	0,44	tr.	tr.	tr.			103,02	137,93	0,007
Grenat bor- dure (moy. 2 an)*	38,05	21,45		41,93	0,06	0,20	0,72	tr.	tr.	tr.			102,41	209,65	0,005
fayalite (moy. 3an)	31,08	tr.		70,19	0,06	0,45	tr.	tr.	tr.	tr.			101,78	156	
Grünérinite (moy. 4an)	49,86	0,41		46,91	0,07	1,55	tr.	tr.	tr.	tr.			98,80	30,26	
DG 109 Roche to- tale	20,99	3,99	70,7		0,14	0,65	3,40	tr.	0,02	0,37	1,09	-1,98	99,37	108,8	0,009
Grenat cen- tre (moy. 2 an)*	38,20	20,84		39,98	0,45	0,45	1,28	tr.	tr.	0,05			101,25	88,84	0,011
Grenat bor- dure (moy. 2 an)*	37,57	20,88		39,30	0,48	0,36	1,34	tr.	tr.	tr.			99,93	109,16	0,009
Grünérinite (moy. 2an)	50,49	0,38		42,87	0,055	3,58	tr.	tr.	tr.	tr.			97,375	11,97	

\* : en pourcentage poids oxydes.

x : les poids intermédiaires ne sont pas intégrés au calcul des moyennes.

II - FORMULES STRUCTURALES MOYENNES DES MINERAUX

1) DV 217

a) Le grenat :

centre : Fe<sub>2,848</sub> Mg<sub>0,037</sub> Ca<sub>0,038</sub> Mn<sub>0,011</sub> Al<sub>2,018</sub> Si<sub>3,018</sub> O<sub>12</sub>  
x = 2,934

Alm (97,1 %), Pyr. (1,3 %), Gross + And (1,3 %), Sp. (0,3 %)

Bordure : Fe<sub>2,80</sub> Mg<sub>0,030</sub> Ca<sub>0,062</sub> Mn<sub>0,004</sub> Al<sub>2,020</sub> Si<sub>3,039</sub> O<sub>12</sub>  
x = 2,896

Alm (96,7 %), Pyr (1 %), Gross + And (2,1 %), Spess (0,2 %)

b) La fayalite : (Fe<sub>1,931</sub> Mg<sub>0,022</sub>) Si<sub>1,023</sub> O<sub>4</sub> ; Olivine à 98,87 %  
fay. et 1,13 % Forst.

c) La grünérinite : Fe<sub>6,349</sub> Mg<sub>0,374</sub> Si<sub>8,070</sub> O<sub>20</sub> (OH)<sub>2</sub> ; grün. (94,4 %)  
; Cumm. (5,56 %).

2) DG 109

a) Le grenat :

Centre : Fe<sub>2,689</sub> Mg<sub>0,055</sub> Ca<sub>0,110</sub> Mn<sub>0,031</sub> Al<sub>1,975</sub> Si<sub>3,072</sub> O<sub>12</sub>  
x = 2,934

Alm (93,2 %), Pyr (1,9 %), Gross + And (3,8 %), Spess (1,1 %)

Bordure : Fe<sub>2,704</sub> Mg<sub>0,044</sub> Ca<sub>0,117</sub> Mn<sub>0,033</sub> Al<sub>2,005</sub> Si<sub>3,060</sub> O<sub>12</sub> ;  
x = 2,896

Alm (93,2 %), Pyr (1,5 %), Gross + And (4 %), Spess (1,3 %)

- Les grenats sont souvent zonés. Cette zonation chimique se caractérise généralement par une baisse de CaO et MnO alliée à une augmentation de FeO et MgO en allant vers la bordure des cristaux. Les auteurs lient cette zonation à un phénomène de croissance. En effet, le grenat s'équilibre au cours de sa croissance avec les changements de pression, de température et de composition chimique de la matrice. EDMUNDS et ATHERTON (1971), s'appuyant sur des traversées à la microsonde de grenats, constatent que la vitesse de croissance du cristal joue alors un rôle important ; une croissance lente se traduit par un zoning régulier, une croissance rapide par une diminution brutale de CaO et MnO à la bordure, les équilibres avec la matrice n'ayant alors pas le temps de s'établir.

La zonation peut être localement inverse sur une frange de 10 à 20  $\mu$  à la bordure. De BETHUNE et AL (1975) expliquent ces hausses périphériques en CaO et MnO par les phénomènes de diffusion. Ces derniers se produisent après la croissance du cristal quand le manganèse et le calcium libérés, incapables d'entrer dans d'autres minéraux de la roche, réentrent dans la structure cristalline du grenat.

- Les travaux de TOTEU (1981) constituent une étude très documentée sur la zonalité des grenats. Cet auteur indique en effet que dans le cas d'un polymétamorphisme, les grenats seraient de bons marqueurs des conditions tectonométamorphiques successives.

Les principales conclusions à tirer de son analyse chimicominéralogique des grenats sont les suivantes :

- L'enrichissement global du couple (Fe, Mg) et l'appauvrissement du couple (Mn, Ca) du coeur vers la bordure des grenats, traduisent le caractère prograde du métamorphisme au cours de leur croissance ;
- à pression constante, les teneurs en calcium du grenat baissent avec une élévation de température, tandis qu'à température constante, les teneurs en calcium augmentent quand la pression s'élève. Le rôle toujours essentiel de la température est plus marqué à haute pression qu'à basse pression, ce qui fait que les teneurs en calcium des grenats sont plus fortes dans les blastes ayant cristallisé dans un climat de moyenne pression que dans ceux ayant cristallisé dans un climat de basse pression.
- la baisse des teneurs en calcium est importante du coeur à la bordure du grenat, si ce dernier croît au cours d'un métamorphisme basse pression prograde.
- le rapport MgO/FeO augmente avec la température et la pression croissante.
- CYGAN et LASAGA (1982) démontrent expérimentalement que le processus de fractionnement qui provoque la zonation chimique du grenat est bien lié au changement de température.

#### 2.1.B Application aux grenats analysés

a) Hausse brutale en CaO dans la bordure des blastes de grenat de la grenatite (DR 106).

Deux hypothèses peuvent être ici émises :

- Un phénomène de diffusion tardive, au regard du schéma proposé par De BETHUNE et Al (1975) qui remarquent que de telles franges enrichies en calcium de  $10\ \mu$  sur les bordures des grenats des roches péelitiques sont très fréquentes. Ces phénomènes se produisent après la croissance du blaste et s'expliquent par la lacune de minéraux calciques dans la roche. Cela pourrait être le cas ici, où excepté un certain nombre de cristaux d'apatite, l'assemblage minéral de la grenatite à quartz et biotite est dépourvu de minéraux calciques tels des plagioclases ou des clin amphiboles. Ce phénomène de diffusion se déroulerait lors de la phase rétro-morphique.

Un tel phénomène peut être aussi envisagé dans la Collobriérite, où dans un blaste de grenat de l'échantillon DG 109, une légère augmentation de CaO est observée du coeur à la bordure.

- Au vu des travaux de TOTEU (1981), l'augmentation de CaO vers la périphérie d'un grenat pourrait être provoquée par une élévation de la pression (influence de fluides), à température constante.

b) Hypothèse quant au grenat à auréole tardive de l'échantillon

DC 2

Avant cette étude cristallogénétique des grenats, se posait la question de savoir si dans ce cas, il s'agissait d'un seul et unique grenat à croissance polyphasée où de deux générations distinctes de grenat, l'auréole tardive croissant à partir du grenat postschisteux préexistant ?

La seconde hypothèse apparaît démontrée :

- par la variation de CaO, MnO et du rapport  $MgO/FeO$  où le grenat postschisteux situé au coeur et l'auréole tardive se comportent comme deux grenats différents montrant chacun une zonation chimique normale caractéristique d'un métamorphisme prograde (TOTEU 1981)
- par le diagramme de variations des teneurs en CaO des grenats selon le type de métamorphisme de TOTEU (1981) (Fig.36):

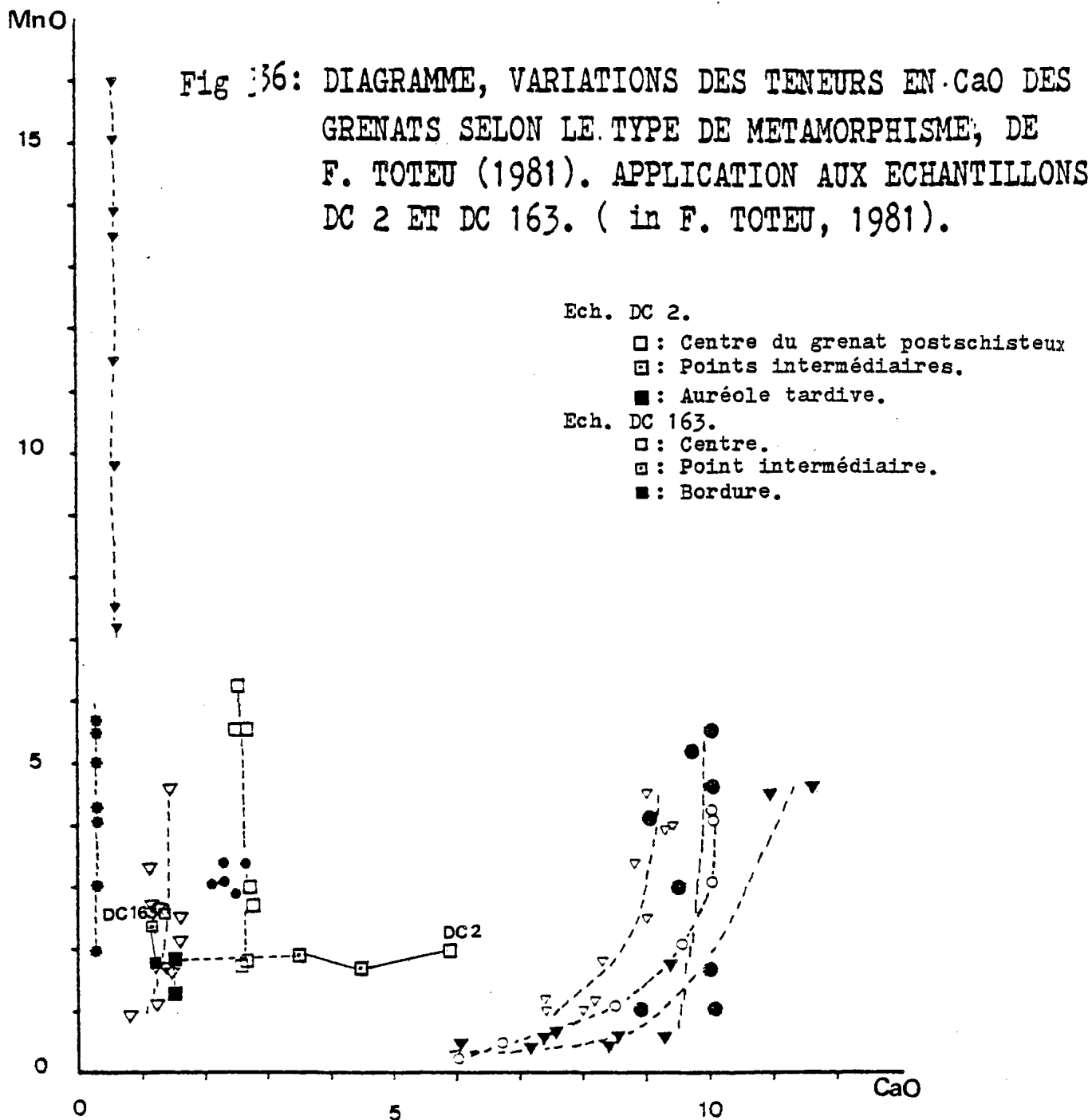
le grenat postschisteux situé au coeur se range dans le domaine des grenats de métamorphisme régional barrovien et mésozonal. Il montrerait alors une zonation normale prograde.

l'auréole tardive est caractéristique d'un métamorphisme mésozonal basse pression et montre à son tour, une zonalité normale prograde.

On distinguerait en conséquence, deux générations de grenat ayant chacune, cristallisées dans des conditions de pression différentes.

c) Grenats DC 163

Ces grenats sont plutôt caractéristiques d'un métamorphisme mésozonal basse pression avec un zoning prograde caractérisé par un fort enrichissement en fer, entraînant une baisse du rapport  $MgO/FeO$ . (cf Fig.36)



Métamorphisme régional barrovien mésozonal à catazonal : ● d'après Atherton (1968) ;  
 ○ d'après Edmund et Atherton (1971). ▽ Métamorphisme régional, d'après Okrusch (1971) ;  
 ▼ Métamorphisme épizonal de très haute pression, d'après Kurata et Banno (1974) .

Métamorphisme basse pression, mésozonal à catazonal ; □ d'après Hollister (1969) ;  
 ▽ Chenal (1976) ; ● Woodworth (1977) ; ▼ d'après Okrush (1971) ;  
 ● d'après Edmund et Atherton (1971) .

### 2.1.C Conclusions

Les grenats des formations mésozonales de Collobrières sont des grenats almandins. Ils apparaissent extrêmement ferrifères dans les grenatites et Collobrièresites avec des rapports FeO/MgO variant de 50 à 200, plus calciques et plus riches en MgO et MnO dans les micaschistes et staurotidites où ils montrent des proportions de grossulaire + andradite supérieures à 4 % et de pyrope supérieures à 8 %.

L'étude cristallographique du grenat a été plus particulièrement orientée sur les phénomènes de zonation chimique. En effet, dans le cas d'un polymétamorphisme, le grenat est un excellent indicateur des conditions métamorphiques.

Ce minéral possède, entre autres, les propriétés :

- d'avoir une composition chimique variable, capable de refléter les conditions de température et de pression,
- d'avoir un domaine de stabilité Pression - Température important,
- d'avoir un taux de diffusion interne faible, c'est-à-dire qu'il peut une fois cristallisé, garder sa composition dans des conditions différentes,
- d'apparaître dans des roches couvrant une importante gamme de composition chimique.

On a pu ainsi déceler dans la staurotidite, deux générations de grenat correspondant chacune à des conditions de pression différentes. Ceci permet d'affirmer que s'ajoutent aux phases mésozonales de moyenne pression du métamorphisme régional, une phase plus tardive de basse pression assez longue car une zonation chimique prograde est décelée dans les cristaux tardifs.

Dans les niveaux ferrifères (éch. DR 106) rien de tel n'apparaît, néanmoins une zonation chimique inverse existe. Deux hypothèses quant à sa cause sont émises :

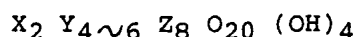
- Un phénomène de diffusion durant la phase rétro-morphique,
- Une phase tardive de haute pression, ceci apparaîtrait alors en contradiction avec les observations effectuées dans la staurotidite.

Remarque : Nous avons observé dans beaucoup de formules structurales, une tendance à sous saturation des sites X et sur saturation des sites Y. Ces caractères apparaissent habituels (TOTEU 1981). Tiennent-ils à la méthode analytique ?

### 2-2 La biotite

#### 2.2.A Problèmes généraux liés à la formule structurale des biotites

La formule générale des micas s'écrit :





avec  $X = K, Na \text{ et } Ca$

$Y = (Fe^{2+}, Mg, Mn) \text{ et } (Al^{VI}, Fe^{3+}, Ti)$

$Z = Si, Al^{IV}$

OKI (1961) distingue deux grands groupes moléculaires de micas, en se basant sur les proportions de Si et de Al en position tétraédrique.

1) Le groupe moléculaire Eastonite (Sidérophyllite : équivalent ferrifère)

- Titanoeastonite :  $K_2 Mg_{5,5} Ti_{0,5} Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$   
(Titanosidérophyllite :  $K_2 Fe_{5,5} Ti_{0,5} Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$ )

- Eastonite :  $K_2 Mg_5 Al Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$   
(Sidérophyllite :  $K_2 Fe_5 Al Si_5 Al_3 O_{20} (OH)_4$ )

2) Le groupe moléculaire phlogopite (Annite: équivalent ferrifère) - Muscovite

- Phlogopite :  $K_2 Mg_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$   
(Annite :  $K_2 Fe_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$ )

- Muscovite :  $K_2 Al_4 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$

- Ferrimuscovite :  $K_2 Fe_4^{3+} Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$

OKI met donc dans un même groupe la phlogopite (mica trioctaédrique) et la muscovite (mica dioctaédrique). Peut-on réellement envisager qu'il existe alors, tous les intermédiaires entre la muscovite et la phlogopite ?

- Dans la formule générale de la muscovite, la substitution de  $Al^{VI}$  par Mg, aboutissant à la phengite s'effectue suivant le modèle ;

musco :  $K Al_2 Si_3 Al O_{10} (OH)_2$   
(phengite) :  $K Al_{2-x} Mg_x Si_{3+x} Al_{1-x} O_{10} (OH)_2$

Si sera toujours supérieur à 3, après cette substitution

- Pour la phlogopite, la substitution de Mg par  $Al^{VI}$ , aboutissant à l'eastonite s'effectue suivant le modèle ;

phlogopite :  $K Mg_3 Si_3 Al O_{10} (OH)_2$   
(eastonite) :  $K Mg_{3-x} Al_x Si_{3-x} Al_{1+x} O_{10} (OH)_2$

Si sera toujours inférieur à 3 après cette substitution.

- Il ne peut donc pas exister de série muscovite - phlogopite (annite), et la classification de OKI apparaît être à abandonner.

