



**HAL**  
open science

# Pétrologie, minéralogie et géochimie des cornéennes calciques et des skarns minéralisés, dans le gisement de scheelite de Salau (Ariège)

Alain Zahm

► **To cite this version:**

Alain Zahm. Pétrologie, minéralogie et géochimie des cornéennes calciques et des skarns minéralisés, dans le gisement de scheelite de Salau (Ariège). Géochimie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1987. Français. NNT: . tel-01068588

**HAL Id: tel-01068588**

**<https://theses.hal.science/tel-01068588v1>**

Submitted on 26 Sep 2014

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

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

# THESE

Présentée devant

L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Par

Alain ZAHM

*En vue de l'obtention du titre de  
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie*

**PETROLOGIE, MINERALOGIE ET GEOCHIMIE  
DES CORNEENNES CALCIQUES  
ET DES SKARNS MINERALISES  
DANS LE GISEMENT DE SCHEELITE DE SALAU  
(Ariège, France)**

**Soutenu le 13 Novembre 1987  
à L'Université Pierre et Marie Curie**

Devant le jury composé de :

M. GUITARD : Président  
M. FONTEILLES : Directeur de thèse  
M. GUY : Rapporteur  
M. SOLER : Rapporteur  
M. MAURY : Examineur  
M. VERKAEREN : Examineur



ECOLE NATIONALE SUPERIEURE  
DES MINES DE SAINT-ETIENNE

LABORATOIRE DE GEOLOGIE APPLIQUEE  
UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

# THESE

Présentée devant

L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Par  
Alain ZAHM

*En vue de l'obtention du titre de  
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie*

PETROLOGIE, MINERALOGIE ET GEOCHIMIE  
DES CORNEENNES CALCIQUES  
ET DES SKARNS MINERALISES  
DANS LE GISEMENT DE SCHEELITE DE SALAU  
(Ariège, France)

Soutenu le 13 Novembre 1987  
à L'Université Pierre et Marie Curie

Devant le jury composé de :

M. GUITARD : Président  
M. FONTEILLES : Directeur de thèse  
M. GUY : Rapporteur  
M. SOLER : Rapporteur  
M. MAURY : Examineur  
M. VERKAEREN : Examineur



## AVANT-PROPOS

Le travail présenté dans cette thèse est non pas l'oeuvre d'un seul homme, mais l'aboutissement de bien des années de discussions avec des professeurs et des chercheurs avisés ; ce travail doit également énormément à la qualité des analyses, fruit du soin méticuleux apporté par les ingénieurs et les techniciens à leur réalisation.

Je tiens à remercier tout d'abord Mr Guitard qui a bien voulu présider le jury de cette thèse. Il fut celui qui m'enseigna le métamorphisme, et m'y fit prendre plaisir.

Mr Fonteilles a eu la bonté de m'accueillir dans son équipe. Il m'a permis ainsi de continuer à faire de la recherche et de pénétrer dans le monde passionnant de la métasomatose.

Bernard Guy est celui qui eut le plus à me supporter durant toute la durée de cette thèse. Il en a beaucoup de mérite. Les discussions que nous eûmes tous les deux m'ouvrirent les yeux sur un monde que je ne soupçonnais pas.

Pierre Soler est un ami, qui par sa jovialité et sa parfaite connaissance du sujet, m'a aidé à surmonter bien des embûches.

Jean Verkaeren m'a fait profiter de toute son expérience sur les skarns. Il m'a également accueilli dans son laboratoire où fut réalisée une partie des analyses présentées ici.

Enfin, Mr Maury a été la première personne qui m'ait initié au domaine de la recherche, il a su m'y faire prendre goût. Je lui en tiens une profonde gratitude.

Il me tient à coeur de remercier également tous mes collègues et amis, qui ont joué un rôle essentiel dans cette aventure qu'est une thèse.

Le directeur du département de géologie de l'Ecole des Mines de St-Etienne : Mr Perrin.

Tous les chercheurs du département de géologie de l'Ecole des Mines de St-Etienne : Hervé Issard, Louis Raimbault, Jean-Louis Kaelin, Véronique Croze, Bruno Tessier, Jean-Luc Bouchardon, Jacques Moutte, Daniel Garcia, Essaïd Bilal.

Les ingénieurs et techniciens qui ont obtenu ces analyses, sans lesquelles rien n'est possible : Jean-Jacques Gruffat, Christiane David et Yves Baud.

Et surtout Lorédane Santangelo qui a, avec une persévérance digne d'éloge, accepté de taper cette thèse, sans oublier Nathalie Hospital qui en a préparé la version finale.

Je veux remercier également nos amis les belges : Michel Dubru, Guy Van Marcke, Anne Dominique Krier Schellen, Anne De Smetd...

Je me dois aussi de remercier Mr Fillit pour la possibilité qu'il m'a donnée, d'utiliser l'appareil de diffraction des rayons X : Dosphatex, mis au point par ses soins, ainsi que Mr Benaben pour les analyses par activation neutronique effectuées dans son laboratoire.

Il y a encore tous les géologues de Paris VI ou d'ailleurs, qui partagèrent une amitié et une passion, et qui maintenant ont disparu des mémoires de ceux qui, un temps, les poussèrent à s'enfoncer encore plus dans la recherche. Bon nombre d'entre eux ont maintenant des activités bien éloignées de la géologie, qui les mena sur les bancs de l'Université. Je tiens à les rappeler au souvenir des chercheurs. Ils ont sacrifié une partie de leur vie pour la carrière de ceux-là.

Le travail présenté ici a bénéficié d'un soutien financier de la Commission des Communautés Européennes et du CNRS (Action de Recherche concertée "Hautes Teneurs").

## SOMMAIRE

<u>INTRODUCTION</u>	1
CHAPITRE I	11
<u>ETUDE PETROGRAPHIQUE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES BARREGIENNES</u>	
1/ INTRODUCTION	13
2/ PETROGRAPHIE	13
3/ ASPECTS STRUCTURAUX	16
4/ MINERALOGIE	17
5/ GEOCHIMIE	21
5.1 Méthodes d'analyse	23
5.2 Présentation des échantillons	23
5.3 Caractères chimiques de l'ensemble de la formation	23
5.4 Nature de l'apport terrigène	35
5.5 Comportement des éléments traces	47
5.6 Comportement des terres rares	56
6/ CONCLUSIONS	57
CHAPITRE II	59
<u>ETUDE PETROGRAPHIQUE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CORNEENNES CALCIQUES</u>	
1/ INTRODUCTION	61
2/ PETROGRAPHIE	62
2.1 La fraction carbonatée	62
2.2 La fraction pélitique	67

3/ MINERALOGIE	73
3.1 Le pyroxène	73
3.2 La vésuvianite	76
3.3 Le grenat	81
3.4 La clinozoïsite	85
3.5 Le sphène	85
3.6 La wollastonite	86
4/ GEOCHIMIE	86
5/ COMPORTEMENT DES TERRES RARES	111
6/ BILAN DE MATIERE	117
7/ CONCLUSION	124

CHAPITRE III	125
--------------	-----

**ETUDE PETROLOGIQUE PARAGENETIQUE ET THERMOCHIMIQUE DE LA  
FORMATION DES CORNEENNES CALCIQUES**

1/ INTRODUCTION	127
2/ PRELIMINAIRES	128
2.1 Rappels	128
2.2 Détermination d'un mécanisme responsable de la formation des zones	128
2.3 Méthodes d'étude de la diffusion	131
3/ REACTIONS METASOMATIQUES	133
3.1 Fraction carbonatée	133
3.2 Fraction pélitique	139
3.3 Les phénomènes tardifs	145
4/ ETUDE DES SYSTEMES DE ZONES OBSERVES DANS LES CORNEENNES	146
5/ CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE FORMATION DES CORNEENNES CALCIQUES	153
5.1 Définition du système	153
5.2 Limitation du nombre de phases à l'équilibre	154
5.3 Détermination de la pression	155
5.4 Estimation de la température et de la pression partielle de CO <sub>2</sub>	155

**ETUDE MINERALOGIQUE PETROGRAPHIQUE GEOCHIMIQUE DES SKARNS  
ET ENDOSKARNS**

1/ INTRODUCTION	169
2/ DEFINITIONS	169
3/ LES DIFFERENTS TYPES DE SKARNS A SALAU	171
3.1 Les skarns sur marbres graphiteux	172
3.2 Skarns sur cornéennes calciques	174
4/ MINERALOGIE	179
4.1 La wollastonite	179
4.2 Le pyroxène	179
4.3 Le grenat	181
4.4 L'amphibole	188
4.5 Phases tardives associées aux skarns	188
5/ GEOCHIMIE	196
5.1 Identité des fluides	196
5.2 Problèmes liés à l'altération	196
5.3 Choix d'un critère de différenciation	196
5.4 Eléments corrélés au titane dans les cornéennes	200
5.5 Eléments corrélés à la silice	203
5.6 Les autres éléments enrichis	207
5.7 Les éléments lessivés	207
5.8 Les éléments constants	207
5.9 Les terres rares	210
6/ LES REACTIONS METASOMATIQUES	216
6.1 Skarns sur marbre	217
6.2 Skarns sur cornéennes	219
6.3 Conclusion	222
7/ L'ENDOSKARN	222
7.1 Pétrographie	223
7.2 Géochimie	227
8/ COMPARAISON SKARNS - ENDOSKARNS	237

9/ QUELQUES CONSIDERATIONS SUR LE FLUIDE	239
10/ COMPOSITION DU FLUIDE	239
11/ CONCLUSIONS	248

CHAPITRE V	251
------------	-----

### ETUDE MINERALOGIQUE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES ALTERATIONS

1/ INTRODUCTION	253
2/ ALTERATIONS DES SKARNS ET DES CORNEENNES CALCIQUES	254
2.1 Envahissement des roches par le quartz	254
2.2 Développement précoce de sulfures	257
2.3 Amphibolitisation	259
2.4 Développement tardif de sulfures	261
2.5 Altération tardive	262
3/ ALTERATION DE LA GRANODIORITE	262
3.1 Altérations précoces	262
3.2 Développement de la calcite	264
3.3 Muscovitisation	264
3.4 Développement de sulfures dans la granodiorite	264
3.5 Altérations mal situées chronologiquement	265
4/ ESTIMATION DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DU FLUIDE DE SULFURATION	266
5/ ETUDE DE LA MINERALISATION	275
5.1 Structure du gisement	275
5.2 Nature de la roche support de la minéralisation	276
6/ COMPOSITION DE LA SCHEELITE	280
6.1 Molybdène	280
6.2 Terres rares	280
7/ CONCLUSION	284
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	285
TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES	295
TABLEAUX DE COMPOSITION DES MINERAUX	341

**INTRODUCTION**

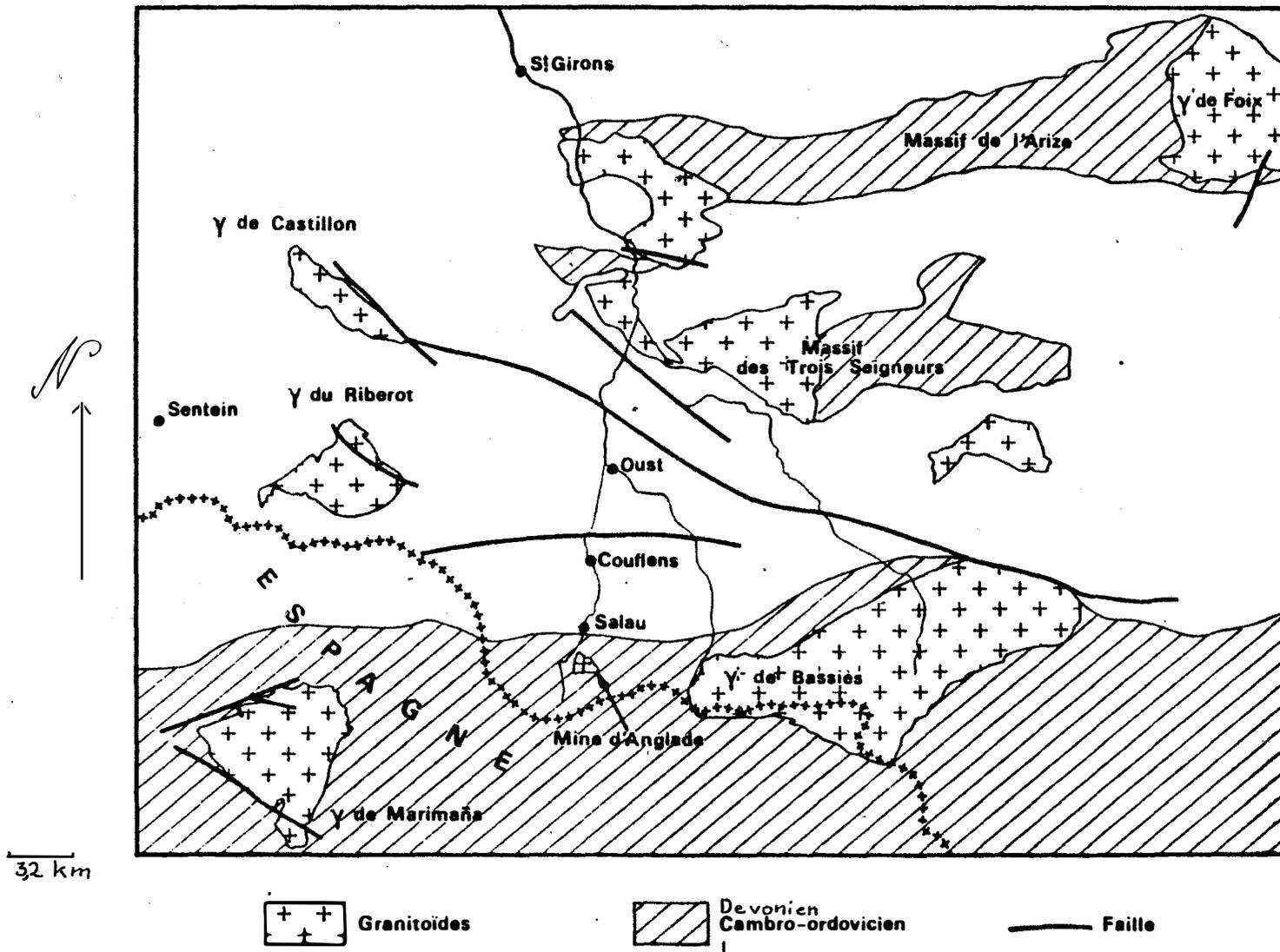


FIGURE 1

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL (D'APRES SOLER ; 1977)

## Introduction et présentation du gisement de Salau.

Le gisement de tungstène de Salau est situé dans les Pyrénées ariégeoises, au fond de la vallée du haut Salat, à proximité de la frontière espagnole. Le cirque d'Anglade, sous lequel sont placés les bâtiments miniers, a donné son nom à la société minière exploitant le gisement.

La localité la plus proche est le village de Salau (3 km au Nord du gisement), lui même situé à 35 km au Sud de St Giron, sous-préfecture de l'Ariège (fig. 1).

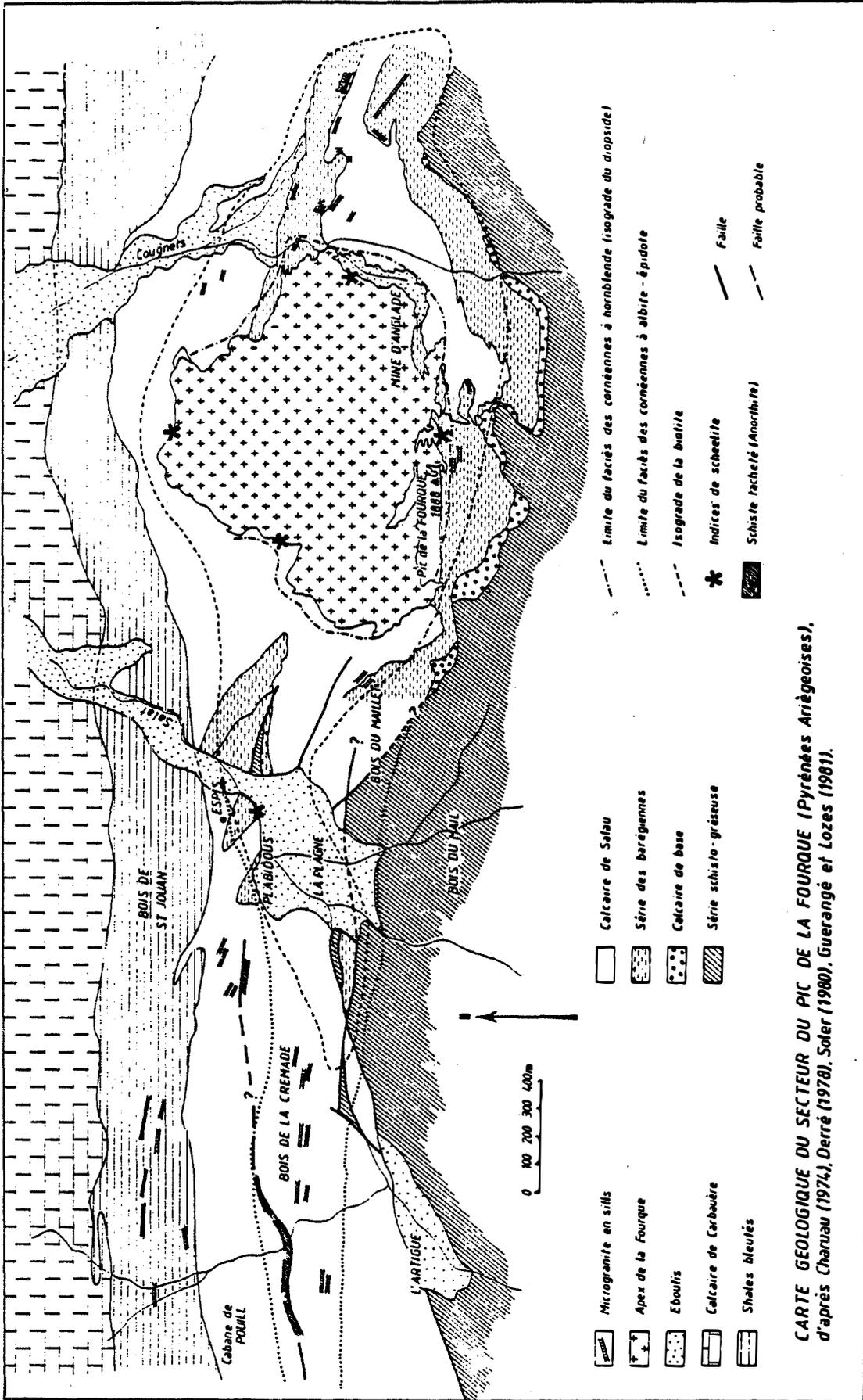
Le minerai est constitué par de la scheelite ( $\text{CaWO}_4$ ), contenue principalement dans un assemblage de quartz et sulfures (pyrrhotine essentiellement), développé aux dépens de skarns et de diverses autres roches.

Les corps de minerai connus sont localisés au contact sud de l'apex granodioritique de la Fourque (d'âge hercynien), et des terrains encaissants : marbres et alternances carbonato-pélimitiques (fig. 2).

Découvert en 1961 par la division Sud-Ouest du B.R.G.M. au cours d'une campagne de prospection systématique des granitoïdes pyrénéens, le gisement a été mis en exploitation par la Société Minière d'Anglade en 1970.

Jusqu'en 1976, la mine n'exploitait que deux corps de minerai : la formation du Bois d'Anglade regroupant la formation Sud, la formation Nord, et le Golfe, et le S.C., qui constituent la découverte initiale du B.R.G.M..

La production totale de ces deux corps, réunis sous le terme général de quartier du Bois d'Anglade, a été d'environ 5 500 tonnes de  $\text{WO}_3$ , les teneurs variant de 1 à 2 %.



**CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DU PIC DE LA FOURQUE (Pyrénées Ariégeoises), d'après Charau (1974), Derré (1978), Soler (1980), Guérangé et Lozes (1981).**

En 1976 a été découvert, un peu plus à l'Ouest, un nouveau corps de minerai baptisé Véronique.

Sa production jusqu'à ce jour a été d'environ 12 000 tonnes  $W_3$  à des teneurs supérieures à 2%, une production donc supérieure à celle de la formation du Bois d'Anglade.

L'exploitation a cessé en Novembre 1986, non pas faute de minerai, mais en raison d'une conjoncture économique catastrophique. Malgré des teneurs en entrée laverie parfois supérieures à 3% et jamais inférieures à 2,7% la mine ne pouvait maintenir un bilan positif. On ne connaît pas les limites du gisement dont des extensions en profondeur sont hautement probables.

De nombreux travaux ont été menés sur le gisement de Salau. Dès le début de l'exploration, Fonteilles et al (1968) montraient la relation spatiale existant entre skarns et minerai, ainsi que l'importance de la phase d'altération, donnant naissance aux roches d'origine hydrothermale (Fonteilles et al 1968).