ROBERT (1976) a déterminé expérimentalement l'ensemble des compositions possibles des micas trioctaédriques (biotites) dans le système  $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . Il a ainsi montré que ces compositions peuvent s'exprimer par la formule générale suivante :  
 $K_2(Mg_{6-x-y} Al_x \square_y) (Si_{6-x+2y} Al_{2+x-2y}) O_{20} (OH)_4$  où  $\square$

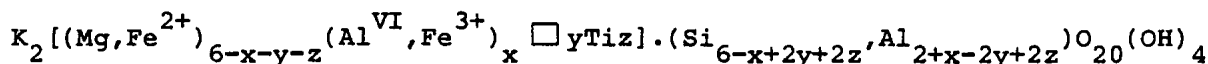
représente une vacance octaédrique. Ceci constitue donc en fait, trois sortes de substitution :

- $y = 0$ ,  $Mg, Si \rightleftharpoons Al^{VI}, Al^{IV}$
- $x = 0$ ,  $Al_2, Mg \rightleftharpoons Si_2, \square$
- $x = 2y$  (possibilité théorique),  $Mg_3 \rightleftharpoons Al^{VI}, \square$

Ce même auteur (1976) fait aussi une détermination expérimentale de la solubilité de Ti. Il montre que la fixation de  $Ti^{4+}$  dans la structure de la phlogopite, suit le modèle de substitution suivant :

- $2 Si, Mg \rightleftharpoons Al^{IV}, Ti$

Donc le titane se substitue à Mg dans les sites octaédriques et ne se remplace pas  $Si^{4+}$  dans les sites tétraédriques. Ces constatations permettent à ZUSSMANN (1979) de compléter la formule de ROBERT par l'inclusion de la substitution de Ti. Nous rajoutons ici les substitutions possibles de  $Mg^{2+}$  par  $Fe^{2+}$  et de  $Al^{VI}$  par  $Fe^{3+}$ , la formule générale s'exprime alors de la manière suivante :



Application de la formule générale de ROBERT aux formules structurales des biotides analysées.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 22 oxygènes. Le fer a été dosé en totalité sous forme de  $FeO$ . Aucune méthode de calcul ne s'est avérée valable pour la différenciation  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , en conséquence tout le fer est intégré sous forme de  $Fe^{2+}$  dans la formule structurale.

Nos formules structurales de biotite montrent toutes, sans exception, une sous saturation du site Y ( $Y < 6$ ). En conséquence, si on applique la formule de ROBERT, nous aurons des sites vacants dont les valeurs successives (moyennes) seront, DC 2 ( $\square$  0,264), DC 163 ( $\square$  0,356) et DR 106 ( $\square$  0,110) .

On s'aperçoit alors que la formule de ROBERT ne confirme pas l'ensemble des valeurs de nos formules, Si devrait être plus faible et  $Al^{IV}$  plus fort. On peut l'expliquer partiellement par :

- la méthode analytique,
- la sous saturation du site X qui pourrait apporter des modifications dans la formule.

Il faut également noter que la non connaissance de  $Fe^{3+}$  nous empêche de donner x, de façon précise.

## 2.2.B Cristallochimie des biotites analysées

### a) Typologie

Le diagramme de FORSTER (1960), souvent utilisé ne peut s'appliquer aux biotites des formations de Collobrières, il nécessite en effet la connaissance de  $Fe^{3+}$  dans la formule structurale.

Néanmoins le diagramme Fig.37 (in DEER et al 1967) type les biotites en ne considérant que la proportion de Si dans la formule structurale et le rapport  $Fet/Fet+Mg$ . Ce diagramme montre ainsi que les biotites étudiées sont intermédiaires entre les séries annite-phlogopite et eastonite-sidérophyllite. La richesse en fer des biotides de l'échantillon DR 106 les situe nettement à proximité du joint annite-sidérophyllite.

Toutes les biotites se caractérisent par des teneurs élevées en alumine, les rapprochant du pôle sidérophyllite.  $Al_2O_3$  varie de 16,6 % à 17,8 % pour les biotites des grenatites ferrifères et est supérieur à 20 % dans les biotites des micaschistes et des staurotidites. Ces valeurs correspondent à celles données par GAGNY (1968) pour les biotites des roches métamorphiques d'origine grauwackeuse et pélitique (Fig.37).

#### b) Liaison cristallogénie - métamorphisme

##### - Le déficit de charge de la couche interfoliaire (X)

Il est assez marqué dans l'ensemble des biotites analysées ; X varie de 1,34 à 1,88. ZAKRUTKIN et GRIGORENKO (1968) montrent qu'il s'agit d'une des caractéristiques fondamentales des biotites des faciés schistes verts et amphibolite du métamorphisme. Pour ces auteurs, seules les biotites du granulite faciés contiennent suffisamment de potassium pour aboutir à la charge maximale  $X = K = 2$ . En conséquence la sous saturation du site X de nos biotites est à mettre en parallèle avec le métamorphisme mésozonal affectant les roches hôtes.

##### - Le titane

ZAKRUTKIN et GRIGORENKO (1968) et surtout ROBERT (1976) constatent comme phénomène général, l'augmentation de la teneur du titane des biotites avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme ; ceci s'explique par la substitution :  $2 Si, (Fe, Mg) \rightleftharpoons 2 Al^{IV}, Ti^{4+}$ .

ROBERT (1976) montre que si l'élévation de la température augmente la solubilité du titane, l'élévation de la pression renverse la tendance. En conséquence, les biotites riches en titane seraient caractéristiques d'un métamorphisme de haute température et de moyenne pression.

Les biotites analysées sont reportées dans le diagramme K en fonction de Ti (figure 38a) de ZAKRUTKIN et GRIGORENKO, valable pour l'ensemble des roches métamorphiques. Elles tombent toutes dans le domaine des biotites caractéristiques de l'amphibolite faciés.

On remarque sur ce diagramme une augmentation de Ti des biotites dans la grenatite ferrifère par rapport aux "micaschistes" et staurotidites.

ZAKRUTKIN et GRIGORENKO (1968) et ROBERT (1976) démontrent que la solubilité du titane semble plus élevée avec la présence de fer abondant. On peut le constater dans les biotites étudiées où celles des faciés ferrifères (grenatites à quartz et biotite de Rascas) sont nettement plus titanifères que celles des micaschistes et staurotidites (Fig.38b)

Par contre, ZAKRUTKIN et GRIGORENKO précisent que la richesse en titane des biotites n'est pas liée à la richesse en titane des roches hôtes. Ceci est confirmé ici où dans la staurotidite DC 2, pour une teneur de 1,74 % en  $TiO_2$  la biotite contient 1,60 % de  $TiO_2$  (moyenne) et dans la grenatite DR 106 où pour une teneur de 0,94 % de  $TiO_2$ , la biotite montre un pourcentage en  $TiO_2$  de 2,02 % en moyenne. (Tableaux XIV et XVI).

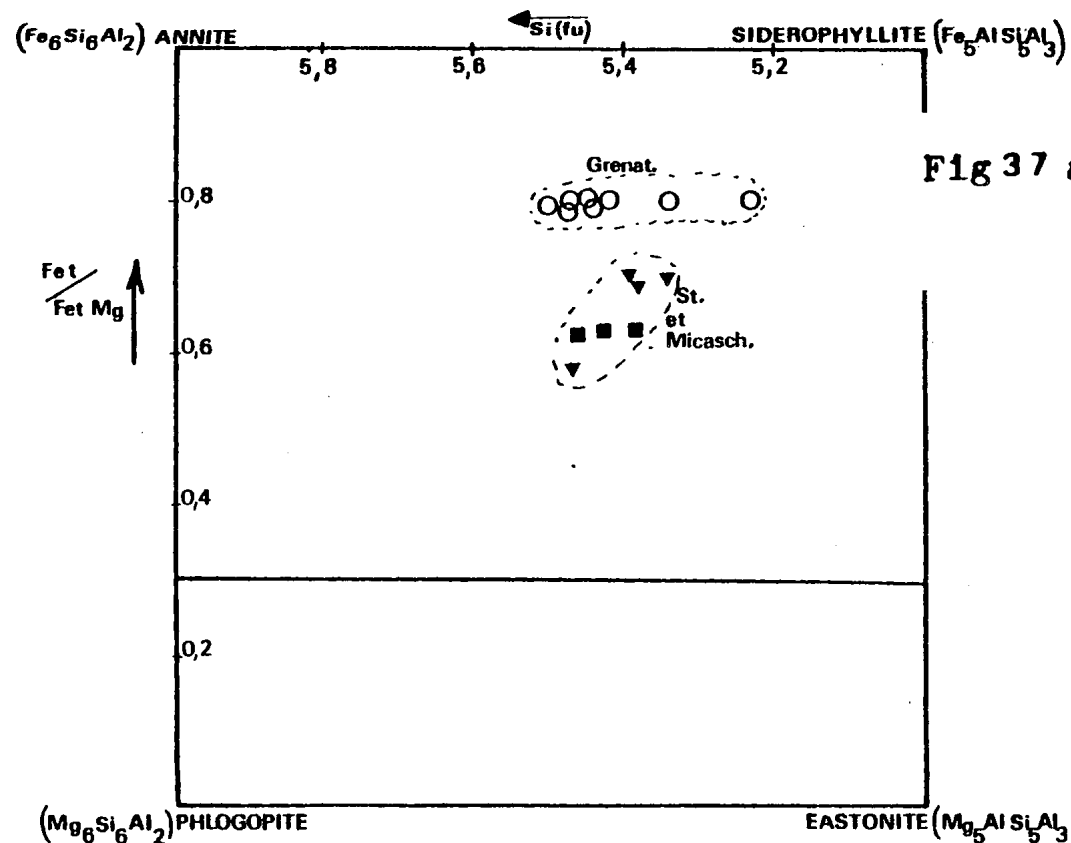


Fig 37 a: TYPOLOGIE DES BIOTITES, DIAGRAMME DE DEER, HOWIE, ZUSSMAN (1967).

- DR106 grenatite
- ▼ DC 163 staurotidite
- DC 2 micaschiste

-135a-

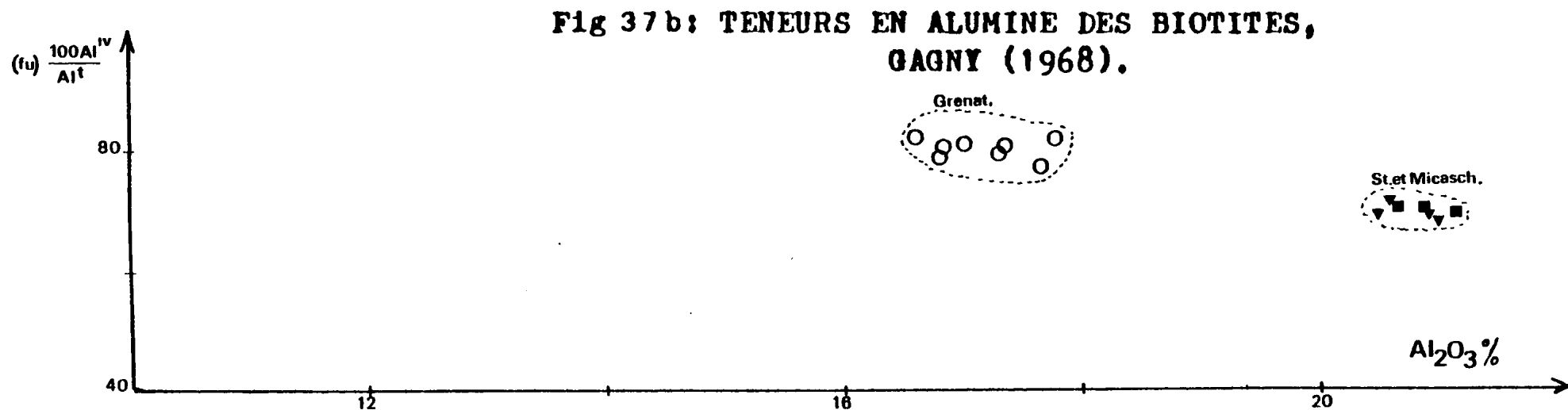


Fig 37 b: TENEURS EN ALUMINE DES BIOTITES, GAGNY (1968).

-135b-

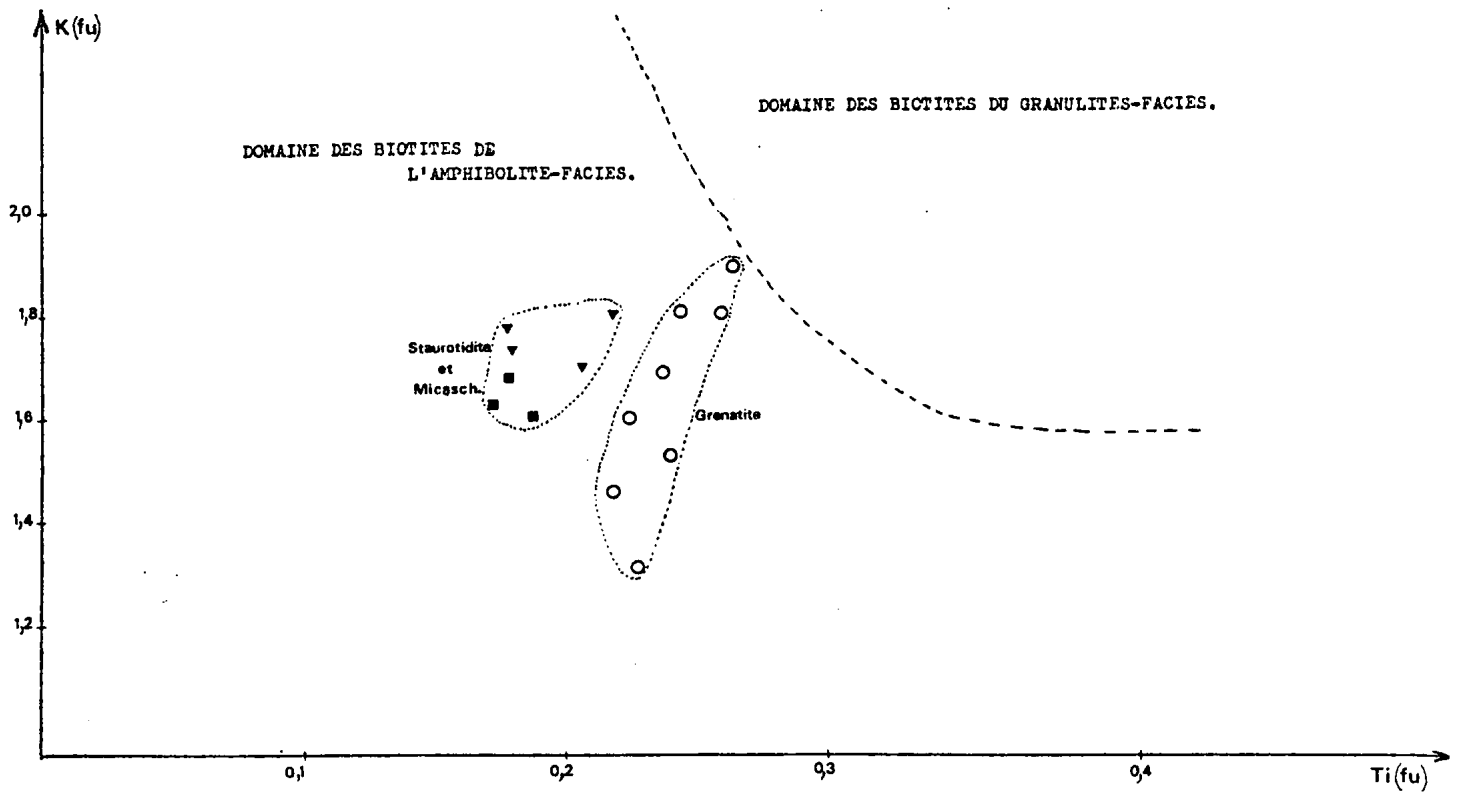


Fig 38a: ABONDANCE DE K ET Tl DANS LES BIOTITES. SA SIGNIFICATION VIS AVIS DE L'INTENSITE DU METAMORPHISME, V.V.ZAKRUTKIN; M.V.GRIGORENKO (1968).

- DR 106
- ▼ DC 163
- DC 2

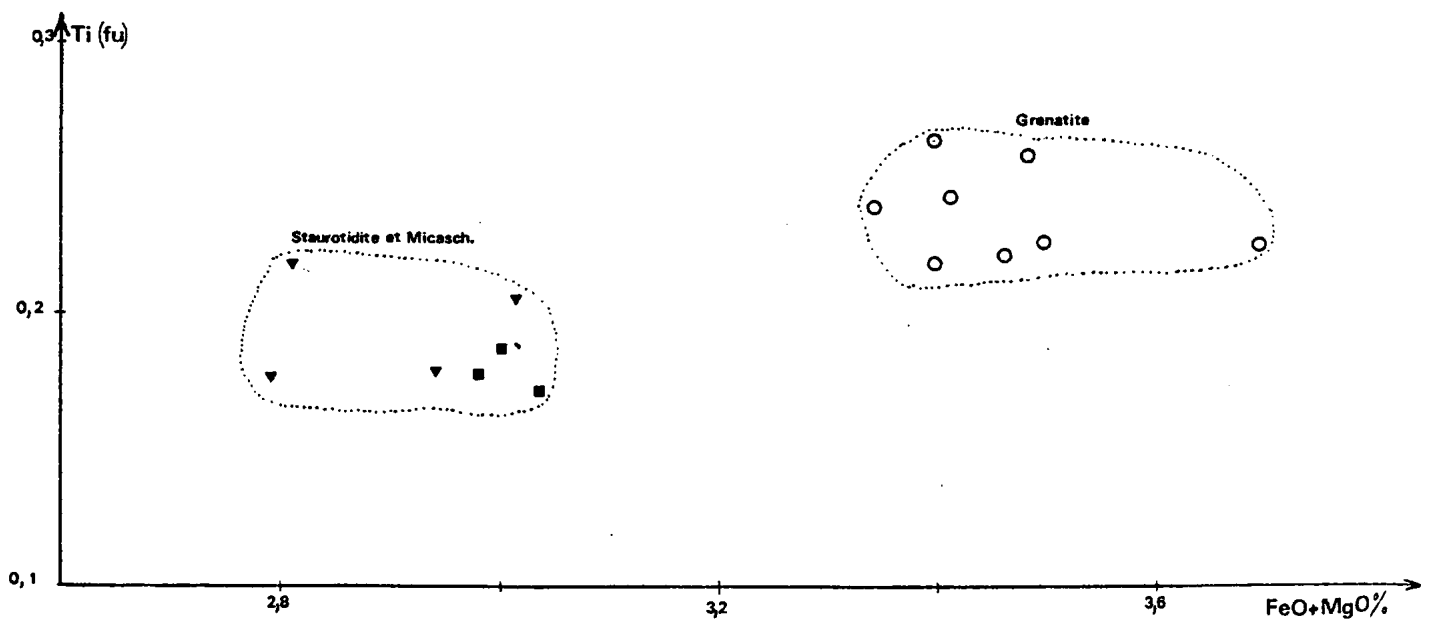


Fig 38 b: CORRELATION FERRO-MAGNESIENS - TITANE DANS LES BIOTITES, V.V.ZAKRUTKIN ET MV GRIGORENKO (1968).

## 2.2.C Conclusions

De l'ensemble des données chimiques sur les biotites des formations de Collobrières, il ressort les faits suivants :

- elles représentent des biotites ferrifères intermédiaires entre les séries sidérophyllite - eastonite et annite - phlogopite, généralement assez riches en alumine,
- les biotites des grenatites ferrifères sont plus riches en fer et en titane et moins riches en aluminium que les biotites des "micaschistes" et staurotidites

La concentration plus importante en titane dans les biotites des faciés ferrifères s'explique par une plus grande solubilité de cet élément avec la présence du fer.

Les formules structurales se caractérisent :

- par une sous saturation de la couche interfoliaire (site X) dans toutes les biotites analysées, ceci apparaît être en accord avec les conditions d'un métamorphisme mésozonal ;
- par une sous saturation du site Y ( $Y < 6$ ) entraînant la présence d'un site vacant . Ce dernier présente une valeur moins importante dans les biotites de la grenatite ferrifère.

## II - METAMORPHISME

Sur le flanc occidental du massif des Maures, l'intensité du métamorphisme croît d'Ouest en Est, depuis le domaine des schistes et quartzophyllades épizonaux, jusqu'à celui des migmatites catazonales.

Les formations étudiées, micaschistes de Collobrières et concentrations en fer intercalées, gneiss de Bormes et micaschistes orientaux se situent tous en position intermédiaires, ils ont subi un métamorphisme mésozonal.

### 1) Choix des minéraux caractéristiques

Les micaschistes des Maures occidentales constituent des roches de nature pélitique. Les études théoriques, WEISBROD (1970), permettent de retenir comme constituants chimiques caractéristiques les éléments Al, K, Fe et Mg.

En effet, Si est toujours en excès dans les roches pélitiques

Na entre dans la constitution d'un seul minéral, l'albite, et de ce fait, ne participe pas aux réactions.

Ca est présent en très petite quantité, il forme principalement l'apatite, l'excédent se joignant à Na pour donner l'oligoclase.

Ti, P, Mn sont des constituants mineurs.

Il suffit donc, d'ajouter le quartz et l'albite ou l'oligoclase aux associations. Les constituants Al, K, Fe et Mg rentrent dans la composition des minéraux caractéristiques suivants : la biotite, la muscovite, le grenat l'almandin, la staurotide, la fayalite (rétromorphose en grünérite, dans milieux ferrifères), l'andalousite, le disthène et le (chloritoïde).

## 2) Le métamorphisme mésozonal dans les micaschistes

SEYLER (1975) a fait une étude détaillée des associations minérales du métamorphisme progressif des micaschistes de nature pélitique des Maures occidentales. La présente étude reprend une grande partie de ces résultats.

### 2-1 Les associations minérales

#### 2.1.A Paragénèses mésozonales

Le métamorphisme mésozonal se traduit dans les micaschistes par les quatre associations minérales suivantes (+ quartz + plagioclase) :

- biotite + muscovite
- biotite + muscovite + almandin
- biotite + muscovite + staurotide
- biotite + muscovite + almandin + staurotide

Dans la mésozone, SEYLER (1975) distingue deux sous zones, les sous zones à staurotide - andalousite et staurotide - disthène délimitées par l'isograde andalousite → disthène.

On peut affirmer que les micaschistes situés à l'Est des gneiss de Bormes appartiennent à la sous zone à disthène puisque ce minéral y est observé. Pour les micaschistes occidentaux l'absence totale de silicate d'alumine dans nos observations représente un handicap. SEYLER a néanmoins observé de l'andalousite dans les niveaux de micaschistes de la Sauvette et de Cros de Mouton ainsi que du disthène dans les micaschistes situés sur la bordure occidentale des gneiss de Bormes, à savoir dans les micaschistes bicolores. Ces observations permettent à cet auteur de préciser la position de l'isograde "andalousite → disthène" qui coïncide avec le changement de coloration des micaschistes qui perdent leur teinte bleue foncée (due aux poussières ferrotitanées). Ceci apparaîtrait par conséquent, en accord avec les observations de terrains où la cristallinité élevée des micas dans les micaschistes bicolores nous a fait envisager qu'ils correspondaient à un équivalent plus métamorphique des micaschistes bleus et blancs susjacentes.

#### 2.1.B Réactions et isogrades principaux (Fig.41)

Le métamorphisme mésozonal se caractérise dans les micaschistes des Maures occidentales par la présence quasi constante de la staurotide. Ce sont d'ailleurs les isogrades " + staurotide" et "- chlorite" qui marquent le début du stade moyen sur la carte des isogrades de SEYLER (1975), (Fig.39).

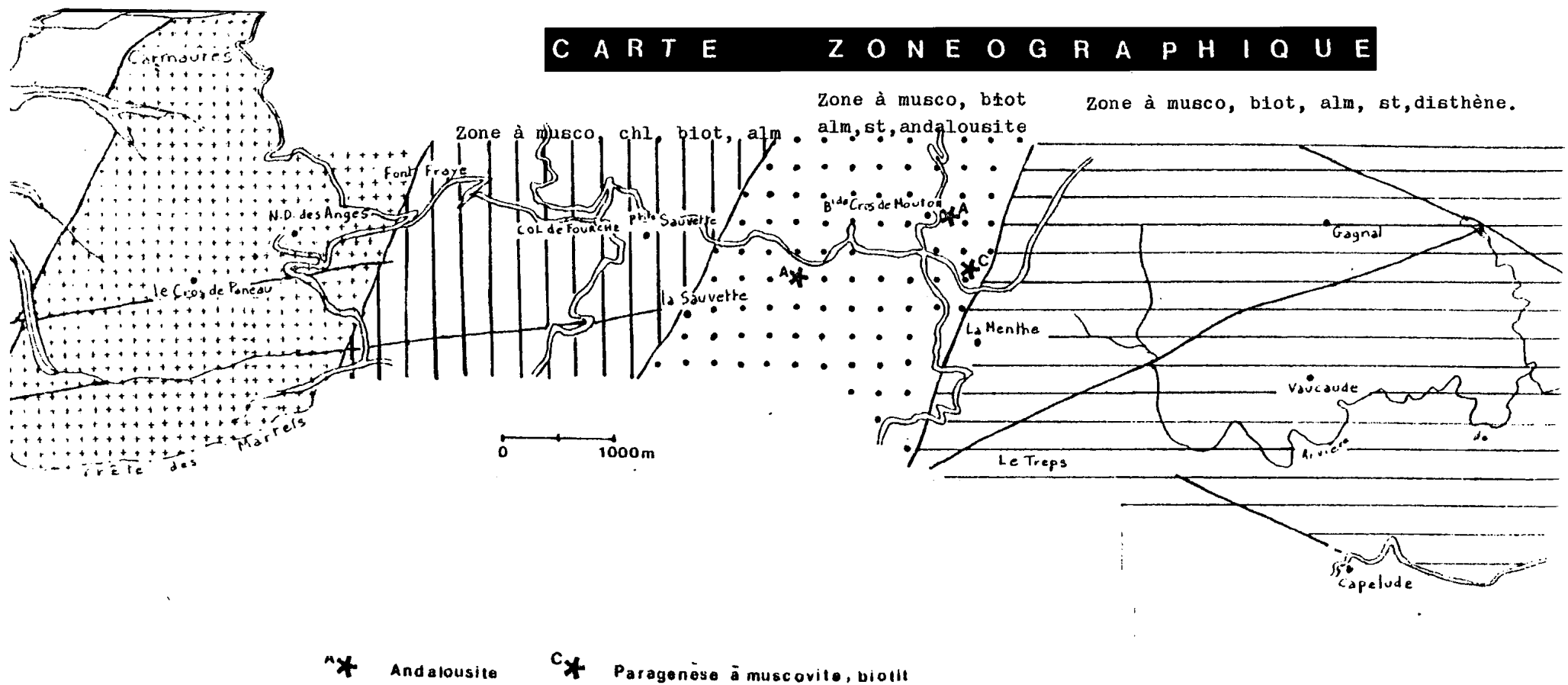


FIG 39 : EXTRAIT DE LA CARTE ZONEOGRAPHIQUE DU NORD DU SECTEUR ETDIE,  
SITUATION DES SOUS ZONES A ANDALOUSITE ET DISTHENE DU METAMORPHISME  
MESOZONAL, d'après M.SEYLER.



La staurotide, dans les niveaux peu ferrifères ( $Mg/(Mg+Fe) > 0,4$ ), se forme aux dépens de la muscovite et de la chlorite suivant la réaction :

1) Muscovite + chlorite  $\rightarrow$  staurotide + biotite + quartz +  $H_2O$  de HOSCHECK (1969)

Les conditions d'équilibre sont les suivantes :

- 7kb ;  $565^\circ C \pm 15^\circ C$
- 4kb ;  $540^\circ C \pm 15^\circ C$

Mais dans l'ensemble, les micaschistes de Collobrières présentent des rapports  $Mg/(Mg+Fe) < 0,4$  de l'ordre de 0,25 à 0,35 et peuvent être classés comme formations riches en fer. Les analyses à la microsonde révèlent de plus, que les staurotides analysées dans les formations de Collobrières sont riches en fer ( $Fe/Fe+Mg = 0,88$  en moyenne). Il en est de même pour le chloritoïde ( $Fe/Fe+Mg = 0,89$ , éch. DC 163).

On peut donc penser dans ce cas, que la staurotide Fe se forme en l'absence de muscovite aux dépens du chloritoïde, suivant la réaction :

(2)  $8Fe$  chloritoïde +  $10 Al_2SiO_5 \rightarrow 2Fe$  staurotide + 3 quartz + 4  $H_2O$   
déterminée expérimentalement dans un système Fe - Al - Si - O - H par RICHARDSON (1968). Cette réaction s'effectue dans les conditions suivantes :

- 5kb  $\approx 540^\circ C$
- 3kb  $\approx 523^\circ C$

pour des conditions de fugacité d'oxygène définies par le tampon quartz - fayalite - magnétite.

Il faut ici noter que dans l'échantillon DC 163 où le chloritoïde et la staurotide sont rencontrés à l'équilibre, on observe un décalage très infime entre les rapports  $Fe/Fe+Mg$  des deux minéraux :

- $Fe/Fe+Mg$  chloritoïde = 0,892
- $Fe/Fe+Mg$  staurotide = 0,891

A ce propos, on peut expliquer la présence de staurotide et de chloritoïde à l'équilibre dans une roche ayant été affectée par un métamorphisme dont les conditions sont légèrement supérieures à celles relatées par la réaction (2), par un déficit de  $Al_2SiO_5$  (on n'observe pas de silicate d'alumine dans l'échantillon DC 163). L'association staurotide-chloritoïde - (quartz) peut dans ce cas être maintenue à des températures légèrement supérieures à celles définies par RICHARDSON. Néanmoins, le chloritoïde doit se situer dans l'échantillon DC 163, à la limite supérieure de sa stabilité.

L'almandin apparaît dans les roches de nature pélitique des Maures, à la fin de l'épizone. Deux réactions sont mises en avant par SEYLER.

3)  $3$  chloritoïde +  $6$  chlorite +  $6$  quartz  $\rightarrow 6$  almandin +  $15 H_2O$   
de THOMPSON et NORTON (1968) in WINKLER (1980)

4) chlorite (Fe) + quartz  $\rightarrow$  almandin + chlorite (Mg)

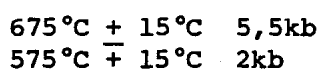
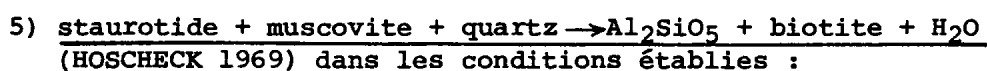
SEYLER démontre la possibilité de la réaction (4) par la disparition des chlorites ferrifères vertes tandis que se forment des chlorites vert pâle,

peu biréfringentes à allongement négatif. Dans les roches riches en fer, on verra que l'almandin se forme à partir de chlorite Fe dans des conditions différentes.

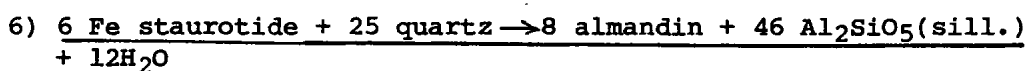
La muscovite est présente dès le début de l'épizone. Dans les compositions des roches étudiées, la biotite se forme dans le domaine de température cerné par WINKLER. L'isograde d'apparition de la biotite est tracé (fig.41 )

Si le début de la mésozone est marqué par l'apparition de la staurotide, la fin de la mésozone et le début de la catazone se caractérisent par la disparition de la staurotide et l'apparition de sillimanite (isograde disthène → sillimanite).

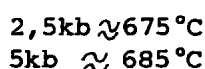
Dans les niveaux peu ferrifères ( $Mg/Mg+Fe > 0,4$ ), la disparition de la staurotide s'effectue suivant la réaction :



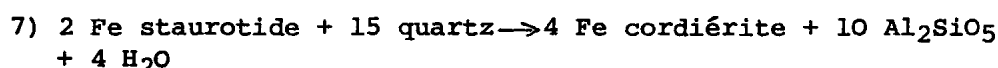
Dans les niveaux plus riches en fer, en l'absence de muscovite, la staurotide disparaît suivant la réaction de RICHARDSON (1968) :



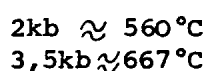
Conditions établies à :



A basse pression, la staurotide se transforme en cordiérite suivant la réaction (RICHARDSON) :



Conditions établies à :



Les paragenèses caractéristiques des sous zones à andalousite et disthène du métamorphisme mésozonal sont présentées dans les deux diagrammes AFM. Fig.40.

Les isogradés caractérisant l'apparition de la biotite (WINKLER), de l'almandin (WINKLER) et définissant le domaine de stabilité de la staurotide (HOSCHECK et RICHARDSON) sont placés dans le diagramme P, T, Fig.41 . On a aussi reporté le gradient géothermique moyen des Maures, selon SEYLER.

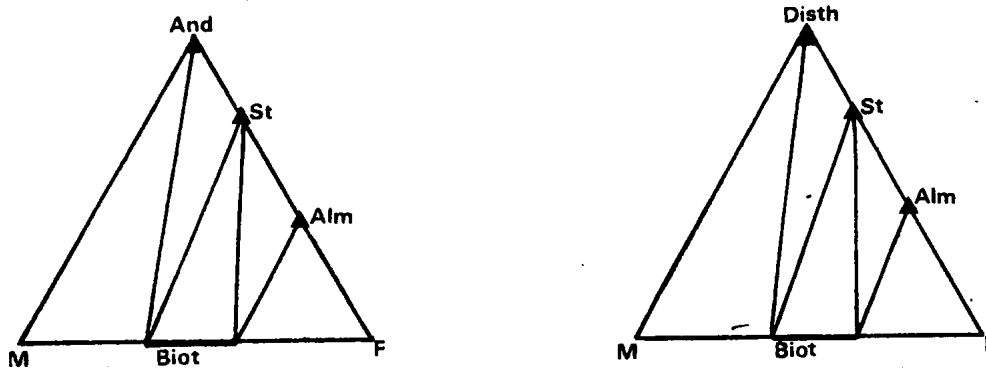


Fig 40: PARAGENÈSES MINÉRALES DES MICASCHISTES DE COLLOBRIÈRES, SOUS ZONES À ANDALOUSITE ET DISTHÈNE DU MÉTAMORPHISME MÉSOZONAL. DIAGRAMMES A.F.M.

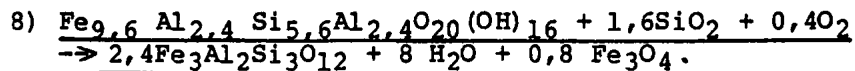
### 3 - Le métamorphisme des niveaux riches en fer

#### 3-1 Domaines de stabilité des minéraux

Les isogrades correspondant à la formation et à la disparition des minéraux fondamentaux vont être définis dans le diagramme Pression, Température (Fig.41) pour une fugacité d'oxygène définie par le "tampon" quartz - fayalite - magnétite. Ce qui, dans un premier temps, apparaît normal, ces trois minéraux étant constitutifs de l'assemblage minéral de la Collobrièrite.