Par la suite Derré (1972), Charruau (1974) ont étudié l'environnement géologique. Les thèses de P. Soler (1977) et J.L. Kaelin (1982) ont été consacrées respectivement à la pétrologie et à la structure du gisement.

La colonne stratigraphique de la série encaissante (fig. 3) a été étudiée par J.L. Kaelin (1982). Au niveau de la mine elle consiste essentiellement en des roches carbonatées : marbre de Salau et alternances carbonato-pélimitiques appelées localement barrégiennes (Caralp, 1888), d'âge dévonien.

Les roches au contact de la granodiorite, ainsi que la granodiorite elle-même, ont subi une succession de phénomènes hydrothermaux, responsable de la formation du gisement.

Antérieurement et au cours de ces transformations, une série de déformations affecte le secteur. J.L. Kaelin a reconnu six phases, dont deux seraient antérieures à la mise en place de l'apex. Le développement des corps de minerai seraient, toujours selon le même auteur, en partie contrôlé par les structures de la première phase, la minéralisation se développant dans les charnières des grands plis.

Un autre aspect structural, lié cette fois à la géométrie de l'intrusif, a été noté par Soler (1977), qui montre, en se basant sur les travaux d'auteurs russes et américains, que la concavité vers l'encaissant du contact intrusif-encaissant (formes de gouttières ou de golfes) favorise la percolation des terrains contenus dans ces structures, et de ce fait entraînerait un plus grand développement du minerai.

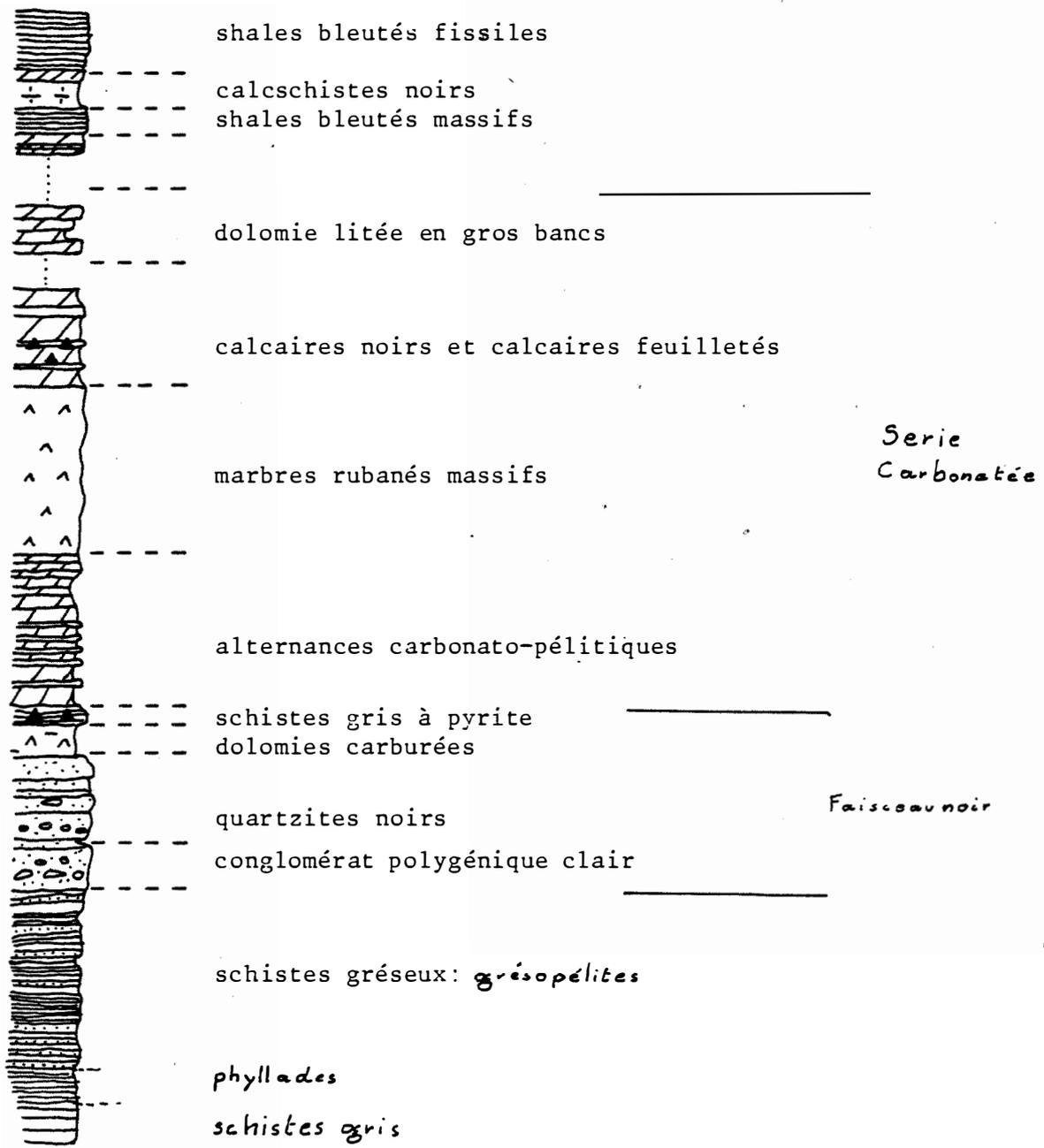


FIGURE 3

LOG DE LA SERIE SEDIMENTAIRE DE SALAU (d'après Kaelin 1982)

L'importance de la structure cassante a été mise en évidence tout d'abord par Dérré (1974), puis par Soler (1977), qui a montré l'existence d'une faille notée  $\Psi$  2, de direction Est Ouest, à pendage  $76^\circ$  Nord. La limite Sud du gisement du Bois d'Anglade vient buter contre cette faille qui se retrouve dans le quartier Véronique.

Kaelin a interprété l'organisation du minerai en postulant l'existence d'une deuxième famille de failles, notée  $\Psi$  1, antérieure à  $\Psi$  2, orientées N 90 à N 70, à pendage Sud. La famille de failles  $\Psi$  1 est développée au niveau du contact minéralisé granodiorite calcaire. Cette minéralisation a été interprétée par Kaelin (1982), comme correspondant à un remplissage.

A leur extrémité ouest, les failles  $\Psi$  1 viennent buter sur la faille  $\Psi$  2, stérile, dont le jeu serait inverse, à composante horizontale sénestre (fig. 4).

Le quartier Véronique apparaît ainsi composé d'un compartiment situé au Nord du plan de faille  $\Psi$  2, et constitué d'un minerai formé en remplacement des skarns développés sur les roches situées au fond des golfes de la granodiorite. Ce compartiment se distingue d'un compartiment sud, situé au Sud du plan de faille  $\Psi$  2, consistant en un minerai formé dans les failles  $\Psi$  1 et dans des mylonites.

Enfin une étude géochimique de la granodiorite de la Fourque a été effectuée par Rimbault (1981), qui a mis en évidence cinq faciès différents.

L'étude de la géochimie isotopique a été entamée dans les travaux de Guy (1979) et de Toulhoat (1982). Elle a permis en particulier de montrer que le soufre dans la minéralisation a une origine profonde.

Le travail qui va suivre s'inscrit dans la suite des précédents et a pour but l'étude des modifications successives des barrégiennes.

Plus particulièrement le thème initial était : étude minéralogique et pétrographique de la formation des cornéennes calciques et des skarns sur les barrégiennes. Très vite il m'est apparu que, pour bien comprendre ces phénomènes, et pour pouvoir prétendre les expliquer, une comparaison des transformations affectant les différentes roches présentes à Salau était nécessaire. Il a donc fallu augmenter le nombre des renseignements déjà acquis au cours des précédentes études. C'est ainsi que j'ai été amené à reprendre une partie de l'étude déjà

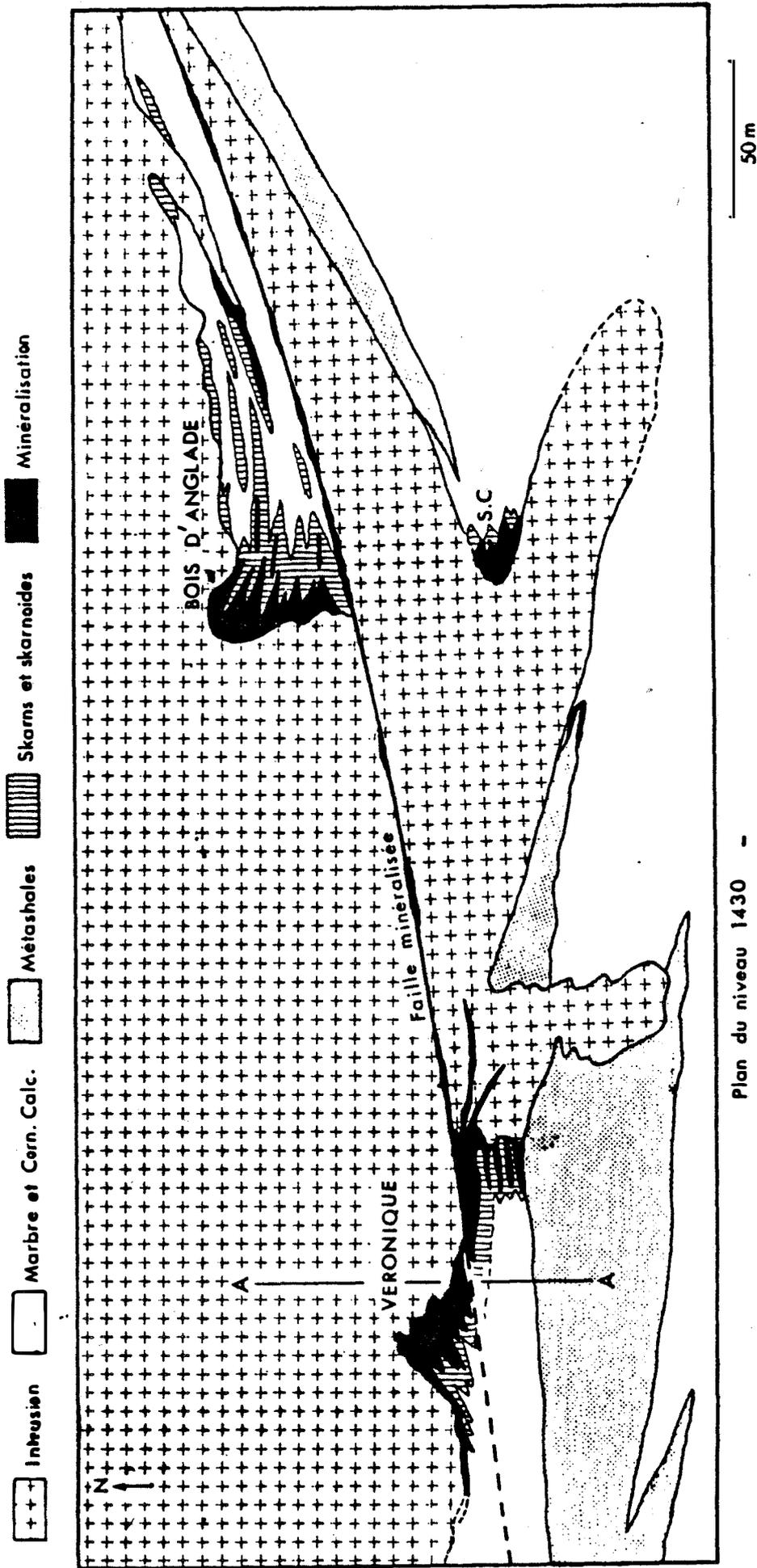


FIGURE 4  
 REPARTITION ET LIAISON TECTONIQUE DES DIFFERENTS CORPS DE MINERAI (D'APRES SOLER 1977)

menée par Soler dans sa thèse, en l'augmentant de nouvelles analyses.

On trouvera donc ici tout d'abord une étude minéralogique et géochimique des barrégiennes, servant de base à l'étude de la formation des cornéennes calciques.

Puis vient une étude des skarns formés sur les cornéennes, sur les marbres et sur la granodiorite, la comparaison des trois permettant de mieux comprendre le mode d'action du fluide métasomatique.

Enfin j'ai essayé de débrouiller l'inextricable écheveau constitué par la multitude des phases tardives d'altération. Avec les éléments obtenus, j'ai tenté de fixer les conditions de formation de la minéralisation.



CHAPITRE I

ETUDE PETROGRAPHIQUE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE  
DES BARREGIENNES



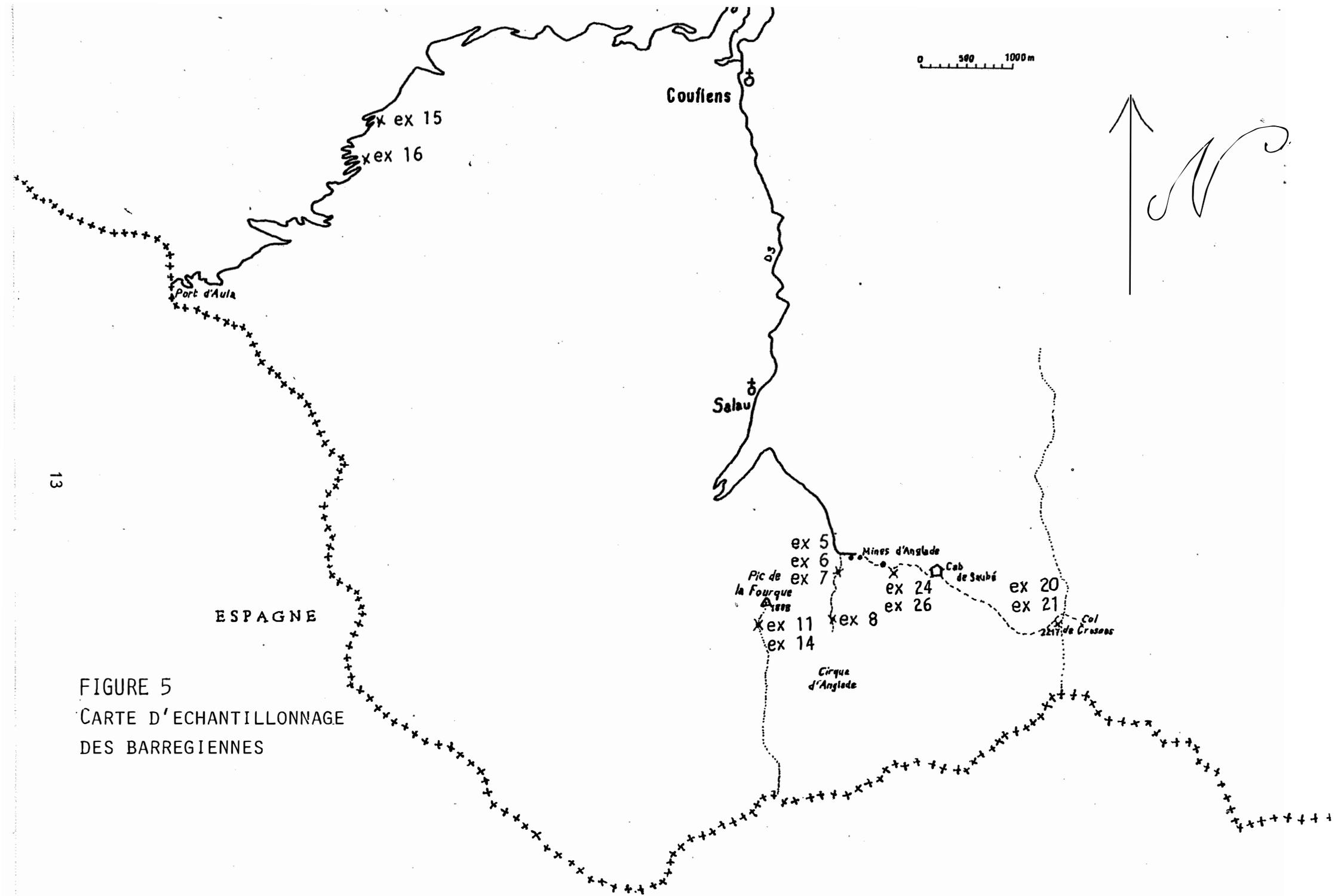


FIGURE 5  
 CARTE D'ECHANTILLONNAGE  
 DES BARREGIENNES

## 1/ INTRODUCTION

Nous allons maintenant définir les caractéristiques propres à la roche de départ, c'est à dire procéder à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique des alternances calco-silicatées appelées localement barrégiennes (Caralp 1888). Il nous faut pour cela examiner la roche hors du domaine de métamorphisme de contact lié à la granodiorite de la Fourque, ceci afin de pouvoir caractériser par la suite d'éventuelles variations de composition et/ou de minéralogie liées à ce métamorphisme. Il faut donc que les échantillons prelevés soient le plus éloignés possible des influences hydrothermales responsables de la formation du gisement.

Pour ce faire des échantillons ont été récoltés à des distances variables de la granodiorite, hors de la zone de métamorphisme de contact, ainsi qu'à l'intérieur de celle-ci mais sans aller jusqu'au diopside, ce minéral marquant le passage des barrégiennes aux cornéennes calciques.

Ceci nous a mené parfois à plusieurs kilomètres du gisement. Intervient alors un autre facteur pouvant expliquer les différences entre les échantillons : des variations latérales de faciès. Certaines d'entre elles sont déjà connues : la fraction carbonatée des barrégiennes, de calcitique au niveau du gisement, devient dolomitique en s'éloignant vers l'Est (JL Kaelin 1982).

L'étude que nous présentons ici va nous permettre d'appréhender une composition "moyenne" pour les fractions carbonatée et détritique des barrégiennes ; ceci nous permettra ensuite de déterminer la nature des modifications chimiques qui conduiront aux cornéennes calciques.

## 2/ PETROGRAPHIE

Les barrégiennes appartiennent à la série carbonatée de Salau. Elles sont surmontées stratigraphiquement par les marbres rubanés massifs datés du Dévonien, et reposent tantôt sur les schistes gris, tantôt sur les dolomies appartenant au faisceau noir (JL Kaelin 1982).

La formation des barrégiennes présente une alternance de lits d'épaisseur variable, de pélites et de marbres calcaires en bancs pluridécimétriques à la base et centimétriques au sommet. La puissance totale des barrégiennes varie de 20 à 40 mètres.

Les bancs carbonatés sont constitués essentiellement par de la calcite en fins cristaux (micrite) ou en plages recristallisées pouvant correspondre à des éléments de tiges de crinoïdes. La matière organique y est rare. On note de temps en temps la présence de cristaux automorphes de pyrite.

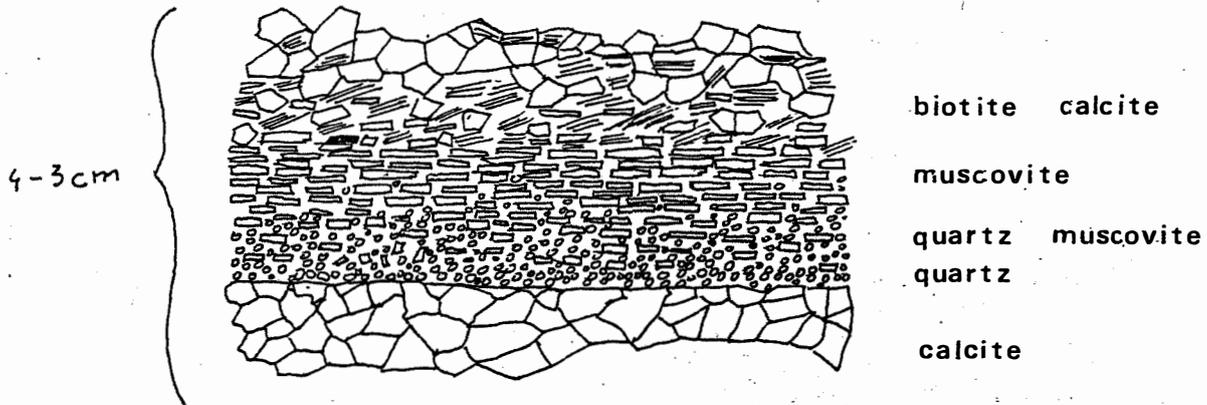
Les lits pélitiques alternant avec les bancs calcaires, possèdent une structure complexe qui tend à montrer qu'il existe une évolution dans la nature de la sédimentation au cours de leur formation (fig. 6). La base d'un lit pélitique (ech. ex 26) montre un passage brusque des calcaires aux pélites. Ces dernières sont alors constituées essentiellement de quartz et de muscovite. La présence de matière organique notée par Derré 1972 explique la teinte sombre de ces lits. La calcite est présente, mais très rare. Ensuite, au fur et à mesure de la progression au sein de ce lit pélitique, on note l'apparition de la biotite, d'abord subordonnée aux autres phases pour ensuite devenir prépondérante. Il n'a pas pu être observé de feldspath, les analyses faites à la microsonde n'ont pas permis de caractériser ce minéral dans ce cas. Cela pose un problème, car le mécanisme d'apparition de la biotite auquel on peut s'attendre est la réaction entre chlorite et muscovite donnant biotite et feldspath. Toutefois on peut penser que, la proportion de carbonates augmentant au sein du lit, lors de la recristallisation liée au métamorphisme de contact, le magnésium contenu dans la calcite induise la formation de biotite.