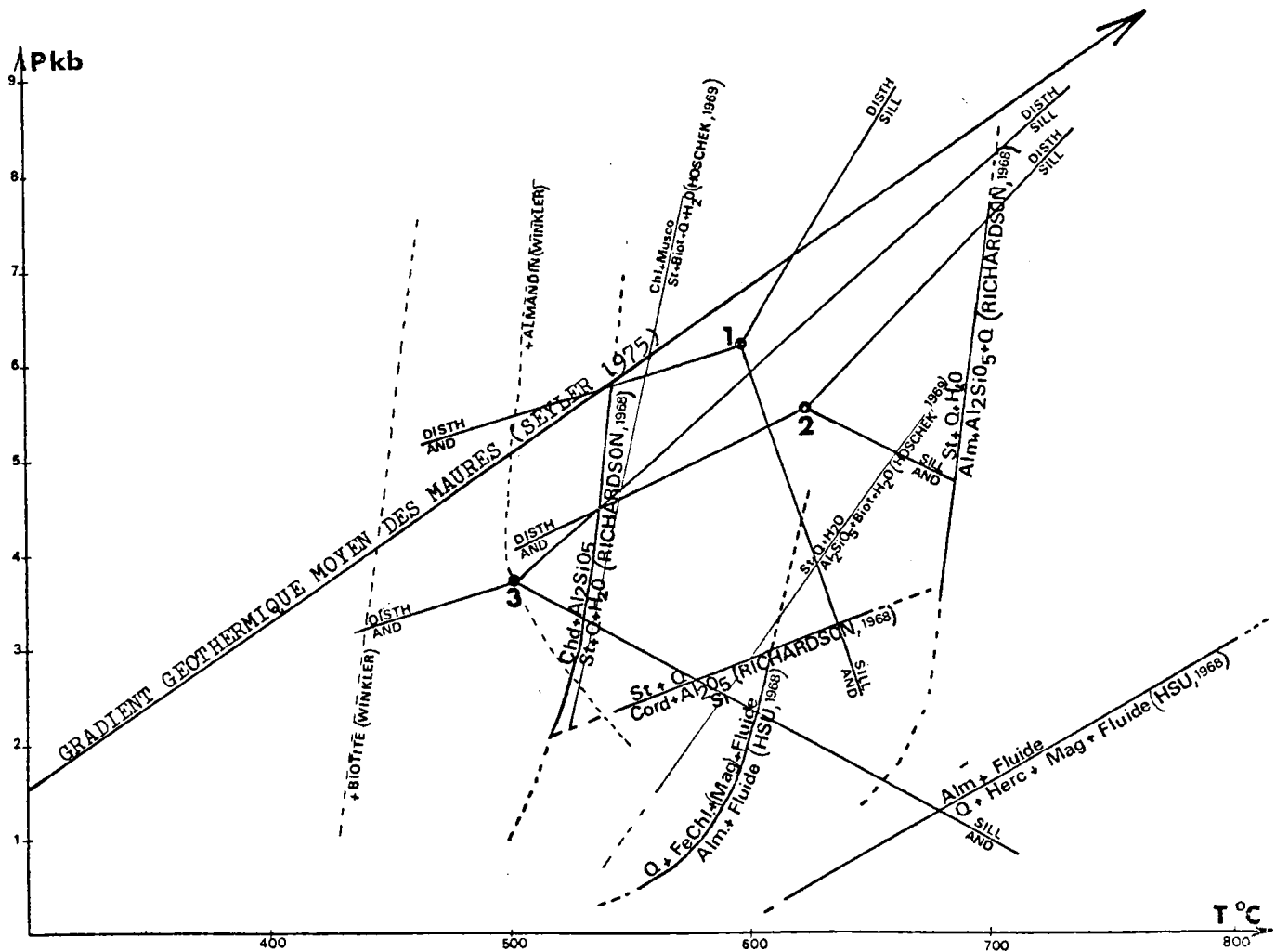
##### 3.1.A Le grenat almandin

Dans les milieux ferrifères tels que les grenatites et la Collobrièrite, l'almandin se forme à partir d'un mélange de quartz et de chamosite.



D'après HSU (1968), la formation d'almandin à partir de chlorite Fe dans un système Al, Fe, Si, OH, pour une fugacité d'oxygène définie par le tampon quartz - fayalite - magnétite se produit dans les conditions suivantes :

610°C à 3kb  
580°C à 1kb



ABREVIATIONS

ALM : Almandin.  
BIOT : Biotite.  
CHL : Chlorite.  
MAG : Magnétite.  
MUSCO : Muscovite.  
Q : Quartz.  
St : Staurotide.  
CHD : Chloritoïde.  
CORD : Cordiérite.  
DISTH : Disthène.  
SILL : Sillimanite.  
AND : Andalousite.

POINTS TRIPLES.

1 : ALTHAUS.  
2 : RICHARDSON.  
3 : HOLDAWAY.

LA STABILITE DE LA STAUROTIDE (RICHARDSON S, 1968 et HOSCHEK, 1969)  
ET LA STABILITE DE L'ALMANDIN (HSU LC, 1968) SONT DONNEES POUR  
 $f_{O_2}$  DEFINIE PAR LE TAMPON QUARTZ-FAYALITE-MAGNETITE.

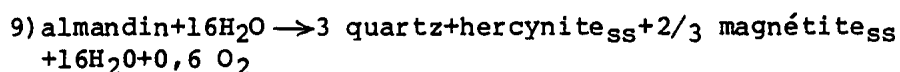
Fig 41 : DIAGRAMME  $P_t (=P, H_2O)$ , TEMPERATURE; ISOGRADÉS PRINCIPAUX  
DU MÉTAMORPHISME DES ROCHES D'ORIGINE PELITIQUE ET DES  
NIVEAUX RICHES EN FER DU GROUPE DE COLLOBRIÈRES.

La chlorite Fe de HSU de composition  $\text{Fe}_{4,5-4,0} \text{Al}_{3,0-4,0} \text{Si}_{2,5-2,0} (\text{O}, \text{OH})_{18}$  montre des rapports  $\text{Fe}/\text{Al}$  variant de 1 à 1,5 et  $\text{Si}/\text{Al}$  variant de 0,5 à 0,8 qui sont inférieurs à ceux de la chamosite ( $\text{Fe}/\text{Al} = 2$  et  $\text{Si}/\text{Al} = 1,16$ ). L'apparition de l'almandin dans les grenatites et la Collobriérîte a pu donc s'effectuer dans des conditions différentes de celles données par HSU.

Cet auteur montre expérimentalement que l'almandin reste stable jusqu'aux conditions P, T :

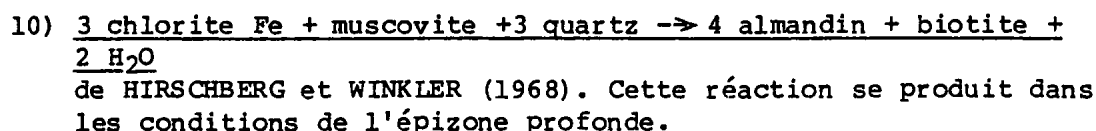
796°C à 3kb  
658°C à 1kb,

où il disparaît suivant la réaction :



Le domaine de stabilité de l'almandin défini par HSU est donné Fig.41

Il faut signaler ici que dans un système avec  $\text{K}_2\text{O}$  en plus, l'almandin peut se former à partir de chlorite Fe en présence de muscovite suivant la réaction :



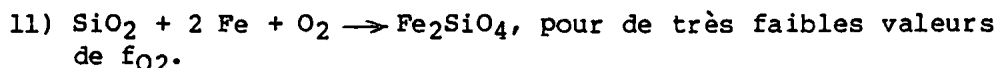
### 3.1.B La staurotite

La staurotite apparaît dans quelques grenatites mais surtout dans la staurotidite, roche associée à la grenatite à quartz et chlorite de Cros de Mouton (concentration en fer de type n°2). Les staurotides de ces niveaux sont assez ferriques ( $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} = 0,89$  à comparer avec  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} = 0,80$  calculé à partir d'une formule structurale moyenne de 20 spécimens, donnée par GRIFFEN et RIBBE (1973).

Le domaine de stabilité de telles staurotides est donnée Fig.41, où sont reportés les isogrades correspondant aux réactions (2), (6) et (7) de RICHARDSON (cf. § 2.1.B, II ch. IV).

### 3.1.C La fayalite

La fayalite, rencontrée dans la Collobriérîte, se forme suivant la réaction :



Si la température joue un rôle important, la pression totale (= pression des fluides) est négligeable sur les conditions de cette réaction. La formation de la fayalite suivant la réaction (11) dépend en priorité de la fugacité d'oxygène dans le milieu ambiant. La réaction (11) forme un tampon de la fugacité d'oxygène du métamorphisme ( $f_{\text{O}_2}$  très faibles).

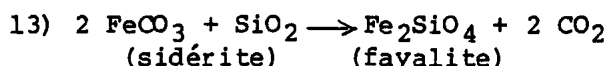
Il en est de même, pour la réaction de disparition (12) de la fayalite qui correspond à des  $f_{O_2}$  assez élevées.



Le domaine de stabilité T,  $f_{O_2}$  de la fayalite se situe par conséquent entre les deux tampons correspondant aux réactions (11) et (12) (Fig. 42 ).

La fayalite, la magnétite et plus rarement le quartz sont présents dans la Collobrière, cela nous donne des conditions de  $f_{O_2}$  proches du tampon fayalite - quartz - magnétite. On verra par la suite que les conditions de fugacité d'oxygène interviennent pour la stabilité de certains minéraux du métamorphisme, tels le grenat et la biotite.

La fayalite peut se former, comme nous l'avons envisagé pour le minerai de Collobrières, à partir d'un mélange initial riche en sidérite. La réaction est alors la suivante :



La réaction (13) dépend fortement de la teneur en  $\text{CO}_2$  dans la phase fluide. Le rôle de  $\text{CO}_2$  sera étudié ci-dessous dans la section sur le rôle des fluides.

### 3-2 Le rôle des fluides

Les influences de  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  et  $\text{S}_2$  vont être successivement analysées sur les domaines de stabilité de minéraux caractéristiques des formations étudiées.

#### 3.2.A Influence de $\text{H}_2\text{O}$ : application à la réaction de formation de l'almandin de HSU

Les diagrammes P,T qui donnent les domaines de stabilité des minéraux, sont tous établis pour  $P = P_{\text{H}_2\text{O}}$ , or  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  dans des roches naturelles peut être moindre que sa valeur dans les systèmes expérimentaux étudiés. On arrive dans le cas où  $P_{\text{H}_2\text{O}} < P$  solides, ceci se produit notamment quand :

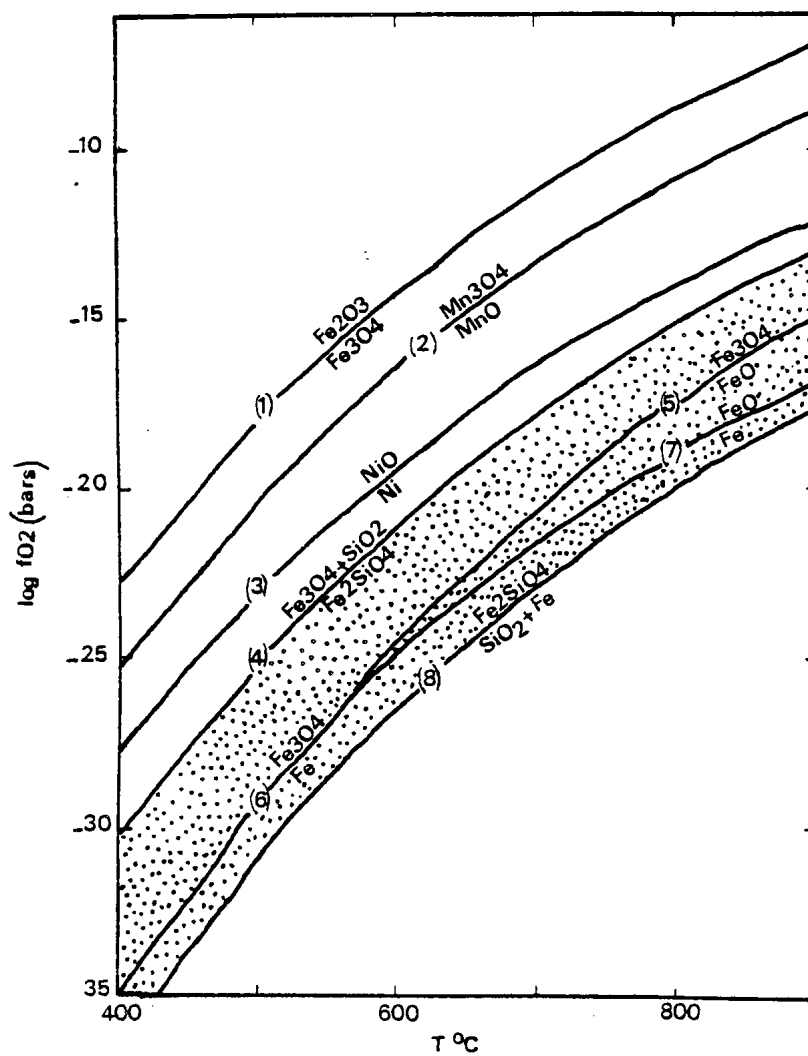
a) La phase fluide consiste en un mélange d' $\text{H}_2\text{O}$  et d'autres constituants. C'est le cas des roches carbonatées et pélitiques à carbonates où la phase fluide est constituée d'un mélange  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  ou de roches à graphite avec un mélange  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CH}_4$ .


b) La phase fluide est constituée d'eau pure, mais peut être reliée aux régions de plus faibles pressions d' $\text{H}_2\text{O}$ .

c) Dans les roches sans interstices, un fluide fictif de telle sorte que  $P_f < P_s$  peut être maintenu par la présence de très petites quantités de composants volatiles le long des limites de grains et des imperfections du réseau cristallin ; l'énergie libre partielle molaire de ce composant est alors moindre que son équivalent pur dans les mêmes conditions P,T.

HOSCHECK (1969) étudie ainsi expérimentalement l'abaissement de  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  sur 9 réactions métamorphiques ; il note pour chacune d'entre elles que l'abaissement de la température est très appréciable.

Fig 42 : TAMPONS DE LA FUGACITE D'OXYGENE  
 $\text{LOG } f_{\text{O}_2} = g(T)$ , INFLUENCE NEGLIGEABLE  
 DE P totale.

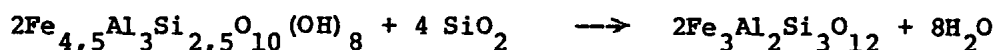


 : Stabilité  $f_{\text{O}_2}$ -T de la fayalite.

Notations abrégées.

- 1 H.M.
- 4 Q.F.M.
- 5 W.M.
- 6 I.M.
- 7 I.W.
- 8 I.Q.F.

Application à la réaction de formation de l'almandin selon HSU (1968).



(chlorite Fe, composition d'après HSU) (almandin)

Les données thermodynamiques de HELGESON et al (1978) ont été utilisées pour déterminer les pressions et températures de la réaction en fonction de  $x\text{H}_2\text{O}$  dans la phase fluide. Les résultats sont les suivants :

-  $x\text{H}_2\text{O} = 1$  : 3kb, 610°C et 1kb, 580°C

-  $x\text{H}_2\text{O} = 0,5$  : 3kb, 599°C et 1kb, 570°C

-  $x\text{H}_2\text{O} = 0,1$  : 3kb, 576,5°C et 1kb 549°C

Ces résultats ont permis de tracer les trois isogrades de la réaction en fonction de  $x\text{H}_2\text{O}$ , fig.44 . On note que les résultats sont appréciables, ils seront pris en compte lors de discussions ultérieures (géothermomètres).

### 3.2.B Influence de la fugacité d'oxygène ( $f\text{O}_2$ ).

Dans les milieux riches en fer,  $\text{O}_2$  va jouer un rôle très important au cours du métamorphisme. HSU (1968) et EUGSTER, WONES (1965) ont étudié les domaines de stabilité T,  $f\text{O}_2$  respectivement de l'almandin et de la biotite (série annite - phlogopite) en utilisant les tampons caractéristiques fixant pour toute P totale la fugacité d'oxygène en fonction de la température.

#### a) L'almandin

HSU (1968) démontre que la stabilité de l'almandin dépend fortement de  $f\text{O}_2$ , il est en effet stable jusqu'au voisinage des  $f\text{O}_2$  définies par le tampon fayalite - quartz - magnétite (limite supérieure). La limite inférieure de stabilité de l'almandin se situe à des  $f\text{O}_2$  moindres que celles définies par le tampon fer - quartz - fayalite (Fig.43a)

A de faibles états d'oxydation, l'assemblage hydraté de faible température de composition équivalente consiste en quartz + chlorite ferrifère (+ magnétite) et celui équivalent de haute température est constitué de fayalite + cordiérite Fe + hercynite + fluide.

Quand  $f\text{O}_2$  apparaît au même niveau ou en excès par rapport au tampon fayalite - magnétite - quartz, les assemblages hydratés de faible température sont constitués de quartz + chlorite ferrifère + magnétite + fluide et hématite + mullite + pyrophyllite + fluide ; les assemblages anhydres équivalents consistent de quartz + hercynite<sub>ss</sub> + magnétite + fluide, de quartz + mullite + magnétite + fluide et de quartz + mullite + hématite + fluides (Fig.43a).

Dans la Collobrièrite, l'association minérale almandin - magnétite - fayalite situe la fugacité d'oxygène entre les tampons fer - magnétite (et wüstite) et fayalite - quartz - magnétite dans les conditions de stabilité de l'almandin, 550°C à 850°C pour  $\log f\text{O}_2$  compris entre - 16 et - 27, le tout pour  $P_t = P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  bars. La présence de rares cristaux de quartz insérés dans les lits de magnétite montre en fait, que les conditions de  $f\text{O}_2$  dans la Collobrièrite se situe aux abords du tampon QFM.





La réaction quartz + chlorite ferr. (chamosite) (+ magnétite) + fluide  $\rightarrow$  almandin + fluide qui correspond à la formation de l'almandin dans les niveaux riches en fer de Collobrières se produirait dans les conditions suivantes (HSU) (cf. Fig.43b) :

	3000 bars	2000 bars	1000 bars
fO <sub>2</sub> Fer - magnétite	572°C	560°C	543°C
fO <sub>2</sub> Fayalite-quartz+magnétite	610°C	600°C	580°C

La réaction de disparition de l'almandin :

almandin + fluide  $\left\{ \begin{array}{l} \rightarrow \text{(cordiérite ferr. + fayalite + hercynite + fluide)} \\ \rightarrow \text{(quartz + hercynite + magnétite + fluide)} \end{array} \right.$

s'établit quant à elle, dans les conditions suivantes :

	3000 bars	2000 bars	1000 bars
fO <sub>2</sub> Fer - magnétite		900°C	854°C
fO <sub>2</sub> Fayalite-quartz-magnétite	796°C	727°C	658°C

#### b) La biotite

Les biotites situées sur la ligne phlogopite-annite réagissent pour former un nombre d'assemblages et de réactions qui sont régis par fO<sub>2</sub> (entre autres paramètres). EUGSTER et WONES (1965) ont étudié expérimentalement et délimité le domaine de stabilité de la biotite dans un diagramme T, log fO<sub>2</sub> (Fig. 43a).

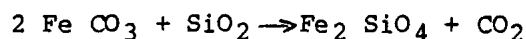
Dans les conditions de haute température, la biotite (annite) passe à un mélange sanidine + magnétite + gaz ; dans un milieu oxydé à un mélange sanidine + hématite + gaz et dans un milieu peu oxydé à un mélange quartz + fer + vapeur. La richesse en Mg de la biotite augmente sa stabilité T, fO<sub>2</sub>.

Sur la Fig.43a apparaît en quadrillé le domaine T, fO<sub>2</sub> pour Pt = Ph<sub>2</sub>O = 2000 bars de la grenatite à almandin biotite type Rascas.

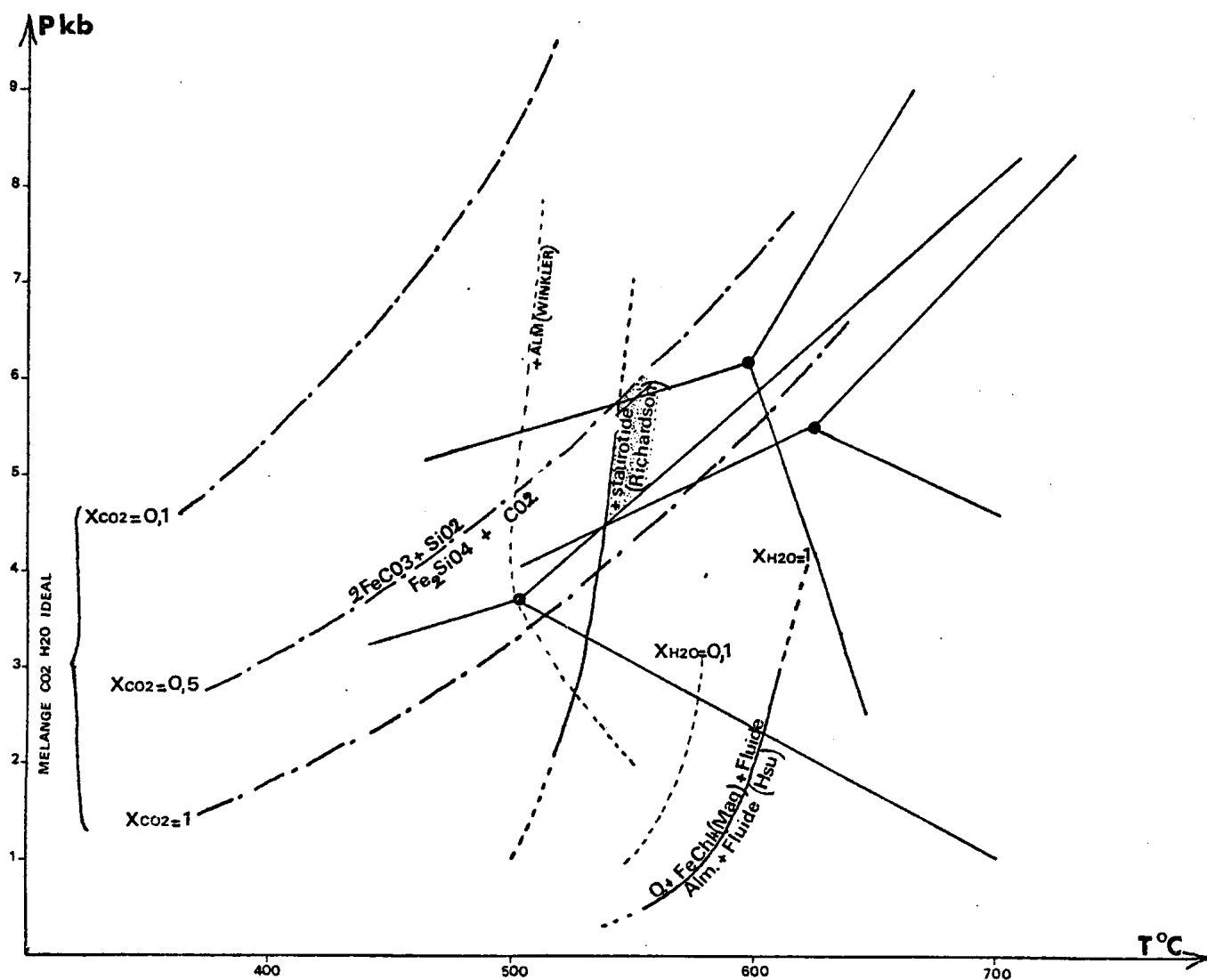
#### 3.2.C Influence de CO<sub>2</sub>, exemple : formation de fayalite à partir de sidérite

La proportion de CO<sub>2</sub> dans la phase fluide (xCO<sub>2</sub>) va jouer un rôle important pour la formation de fayalite à partir d'un mélange sidérite + quartz comme il l'est envisagé pour le minerai de Collobrières.

La fayalite se forme alors suivant la réaction :



En utilisant les données thermodynamiques sur les minéraux de HELGESON et al (1978), nous sommes arrivés aux résultats suivants :



: Domaine des conditions P, T des micaschistes de Collobrieres.

Fig 44 : FORMATION DE LA FAYALITE A PARTIR DE  
SIDERITE+QUARTZ, VARIATION DE LA COURBE  
P,T EN FONCTION DE  $X_{CO_2}$  DANS LA PHASE FLUIDE.

VARIATION DE LA COURBE P,T DE LA REACTION  
QUARTZ+FeCHLORITE+(MAGNETITE) --- ALMANDIN+Fluide  
DE LC HSU, EN FONCTION DE  $X_{H_2O}$  DANS LA PHASE FLUIDE.

Pour  $x_{CO_2} = 1$  dans la phase fluide, l'équilibre est atteint pour les valeurs suivantes :

400°C	1,8kb
500°C	3,3kb
600°C	5,6kb

$x_{CO_2} = 0,5$ :

400°C	3,1kb
500°C	4,8kb
600°C	7,3kb

$x_{CO_2} = 0,1$  :

400°C	5,4kb
500°C	8,6kb
600°C	7,3kb

Les résultats sont placés dans un diagramme P,T (fig.44 ) où sont reportées les données essentielles de la Fig.41 . On remarque alors, en fonction des conditions P,T régionales envisagées d'après les domaines de stabilité des minéraux (grenat, staurotide), que :  $x_{CO_2}$  doit être compris entre 1 et 0,5 dans la phase fluide.

### 3.2.D Influence de $S_2$

La question que l'on se pose ici est de savoir si la pyrite, observée dans une roche associée à la Collobrièrite de Rascas, apparaît stable dans les conditions T,  $fO_2$  définies précédemment.

BARTON (in BARNES, (1967) montre dans un diagramme P,T (Fig.45b), que la pyrite apparaît stable jusqu'à des températures supérieures à 700°C (sans grande influence de P entre 1000 et 3000 atm).

A partir de l'étude sur la stabilité T,  $fO_2$  de l'almandin et de la biotite, nous avons envisagé un milieu où les conditions de  $fO_2$  apparaissent définies par l'association (quartz) - fayalite magnétite (Fig.43a). BARTON mesure l'activité de  $S_2$  en fonction de celle de  $O_2$  (Fig.45a). La pyrite est un équilibre avec la magnétite pour des valeurs de  $a_{O_2}$  telles que :  $-37 < \log a_{O_2} < -34,2$ . Il faut alors envisager des valeurs de  $a_{S_2}$  de telle sorte que :  $\log a_{S_2} = -13$  pour  $\log a_{O_2} = -37$  et  $\log a_{S_2} = -11$  pour  $\log a_{O_2} = -34,2$ .

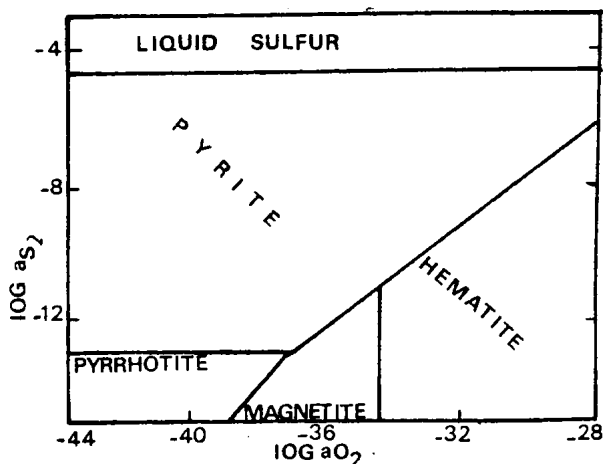


Fig 45 a

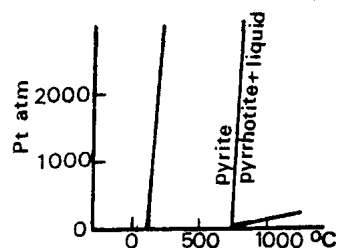


Fig 45 b

4). Les coefficients de partage Fe, Mg entre la biotite et le grenat, leur utilisation comme géothermomètres.

Il est possible de déterminer la température du métamorphisme à partir de l'échange des cations  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  entre un grenat et une biotite de même génération et en contact.

4-1 Généralités

Les calculs conduisant à l'utilisation de géothermomètres nécessitent la connaissance de  $K_D$  qui correspond au coefficient de distribution de Fe et Mg entre la biotite et le grenat.

$$K_D = \frac{\text{Fe grt} + \text{Mg biot}}{\text{Mg grt} + \text{Fe biot}}$$

Les relations entre  $K_D$  et T ont été précisées récemment grâce aux travaux analytiques à la microsonde, aux travaux expérimentaux et aux progrès sur les connaissances des grandeurs thermodynamiques des minéraux.

Trois principales études récentes ont analysé les relations  $K_D$ , T et amené la définition de géothermomètres. Ce sont les travaux de THOMPSON (1976), HOL DAWAY et LEE (1977) et FERRY et SPEAR (1978). Trois équations pour la détermination de T en fonction de P et  $K_D$  ont été calculées.

$$(1) \text{ THOMPSON : } T = \frac{2740 + 0,0234 P}{\ln K_D + 1,56}$$

$$(2) \text{ HOL DAWAY et LEE : } T = \frac{6150 + 0,0246 P}{R \ln K_D + 3,93}$$

$$(3) \text{ FERRY et SPEAR : } T = \frac{4151 + 0,013 PR}{R \ln K_D + 1,564}$$

Ces trois équations ont été appliquées aux dix couples grenat - biotite analysés sur les échantillons suivants :

- 2 dans DC 2 (staurotidite),
- 2 dans DC 163 (faciés à quartz - staurotide - chloritoïde et grenat)
- 6 dans DR 106 (grenatite à biotite de Rascas), pour des pressions successives de 5,8 et 10kb.

4-2 Application

Les tableaux A et B donnent les résultats obtenus sur les 10 couples grenat - biotite :

- A : Couples coeur grenat - biotite
- B : Couples bordure grenat - biotite

A - CENTRE GRENAT - BIOTITE

T en °C

	AB THOMPSON (1976)			M.J HOLDAWAY et SM LEE (1977)			JM FERRY et FS SPEAR (1978)		
Staurotidi- tes et mi- caschistes	5	8	10kb	5	8	10kb	5	8	10kb
DC.2 : 1	552	572,5	586	537,5	547	553	517,5	520	530
2	553	573	586,5	538	547,5	554	518	525	530
DC.163 : 1	592	613	628	572	582	589	567,5	575	580,5
2	549	570	583	534	545	551	514	521	526
Grenatite à biotite DR 106	5	8	10kb	5	8	10kb	5	8	10kb
1	510	530	543	501	510	516	467	474	478
2	526	546	559	515	523	524	486	493	497,5
3	493	512	524,5	485,5	494,5	500	446	453	457
4	545	565	573	531	541	547	509	516	521
5	484	503	516	478	487	493	436	442,5	447
6	544	564	577	530	540	546	507	514	519

B - BORDURE GRENAT - BIOTITE

T en °C

	AB THOMPSON (1976)			M.J HOLDAWAY et SM LEE (1977)			JM FERRY et FS SPEAR (1978)		
Staurotidi- tes et mi- caschistes	5	8	10kb	5	8	10kb	5	8	10kb
DC.2 : 1	588	609	623	568	578	585	562	570	575
2	566,5	587	601	550	560	566	535	543	548
DC.163 : 1	527	547	560	515	525	531	487	495	499
2	531	550	563,5	519	528	534	491	498	503
Grenatite à biotite DR 106	5	8	10kb	5	8	10kb	5	8	10kb
1	512	532	544	502,5	512	518	469	476	480
2	555	575	589	540	549,5	556	521	528	533
3	527	547	560	515	525	531	486,5	493,5	498
4	558	578	592	542,5	552	558,5	505	512	517
5	559	579	593	543	553	559	526	533	538

Le cas B apparaît au premier abord plus logique, les baguettes de biotites étant en contact avec les blastes de grenat. Mais les phénomènes de zonation chimique du grenat modifient nettement les résultats, une discussion est là nécessaire. En effet, le rapport Fe/Mg du grenat permet la détermination de la température, or un grenat zoné montre des variations de ce rapport du coeur vers la bordure. Dans un tel cas, plusieurs valeurs seront obtenues suivant que l'on prenne le coeur ou la frange externe, c'est ce que l'on observe dans nos grenats.

Si un phénomène de diffusion tardive est intervenue dans les grenats des grenatites, c'est le coeur qui dans ce cas apportera un résultat vraisemblable. Pour l'échantillon DC.2, le couple n° 1 concerne le grenat à auréole tardive de basse pression. Celle-ci est recoupante sur les baguettes de biotite qui sont plutôt contemporaines du grenat postshisteux. En conséquence, c'est encore la température calculée à partir du rapport Fe/Mg du centre du grenat qui sera ici la plus significative. En conclusion, on doit calculer et comparer les températures obtenues aussi bien avec le coeur qu'avec la bordure des grenats zonés.

#### 4-3 Discussion sur les résultats obtenus

##### 4.3.A Sur les trois types de géothermomètres

Les écarts apparaissent assez importants entre les trois géothermomètres utilisés. On observe des différences allant jusqu'à 40°C entre le géothermomètre de THOMPSON qui donne les valeurs les plus importantes et celui de FERRY et SPEAR ; le géothermomètre d'HOL DAWAY et LEE apportant des valeurs intermédiaires.

On note que c'est le géothermomètre de THOMPSON où la température varie le plus en fonction de la pression.

En conclusion, il faut donc avouer que cette méthode de détermination de la température du métamorphisme est loin d'apporter des résultats précis, elle permet néanmoins de cerner l'intensité du métamorphisme.

##### 4.3.B Sur les valeurs obtenues

Ces valeurs correspondent à un métamorphisme mésozonal de faible intensité (valeur maxi : 620°C pour 10kb). En effet, si on se considère dans des conditions de  $f_{O_2}$  correspondant au tampon fayalite - quartz - magnétite et que l'on applique les valeurs les plus élevées (THOMPSON), on se situerait dans le tout début de la mésozone, la staurotide serait juste formée.

Cela paraît compatible pour les échantillons de la coupe de Cros de Mouton (DC 2 et DC 163), la présence de chloritoïde témoignant que cette coupe se situe au début de la mésozone. Dans ce cas l'almandin n'a pu se former à partir de chlorite Fe suivant les conditions déterminées par HSU. On doit, par conséquent, envisager sa formation soit :

- suivant la réaction (3) de THOMPSON et NORTON (1968) à partir de chloritoïde, de chlorite et de quartz.
- suivant la réaction (10) de HIRSCHBERG et WINKLER (1968) à partir de chlorite Fe, de muscovite et de quartz qui nécessite la présence de  $K_2O$  en plus dans le système (on aura formation de biotite avec l'almandin).

Ces deux réactions prennent place dans l'épizone inférieur.