Parallèlement à la formation de la biotite, on note une diminution de la proportion du quartz contenu dans le lit, alors que la proportion de calcite augmente. La proportion de muscovite ne varie pas de façon appréciable dans le lit.

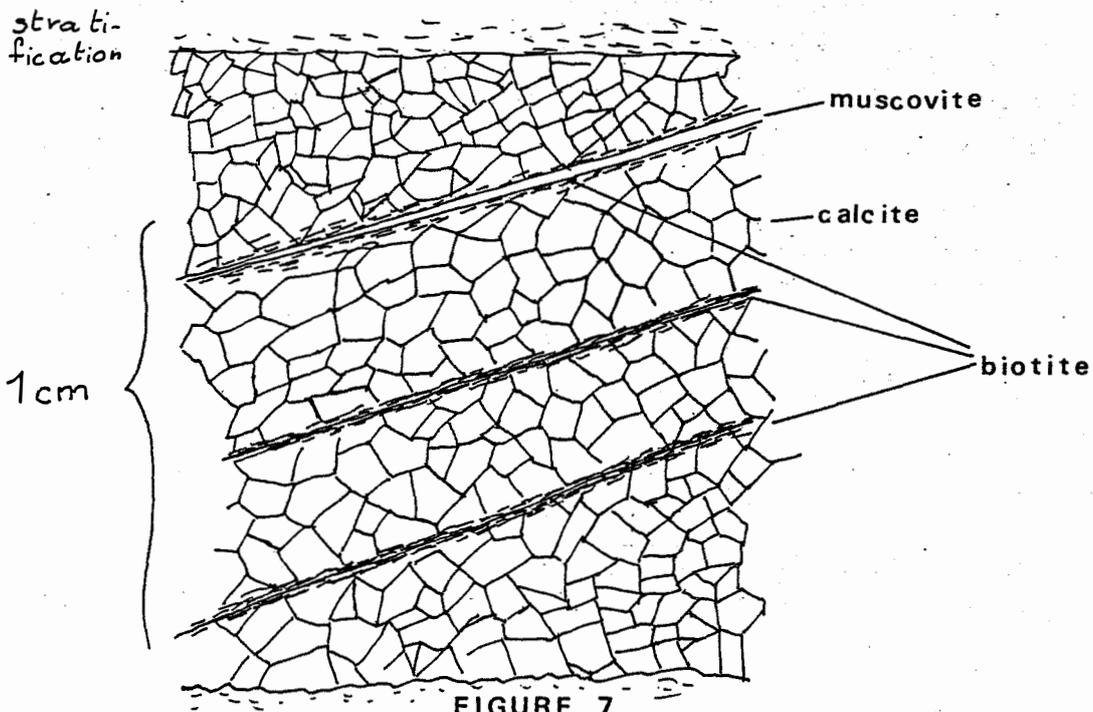
Le passage des pélites aux calcaires au sommet du banc se fait de façon progressive, la proportion de calcite augmente jusqu'à former des lits, et on passe ainsi en continuité des lits pélitiques aux bancs calcaires décrits au dessus.

Les barrégiennes sont affectées par un métamorphisme régional dans le faciès schistes verts (Derré 1976). Cela implique que la roche étudiée ne correspond plus minéralogiquement à la roche sédimentaire. Cela ne doit cependant pas gêner l'étude géochimique de la formation, on peut en effet considérer qu'à ce stade la composition de la roche n'a pas été modifiée.

A proximité de l'apex de la Fourque, le métamorphisme de contact a également induit une modification de la minéralogie. Ici encore, pour les roches peu



**FIGURE 6**  
ASPECT PRESENTE PAR UN LIT PELITIQUE  
DES BARREGIENNES



BIOTITE MARQUANT LA SCHISTOSITE  
DANS LES BANCS CALCAREUX DES  
BARREGIENNES

affectées par le phénomène (situées hors de la zone d'apparition du clinopyroxène) on considérera que la composition n'est pas affectée par la modification de la minéralogie.

### 3/ ASPECTS STRUCTURAUX

A proximité de la mine (Ravin du Cougnets, ravin d'Anglade) les bancs calcaires sont traversés par de fins lits schisteux. Ces lits sont obliques sur la stratification marquée par les niveaux de différente nature (fig.7). Ceci est particulièrement net dans les zones de charnières de plis. Ces lits sont interprétés comme résultant du développement d'une schistosité de strain slip, (phase de plis 2 Soler 1977 ; Kaelin 1982) au sein de laquelle une partie du matériel pélitique est entraîné. Ces lits résultent donc d'un phénomène de différenciation métamorphique.

Ce phénomène peut se généraliser, conférant ainsi aux bancs carbonatés un aspect d'alternance très fine de calcaires et de schistes. Il semble que le matériel rassemblé dans la schistosité corresponde essentiellement à des minéraux phylliteux : il y a été observé la muscovite et la biotite, le feldspath n'y a pas été reconnu. Cependant, vue la très faible puissance présentée par ces lits, et la difficulté à y reconnaître les phases, on ne peut conclure de manière définitive à l'absence de ce minéral dans les plans de schistosité. La muscovite ne se rencontre qu'à proximité des lits pélitiques, et ce de manière très subordonnée à la biotite qui constitue l'essentiel de la minéralogie de ces lits. De plus l'association muscovite -biotite présente une disposition particulière : on observe des lits au coeur desquels est située la muscovite, la calcite étant absente, alors que la biotite en forme la périphérie, et se retrouve en association avec la calcite (fig 7).

Ce phénomène n'a pas été reconnu dans les échantillons récoltés au port d'Aula.

Les bancs pélitiques, nous l'avons vu, peuvent présenter une puissance relativement faible. Cette fraction, plus compétente que les calcaires, devient moins sensible aux déformations subies par la roche. On observe alors un étirement de ces lits allant jusqu'à un boudinage. Quand les lits sont très fins la déformation peut avoir comme résultat la fragmentation totale des lits pélitiques, et on observe alors des "îlots" pélitiques disséminés au sein des calcaires ayant flué. Quand l'épaisseur des lits pélitiques devient plus consé-

quente, et la déformation moins prononcée, les lits se fragmentent; et se décalent, mais les blocs ne s'éloignent pas les uns des autres. On obtient alors une roche présentant un mélange tectonique de pélites et de calcaires intimement imbriqués. Ce type de roche forme un milieu qui, du point de vue chimique, est particulièrement réactif.

La description qui vient d'être faite correspond à des échantillons provenant du ravin du Cougnets, situé à quelques centaines de mètres du gisement. Les échantillons collectés sur la route du Port d'Aula ne présentent pas une telle structure. Nous avons déjà vu que la fraction carbonatée de ces échantillons semblait différer par l'absence de lits phylliteux marquant une schistosité. Pour ce qui est de la fraction pélitique, la différence est encore plus nette puisque la phase prépondérante est la muscovite, la biotite étant absente de ces échantillons. Ceci s'explique par le fait que les échantillons récoltés à proximité de la granodiorite sont affectés par le métamorphisme de contact. Celui-ci se traduit à ce niveau par l'apparition de la biotite (C Derré 1978). Cependant la formation de la biotite est isochimique si l'on ne considère que les éléments non volatils, et sa cristallisation conférant au lit un aspect dissymétrique, permet de mettre en évidence de façon nette l'évolution de la composition chimique qui existe au sein des lits pélitiques.

Les paragenèses fréquemment observées sont :

muscovite - quartz (tous les échantillons)  
biotite - anorthite - muscovite - quartz - calcite (ech. ex 5 et ex 6)  
Dans l'échantillon ex 24 décrit dans le texte on n'a pu mettre en évidence la présence de feldspath.

Hors du contexte de métamorphisme de contact, la paragenèse observée est :  
chlorite - muscovite - quartz - calcite (ech. ex 15).

#### 4/ MINERALOGIE

Les principales phases reconnues sont :

La calcite, la muscovite, la biotite, et le quartz comme phases principales, l'anorthite, la chlorite, l'amphibole, le sphène, et la tourmaline comme phases accessoires, disséminées dans la formation pélitique.

Parmi ces minéraux, certains sont liés au métamorphisme régional, essentiel-

lement muscovite et chlorite, alors que la biotite et le feldspath ont hérités du métamorphisme de contact.

- La muscovite.

C'est le minéral typique de la fraction pélitique, elle en constitue la phase prépondérante. Observée dans tous les échantillons sous forme de très fines tablettes de quelques microns, toujours orientées, elle contient toujours une partie du pôle phengitique.

A température donnée, le rapport Fe/Mg de la muscovite est relié à la composition de la biotite associée, et à la composition de la roche :

Dans l'échantillon ex 5 le rapport Fe/Mg de la muscovite est proche de celui de la phlogopite associée (tableau 1).

Dans l'échantillon ex 6 la muscovite présente un rapport Fe/Mg nettement supérieur à ex 5 et aux biotites associées (tableau 1).

Dans ex 24a' la muscovite montre un rapport Fe/Mg inférieur à 1, comme l'est celui de la biotite associée, qui cependant présente un rapport légèrement supérieur à celui de la muscovite (tableau 1).

N° ech	Fe/Mg biot.	Nb Pts	Fe/Mg musc.	Nb Pts
ex 5	0,182	3	0,175	4
ex 6	0,812	1	6,44	5
ex 24a			0,454	4
ex 24a'	0,629	3	0,493	3
ex 24a''	0,552	3		

Tableau 1 : rapports Fe/Mg moyens des biotites et des muscovites dans les échantillons de barrégiennes.

La composition de la muscovite ne présente pas de variation au sein d'un même lit pélitique : ainsi les analyses ex 24a et ex 24xa' correspondant à des muscovites contenues dans le même lit, l'une à la base l'autre au sommet, présentent des compositions identiques (tableau 1).

Enfin les muscovites analysées dans l'échantillon ex 16, prélevé sur la route du Port d'Aula ; donc hors du contexte de métamorphisme de contact, et par conséquent non associée à de la biotite, montrent de faibles teneurs en fer et magnésium. Cependant le rapport Fe/Mg de ces muscovites est proche de celui de la biotite analysée dans ex 24a" (tableau 1).

La muscovite présente des variations de composition marquées. Ces variations s'observent aussi bien d'un échantillon à l'autre, qu'au sein d'un même échantillon.

Il n'a pas été toutefois observé de variation de la composition de la muscovite au sein de lits pélitiques.

- La biotite.

Ce minéral n'est pas primaire dans les barrégiennes dans la mesure où seul le métamorphisme régional est pris en compte. L'apparition de la biotite dans les barrégiennes est la première manifestation nette du métamorphisme de contact.

La biotite se présente sous forme de plaquettes pléochroïques très fines (quelques microns). Ces plaquettes sont orientées quand le minéral est le constituant principal de la roche, mais elles sont en position intergranulaire quand la biotite est une phase subordonnée.

Dans l'échantillon ex 5, prélevé à quelques dizaines de mètres du granite, il s'agit d'une biotite très proche du pôle phlogopite. Le minéral a été analysé dans un petit "îlot" pélitique noyé dans un banc de calcaire. C'est le seul endroit où ce type de composition ait été observé.

Tous les autres échantillons contiennent de la biotite dans les lits pélitiques. La biotite possède une composition chimique homogène, quelle que soit sa position au sein des lits pélitiques (base ou sommet). De même, sa composition ne varie pas de façon notable d'un échantillon à l'autre (tableau 1).

- Le quartz.

Il est présent dans tous les échantillons, essentiellement dans la fraction

pélitique. Le quartz a pu être observé comme constituant essentiel de la base des bancs pélitiques, ses proportions diminuant alors de la base vers le sommet. Il peut aussi se rencontrer dans les bancs carbonatés mais de manière très sporadique. Il est toujours sous forme de grains arrondis de quelques microns.

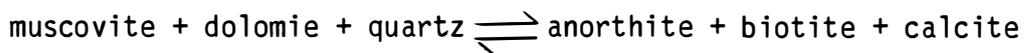
- La calcite.

Constituant essentiel de la fraction carbonatée elle marque une nette tendance à la recristallisation lors du métamorphisme de contact. La taille du grain présente une augmentation au fur et à mesure que l'on se rapproche de la granodiorite.

- Le feldspath.

Il n'a été observé que dans les échantillons ex 5, ex6 et ex7, qui ont tous été prélevés à quelques dizaines de mètres du granite. Les analyses montrent qu'il s'agit d'une anorthite.

L'apparition de l'anorthite ne peut se faire qu'au cours du métamorphisme de contact, à partir de la destruction de la muscovite et de la calcite. La réaction est du type :



Cette réaction se produit quand le fluide est riche en CO<sub>2</sub> (Hewitt, 1973). De plus il faut que la fraction carbonatée contienne de la dolomie en quantité suffisante pour permettre ce type de réaction. Kaelin (1984) a montré que les barréiennes situées à proximité de la granodiorite de la Fourque sont pauvres en dolomie. Ceci peut expliquer le faible développement de l'anorthite dans ces roches.

- L'amphibole.

Ce minéral a été observé exceptionnellement dans les barréiennes sensus stricto. Elle est alors associée à la calcite dans les bancs carbonatés, à proximité ou au contact des lits pélitiques. On a pu également observer l'amphibole dans une fissure dont le remplissage est essentiellement constitué par de la calcite.

- La chlorite.

Elle a été observée dans l'échantillon ex 15 en association avec la muscovite et le quartz. Dans un échantillon récolté par JL Kaelin (échantillon KSA 100)

au niveau de la cabane de Saubé entre la granodiorite et le col de Crusoux, l'apparition de la chlorite semble liée à un phénomène hydrothermal. En effet l'étude pétrographique a permis d'observer un lessivage de la calcite présente dans la roche, cette altération étant accompagnée par la cristallisation de quartz et de clinocllore.

- La tourmaline.

Cette phase, généralement rare, a pu être observée en petits grains subautomorphes relativement abondants, associée à un fin lit schisteux composé essentiellement par de la biotite. L'échantillon sur lequel cette observation a pu être faite provient de la proximité de la mine.

## 5 / GEOCHIMIE

La structure des barrégiennes, alternance de lits de nature sédimentaire différente, complique considérablement leur étude géochimique.

Toutefois pour tenter de comprendre les lois régissant la répartition des éléments au sein de la roche, j'ai, quand cela s'est avéré faisable, séparé les deux types de lits (pélitiques et calcaires) constituant la roche. La séparation a été effectuée par sciage de la roche au niveau du contact apparent calcaire-pélite. Les deux fractions ainsi obtenues ont été broyées et analysées séparément. La partie pélitique de l'échantillon est alors notée du nom de l'échantillon suivi de : .a, et la partie carbonatée du nom de l'échantillon suivi de : .b. Il faut cependant garder présent à l'esprit que l'on n'a jamais affaire à des pôles purs car, comme nous l'avons vu, on retrouve toujours une proportion non négligeable d'un des termes de la formation dans l'autre terme. De plus la méthode de séparation employée ne permet pas toujours de séparer au niveau du contact des bancs. Enfin, des variations de teintes au sein d'un lit pélitique homogène peut amener à se méprendre sur la position de la limite de tels lits.

Enfin les lits pélitiques eux mêmes contiennent des proportions variables de calcite. Cette hétérogénéité rend difficile l'interprétation de la composition de tels lits.

Une partie de l'étude géochimique va être faite tout d'abord, sans différencier les bancs pélitiques des bancs calcaires. Elle sera utilisable dans la comparaison ultérieure avec les cornéennes calciques.

La deuxième partie de l'étude géochimique portera sur la fraction détritique de la roche. Ceci est fait dans le but de trouver l'origine du matériel détritique présent dans les barrégiennes. Pour ce faire, chaque analyse devra être traitée de sorte que les caractères de la fraction pélitique puissent être étudiés en faisant abstraction de la présence de calcite, ceci afin de comparer la fraction pélitique formant les lits homogènes.

N° ech	échantillon	provenance	description
ex 5	analyse sur roche totale	ravin du cirque d'Anglade	calcaire prédominant à fins lits pélitiques inférieurs au centimètre
ex 6	analyse sur roche totale	ravin du cirque d'Anglade	roche finement litée : lits pélitiques inférieurs au centimètre
ex 7	analyse sur roche totale	ravin du cirque d'Anglade	alternance de pélites en lits centimétriques et de calcaire
ex 8	analyse de tout l'éch.	cirque d'Anglade	lits pélitiques pluricentimétrique transposés dans la schistosité
ex 11	analyse de tout l'éch.	col de la Fourque	alternances fine de pélites et de calcaires
ex 14a	lit pélitique	col de la Fourque	lits pluricentimétriques
ex 14b	lit carbonaté	col de la Fourque	lits pluricentimétriques
ex 15a	lit pélitique	route port d'Aula	lits pluricentimétriques
ex 15b	lit carbonaté	route port d'Aula	lits pluricentimétriques
ex 16a	lit pélitique	route port d'Aula	lits pluricentimétriques
ex 16b	lit carbonaté	route port d'Aula	lits pluricentimétriques
ex 24a	lit pélitique	ravin du Cougnets	lits pluricentimétriques
ex 24b	lit carbonaté	ravin du Cougnets	lits pluricentimétriques
ex 26a	lit pélitique	ravin du Cougnets	lits pluricentimétriques
ex 26b	lit carbonaté	ravin du Cougnets	lits pluricentimétriques

**Tableau 2** : nature et localisation des échantillons analysés

à la fraction pélitique contenue dans les calcaires. Ceci est nécessaire si l'on veut mettre en évidence une variation de la nature des apports détritiques au cours de la sédimentation.

Un second problème est délicat à résoudre : le positionnement d'un échantillon dans la formation. Ceci est en partie lié aux fortes variations de puissance de cette formation. On peut toutefois considérer, compte-tenu des variations de puissance relative des bancs au sein de la formation, que les échantillons présentant des lits pélitiques de faible épaisseur (infracentimétrique), sont situés dans la partie supérieure des barrégiennes. Par contre, les échantillons dans lesquels les lits sont pluricentimétriques proviendraient plutôt de la partie inférieure de la formation.

### 5.1 METHODES D'ANALYSES.

Les éléments principaux : Si Al Fe Mg Mn Ca Na K Ti P ont été dosés par fluorescence X sur perle fondue au tétraborate de lithium. Les analyses ont été effectuées au département de géologie de l'école des mines de St Etienne par JJ Gruffat.

Les éléments traces : Ni Cu Zn Ga Rb Sr Y Zr Nb Hf Pb U ont été dosés par fluorescence X sur la poudre pastillée avec de la cire. Les analyses ont été effectuées à St Etienne.

Les terres rares: La Ce Nd Sm Eu Dy Yb ont été dosées en spectrométrie d'émission plasma, sur I.C.P. JY 38 à St Etienne par moi même.

Les tableaux d'analyse sont fournis en annexe.

### 5.2 PRESENTATION DES ECHANTILLONS.

Une série de 12 échantillons de roches sédimentaires a été récoltée aux environs de la mine. 10 correspondent aux barrégiennes, les 2 autres sont des grésopélites (ex 20 et ex 21) appartenant à la série sédimentaire prélevés au niveau du col de Crusous afin de compléter l'échantillonnage de JL Kaelin (1984). La nature et la provenance des échantillons est donnée dans le tableau 2. Le volume moyen des échantillons se situe autour de 8 000 cm<sup>3</sup>. Tous contiennent les deux types de lits : pélitiques et calcaires.