Pour la grenatite à biotite de Rascas, les températures calculées apparaissent trop faibles pour répondre aux conditions de stabilité de l'almandin définies par HSU. Plusieurs hypothèses pourraient alors l'expliquer:

- 1)  $\text{PH}_2\text{O} < P$  totale, les courbes de stabilité de l'almandin se déplacent vers de plus basses températures. Ce calcul a été effectué pour la réaction de formation de l'almandin de HSU (§ 3.2.A, II ch. IV). On remarque alors un abaissement sensible des températures, mais les résultats obtenus pour de très faibles  $x\text{H}_2\text{O}$  ( $x\text{H}_2\text{O} = 0,1$ ) restent encore supérieurs aux valeurs des tableaux A et B.
- 2) On pourrait envisager la même chose pour  $f\text{O}_2$  et penser que dans la grenatite, les conditions se rapprochent plus du tampon fer - magnétite que du tampon fayalite - quartz - magnétite. Mais au regard de la fig.43b, on constate que les valeurs calculées à partir des couples grenat - biotite restent toujours trop faibles.
- 3) La chlorite aboutissant à la formation de l'almandin dans les travaux de HSU présente une composition différente de la chamosite ( $\text{Si}/\text{Al}$  et  $\text{Fe}/\text{Al}$  plus faibles, cf. § 3.1.A., II ch.IV). Les conditions de formation d'almandin à partir de chamosite pourraient alors être différentes.
- 4) Le grenat et la biotite se sont formés à partir de la réaction (10) de HIRSCHBERG et WINKLER (1968) (§.3.1.A. II ch. IV) qui prend place dans l'épizone profonde.
- 5) Des échanges métasomatiques tardifs se sont produits. Le grenat et la biotite résultent de réactions métasomatiques comme nous l'avons envisagé (§.2.1.B., II ch.II). La température mesurée par les géothermomètres correspond à ces phénomènes tardifs.
- 6) On peut se poser la question, si de tels géothermomètres calculés expérimentalement peuvent s'appliquer à toutes sortes de roches et notamment celles qui sont très riches en fer.

### III CONCLUSIONS

Le métamorphisme affectant les formations du groupe de Collobrières est mésozonal.

La pression est estimée entre 4 et 6kb, si on considère le gradient géothermique moyen des Maures (SEYLER).

Le métamorphisme mésozonal se caractérise dans les micaschistes par l'association minérale : biotite, muscovite, staurotide, almandin.

C'est la staurotide qui marque par sa présence constante, le métamorphisme mésozonal ; deux sous zones y sont distinguées :

- la sous zone à andalousite correspondant aux micaschistes bleus et blancs (renfermant la concentration en fer de type n°2) et,



- la sous zone à disthène représentée par les micaschistes bicolores (renfermant la concentration en fer de type n°1), les gneiss de Bormes et les micaschistes de la série orientale.

Dans les niveaux riches en fer, le rôle des fluides est primordial, ainsi  $fO_2$  intervient dans la stabilité de l'almandin et de la biotite ; l'association fayalite magnétite dans la Collobriérite situe la fugacité d'oxygène entre les tampons IM et QFM pour des températures correspondant à la stabilité de l'almandin définie par HSU (1968).

La fayalite peut se former à partir d'un mélange sidérite + quartz, mais cela nécessite que  $xCO_2$  dans la phase fluide soit compris entre 1 et 0,5 dans les conditions de métamorphisme envisagées.

Les coefficients de partage Fe, Mg entre le grenat et la biotite ont permis de donner les résultats suivants :

- La coupe de Cros de Mouton se situe au début du stage moyen ( $T = 550^\circ C$  pour 5 kb) ce qui confirme l'association chloritoïde - staurotide rencontrée dans certains niveaux ; l'almandin proviendrait bien d'un mélange chlorite Fe - quartz mais se serait alors formé dans d'autres conditions que celles avancées par HSU.
- Les résultats sur la grenatite nous font envisager plusieurs hypothèses quant à la formation de l'almandin :
  - . Il résulterait bien d'une réaction chlorite Fe + quartz, mais il se serait formé dans d'autres conditions que celles avancées par HSU.
  - . Il pourrait être le résultat d'une réaction métasomatique tardive. On ne pourrait alors totalement rejeter l'hypothèse d'échanges métasomatiques au niveau des concentrations en fer de type n°1.

L'étude minéralogique a permis de déceler dans les grenats des micaschistes et de la staurotide, une phase tardive de basse pression. Les grenats almandins des niveaux ferrifères montrent une zonation chimique correspondant soit à un phénomène de diffusion contemporain de la phase rétro-morphique soit à une phase tardive de haute pression, ce qui apparaît alors en désaccord avec ce qui est vu dans les micaschistes.

Les biotites montrent des caractères cristallogénétiques en accord avec le métamorphisme mésozonal. Elles sont intermédiaires entre les séries sidérophyllite - eastonite et annite - phlogopite

### CONCLUSIONS GENERALES

1) Trois grands faciès de micaschistes mésozonaux constituent le groupe de Collobrières :

- à la base, les micaschistes bicolores s'enrichissant fortement en quartz au contact des gneiss de Bormes.
- au sommet, des micaschistes bleus et blancs à passées quartzitiques. L'agencement entre ces deux types de micaschistes n'apparaît pas clairement défini.

Tous ces micaschistes sont à muscovite - biotite avec staurotide et grenat.

Intercalées dans cette série micaschisteuse, on trouve :

- Des passées de gneiss de faciès Bormes. Leur mise en place reste un problème posé.
- Une série d'origine volcanique, de caractère alcalin constituée de métavolcanites acides (ortholeptynites) et de métavolcanites basiques (amphibolites). Deux datations sur deux types de leptynites ont été effectuées, elles situent la base du groupe de Collobrières au Cambr. sup. et le sommet à l'Ordovicien (pour les micaschistes).

2) Deux types de concentrations en fer stratiformes sont intercalées dans les micaschistes.

a) La concentration en fer de type n°1 (Cambr. sup.), interstratifiée dans les micaschistes quartzeux de la base de la série. Elle est constituée de deux bancs lenticulaires de grenatite à quartz et biotite (Rascas). L'horizon inférieur contient la Collobrièrite, minéral de fer à magnétite, almandin et fayalite. Cette dernière étant le plus souvent transformée en grünerite. Collobrièrite et grenatite sont riches en apatite.

Associés à la Collobrièrite, on trouve des faciès à pyrite - magnétite - almandin (Rascas) et sidérite - magnétite - almandin (Vaubarnier). La Collobrièrite a fait l'objet de petites exploitations au siècle dernier : RASCAS, VAUBARNIER, col du GRINGALET.

On reconnaît (si le métamorphisme est essentiellement isochimique) à l'origine des micaschistes et de la grenatite à quartz et biotite, une série sédimentaire continue entre les argilites à illite prédominante et des termes à Fe chlorite (chamosite) prépondérante (+ quartz). La Collobrièrite dérive de roches chloriteuses auxquelles s'ajoutent soit des oxydes de fer, soit de la sidérite (origine diagénétique). En effet, la fayalite peut se former à partir de sidérite + quartz sous certaines conditions de  $x\text{CO}_2$  dans la phase fluide. Cette origine s'accorde bien avec ce que l'on connaît des minerais<sup>du P</sup> paléozoïque inférieur. En particulier, la Collobrièrite pourrait être l'équivalent mésozonal des minerais Ordovicien inférieur de Bretagne où dans une série argilo-gréseuse, on observe l'association chamosite - sidérite avec des teneurs assez élevées en phosphore.

b) La concentration en fer de type n°2 (Ordovicien) est intercalée dans les micaschistes bleus. Elle correspond à un enrichissement en grenat des micaschistes qui s'exprime sous forme de petits bancs lenticulaires de grenatite à quartz et chlorite. Le passage entre cette grenatite et les micaschistes bleus s'effectue par des bancs de staurotidites plus ou moins riches en grenat. Les micaschistes dérivent aussi de roches argileuses essentiellement illitiques. L'enrichissement en staurotide est l'héritage d'horizons à kaolinite, illite et chlorite riche en fer dans lesquels s'individualisent des termes à chamosite seule (grenatite). Ces niveaux sont rencontrés au Cros de Mouton et en contre-bas du Mont Sauvette.

c) L'équivalent de la série de Collobrières se retrouve à l'Est des gneiss de Bormes. Plusieurs niveaux riches en fer et en phosphore sont observés intercalés dans la série micaschisteuse.

- Une grenatite à hornblende et plagioclase qui correspondrait à un ancien niveau volcanosédimentaire riche en fer.
- Une apatite à grenat (Verger d'Icard) constituant un banc lenticulaire isolé.
- De nombreux niveaux lenticulaires de grenatite à quartz et + biotite

d) Le métamorphisme ayant affecté l'ensemble du groupe de Collobrières est mésozonal.

- Dans les niveaux de concentration en fer n° 2 (staurotidite et grenatite), la température est estimée aux alentours de 550°C pour 5 à 6kb, ce qui situe ces niveaux au début de la mésozone en accord avec leurs paragénèses minérales.
- Dans les niveaux de concentration en fer n° 1, la température estimée à 500-550°C (géothermomètres) pour 5 à 6kb pour la grenatite à quartz et biotite apparaît faible. Cette faiblesse de la température n'est néanmoins pas en désaccord avec la paragénèse de la roche. Elle pourrait indiquer que des échanges métasomatiques auraient localement eu lieu.
- Dans l'ensemble des niveaux riches en fer, les composants fluides ont exercé une influence prépondérante. Notamment la fugacité d'oxygène intervient dans la cristallisation de l'almandin, de la biotite et de la fayalite.
- L'étude minéralogique a permis de discerner une phase tardive de basse pression dans les micaschistes et les staurotidites par l'intermédiaire d'une étude sur la zonalité des grenats. Les biotites sont caractéristiques d'un métamorphisme mésozonal et présentent des compositions en accord avec le milieu riche en fer dans la grenatite à quartz et biotite de Rascas.

e) A l'issue de cette étude, trois problèmes importants restent posés.

A) L'origine sédimentaire de la Collobriérite a été démontrée, mais nous n'avons pu affirmer catégoriquement qu'elle correspond à un ancien minéral colithique.

- Les structures de "fantômes d'oolithes" observées dans certains échantillons ne peuvent constituer un argument solide. Deux réserves sont émises à leur encontre :
- . Ces structures peuvent correspondre à un ancien cristal (grenat ?) pseudomorphosé tardivement par des granules de magnétite.
- . Des oolithes peuvent-elles réellement subsister aux conditions d'un métamorphisme mésozonal ?
- La concentration en vanadium observée dans la Collobriérite pourrait constituer un argument en faveur d'une sédimentation chimique mais l'abondance de magnétite, minéral riche en V dans la paragenèse nous empêche d'affirmer que la Collobriérite est un ancien minéral de fer oolithique.

B) Le métamorphisme a-t-il été isochimique dans les niveaux de concentration en fer de type n°1 ? Les géothermomètres grenat - biotite ont indiqué dans la grenatite à biotite de Rascas des valeurs qui laisseraient entrevoir la possibilité d'échanges metasomatiques locaux.

C) Le dernier problème restant toujours posé est sans aucun doute le plus important. Il concerne en effet la provenance du fer. Ici encore aucune réponse définitive n'a pu être apportée.



B I B L I O G R A P H I E

---

- ARTHAUD F et MATTE P, (1966): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans les chaines hercyniennes: étude microtectonique des séries méta-morphiques des Maures. C.R.Acad.Sci.Paris, t262, pp436-39.
- BARNES HL, Ed (1967): Geochemistry of hydrothermal ore deposits.
- BESNUS Y, (1977): Etudes géochimiques comparatives de quelques gisements supergènes de fer. Sci.Géol., N° 47.
- BETHUNE P de, LADURON B, BOCQUET J, (1975): Diffusion processes in resorbed garnets. Contr.Mineral.Petrol., Vol.50, N° 3, pp197-205.
- BORCHERT H, (1960): Genesis of marine sedimentary iron ores. Trans.Inst.Mining Met., Vol 69, pp261-279.
- BORDET P, (1957): Géologie de la partie centrale des Maures. Bull.Serv.Carte Géol.Fr., t LIV, p89.
- BORDET P, (1966): Sur la structure géologique du NW du massif des Maures (Var). C.R.Acad.Sci.Paris, t 262, pp2677-2680.
- BORDET P, (1968 et 1976): Cartes géologiques 1/50 000e de Collobrières, de St Tropez-Cap Lardier et de Hyères-Porquerolles.
- BRINDLEY GW et YUELL RF, (1953): Ferrous chamosite and ferric chamosite. Mineralog.Mag., Vol 30, pp57-70.
- BRONNER G, LECORCHE JP et ORSINI J, (1971): Un pli conique kilométrique: l'île de Porquerolles, fragment méridional du massif hercynien des Maures (Var, France). C.R.Acad.Sci.Paris, t 262, pp20-23.
- CAMPREDON R et BOUCARUT M, (1975): Guide géologique Alpes Mtmes, Maures, Estérel. Ed Masson.
- CARUBA C, GIRAUD JD, BOUCARUT M et TURCO G, (1976): Nouvelles données géologiques d'un secteur oriental du massif des Maures: forêt communale des Arcs (Var). Conséquences lithostratigraphiques et structurales. C.R.Acad.Sci.Paris, t 282, pp1585-88.
- CAYEUX L, (1909): Les minerais de fer oolithiques de France. I) Minerais de fer primaires: Paris, Imprimerie nationale, 344p.
- CHAUVEL JJ, (1968): Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse d'état (1ère thèse), Rennes, 243p.
- CLARKE FW, (1924): The Data of geochemistry, 5 th. Ed.Geol.Surv.Bull., USA N° 770, 841p.

- COOK PJ et MC ELHINNY MW, (1979): A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonic. *Econ.Geology*, Vol 74, N° 2, p315-332.
- CREVOLA G, (1977): Etude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif de Tanneron. Thèse 3ème cycle, Nice, 355p.
- CREVOLA G et SEYLER M, (1982): Observations sur la structure de la partie orientale du socle provençale. Réun. Ann. Sci. Terre, Paris.
- CYGAN RT et LASAGA AC, (1982): Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnets. *Contr.Mineral.Petrol.*, Vol 79, N° 2, pp187-198.
- DEER WA, HOWIE RA et ZUSSMAN J, (1967): Rock forming minerals. Longmans Ed, London.
- DEMAY A, (1927): La zone mylonitique de Grimaud, tectonique du massif des Maures. *Bull.Géol.deFr.*, t XXVIII, p279.
- DUCROT J, LANCELOT J, PUPIN JP et SEYLER M, (1982): Sur la datation des zircons des ortholeptynites des Maures. *Aparaître*.
- EDMUNDS WM et ATHERTON MP, (1971): Polymetamorphic evolution of garnet in the Fanad aureole, Donegal, Eire. *Lithos*, Vol 4, N° 2, pp147-61.
- ENGELHART W von, (1942): Die strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chlorit-Gruppe. *Zeitschr.Kristallographie*, Vol 104, pp142-159.
- EUGSTER HP et WONES DR, (1965): Stability of biotite. *Am.Mineral.*, Vol 50, pp1228-72.
- FERRY JM et SPEAR FS, (1978): Experimental calibration of the partitionning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr.Mineral.Petrol.*, Vol 66, pp113-117.
- FORSTER M, (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol.Survey.Paper*, 354 B.
- GAGNY C, (1968): Pétrogénèse du granite des Crêtes Thèse d'état, Nantes, 546p.
- GIRAUD JD, BOUCARUT M, CARUBA C et TURCO G, (1975): Données nouvelles concernant la géologie de la terminaison orientale du massif des Maures, zone Nord du massif de Ste Maxime. *Bull.Suisse.Minéral.Péetrogr.*, Vol 55, pp461-466.
- GRIFFEN DT et RIBBE PH, (1973): The crystal chemistry of staurolite. *Am.Journ.of Sci.*, Vol 273A, pp479-95.
- GRIFFEN DT, GOSNEY TC et PHILLIPS WR, (1982): The chemical formula of natural staurolite. *Am.Mineral.*, Vol 67, pp292-97.
- GROULARD P de, SEYLER M et MOINE B, (1982): Les micaschistes des Maures occidentales et les concentrations en fer associées: lithostratigraphie, géochimie et origine. Réun. Ann. Sci. Terre, Paris.

- GUEIRARD S, (1957): Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var) . Thèse d'état, Marseille, 2 vol, 171p
- GUEIRARD S, (1957): Sur l'origine de la collobrièrite du massif des Maures. C.R.Acad.Sci.Paris, séance du 16 décembre 1957.
- GUEIRARD S, (1962): A propos du chloritoïde du massif des Maures (Var). Bull.Soc.Franc.Minéral.Cristallo., LXXXV, pp180-87.
- GUEIRARD S, WATERLOT G, GHERSI A et SAMAT M, (1970): Sur l'age Llandvérien supérieur à Tarannonien inférieur des schistes à graptolites du massif du Fenouillet, massif des Maures (Var). Bull.Soc.Géol.Fr., t 12, pp195-99.
- GULBRANDSEN RA, (1969): Physical and chemical factors of the formation of marine apatite. Econ.Geology, Vol 64, N° 4, pp365-82.
- HALLIMOND AF, (1939): On the relation of chamosite and daphnite to the chlorite group. Mineralog.Mag., Vol 25, pp441-65.
- HELGESON HC, DELANY JM , NESBITT HW et BIRD DK, (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. Am.J.of Sci., Vol 278A, pp1-229.
- HIRSCHBERG A et WINKLER HGF, (1968): Contr.Mineral.Petrol., Vol 18, pp 17-42.
- HOLDAWAY MJ et LEE SM, (1977): Contr.Mineral.Petrol., Vol 63, PP 175-98.
- HOSCHECK G, (1967): Contr.Mineral.Petrol., Vol 14, pp 123-62.
- HOSCHECK G, (1969): The stability of staurolite and chloritoïd and their signifance in metamorphism of pelitic rocks. Contr.Mineral.Petrol., Vol 22, pp 208-32.
- HSU LC, (1968): Selected phase relation ships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H, a model for garnet equilibria. J.of Petrol., Vol 9, N° 1.
- JAMES HL, (1966): Chemistry of the iron rich sedimentary rocks. Geological Survey Profess.Paper, 440 W.
- LACROIX A, (1917): Bull.Soc.Min., Vol 40, pp62-69.
- LACROIX A, (1900à1917), GRÜNER, (1846) et KENNGOTT, (1853): In Minéralogie de la France, A LACROIX, (1962), tome I, pp642-43 et tome IV, p 337 et p 732.
- LANDERGREN S, (1974): Vanadium. In: "Handbook of geochemistry", WEDEPOHL KH (Ed), Sp.Verlag, II-2, 23, p46.
- LA ROCHE H de, (1968): Comportement géochimique différentiel de Na, Ket Al dans les formations métamorphiques et plutoniques. C.R.Acad.Sci. Paris, Vol 267, série D, pp39-42.
- LE MARREC A, (1976): Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristallophylliennes catazonales du massif de Ste Maxime. Thèse 3ème cycle, Marseille.