### 5.3 CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE DE LA FORMATION.

Le diagramme silice-alumine (fig. 8) permet de bien distinguer les alternances carbonato-pélitiques du reste de la série sédimentaires (les analyses de cette dernière sont celles présentées par JL Kaelin dans sa thèse). L'ensemble des analyses de barrégiennes présente une corrélation des teneurs en

- △ Barrégiennes
- ▼ shales bleutés
- ▽ schistes
- ◆ faisceau noir
- ✦ grésopélites
- ♣ quartzites et phyllades
- ⊕ schistes gris

FIGURE 8 :

Diagramme alumine - silice  
des barrégiennes, comparaison  
avec les autres roches de la série

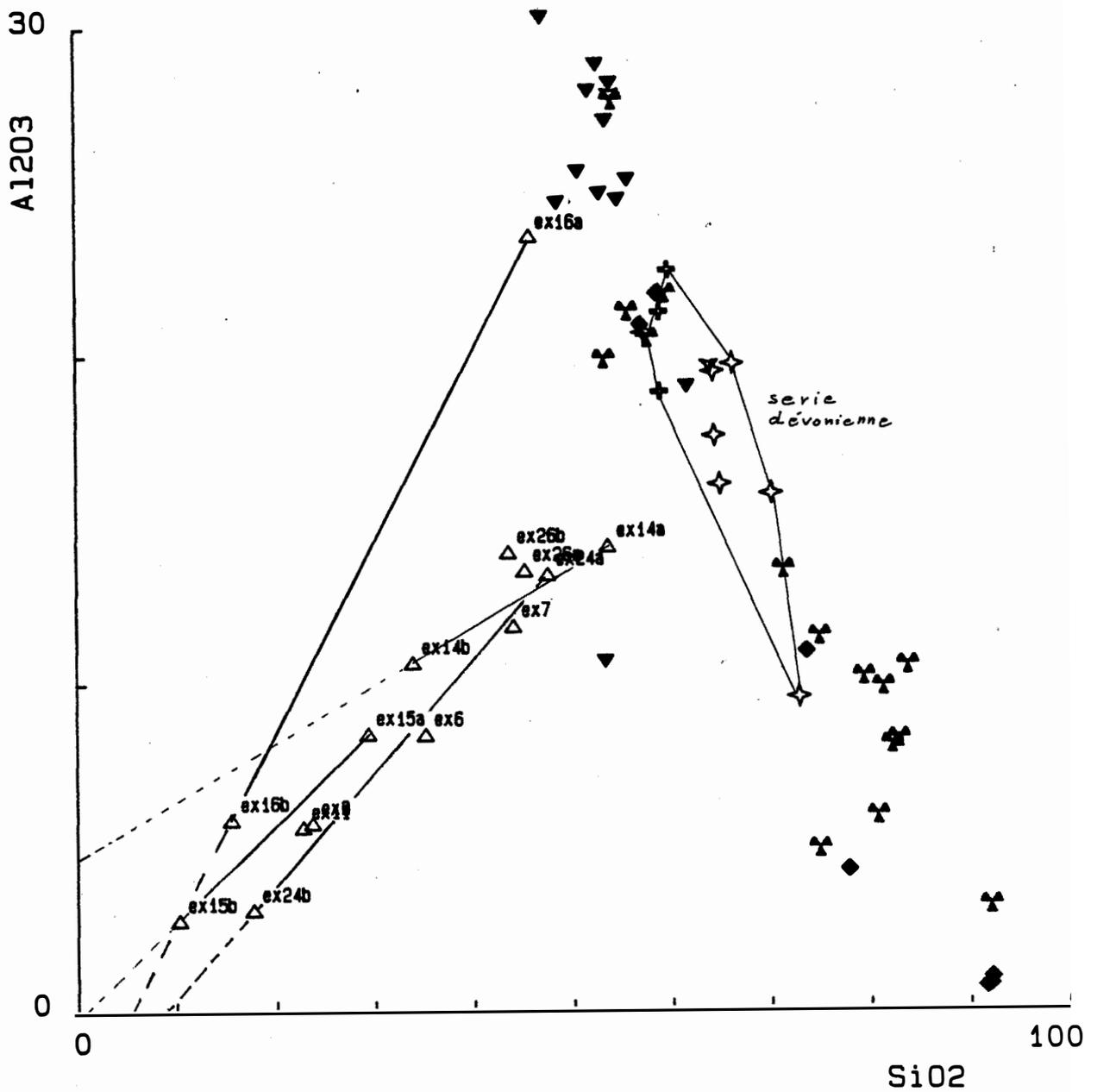


FIGURE 9

DIAGRAMME CALCIUM - ALUMINE DES  
BARREGIENNES

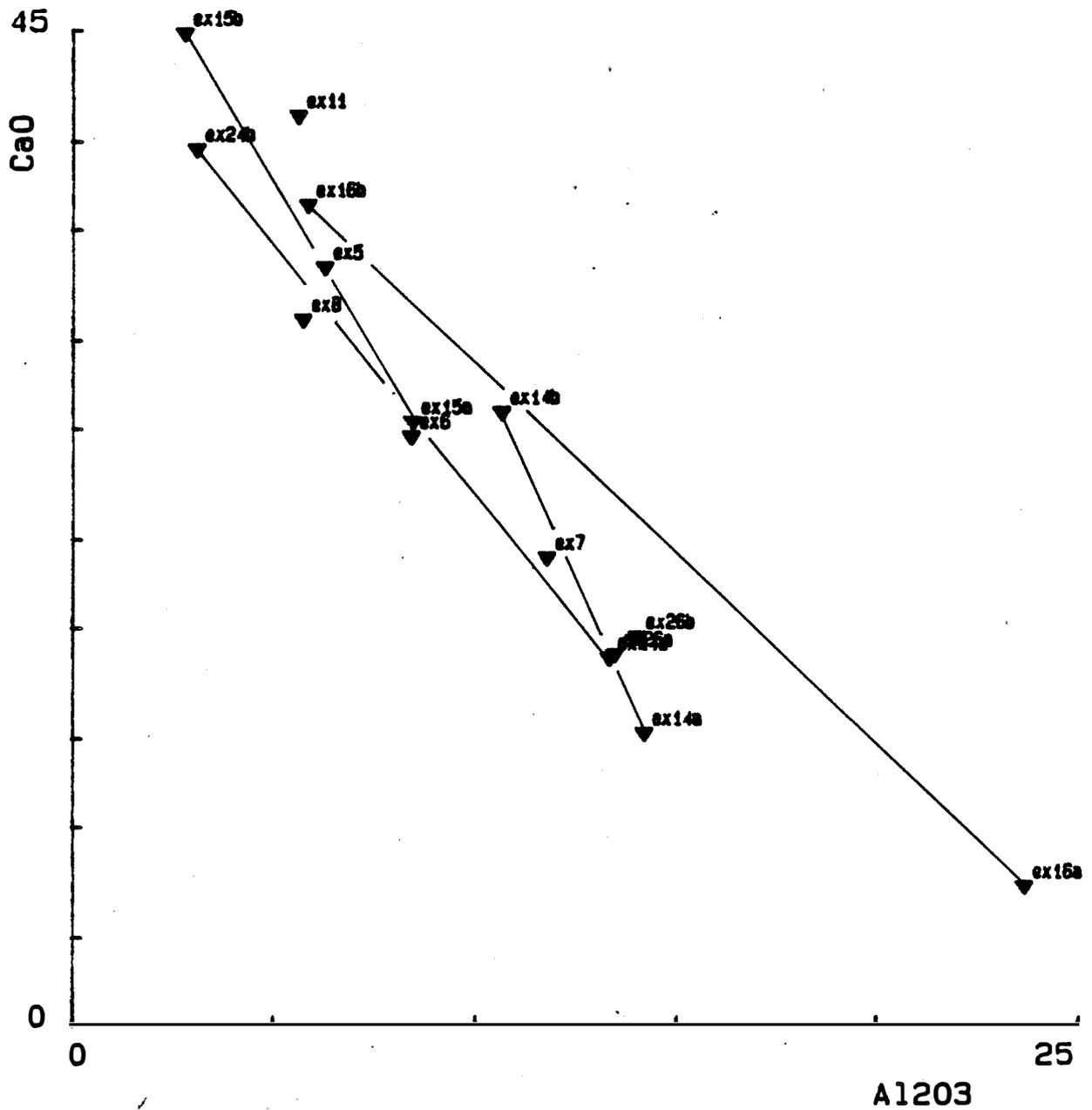
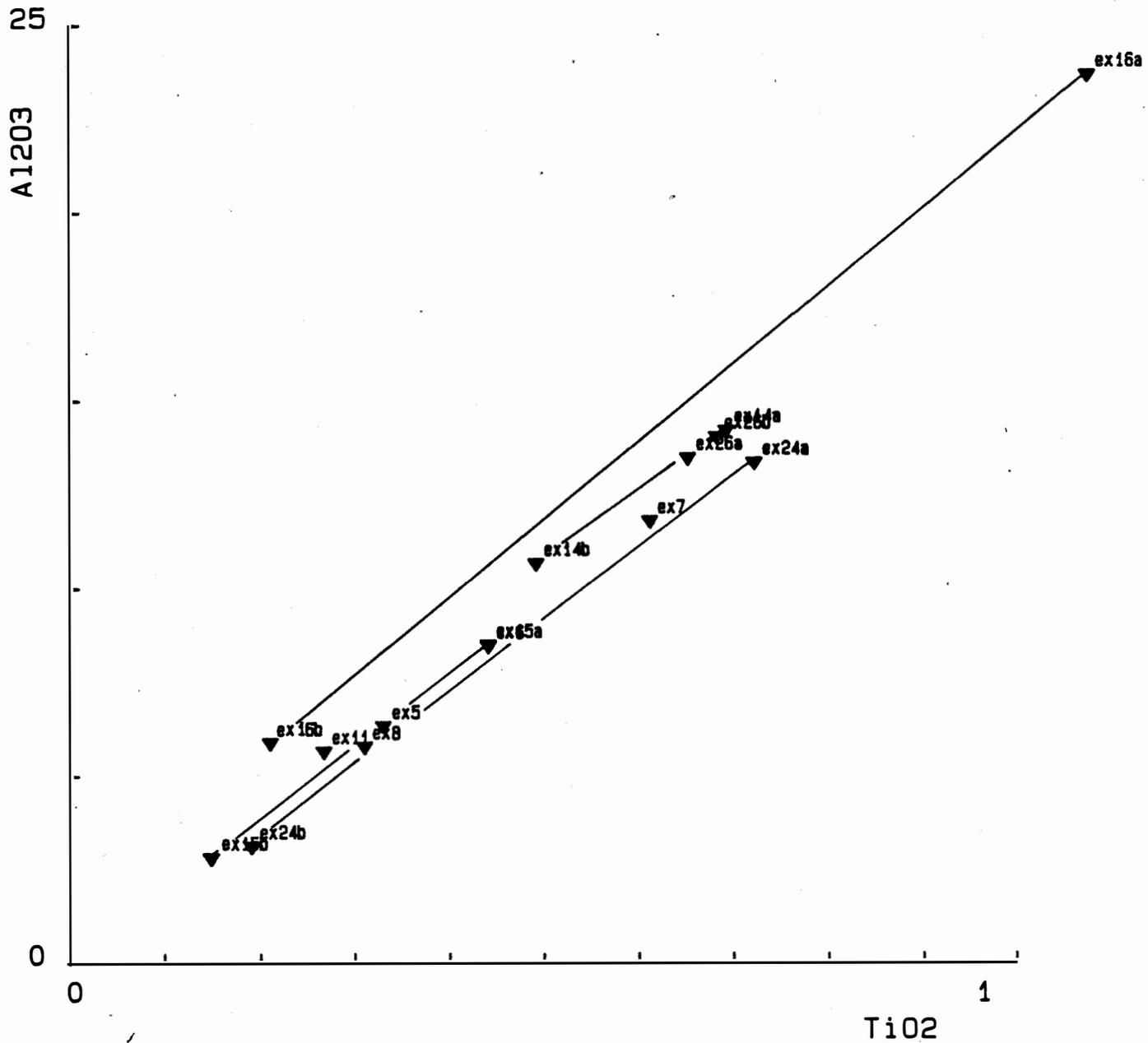


FIGURE 10

DIAGRAMME TITANE - ALUMINE DES  
BARREGIENNES



silice et en alumine, alors que l'ensemble des roches constituant la série sédimentaire présentent une anticorrélation de ces deux oxydes. Ceci est lié au fait que les barrégiennes représentent un mélange entre des carbonates et une fraction terrigène dont nous allons tenter de préciser l'origine. Les droites joignant les deux fractions d'un même échantillon représentent des droites de mélange entre des carbonates situés à proximité de l'origine, et un matériel de nature détritique provenant de roches appartenant à la série. On remarque tout d'abord que ces droites ne recoupent pas les axes à l'origine : les barrégiennes ne représentent donc pas un mélange simple entre un calcaire et un seul terme pélitique, les droites de mélange des échantillons ex 16, ex 15, et ex 24 montrent que la silice n'est pas entièrement contenue dans la fraction alumineuse (shales). Cela amène à considérer qu'une fraction détritique différente (gréseuse ?) est susceptible d'intervenir comme terme du mélange. L'échantillon ex 14 tendrait à montrer qu'une partie de l'alumine est contenue dans un des termes diluant les shales, cela est à prendre avec précaution : l'échantillon en question étant altéré. On note également que les droites de mélange ne sont pas parallèles, cela montre que la composition des sédiments terrigènes n'est pas homogène dans les échantillons récoltés. Cela est particulièrement net si on compare l'échantillon ex 16 aux autres échantillons de barrégiennes : alors que ces derniers présentent des droites de mélange recoupant l'alignement des termes de la série sédimentaire vers le centre de la lignée (grésopélites et schistes gris), amenant à considérer ces roches comme origine du matériel détritique constituant les barrégiennes, l'échantillon ex 16 montre une droite de mélange recoupant l'alignement au niveau des shales bleutés.

Le diagramme calcium-alumine (fig. 9) montre clairement la séparation qui existe entre les analyses des lits à tendance pélitique et les analyses des lits calcareux formant les barrégiennes. L'aluminium est contenu essentiellement dans la fraction pélitique, déterminant l'apparition de la muscovite, puis de la biotite dans le métamorphisme de contact. Le calcium est essentiellement contenu dans la calcite de la fraction carbonatée.

Les droites de mélange des échantillons ex 16 et ex 24 recoupent l'axe des ordonnées à une valeur de 45% de CaO pour une teneur nulle en alumine. La valeur de la teneur en CaO obtenue ne correspond pas à de la calcite pure.

Pour les échantillons ex 14 et ex 15, les teneurs en alumine correspondant à une teneur nulle en calcium sont de l'ordre de 15%, ce qui correspond à un grauwacke, alors que les échantillons ex 16 et ex 24 présentent dans le même cas des teneurs comprises entre 20 et 30% correspondant à un shale.

FIGURE 11

DIAGRAMME FER TOTAL - ALUMINE DES  
BARREGIENNES

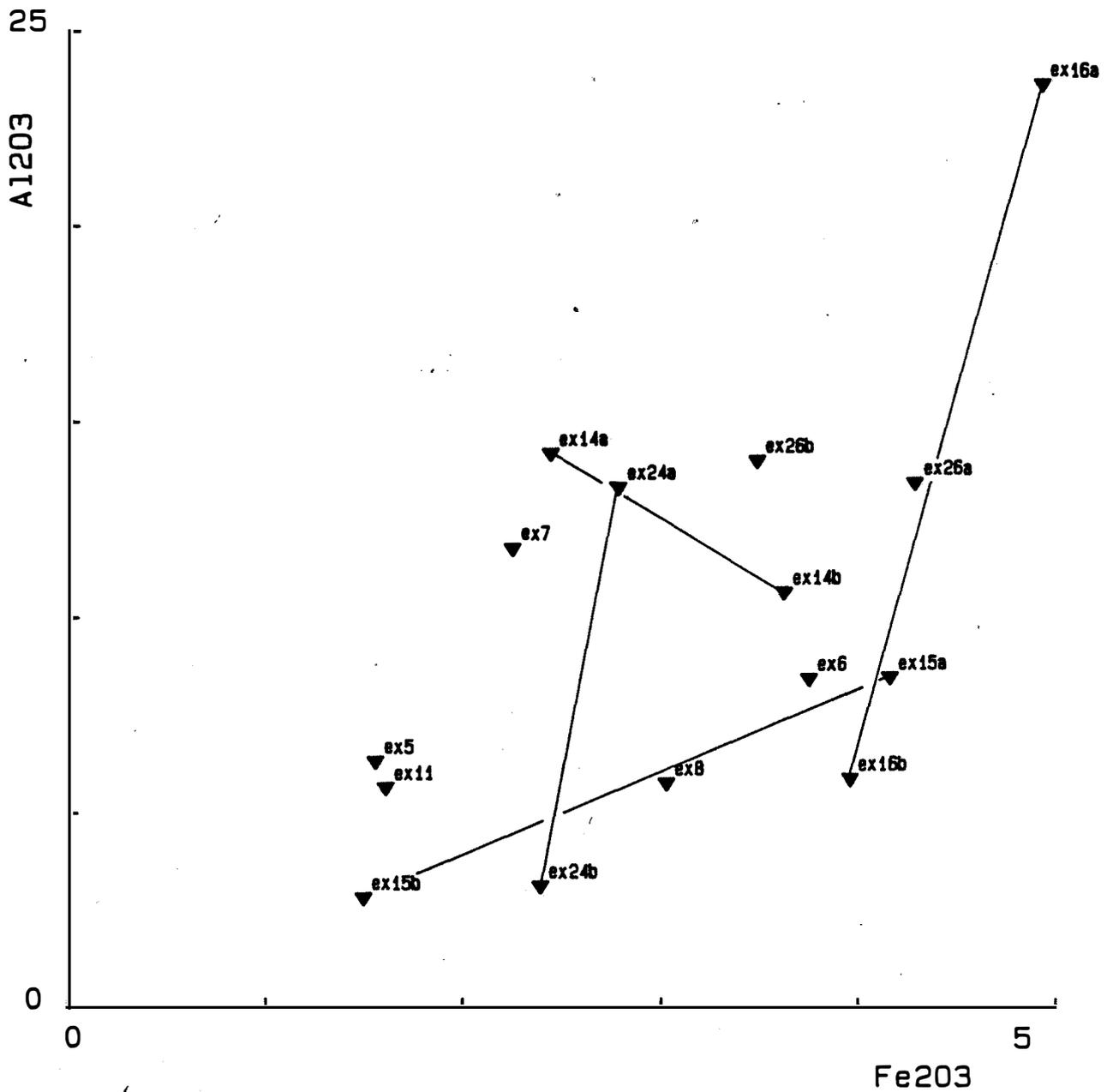


FIGURE 12

DIAGRAMME MAGNESIUM - ALUMINE DES  
BARREGIENNES

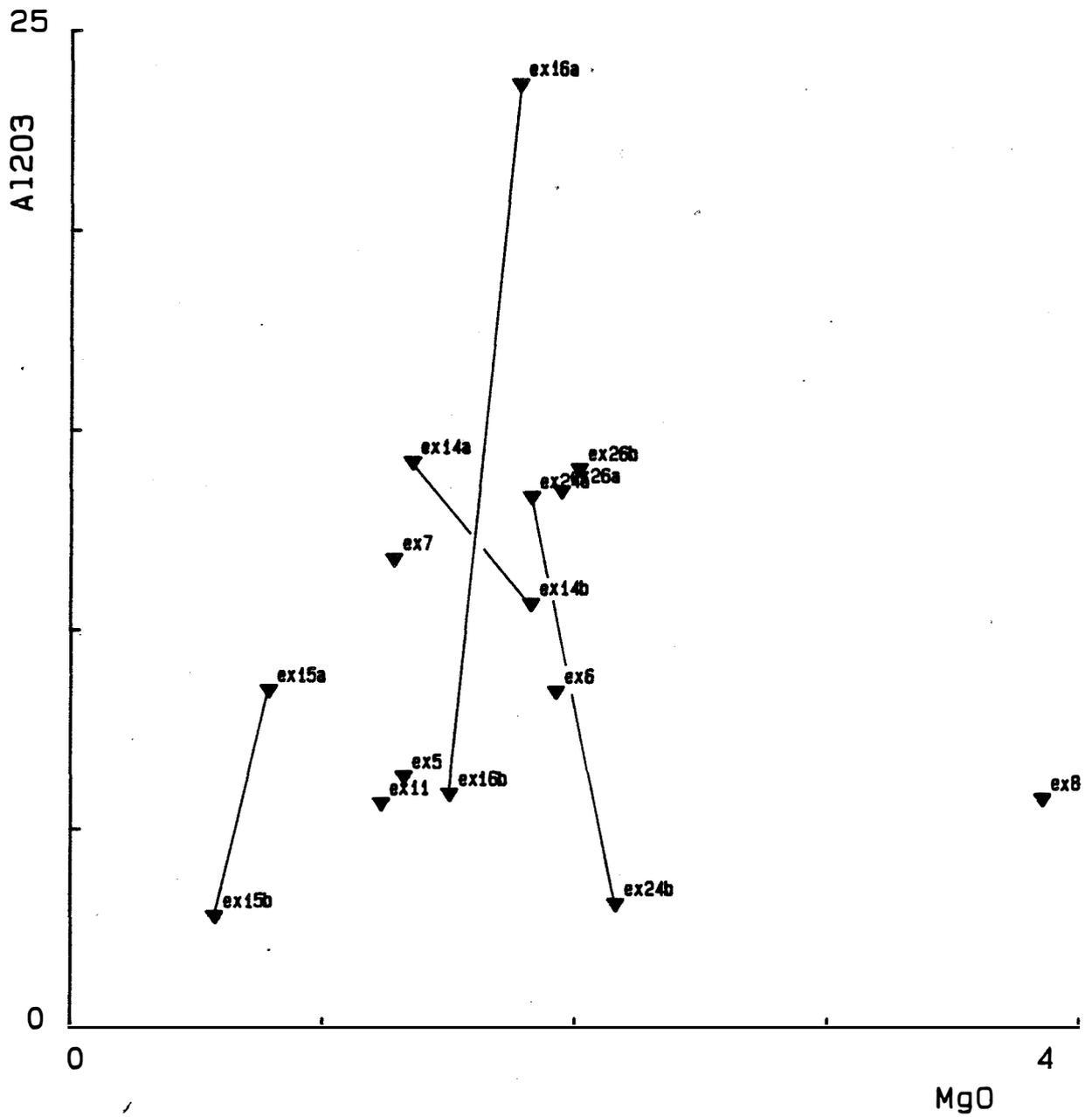


FIGURE 13

DIAGRAMME MANGANESE - ALUMINE DES  
BARREGIENNES

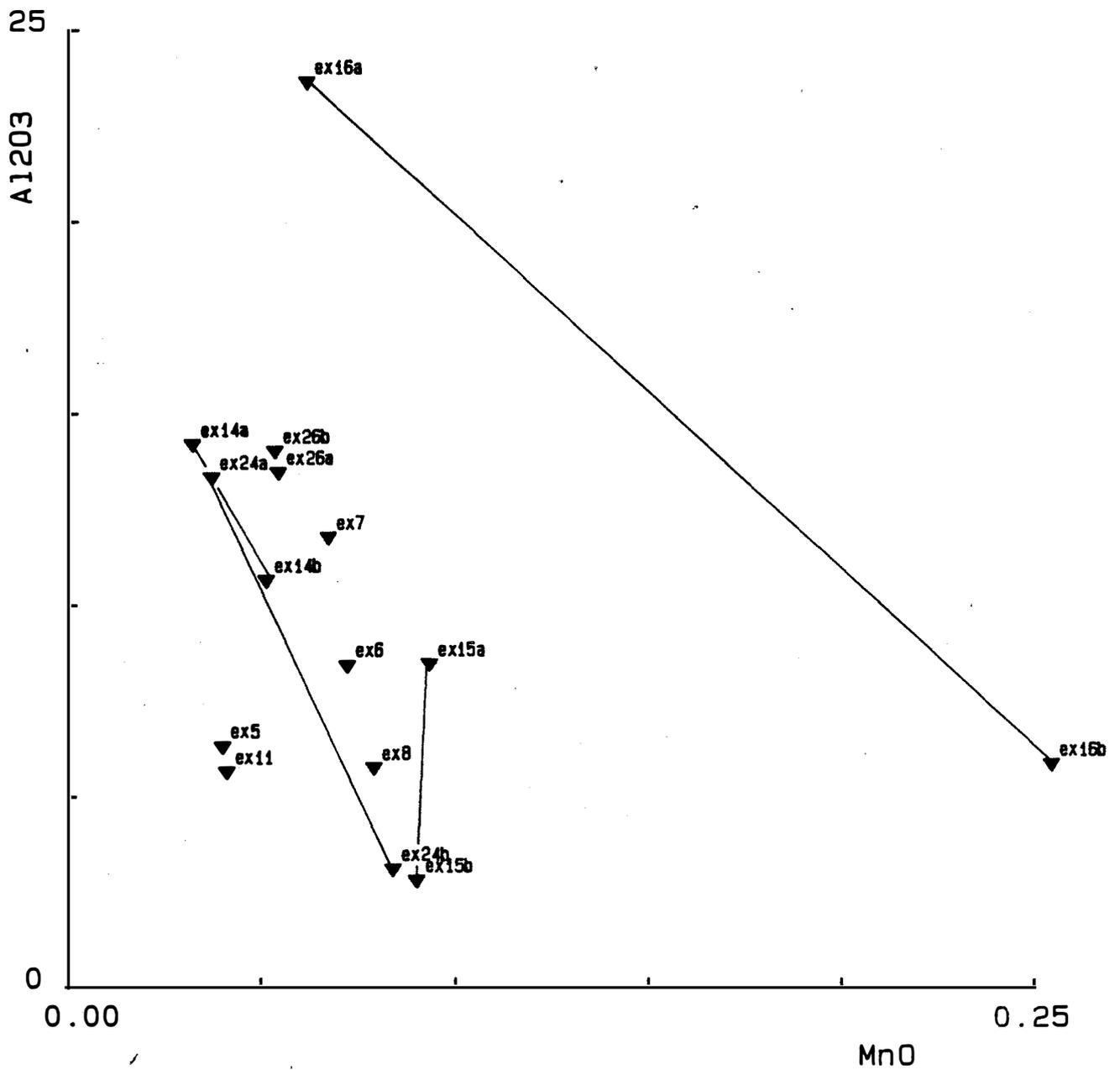


FIGURE 14

DIAGRAMME POTASSIUM - ALUMINE DES  
BARREGIENNES

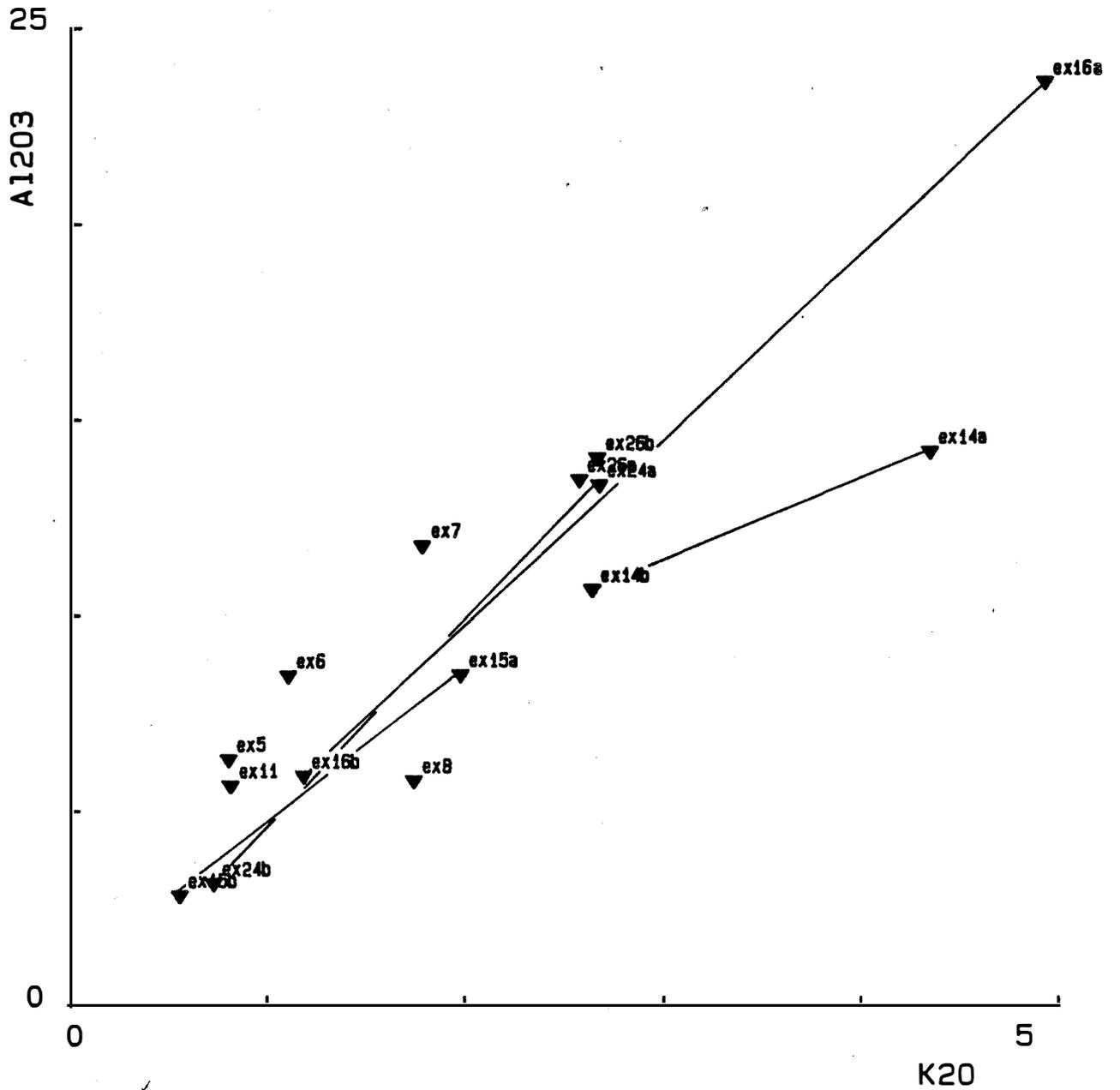
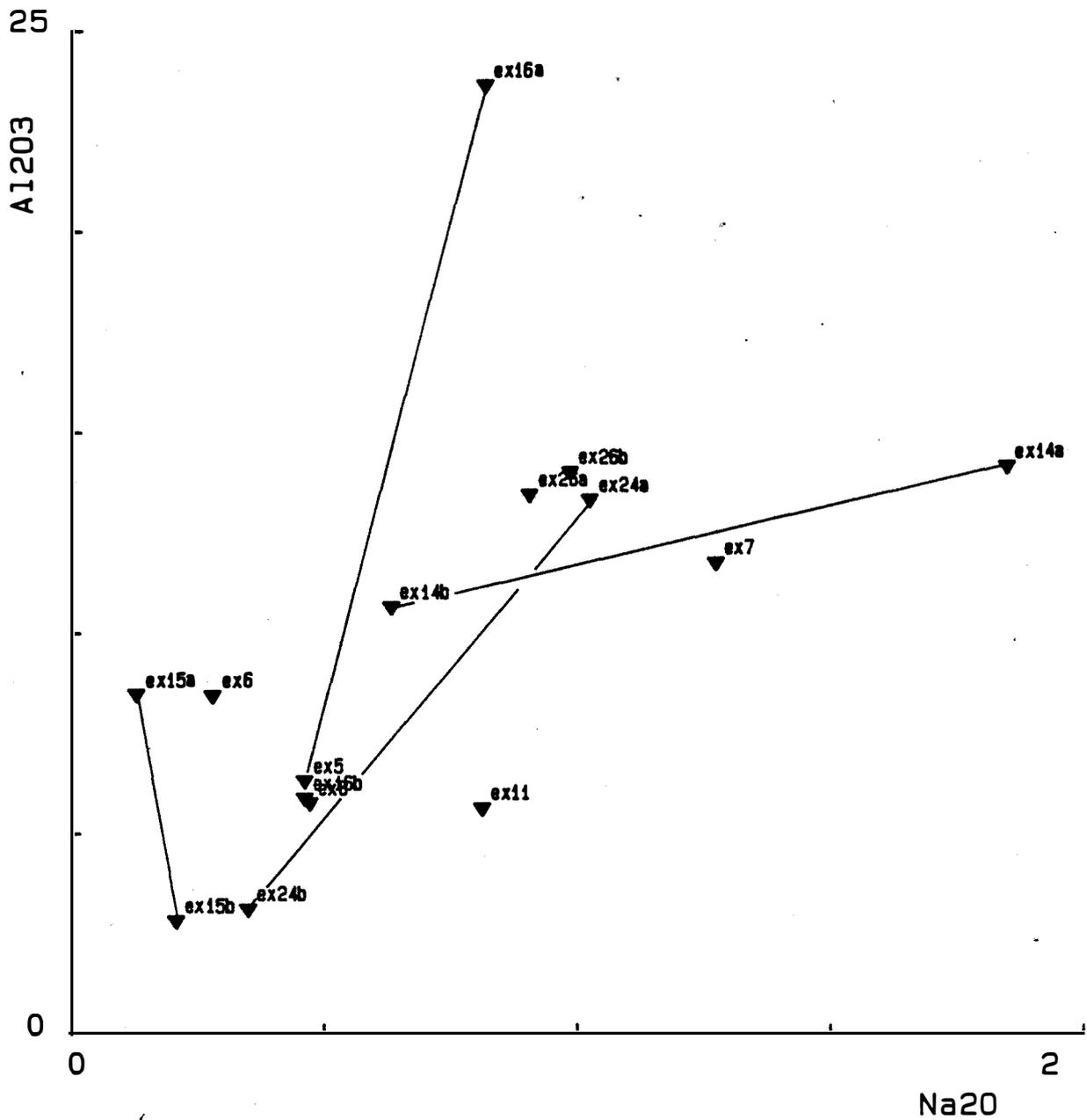


FIGURE 15

DIAGRAMME SODIUM - ALUMINE DES  
BARREGIENNES



Ceci montre que la fraction détritique des barrégiennes est formée par un mélange de termes terrigènes dont l'un est analysé suivant les cas avec les carbonates ou avec les pélites.

- Le diagramme titane-alumine (fig. 10) montre une bonne corrélation de l'ensemble des échantillons de barrégiennes. Les droites de mélange des échantillons ex 15 et ex 24 passent par l'origine indiquant que le titane est corrélé à l'alumine dans ce cas. Cela suggère que ces éléments ne sont pas séparés par la différenciation métamorphique, et sont alors parfaitement inertes.

Les droites joignant les fractions des échantillons ex 16 et ex 14 recourent l'axe correspondant à l'alumine à des valeurs proches de 2%. Ces deux échantillons se singularisaient déjà dans les diagrammes précédents.

- Le diagramme fer total-alumine (fig. 11) montre une dispersion sensible des points. Cela est particulièrement net si on compare les diverses droites rejoignant la fraction carbonatée et la fraction pélitique d'un même échantillon. Ces droites recourent l'axe du fer pour des valeurs nulles de l'alumine. Ceci montre que le fer est lié aux carbonates.

- Le diagramme magnésium-alumine (fig. 12) présente également une dispersion des points. Comme pour le fer les droites de mélanges recourent l'axe du magnésium pour des valeurs nulles de l'alumine. Le magnésium est très certainement lié à la fraction carbonatée.

- Le diagramme manganèse-alumine (fig. 13) montre pour sa part l'existence d'une anti corrélation entre ces deux constituants dans les échantillons ex 16, ex 14 et ex 24. La fraction carbonatée y est donc plus riche en  $MnO$  que la fraction pélitique. L'échantillon ex 16 se caractérise d'ailleurs par une très forte teneur en manganèse de la fraction carbonatée. Ceci montre que la fraction argileuse ne contient pas de manganèse. Celui-ci est essentiellement contenu dans la fraction carbonatée.

- Le diagramme potasse-alumine (fig. 14) montre qu'il existe une bonne corrélation entre ces deux oxydes pour l'ensemble des points. Les droites de mélange des échantillons ex 16 et ex 24 présentent une corrélation alumine-

35

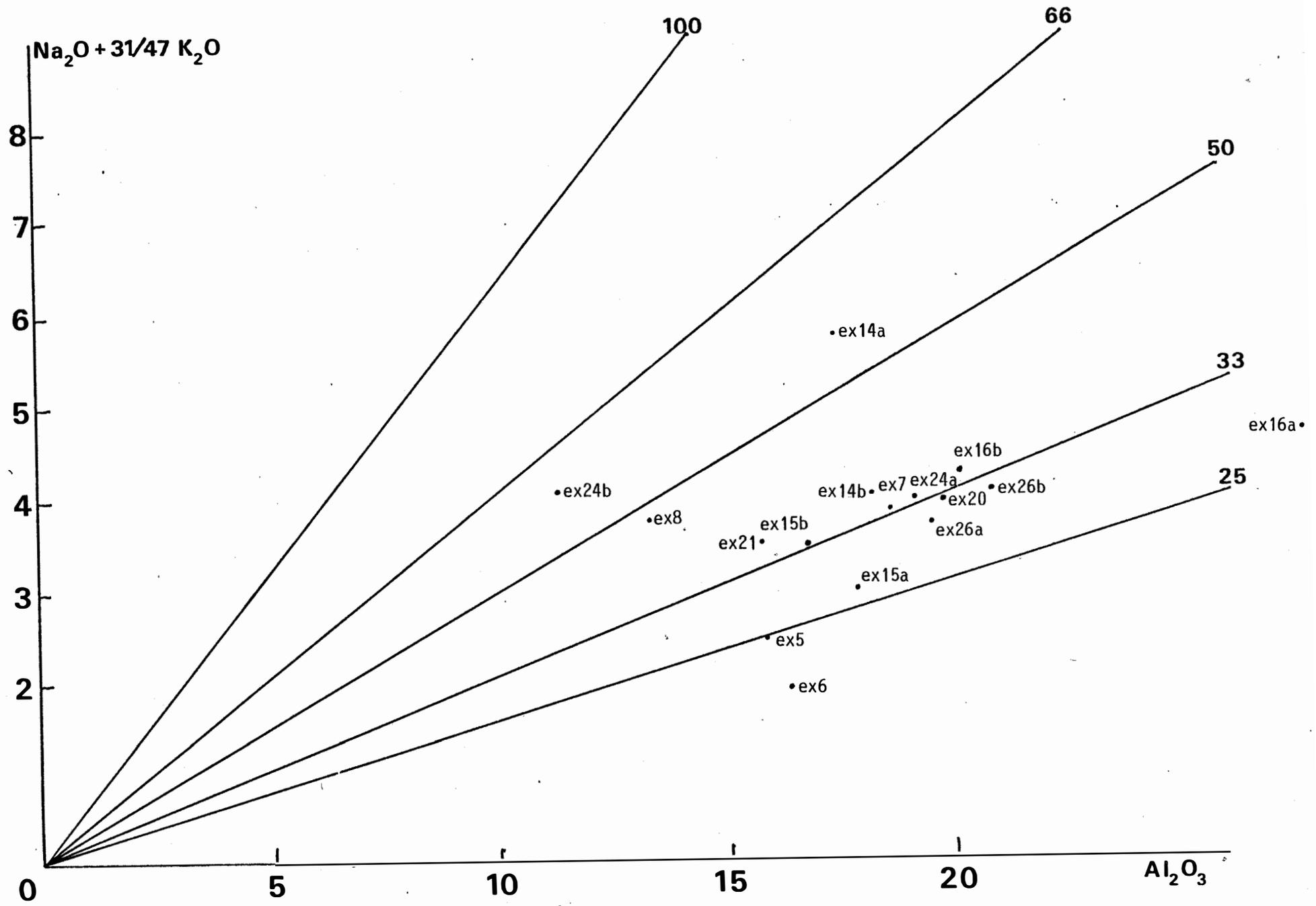


FIGURE 16 :

DIAGRAMME DE SATURATION DE L'ALUMINE

potasse. Les deux fractions constituant l'échantillon ex 15 sont reliés par une droite qui recoupe l'ordonnée près de l'origine. Seul l'échantillon ex 14 ne présente pas de corrélation entre le potassium et l'alumine.

La présence de feldspath plagioclase explique que la droite d'ensemble ne passent pas par l'origine.

- Le diagramme soude-alumine (fig. 15) permet de noter une sensible dispersion des points. Les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  observées traduisent la présence de feldspath dans les roches. Les variations de teneurs en soude observées permettent de considérer que le sodium est localement lessivé à ce stade.

Cette étude permet d'attribuer à chaque fraction ses éléments caractéristiques. Ainsi  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , et  $\text{K}_2\text{O}$  sont contenus essentiellement dans les pélites, alors que  $\text{CaO}$  caractérise les carbonates. Le silicium peut correspondre à un pôle gréseux qui, mélangé aux deux autres formerait les barrégiennes. Le fer, le magnésium et le manganèse sont apparemment contenus dans la fraction carbonatée.

#### 5.4 NATURE DE L'APPORT TERRIGENE

Si l'on arrive assez facilement à dessiner les grandes lignes de l'évolution géochimique au sein de la roche, il est par contre délicat de déterminer la nature exacte de l'apport terrigène. Si la fraction carbonatée semble relativement "simple" à identifier (on peut penser raisonnablement qu'il s'agit d'un calcaire), la fraction pélitique demande une analyse plus poussée. Afin de cerner au mieux la nature et l'évolution de cette fraction, les analyses ont été reprises, et modifiées en supprimant la calcite. Ceci a été fait à partir des teneurs en  $\text{CaO}$  et de la perte au feu.

La méthode utilisée est la suivante. Tout d'abord on examine la somme des oxydes et de la perte au feu de chaque analyse. Si cette somme est de l'ordre de 100% on regarde si l'équivalent calcite du  $\text{CaO}$  présent dans la roche ne nécessite pas plus de  $\text{CO}_2$  (assimilé à la perte au feu) que disponible dans la roche. Si cela est le cas tout le  $\text{CaO}$  est consommé dans la fabrication de la calcite et la perte au feu restante est conservée. Elle correspond alors à l'eau contenue dans les phyllites. Enfin l'analyse est recalculée pour obtenir une somme perte au feu + oxydes de 100 %.

Si le  $\text{CaO}$  est excédentaire on utilise toute la perte au feu et on recalcule l'analyse comme précédemment.