- LUTAUD L, (1924): Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. Revue de géographie, tXII.
- MALUSKI H, (1968): Etude tectonique, microtectonique et géochronologique de la partie méridionale du massif des Maures. Thèse 3ème cycle, Montpellier;
- MALUSKI H et ALLEGRE CJ, (1970): Problèmes de la datation par le couple Rb-Sr des socles gneissiques: exemple des gneiss de Bormes (massif hercynien des Maures, France). C.R.Acad.Sci.Paris, D, t 270, pp18-21.
- MARI G, (1979): Mines et minéraux de la Provence cristalline, Maures, Estérel, Tanneron. Ed Serre.
- MICHEL LEVY A, (1908): Révision de la feuille Toulon au 1/80 000e. Bull.Serv. Carte Géol.de France, t XVIII, N°119, p170.
- MIGNON R, (1961): Etude géologique et métallogénique de la partie occidentale du massif des Maures. Thèse 3ème cycle, Paris.
- MOINE B, (1971): Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries pré cambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar. Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. Thèse d'état, Nancy, 2 Vol, 264p.
- OKI Y, (1961): Biotites in metamorphic rocks. Jap.Geol.Geogr., Vol 32, pp497-506.
- ORSINI JB, (1968): Etude pétrographique et structurale du massif de Tanneron (Var). Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- PARAK T, (1973): Rare earths in the apatite iron ores of Lappland together with some data about the Sr, Th and U content of these ores. Econ.Geology, Vol 68, N°2, pp 210-21.
- PARAK T, (1973): Vanadium. In:"Handbook of geochemistry". WEDEPOHL KH, Sp.Verlag, II-2, 23.
- PETITJOHN J, (1957): Sedimentary rocks. New York, Harper and Row, 718p.
- RANKAMA K et SAHAMA TG, (1950): Geochemistry. The University of Chicago Press, Ed, 911p.
- RICCI CA et SABATINI G, (1978): Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. Neues Jahrbuch für Mineral., H 1, pp1-44.
- RICHARDSON SW, (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. J.of Petrol., Vol 9, N°3.
- ROBERT JL, (1976): Phlogopite solid solutions in the system K<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Chem.Geol., Vol 17, pp195-212.
- ROBERT JL, (1976): Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. Chem.Geol., Vol 17, pp213-27.

- ROY R, (1947): Gisements du massif des Maures. Houille, Minerais et Pétrole, N°1, p4.
- SAGON JP, MARTIN A, KERSABIEC AM de, DUBARRY D et RIGAUD C, (1981): Contribution à l'étude de la distribution de quelques éléments en traces (Pb, Cu, Zn) dans le Paléozoïque de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Massif Armoricain). Sci.Géol., Bull., Vol 34, N°1, pp47-58.
- SCHOELLER H, (1926): Sur la tectonique du massif des Maures. C.R.Somm.Soc. Géol.Fr., p 23.
- SCHOELLER H, (1938): Sur la présence de graptolites dans les schistes métamorphiques du massif des Maures. C.R.Soc.Géol.Fr., p147.
- SEYLER M, (1975): Pétrologie et lithostratigraphie de formations cristallophyl-liennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France). Thèse 3ème cycle, Nice.
- SEYLER M et BOUCARUT M, (1978): Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'une transversale Réal Martin-Grimaud. Bull.BRGM (2), 1, pp 3-18.
- SEYLER M et BOUCARUT M, (1979): Existence d'un paléovolcanisme alcalin et transitionnel dans le massif des Maures (Var). Etude géochimique des amphibolites et résultats préliminaires concernant la chimie des leptynites. Bull.Soc.Géol.Fr., (7), t XXI, N°1, pp11-20.
- STANTON RL, (1972): Ore petrology. Ed Mc Graw-Hill company.
- STURT BA, (1962): The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. J.of Petrol., Vol 3, pp181-91.
- TARDY Y, (1975): Element partition ratios in some sedimentary environments. II, Studies on north american black shales. Sci.Geol.Bull., Vol 28, N°1, pp75-95.
- TAYLOR JH, (1949): Petrology of the Northampton sand ironstone formation. Great Britain Geol.Surv.Mem., 111p.
- THOMPSON BA, (1976): Mineral reactions in pelitic rocks.  
I-Prediction of P,T,X(Fe,Mg) phase relations.  
II-Calculatation of some P,T,X(Fe,Mg) phase relations. Am.J.of Sci., Vol 276, pp401-24.
- THOMPSON JB et NORTON SA, (1968): Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In: E-An Zen et al, eds Studies of Apalachian Geology Interscience Publisher, N.Y.
- TOTEU F, (1981): Utilisation des analyses chimiques, minéralogiques et micro-structurales dans la reconstitution des événements tectonométamorphiques des formations polycycliques. Exemple du Vivarais cristallin, Ardèche (France). Thèse 3ème cycle, Nancy.

- WALLEYRAND, (1889): Etude géologique de la région des Maures et de l'Estérel.  
Thèse, Paris.
- WEISBROD A, (1970): Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes.  
Thèse d'état, Nancy.
- WINKLER HGF, (1980): Petrogenesis of metamorphic rocks, 5ème édition. Springer  
Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 334p.
- WITT MJ de, (1976): Metamorphic textures and deformation: a new mechanism  
for the development of syntectonic porphyroblasts and its implications  
for interpreting timing relationships in metamorphic rocks.  
Geol.J., Vol 11, Pt 1, pp71-99.
- ZAKRUTKIN VV et GRIGORENKO MV, (1968): Titanium and alkalies in biotites  
of metamorphic faciès. Dokl.Akad.Nauk., SSSR, Vol 178, pp124-26.
- ZURCHER, (1919): Histoire de la chaîne des Maures. C.R.Soc.Géol.Fr., pp58-61.
- ZUSSMAN J, (1979): The crystal chemistry of the micas. Bull.de Minéral.,  
Vol 102, N°1, pp5-13.

# COLLOBRIERES: MICASCHISTES ET CONCENTRATIONS MINÉRALES ANALYSES CHIMIQUES.

## MICASCHISTES BLEUS

ITOT = 3

### EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	FE2O3	FeO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TiO2	P2O5	MNO	H2O+	H2O-
DC 161	55.44	25.29	6.67	.00	1.05	.00	.83	4.93	1.19	.11	.07	4.63	.00
DC 165	62.68	13.19	12.00	.00	1.90	.29	.22	1.99	.92	.35	.13	1.78	.00
DG 213	62.05	21.12	5.85	.00	.28	.00	.81	3.99	.87	.08	.05	4.93	.00
DS227	53.95	19.75	2.34	5.38	1.39	1.05	.64	3.46	1.03	.51	.16	.21	3.18
DMAUR 228	45.10	28.35	3.04	6.92	2.27	.98	1.19	6.59	1.10	.14	.34	.15	3.11
DCH235	53.45	20.90	2.22	5.64	1.83	.33	.90	3.52	.86	.22	.14	.27	4.00
DC236	53.40	22.15	.79	5.08	1.47	.21	.58	5.12	.84	.20	.04	.18	3.42
DR237	53.00	21.65	2.76	4.32	1.73	1.10	.63	4.44	.87	.14	.10	.35	3.91

1

## MICASCHISTES BLANCS

ITOT = 4

### EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	FE2O3	FeO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TiO2	P2O5	MNO	H2O+	H2O-
DG 211	72.03	16.01	2.21	.00	.31	.00	.54	5.06	.41	.17	.03	2.51	.00
DG 212	72.57	16.17	1.70	.00	.32	.00	.70	5.48	.40	.01	.02	2.48	.00
DCH234	60.30	20.10	3.25	5.64	1.81	.28	.97	3.79	.80	.16	.07	.48	3.56
DR233	63.71	20.93	.77	1.75	1.46	.73	2.64	3.26	.24	.09	.00	.28	3.11

EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

MICASCHISTES BICOLORES ET QUARTZEUX.

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-
DV 10	43.65	27.01	11.25	.00	2.47	.99	1.77	5.69	1.86	.25	.22	2.45	.00
DR 120	52.06	25.35	2.79	5.10	1.81	.48	.54	3.90	.87	.14	.06	4.62	.23
DR 121	53.20	20.92	2.34	5.51	1.02	.60	.60	4.33	.60	.28	.04	4.30	.30
DR 130	50.63	25.13	12.95	.00	1.44	.53	.79	4.02	1.27	.33	.09	3.39	.00
DR 134	73.85	12.71	5.00	.00	.77	.54	.82	2.81	.85	.20	.05	2.27	.00
DR 137	56.35	13.35	3.52	7.37	1.24	1.27	.62	3.49	.86	.77	.05	3.86	.36
DR 141	55.30	17.90	1.15	3.90	.71	.50	.50	3.31	.73	.17	.01	3.56	.20
DR 143	61.25	18.85	1.65	5.85	1.16	.76	.67	3.65	.78	.30	.05	3.79	.28
DR 144	59.45	20.15	2.09	5.33	1.64	.63	1.14	3.68	.70	.16	.09	3.78	.25
DR 145	50.10	28.40	5.20	1.64	1.21	.20	.90	4.47	1.26	.33	.04	4.94	.71
DR 151	56.98	22.70	3.00	4.21	.95	.88	.92	4.07	.88	.23	.03	4.27	.25
DG 201	60.89	22.11	5.52	.00	.51	.00	.83	4.09	1.16	.06	.03	4.11	.00
DG 203	69.00	16.73	4.35	.00	.95	.00	1.18	3.42	.86	.12	.04	2.67	.00
DG 204	66.84	17.25	5.57	.00	.95	.00	.94	3.45	.90	.07	.04	2.80	.00
DG 206	51.32	20.69	7.62	.00	.71	.29	1.26	3.41	1.08	.10	.05	2.70	.00
DB 224	50.85	25.85	6.30	1.75	1.32	.16	.88	5.17	.96	.17	.03	.54	4.99
DVAL239	58.70	23.85	2.80	2.42	1.41	.25	1.21	3.99	.87	.05	.04	.24	3.03
DVAL240	68.85	16.15	.52	4.40	1.11	.36	.63	3.32	.75	.09	.06	.13	2.19
DR263	62.40	20.90	3.10	1.53	1.01	.09	.90	4.33	.68	.07	.02	.21	3.75
DPC 264	51.30	24.60	5.00	3.22	1.63	.29	.68	4.90	1.25	.22	.05	.66	4.99
DV266	69.93	15.77	1.74	2.90	.53	.45	.65	3.23	.80	.15	.00	.29	2.84

GRENATITES A QUARTZ ET BIOTITE

ITOT = 15

EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-
DR 106	33.43	18.02	33.61	.00	1.12	1.25	.00	1.72	.94	.77	.17	1.48	.00
DR 117	46.79	15.50	6.11	24.37	.87	2.23	.09	.20	.47	.79	.12	1.71	.08
DR 122	54.75	15.35	1.62	19.44	1.10	3.33	.08	.42	.56	.78	.08	1.51	.21

# GRENATITES AQUARTZ ET BIOTITE (SUITE).

DR131	*	55.07	*	13.15	*	3.29	*	15.90	*	.37	*	1.50	*	.42	*	1.17	*	.76	*	.22	*	.09	*	2.02	*	.11	*
DR132	*	51.33	*	16.45	*	1.14	*	23.63	*	1.40	*	1.45	*	1.35	*	1.03	*	.77	*	.61	*	.15	*	2.73	*	.16	*
DR 133	*	45.66	*	17.25	*	2.76	*	19.90	*	2.15	*	1.17	*	.66	*	2.97	*	.88	*	.39	*	.13	*	5.30	*	.23	*
DR 135	*	47.07	*	15.20	*	3.53	*	23.85	*	1.95	*	2.09	*	.07	*	.64	*	.84	*	.92	*	.15	*	2.74	*	.11	*
DR 138	*	55.44	*	16.30	*	3.35	*	11.92	*	1.34	*	1.24	*	.83	*	2.54	*	.96	*	.72	*	.05	*	4.32	*	.36	*
DR 140	*	43.89	*	15.35	*	6.06	*	25.19	*	1.21	*	2.27	*	.06	*	1.28	*	1.01	*	.84	*	.21	*	1.09	*	.11	*
DR 142	*	44.20	*	15.30	*	12.76	*	19.18	*	.85	*	3.00	*	.03	*	.00	*	.31	*	1.09	*	.10	*	2.09	*	.22	*
DR 152	*	39.25	*	29.75	*	7.60	*	11.82	*	1.26	*	.35	*	.64	*	1.98	*	1.08	*	.27	*	.08	*	5.02	*	.17	*
DR 153	*	56.41	*	13.55	*	2.16	*	20.08	*	1.46	*	.35	*	.99	*	.93	*	.96	*	.37	*	.06	*	1.21	*	.07	*
DG 205	*	61.05	*	10.76	*	24.85	*	.00	*	.44	*	2.58	*	.00	*	.00	*	.89	*	.70	*	.12	*	2.05	*	.00	*
DR225	*	39.88	*	17.25	*	8.71	*	26.03	*	.80	*	3.77	*	.04	*	.05	*	.52	*	.72	*	.09	*	.13	*	.00	*
DG231	*	49.55	*	15.50	*	9.09	*	18.78	*	.77	*	3.98	*	.04	*	.08	*	.41	*	.10	*	.11	*	.05	*	.00	*

1

## COLLOBRIERITES

ITOT = 3

## EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	*	SI02	*	AL2O3	*	FE2O3	*	FE0	*	MGO	*	CAO	*	NA2O	*	K2O	*	TI02	*	P2O5	*	MNO	*	H2O+	*	H2O-	*
DG 109	*	20.99	*	3.99	*	70.70	*	.00	*	.65	*	3.40	*	.00	*	.02	*	.37	*	1.09	*	.14	*	1.98	*	.00	*
DV267	*	15.63	*	2.84	*	46.61	*	29.18	*	.41	*	2.43	*	.03	*	.01	*	.36	*	.80	*	.03	*	.15	*	.00	*
DR262	*	18.22	*	3.58	*	40.00	*	31.28	*	.49	*	3.87	*	.04	*	.01	*	.31	*	1.34	*	.05	*	.12	*	.00	*

1

## FACIES A SIDERITE ET MAGNETITE

ITOT = 1

## EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	*	SI02	*	AL2O3	*	FE2O3	*	FE0	*	MGO	*	CAO	*	NA2O	*	K2O	*	TI02	*	P2O5	*	MNO	*	H2O+	*	H2O-	*
DV218	*	11.44	*	4.13	*	17.54	*	41.26	*	1.84	*	3.71	*	.04	*	.01	*	.32	*	.71	*	.05	*	.10	*	14.66	*

\*\*\*\*\*

FACIES A PYRITE ET GRENAT

\*\*\*\*\*

ITOT = 1

\*\*\*\*\*

EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

\*\*\*\*\*

	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
ECHANTIL	* SI02	* AL2O3	* FE2O3	* FEO	* MGO	* CAO	* NA2O	* K2O	* TI02	* P2O5	* MNO	* H2O+	* H2O-	*	*	*	
DR261	* 23.21	* 9.70	* 26.46	* 16.48	* 1.34	* 2.32	* .03	* .01	* .31	* 1.32	* .06	* .16	* 11.46	*	*	*	

\*\*\*\*\*

1

STAUROTIDITES

\*\*\*\*\*

ITOT = 3

\*\*\*\*\*

EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

\*\*\*\*\*

	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
ECHANTIL	* SI02	* AL2O3	* FE2O3	* FEO	* MGO	* CAO	* NA2O	* K2O	* TI02	* P2O5	* MNO	* H2O+	* H2O-	*	*	*	
DC 158	* 33.60	* 33.10	* 8.84	* 7.26	* 2.22	* 1.05	* 1.04	* 1.57	* 1.74	* .29	* .11	* 2.16	* .28	*	*	*	
DC 159	* 41.63	* 31.30	* 5.78	* 8.10	* 1.91	* 2.05	* 1.97	* 1.75	* 1.44	* .28	* .17	* 2.67	* .27	*	*	*	
DC 162	* 52.38	* 25.70	* 4.18	* 4.54	* 1.60	* .71	* .57	* 3.84	* .88	* .27	* .10	* 3.87	* .42	*	*	*	

\*\*\*\*\*

FACIES A QUARTZ ET CHLORITOÏDE.