FIGURE 17 :

Diagramme alumine magnésium de la fraction détritique contenue dans les barrégiennes, comparaison avec le reste de la série sédimentaire

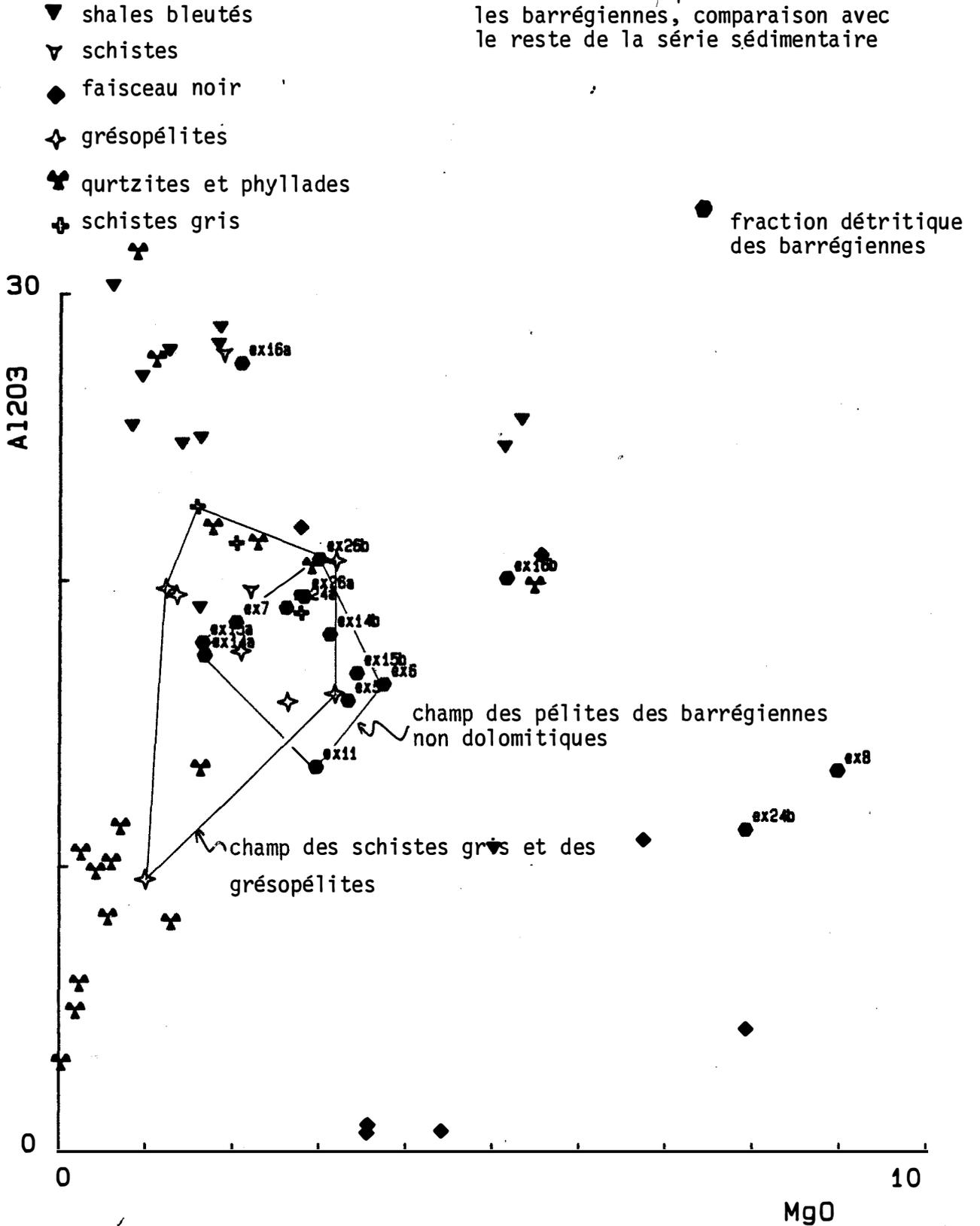


FIGURE 18

DIAGRAMME SILICE ALUMINE DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARREGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

Les symboles sont les mêmes que pour la figure 17

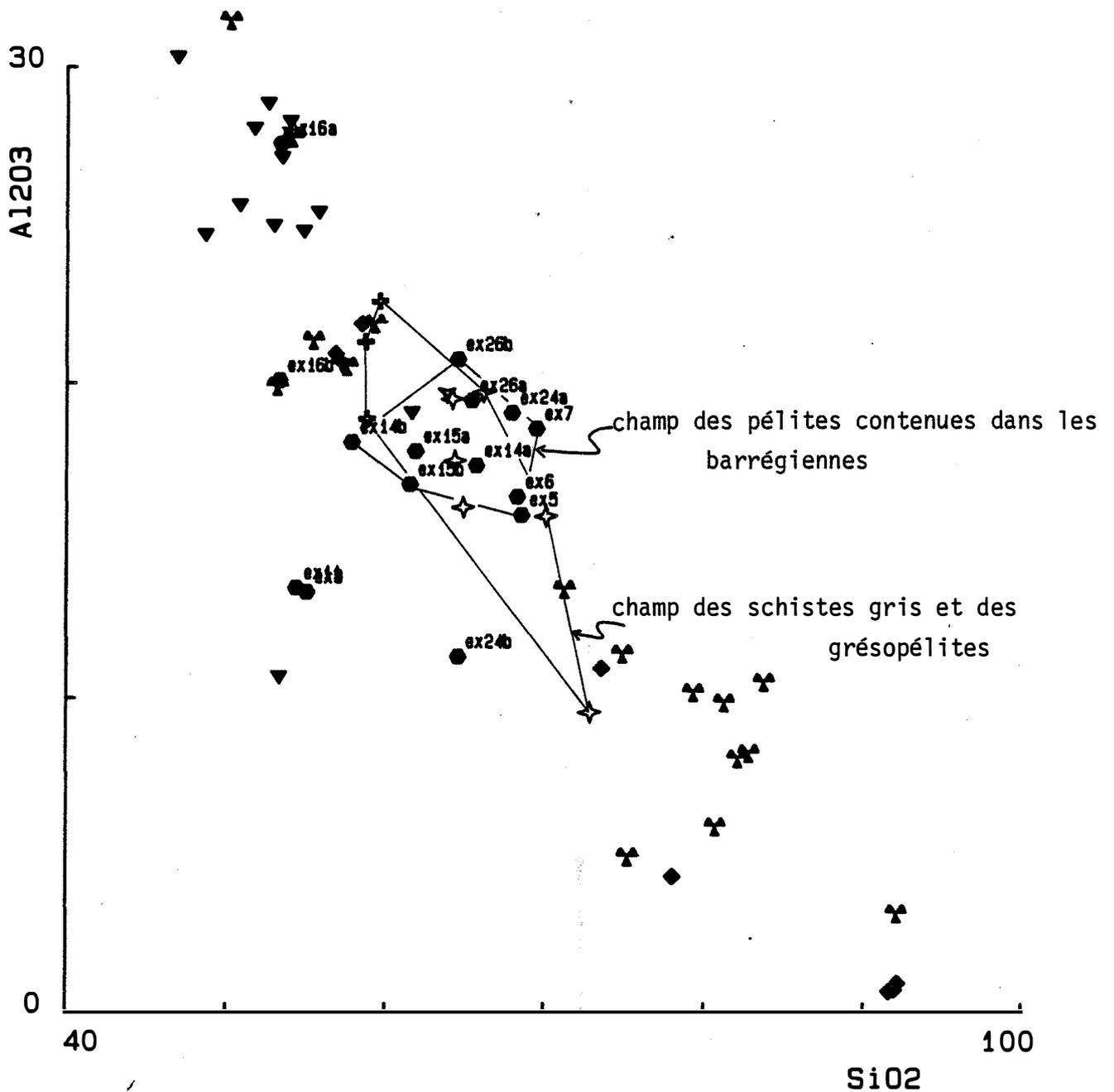
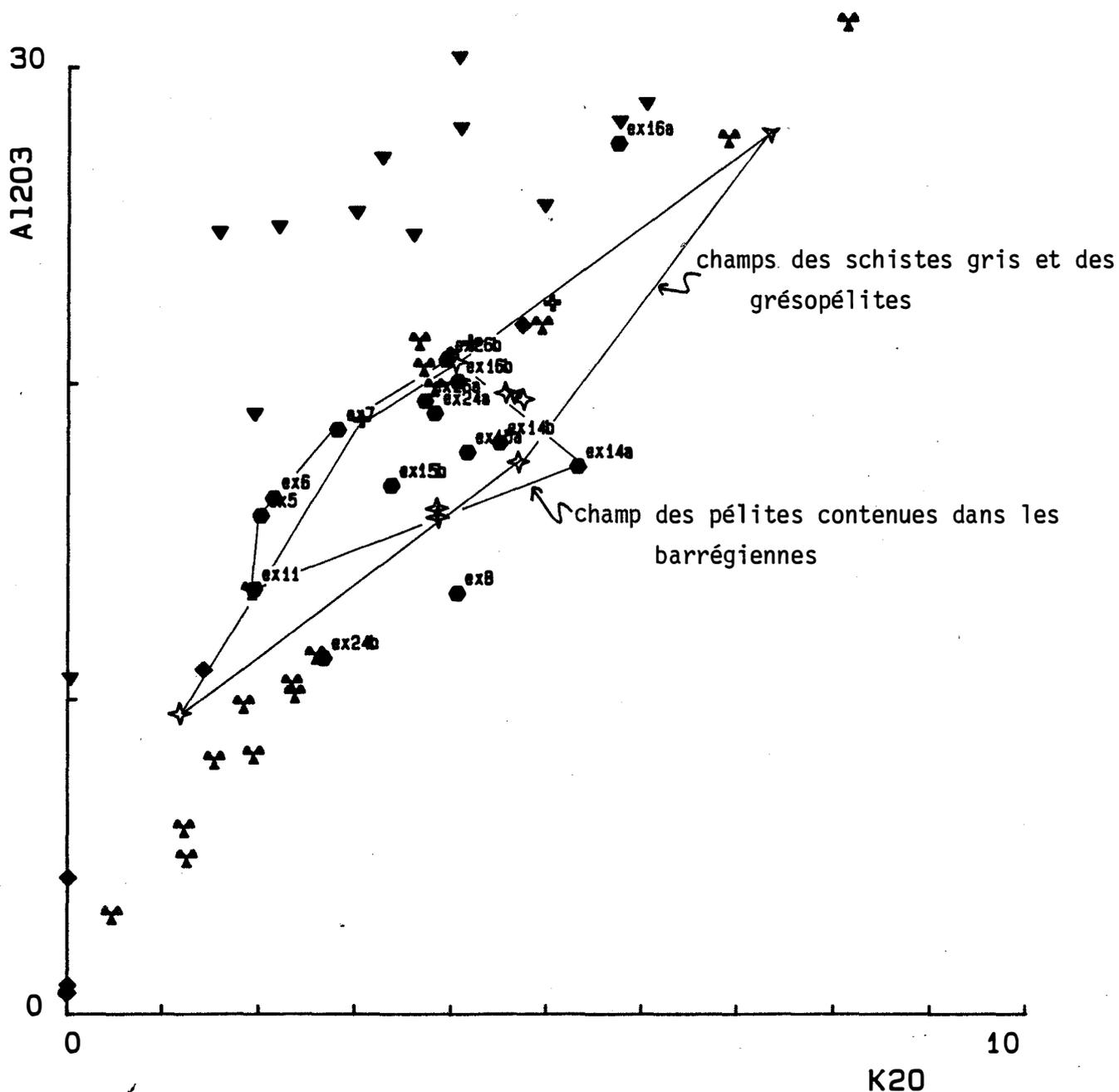


FIGURE 19

DIAGRAMME POTASSE ALUMINE DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARRÉGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

les symboles sont les mêmes que pour la figure 17



En fait quand on regarde les totaux présentés par les analyses, on s'aperçoit que ceux-ci sont loins d'être proches de 100%. Ceci est lié à une mauvaise perte au feu. En effet les analyses d'échantillons où la calcite est la seule phase calcique présente montrent systématiquement un déficit de la perte au feu. Cela est imputé à la matière organique contenue dans la roche. Lors de la préoxydation il n'est pas possible d'éliminer toute la matière organique qui reste dans l'échantillon. Comme on ne dose pas le carbone il s'en suit un déficit de charge dans l'analyse. J'ai donc considéré pour ces analyses que le déficit de poids est à imputer à la présence de matière organique. A partir de là toutes les analyses ont été recalculées.

Un total de 16 analyses a été traité de la sorte. Seuls les échantillons ex11, ex 14a et ex 14b présentent un excès de calcium par rapport à la perte au feu. Ceci est un facteur local. Pour l'échantillon ex 5, dans lequel j'ai pu observer de l'anorthite, j'ai tenté de tenir compte de la teneur en phyllites pour déterminer la perte au feu liée à leur présence, ceci à travers la teneur en potassium de la roche. Cette perte au feu est soustraite à celle obtenue avant l'analyse, et le résultat sert à déterminer la quantité de calcium nécessaire pour former la calcite. Le calcium subsistant est repris, et l'analyse recalculée comme précédemment.

Le diagramme de saturation de l'alumine:  $Al_2O_3 / Na_2O + 31/47 K_2O$  (fig. 16) qui permet d'évaluer la quantité d'alumine feldspathisable (Fontailles 1976), montre un assez bon alignement des points sur la droite de saturation à 33%. Seuls les échantillons ex 14a, ex 24b, ex 8 se distinguent nettement en montrant une saturation supérieure à (ou proche de) 50 %.

Il reste à étudier un autre problème : à savoir si cette fraction pélitique présente ou non une évolution propre au sein de la roche, comme la minéralogie étudiée auparavant le laisse pressentir.

De grandes tendances se dessinent à partir de l'examen des tableaux d'analyses. On observe une différence dans la composition des pélites suivant qu'elles se situent dans les carbonates, ou qu'elles forment les lits pélitiques plus ou moins homogènes. Les pélites massives se distinguent par une teneur en potasse et en alumine plus forte, et une teneur en fer plus faible que les pélites contenues dans les calcaires impurs. La teneur en silice varie peu, elle est légèrement plus faible dans les shales contenus dans les carbonates. Seul l'échantillon ex 14 présente une forte variation dans sa teneur en silice suivant la fraction analysée.

FIGURE 20

DIAGRAMME TITANE ALUMINE DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARREGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

les symboles sont les mêmes que pour la figure 17

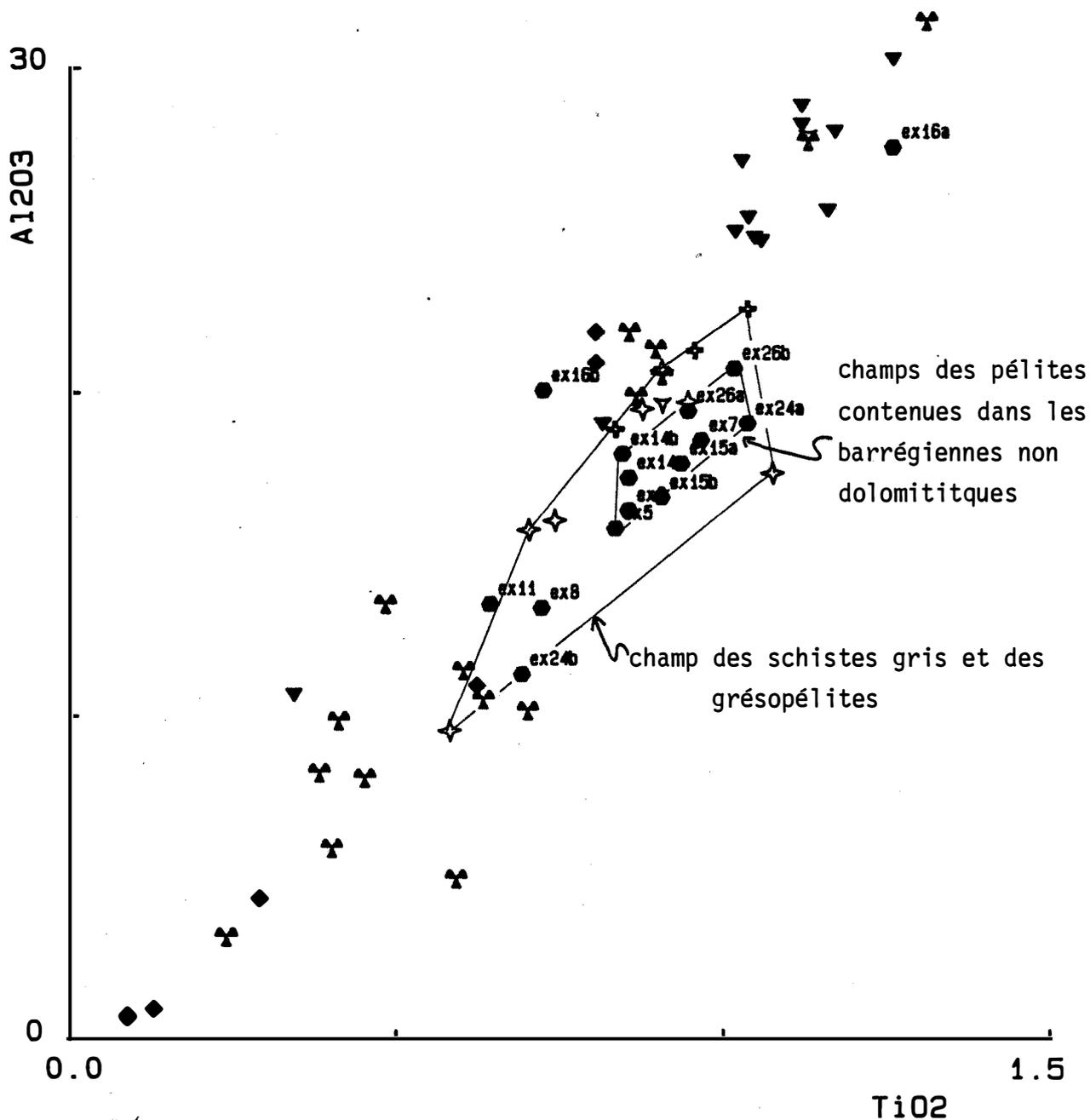


FIGURE 21

DIAGRAMME FER ALUMINE DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARREGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

les symboles sont les mêmes que pour la figure 17

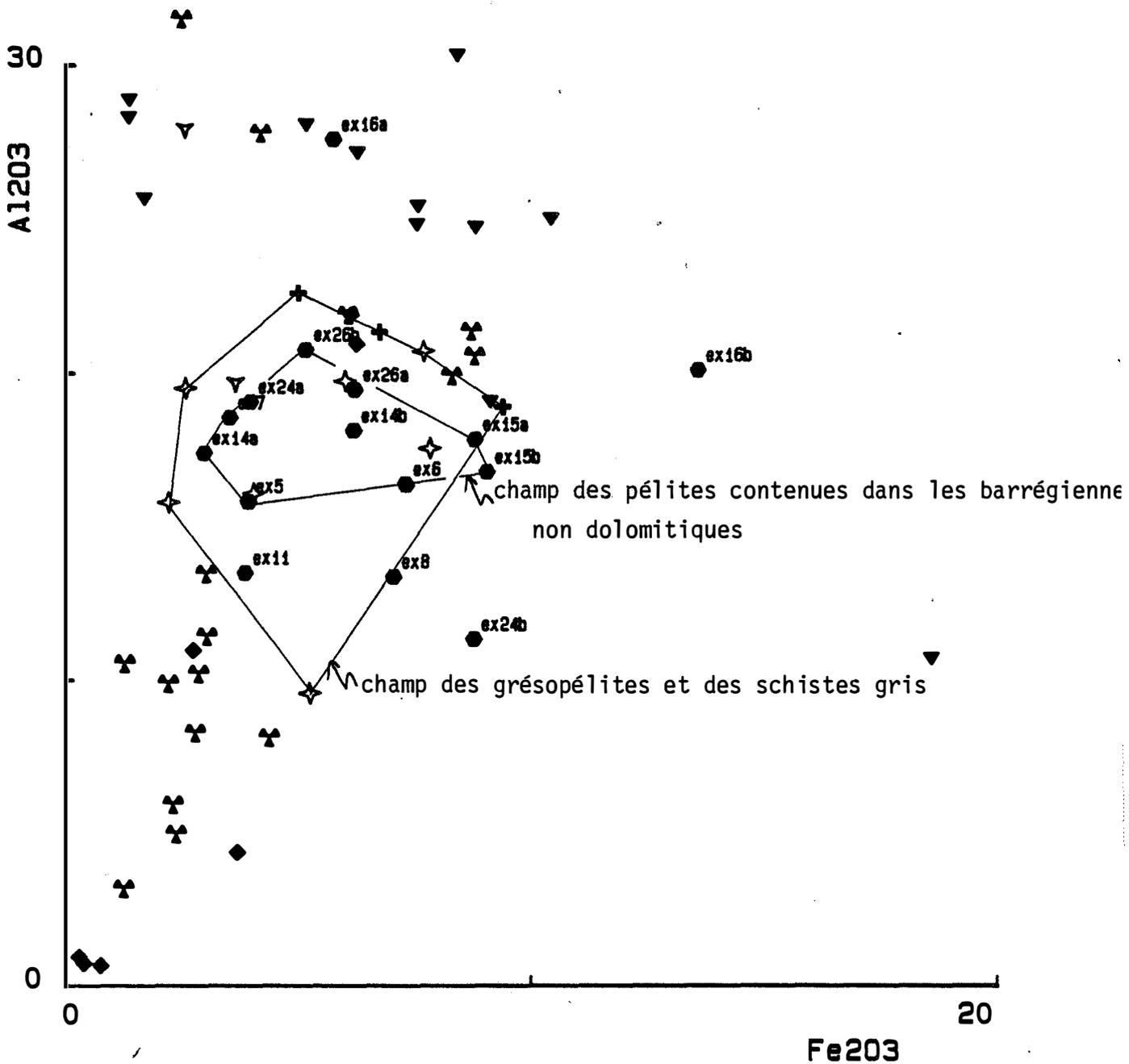


FIGURE 22

DIAGRAMME MANGANESE ALUMINE DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARREGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