\*\*\*\*\*

	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
ECHANTIL	* SI02	* AL2O3	* FE2O3	* FEO	* MGO	* CAO	* NA2O	* K2O	* TI02	* P2O5	* MNO	* H2O+	* H2O-	*	*	*	
DC 163	* 67.80	* 16.55	* 3.81	* 5.31	* 1.14	* .71	* .07	* .99	* .61	* .17	* .04	* 1.69	* .12	*	*	*	

\*\*\*\*\*

# GRENATITES A QUARTZ ET CHLORITE

\*\*\*\*\*

ITOT = 3

\*\*\*\*\*

## EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

\*\*\*\*\*

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	FE2O3	FE0	MGO	CAO	NA2O	K2O	TiO2	P2O5	MNO	H2O+	H2O-
DC 3	48.65	14.25	2.69	21.39	4.65	2.29	.02	.16	.70	1.05	.26	3.70	.26
DC 164	53.51	17.45	5.18	22.00	4.60	2.97	.02	.27	.65	1.41	.35	5.19	.51
DCN 199	53.20	14.60	3.20	21.90	3.26	6.28	2.22	.14	5.14	1.34	.20	2.37	.21

\*\*\*\*\*

# MICASCHISTES A L'EST DES GNEISS DE BORMES.

\*\*\*\*\*

ITOT = 7

\*\*\*\*\*

## EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

\*\*\*\*\*

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	FE2O3	FE0	MGO	CAO	NA2O	K2O	TiO2	P2O5	MNO	H2O+	H2O-
D 167	64.72	18.61	5.70	.00	1.02	.00	.55	3.76	.84	.07	.04	4.00	.00
D 168	58.53	23.05	7.81	.00	1.71	.30	.62	3.14	.98	.13	.07	2.55	.00
D 169	59.90	22.50	4.90	3.74	2.03	.27	.71	2.66	.99	.10	.09	.18	1.59
D 170	59.25	20.55	4.70	3.08	1.88	.32	1.44	3.84	.89	.09	.13	.40	3.02

\*\*\*\*\*

D 253	61.80	20.80	4.63	2.10	1.32	.21	.70	3.44	.83	.10	.04	.36	2.71
D 252	59.15	21.50	4.45	1.49	1.20	.21	.55	4.09	.92	.14	.02	.79	4.91
DCH253	51.75	20.65	2.21	4.68	2.06	.62	1.47	4.37	.82	.11	.03	.43	3.09

\*\*\*\*\*



# GRENATITES A HNB ET FELDSPATHS

ITOT = 4

## EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	FE2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-
DCH245	42.43	13.55	3.51	14.87	3.54	13.63	1.55	.33	3.29	.84	.33	.11	.15
DCH246	43.90	12.40	5.91	19.00	4.14	12.21	.66	.44	2.83	.50	.37	.08	.26
DCH247	43.78	12.27	2.99	14.64	5.03	13.12	1.03	1.00	3.19	.88	.29	.07	.40
DCH248	45.24	13.30	3.24	12.46	3.79	12.97	2.01	.71	3.55	.97	.26	.05	.24

# APATITITE A GRENAT

ITOT = 1

## EDITION DES ANALYSES CHIMIQUES

ECHANTIL	SiO2	AL2O3	FE2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-
D 251	41.26	6.00	1.38	2.59	.29	24.00	.21	.56	.52	20.00	.02	.13	.95

ANALYSES DES MINERAUX.

	S102	Al2O3	Fe2O3	FeO	H2O	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-	TOTAL
GRENATS														
LAME DC 2														
2G 17A	38.61	22.17	0.00	32.61	1.60	6.22	0.04	0.00	0.06	0.00	2.12	0.00	0.00	103.43
2G 17B	38.27	21.80	0.00	36.95	1.82	1.55	0.04	0.00	0.01	0.00	1.93	0.00	0.00	102.36
2G 17C	38.65	22.11	0.00	34.42	2.12	3.66	0.06	0.02	0.00	0.00	1.37	0.00	0.00	102.92
2G 17D	37.28	21.26	0.00	33.06	1.75	4.59	0.03	0.00	0.04	0.00	1.74	0.00	0.00	99.32
2G 17E	38.26	21.90	0.00	37.61	2.12	1.50	0.01	0.01	0.01	0.00	1.33	0.00	0.00	102.82
2G 21A	38.53	21.94	0.00	36.57	1.80	1.74	0.05	0.00	0.00	0.00	1.92	0.00	0.00	102.59
2G 21B	37.38	21.71	0.00	38.19	1.99	1.48	0.02	0.04	0.01	0.00	1.33	0.00	0.00	102.14
LAME DC 163														
163G39A	38.07	21.00	0.00	35.43	1.57	1.41	0.00	0.00	0.03	0.00	2.62	0.00	0.00	101.11
163G38B	38.27	21.44	0.00	36.60	1.24	1.28	0.00	0.00	0.00	0.00	1.78	0.00	0.00	100.62
163G38C	37.72	21.59	0.00	36.56	1.35	1.22	0.00	0.00	0.03	0.00	2.38	0.00	0.00	100.84
163G40A	38.08	21.42	0.00	34.38	1.29	1.43	0.07	0.00	0.00	0.00	3.21	0.00	0.00	99.89
163G40B	37.97	21.72	0.00	35.82	1.24	1.35	0.14	0.04	0.06	0.00	2.93	0.00	0.00	101.26
LAME DR 106														
106G1A	38.39	21.09	0.00	41.32	0.72	1.07	0.00	0.00	0.08	0.00	0.13	0.00	0.00	102.79
106G1B	38.39	21.22	0.00	40.45	0.66	1.66	0.05	0.00	0.12	0.00	0.06	0.00	0.00	102.64
106G1C	38.26	20.68	0.00	40.99	0.72	1.74	0.01	0.00	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	102.42
106G1D	38.32	21.23	0.00	41.36	0.93	0.91	0.04	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	103.55
106G1E	38.12	21.13	0.00	39.10	0.70	3.44	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	102.57
106G1F	37.90	21.22	0.00	40.47	0.97	1.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.11	0.00	0.00	101.70
106G1G	37.82	20.75	0.00	41.44	0.76	0.67	0.03	0.00	0.04	0.00	0.24	0.00	0.00	101.70
106G3B	38.43	21.16	0.00	39.93	0.81	3.38	0.04	0.08	0.05	0.00	0.06	0.00	0.00	103.11
106G5A	38.09	21.02	0.00	42.42	0.69	0.63	0.13	0.00	0.05	0.00	0.26	0.00	0.00	103.32
106G5B	38.55	21.35	0.00	39.32	0.76	2.78	0.11	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	103.62
106G8	38.16	21.18	0.00	42.29	0.84	0.57	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	103.16
106G10A	37.39	21.03	0.00	41.75	0.64	0.76	0.00	0.00	0.07	0.00	0.41	0.00	0.00	102.67
106G10B	37.50	20.22	0.00	41.54	0.64	0.71	0.07	0.00	0.06	0.00	0.37	0.00	0.00	101.70
106G10C	38.18	20.89	0.00	41.31	0.69	0.82	0.08	0.00	0.02	0.00	0.42	0.00	0.00	102.42
106G10D	38.20	21.39	0.00	41.98	0.73	0.79	0.01	0.02	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	103.32
106G10E	38.20	21.67	0.00	42.04	0.55	0.48	0.05	0.00	0.06	0.00	0.37	0.00	0.00	103.68
106G10F	38.15	21.35	0.00	42.00	0.56	0.55	0.05	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	103.11
106G10G	38.58	21.94	0.00	37.30	0.80	3.75	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	103.24
106G12	38.22	21.33	0.00	42.13	0.95	0.73	0.06	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	104.21
106G13A	38.08	21.46	0.00	41.16	0.87	0.71	0.05	0.00	0.01	0.00	0.22	0.00	0.00	103.52
106G13B	38.15	21.69	0.00	41.59	0.74	0.88	0.07	0.00	0.11	0.00	0.28	0.00	0.00	103.50
106G13C	38.40	21.04	0.00	41.39	0.72	0.77	0.06	0.00	0.07	0.00	0.11	0.00	0.00	103.85
106G13D	39.31	21.86	0.00	41.86	0.81	1.60	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.00	0.00	104.70
106G13E	38.37	21.80	0.00	41.41	0.80	0.90	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	103.40
106G13F	38.31	21.61	0.00	38.94	0.86	3.40	0.04	0.04	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	103.33
LAME DV 217														
217G28A	37.62	21.40	0.00	43.10	0.35	03.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	103.11
217G28B	37.33	21.34	0.00	41.18	0.20	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	101.73
217G28C	39.07	21.50	0.00	42.58	0.28	0.44	0.04	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	103.09
217G30A	38.13	21.56	0.00	42.42	0.27	0.43	0.01	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	103.22
217G20B	38.13	21.56	0.00	42.58	0.20	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	103.07
LAME OG 109														
109G48A	38.09	20.74	0.00	40.25	0.52	0.79	0.05	0.01	0.09	0.00	0.37	0.00	0.00	102.70
109G48B	37.49	20.83	0.00	39.83	0.34	0.82	0.02	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00	0.00	99.93
109G48C	37.60	21.28	0.00	39.59	0.44	1.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00	0.00	100.27
109G51A	38.32	20.04	0.00	39.72	0.39	1.77	0.00	0.00	0.01	0.00	0.54	0.00	0.00	101.73
109G51B	37.80	20.77	0.00	39.34	0.49	1.35	0.03	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	100.65
109G51C	37.36	20.61	0.00	39.60	0.47	1.13	0.05	0.00	0.03	0.00	0.56	0.00	0.00	99.81
109G51D	37.61	20.63	0.00	39.78	0.44	0.95	0.01	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00	0.00	100.23
109G51E	37.71	21.17	0.00	39.50	0.31	1.67	0.02	0.02	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	100.93
109G51F	37.66	20.34	0.00	38.73	0.39	1.86	0.00	0.01	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	100.12
BIOTITES														
LAME DC 2														
2B 16	37.13	21.21	0.00	22.41	7.60	0.06	0.33	7.35	1.70	0.00	0.07	0.00	0.00	99.60
2B 18	35.82	20.86	0.00	22.41	7.37	0.14	0.22	8.13	1.57	0.00	0.04	0.00	0.00	96.75
2B 22	35.34	20.63	0.00	22.82	7.51	0.01	0.39	7.35	1.53	0.00	0.00	0.00	0.00	97.20
LAME DC 163														
163G34A	34.00	20.57	0.00	24.36	5.78	0.16	0.13	8.23	1.79	0.00	0.08	0.00	0.00	96.00
163G33	35.21	20.31	0.00	23.47	5.73	0.20	0.31	8.42	1.56	0.00	0.05	0.00	0.00	95.20
163G41	35.21	20.39	0.00	22.33	5.70	0.11	0.18	8.41	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	95.41
163G44A	36.16	20.40	0.00	19.93	7.99	0.11	0.10	8.31	1.56	0.00	0.07	0.00	0.00	95.41
LAME DR 106														
106G2A	34.16	16.92	0.00	20.72	4.19	0.14	0.01	8.25	1.89	0.00	0.08	0.00	0.00	94.97
106G2B	33.42	17.37	0.00	21.20	4.20	0.05	0.06	7.97	1.82	0.00	0.03	0.00	0.00	95.51
106G24	34.61	16.84	0.00	23.84	4.10	0.10	0.08	8.03	2.22	0.00	0.05	0.00	0.00	96.07
106G25	33.79	17.73	0.00	22.42	4.46	0.13	0.06	8.60	1.38	0.00	0.00	0.00	0.00	95.30
106G27	34.68	17.02	0.00	30.57	4.25	0.23	0.12	7.99	2.01	0.00	0.04	0.00	0.00	97.05
106G28	35.68	17.68	0.00	30.19	4.60	0.31	0.04	7.33	1.91	0.00	0.00	0.00	0.00	98.11
106G31	34.60	17.22	0.00	30.05	4.15	0.04	0.04	8.26	2.07	0.00	0.15	0.00	0.00	97.20
106G34	34.89	16.50	0.00	20.42	4.29	0.01	0.11	8.05	2.10	0.00	0.05	0.00	0.00	97.49

ANALYSES DES MINÉRAUX (suite).

	S102	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	H2O+	H2O-	TOTAL
STAURITIDES														
LAME DC 2														
2S 15A	28.81	55.34	0.00	14.42	1.41	0.00	0.01	0.00	0.56	0.00	0.02	0.00	0.00	100.57
2S 15B	28.50	54.16	0.00	14.83	1.19	0.02	0.00	0.00	0.43	0.00	0.02	0.00	0.00	99.21
2S 13	51.15	38.20	0.00	0.68	0.33	0.00	0.68	6.72	0.33	0.00	0.03	0.00	0.00	98.74
2S 20	27.97	53.33	0.00	13.93	1.13	0.04	0.01	0.00	0.41	0.00	0.04	0.00	0.00	97.31
2S 23	28.53	55.16	0.00	14.89	1.37	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.02	0.00	0.00	100.45
LAME DC 163														
163 S36	28.60	54.51	0.00	14.55	0.73	0.01	0.03	0.00	0.48	0.00	0.03	0.00	0.00	99.00
163 S37	28.06	54.18	0.00	14.79	0.87	0.00	0.01	0.00	0.30	0.00	0.14	0.00	0.00	98.34
163 S42	28.30	54.31	0.00	14.36	1.14	0.01	0.03	0.02	0.45	0.00	0.14	0.00	0.00	98.92
163 S45	27.71	54.70	0.00	14.13	1.20	0.05	0.02	0.00	0.43	0.00	0.07	0.00	0.00	98.35
CHLORITIDES														
163CHD33	25.06	41.01	0.00	24.72	1.71	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	92.72
163CHD35	24.95	41.10	0.00	23.93	1.64	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	91.81
FAYALITES														
217 F25	30.91	0.00	0.00	70.89	0.42	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	102.25
217 F27	31.15	0.00	0.00	69.91	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	101.52
217 F31	31.19	0.00	0.00	69.79	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	101.54
GRÜNERITES														
LAME DV 217														
217GR26	49.74	0.48	0.00	46.89	1.53	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	98.79
217GR28	50.35	0.48	0.00	47.84	1.65	0.02	0.04	0.05	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	100.51
217GR29	49.74	0.33	0.00	47.18	1.57	0.04	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.02
217GR32	49.61	0.26	0.00	45.72	1.46	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	97.26
LAME DG 109														
109GR46	50.15	0.37	0.00	42.27	3.65	0.11	0.05	0.00	0.01	0.00	0.10	0.00	0.00	96.71
109GR49	50.83	0.40	0.00	43.47	3.51	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	98.50
MAGNETITE														
109 M47	0.26	1.83	0.00	86.71	0.09	0.00	0.03	0.00	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	89.66





## RESUME:

Dans les Maures occidentales (Var), le groupe de Collobrières (Camb. sup., Ordovicien) affleure selon une bande NE-SW de 20km de long pour 5 à 6km de large et constitue la couverture occidentale du socle ancien formé par les gneiss de Bormes. Cette série se compose de micaschistes mésozonaux dans lesquels on observe plusieurs niveaux de concentrations en fer. D'importantes formations métavolcaniques basiques (amphibolites) et acides (leptynites), de caractère alcalin y sont intercalées.

A la base, les micaschistes bicolores sont à muscovite-biotite avec grenat et staurotide. Ils sont très cristallins et montrent des passées riches en quartz dans lesquelles se situent deux horizons métriques (Rascas), lenticulaires, de grenatite à quartz et biotite, riche en apatite. L'horizon inférieur contient la collobrièrite, minéral de fer à magnétite, almandin et fayalite (le plus souvent transformée en grünerite) et riche en apatite. Collobrièrite et grenatite constituent la concentration en fer de type n°1. Les données chimiques permettent de reconnaître à l'origine des micaschistes et de la grenatite une série continue entre des argillites à illite prépondérante et des termes à Fe-chlorite (chamosite) (+quartz). La collobrièrite dérive de roches chloriteuses auxquelles s'ajoutent soit des oxydes de fer, soit de la sidérite. Cette origine s'accorde bien avec ce que l'on connaît des minerais de fer paléozoïques. En particulier, la collobrièrite pourrait être l'équivalent mésozonal des minerais de l'Ord. inf. de Bretagne. La température estimée entre 480°C et 550°C pour 5 à 6kb dans la grenatite à quartz et biotite bien qu'en accord avec la paragenèse de la roche apparaît faible au regard du métamorphisme régional. Ce qui tendrait à indiquer que la possibilité d'échanges métasomatiques locaux n'est pas à rejeter totalement.

Vers le haut, la série est ensuite constituée par les micaschistes bleus et blancs de même composition minéralogique que les précédents. Localement, les micaschistes bleus passent successivement à des staurotidites puis à des grenatites (concentration en fer de type n°2). Les micaschistes dérivent également de roches argileuses essentiellement illitiques. L'enrichissement en staurotide est l'héritage d'horizons à kaolinite, illite et chlorite riche en fer dans lesquels s'individualisent des termes à chloriteFe (grenatite). La température du métamorphisme est estimée à 550°C pour 5 à 6kb dans les niveaux de concentrations en fer de type n°2.

L'équivalent de la série de Collobrières se retrouve à l'Est des gneiss de Bormes. Plusieurs horizons riches en fer et en phosphore ont été observés: grenatite de la Chartreuse de la Verne, apatite à grenat du Verger d'Icard.

Une étude minéralogique a typé les biotites et permis de déceler une phase tardive de basse pression dans les micaschistes et les staurotidites par l'intermédiaire d'une étude sur la zonalité des grenats. Les composants fluides ont exercé une grande influence lors du métamorphisme des niveaux riches en fer.

MOTS CLES : fer, micaschistes, grenatite, collobrièrite, illite, chamosite, sidérite, mésozone, Paléozoïque inférieur, Maures occidentales.