les symboles sont les mêmes que pour la figure 17

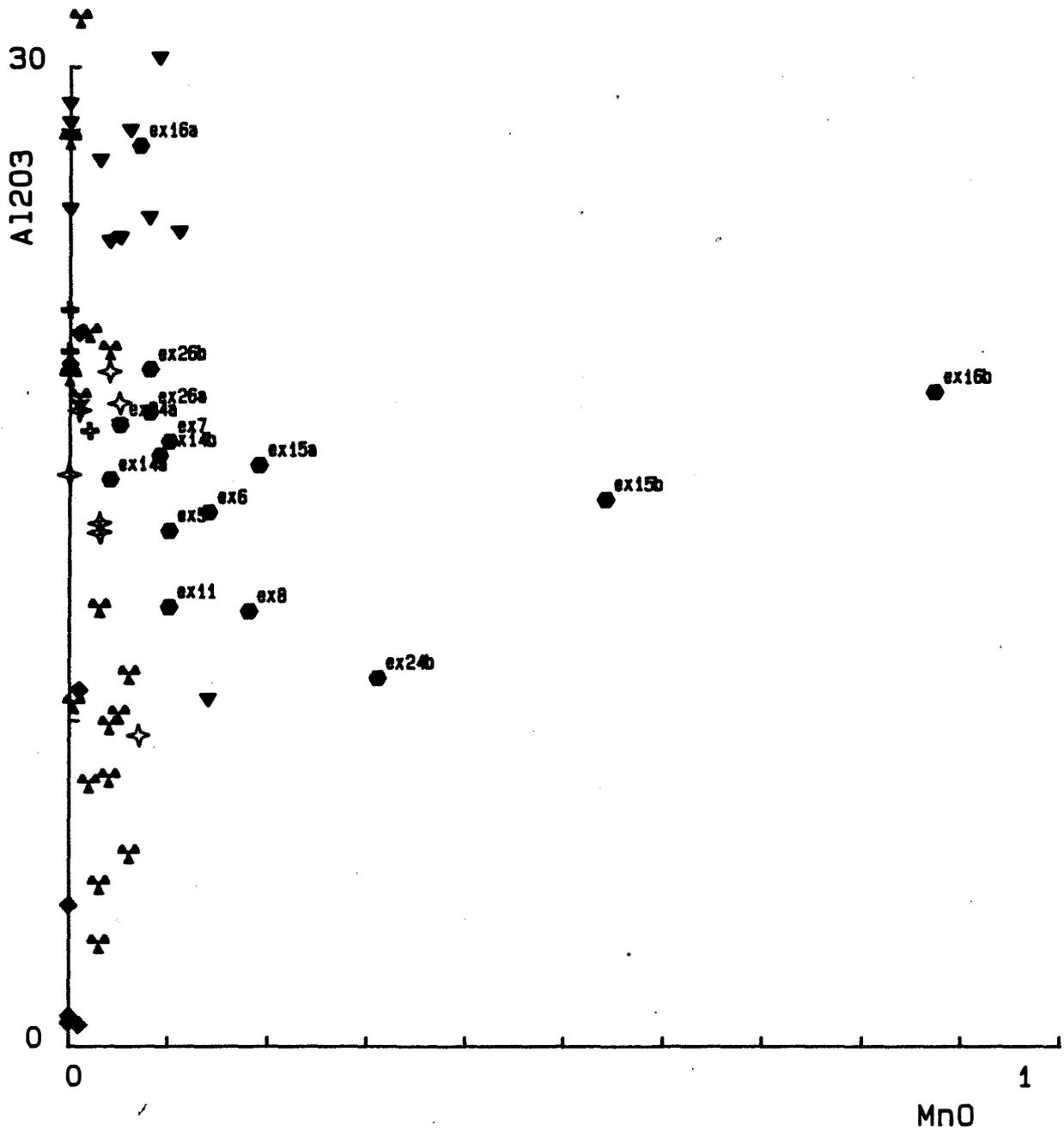


FIGURE 23

DIAGRAMME SOUDE ALUMINE DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARRÉGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

les symboles sont les mêmes que pour la figure 17

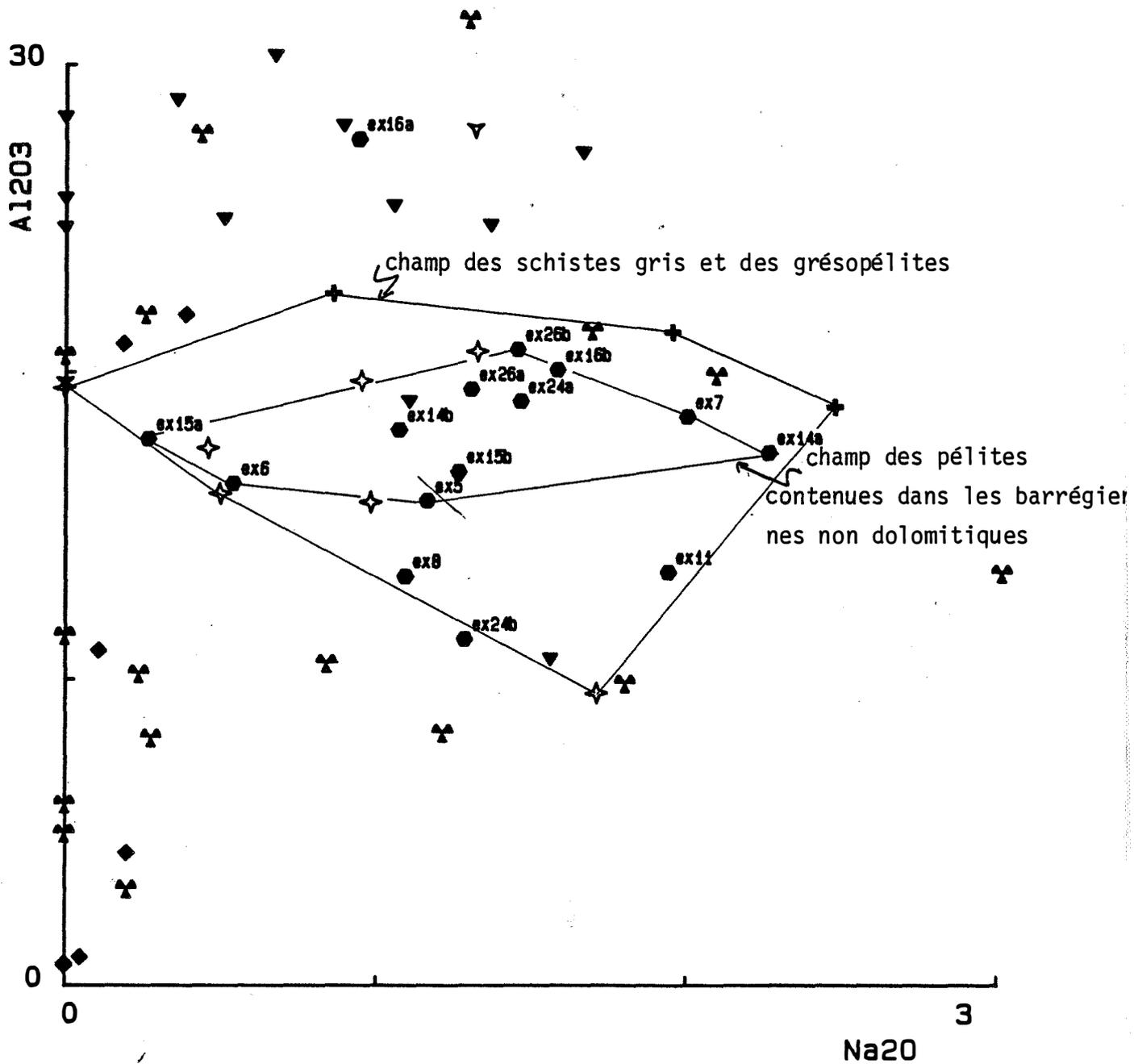
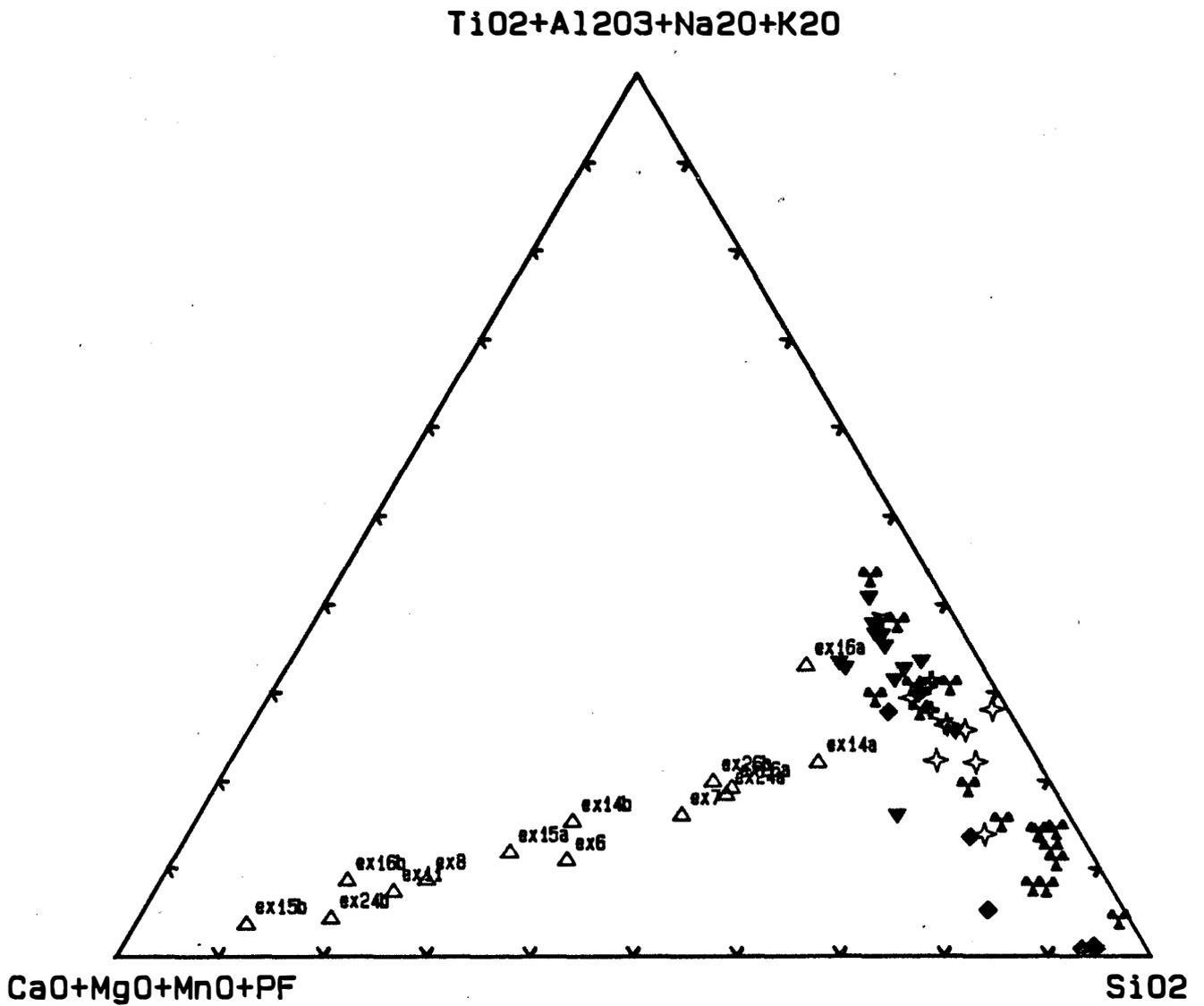


FIGURE 24

DIAGRAMME DE COMPOSITION DE LA FRACTION DETRITIQUE DES BARREGIENNES  
COMPAREE A LA SERIE SEDIMENTAIRE

les symboles sont les mêmes que pour la figure 17



Pour l'échantillon ex 26 nous ne ferons pas de distinction entre fraction pélitique et fraction carbonatée, la séparation en deux fractions n'ayant pas abouti, les deux fractions séparées supposées différentes présentant des compositions identiques. Les échantillons ex 26a et ex 26b seront considérés comme étant des pélites.

- Le diagramme alumine-magnésium (fig. 17), montre une grande disparité des teneurs en magnésium des pélites. En général les fortes teneurs sont rencontrées dans la partie carbonatée ou dans les échantillons où il n'a pas été possible de séparer les lits. On note d'ailleurs une tendance à l'anticorrélation dans les échantillons où les lits ont pu être séparés. Cela amène à la conclusion que la majeure partie du magnésium est contenue dans la fraction carbonatée, et n'a donc pas été supprimée lors du recalcul des analyses. Cela ne va pas influencer sur les analyses des échantillons contenant peu de magnésium, par contre on doit s'attendre à ce que les échantillons ex 8, ex 16b et ex 24b se distinguent du reste des échantillons.

- Dans le diagramme silice-alumine (fig. 18) les points correspondant à la fraction détritique se placent dans la lignée générale de la série sédimentaire. Ils se superposent aux grésopélites qui correspondaient déjà à l'un des termes envisagé comme constituant des barrégiennes. Comme prévu, les échantillons riches en magnésium sont situés hors de la lignée, de même que l'échantillon ex 11 riche en calcium.

- Le diagramme potasse-alumine (fig. 19) montre une tendance à la corrélation entre les deux oxydes dans l'ensemble de la série. Les barrégiennes se superposent ici également aux grésopélites.

- La corrélation se retrouve dans le diagramme titane-alumine (fig. 20). Elle est ici meilleure que dans la figure 19. On peut retrouver une tendance à la corrélation titane-alumine au sein des barrégiennes. On remarque également que le champ de composition des barrégiennes est confondu avec celui des grésopélites et schistes gris.

- Le diagramme fer total-alumine (fig. 21) ne présente pas d'alignement de l'ensemble des points. Les échantillons les plus riches en fer correspondent à la fraction carbonatée, ce qui confirme que le fer est essentiellement contenu

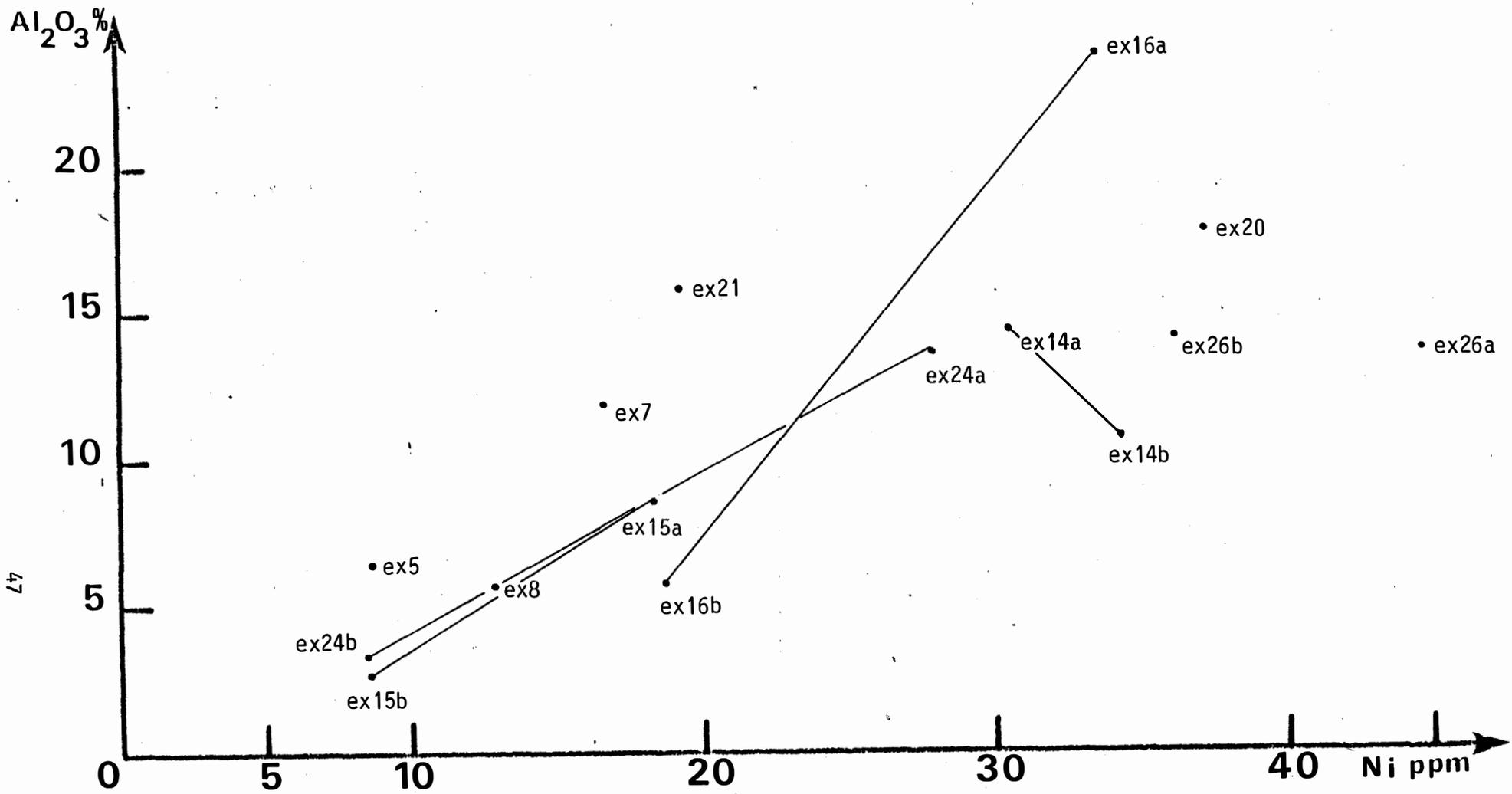


FIGURE 25 :

DIAGRAMME ALUMINE - NICKEL

dans cette fraction. Ces échantillons mis à part, le recouvrement des champs des barrégiennes et des grésopélites et schistes gris est frappant, d'autant plus que les autres roches de la série sédimentaire ont des teneurs en fer différentes des barrégiennes.

- Le diagramme  $MnO-Al_2O_3$  (fig. 22) montre une différence du comportement du manganèse, en fortes teneurs dans la partie carbonatée des échantillons ex 15, ex 16, et ex 24. Les barrégiennes apparaissent en général plus riches en manganèse que le reste de la série. Cet élément, bien que contenu dans les carbonates, n'est pas pris en compte dans le calcul des analyses, et apparaît alors enrichi dans la fraction terrigène des barrégiennes.

- Le diagramme soude-alumine (fig. 23) présente une forte dispersion des points. Cependant, ici encore les champs de composition des barrégiennes et des grésopélites et schistes gris sont confondus. Cela est également le cas dans le diagramme potasse - alumine.

On ne peut donc mettre en évidence de variation de la nature de l'apport terrigène suivant qu'il se fait au cours de la sédimentation carbonatée, ou massivement, au point de former des lits individualisés. Cet apport semble correspondre aux grésopélites de la série. Cela peut se visualiser sur un diagramme ternaire dans lequel on a tenté de caractériser les différents termes du mélange par leur composition :  $SiO_2$  correspond aux grès, la somme de l'alumine du titane de la soude et de la potasse aux shales, et la somme de la chaux, de la perte au feu, du magnésium et du manganèse aux carbonates. On remarque sur la figure 24, que les barrégiennes peuvent tout à fait correspondre au mélange entre des carbonates et les grésopélites, ceci correspondant à un mélange entre trois termes : shales, grès et calcaires, où les deux premiers sont liés au cours de l'apport terrigène. L'observation minéralogique montre que très localement il peut exister une ségrégation au cours de cet apport de nature détritique permettant ainsi dans un lit de différencier les grès des shales. Ce genre de phénomène doit, à la vue de l'étude géochimique, demeurer accessoire.

#### 5.5 COMPORTEMENT DES ELEMENTS TRACES.

Nous allons tenter ici de déterminer à quelle fraction de la roche totale sont liés les différents éléments dosés, les analyses ici ne sont pas recalculées. Pour cela nous utiliserons l'alumine comme critère de distinction.

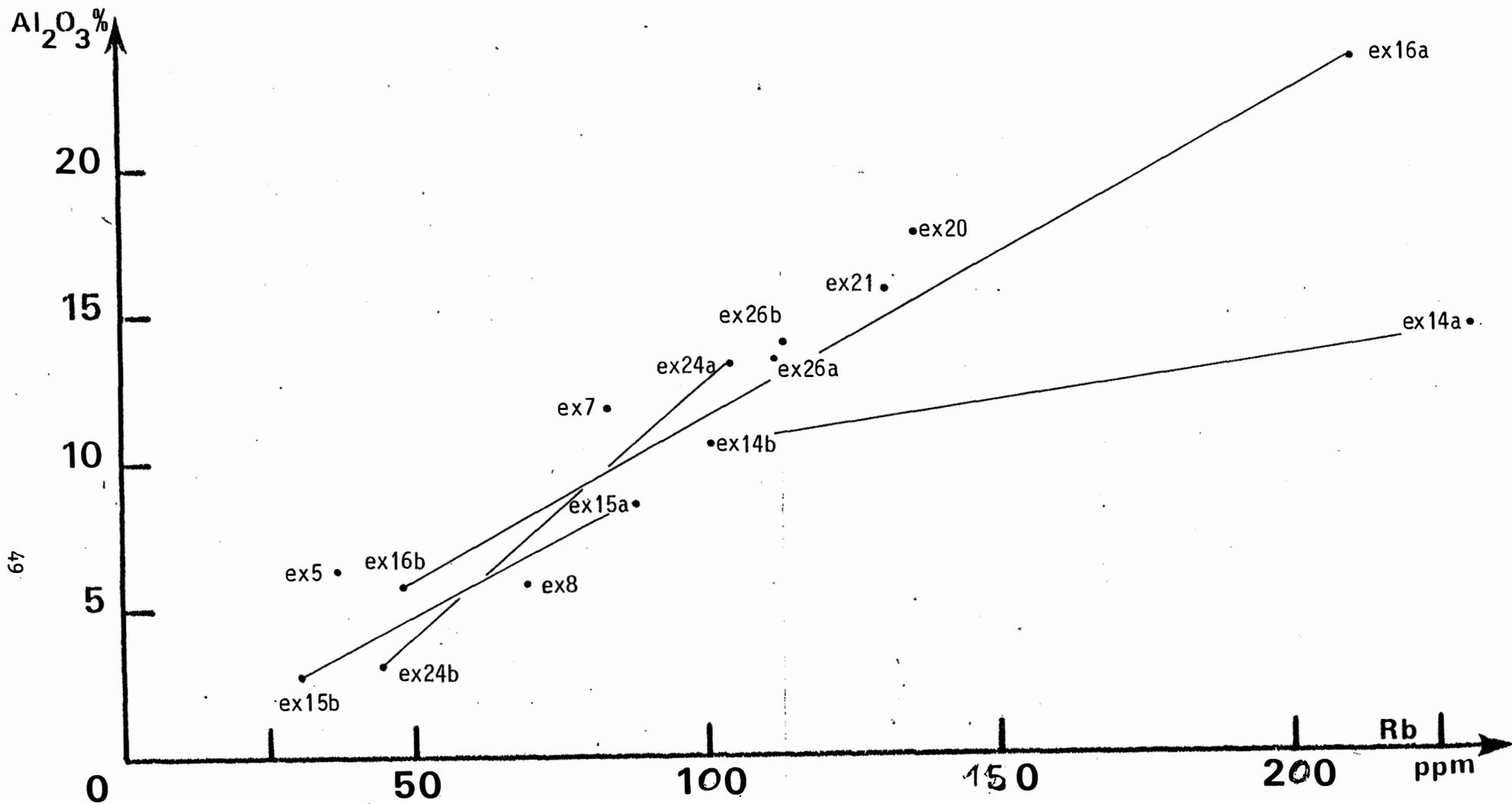


FIGURE 26 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - RUBIDIUM

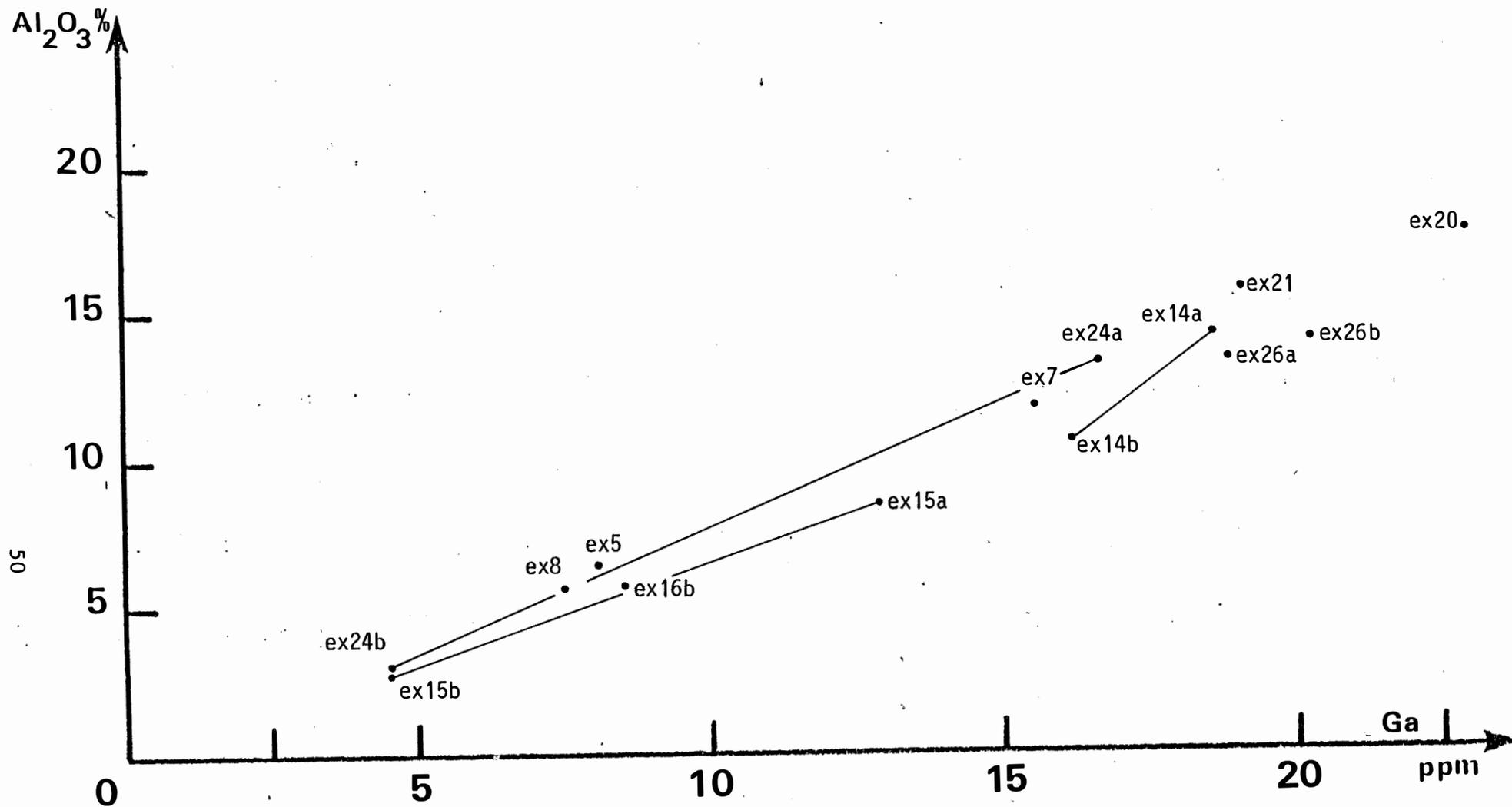


FIGURE 27 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - GALLIUM

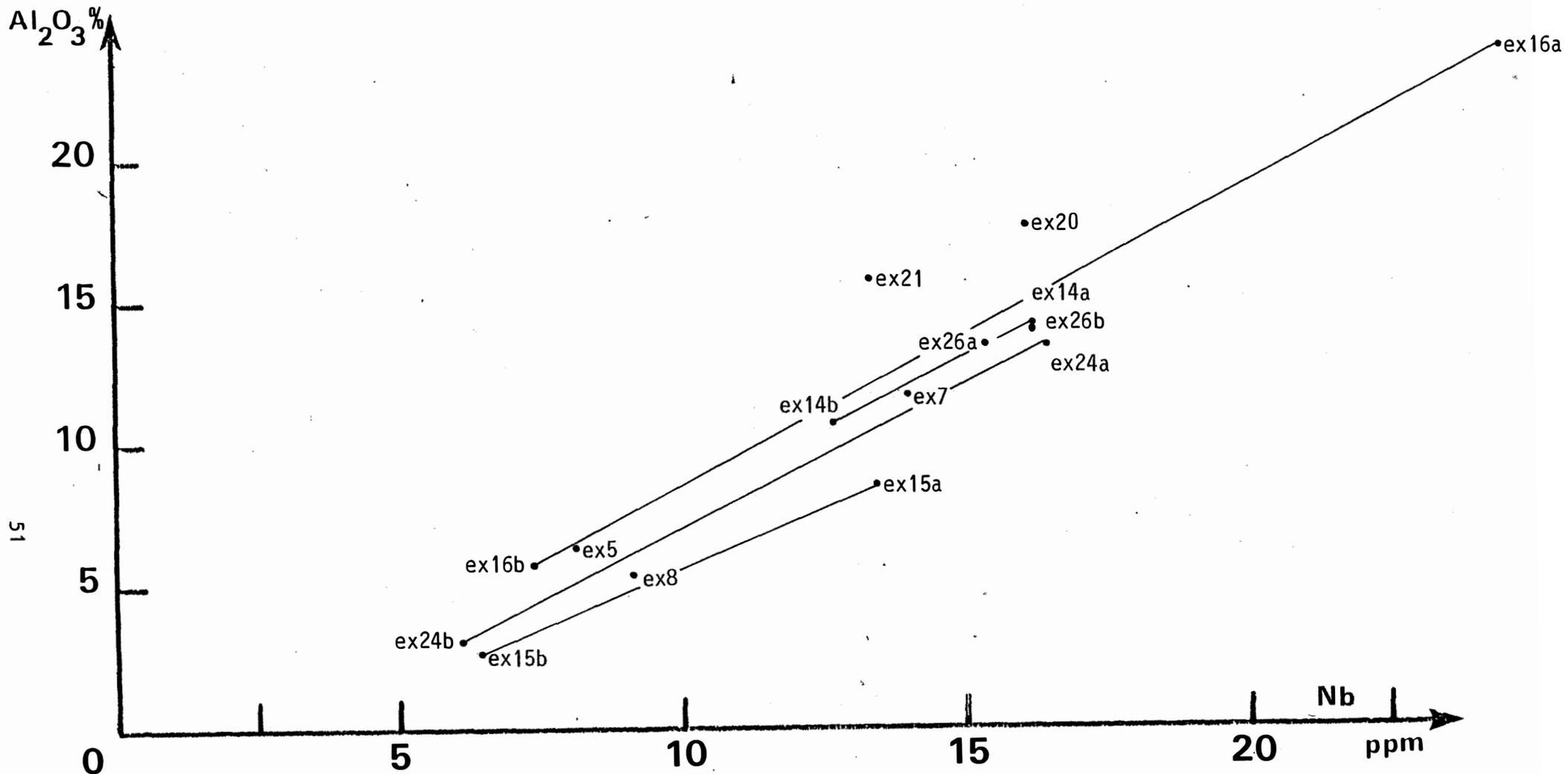


FIGURE 28 :

DIAGRAMME ALUMINE - NIOBIUM

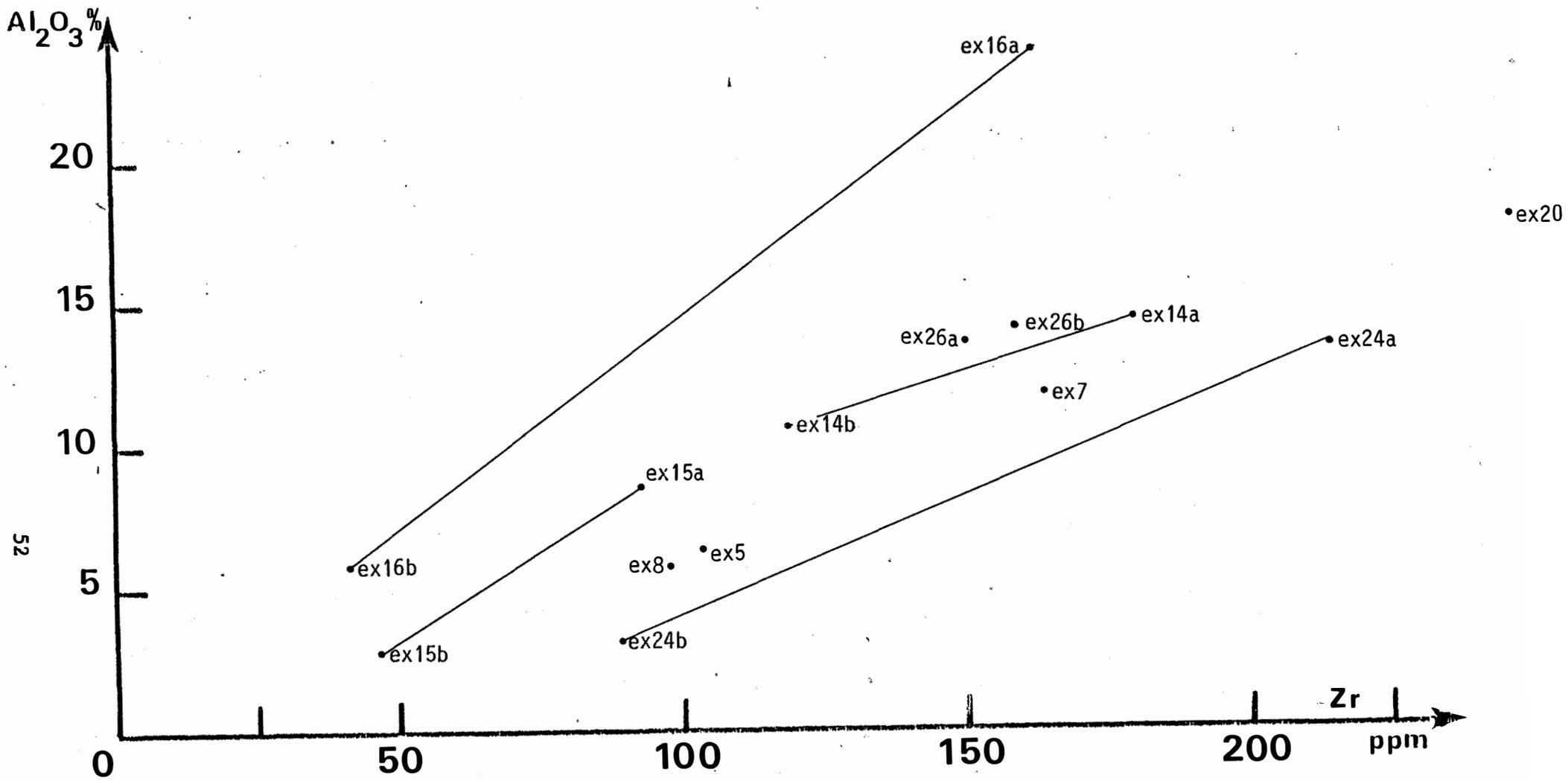


FIGURE 29 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - ZIRCONIUM

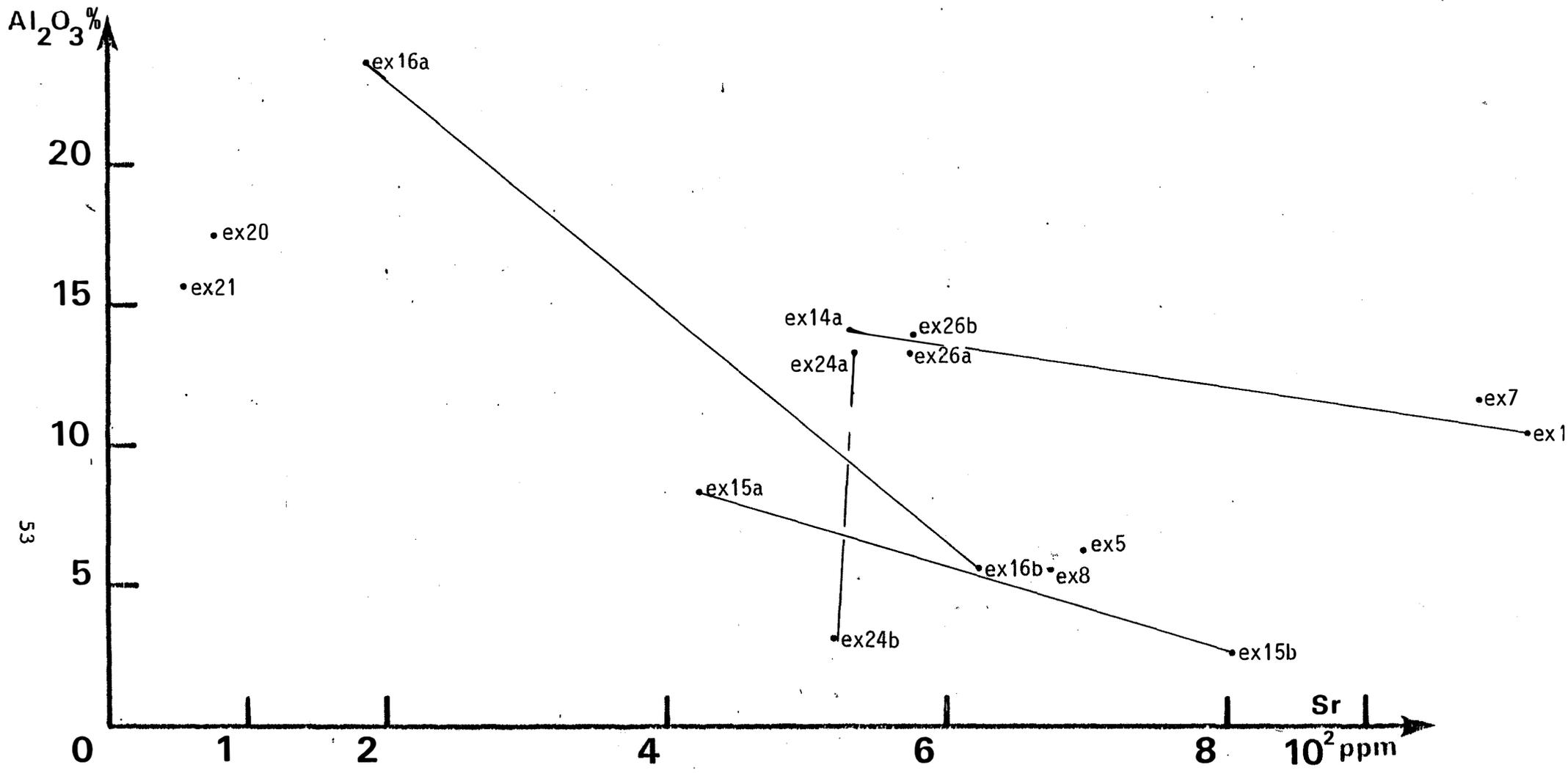


FIGURE 30 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - STRONTIUM

Un élément corrélé à l'alumine sera considéré comme étant situé dans la fraction pélitique, alors qu'un élément anticorrélé à l'alumine sera considéré comme étant situé au sein des bancs carbonatés.

- Les éléments corrélés à l'alumine.

Ils sont au nombre de cinq.

- Le nickel

Apparemment mal corrélé à l'alumine on note cependant une augmentation des teneurs en nickel dans les échantillons riches en alumine (fig. 25). Seul l'échantillon ex 14 ne présente pas ce phénomène. D'après Deer et al (1978), le nickel peut être incorporé au sein des phyllites : chlorite, biotite, ce qui expliquerait sa liaison à l'alumine. Il peut aussi être contenu dans les sulfures, mais ceux ci sont rares dans les pélites.

- Le rubidium

Cet élément est parfaitement corrélé à l'alumine dans les échantillons ex 16 et ex 15 (fig. 26). Ceci est beaucoup moins net dans l'échantillon ex 24 et surtout ex 14. Dans ce dernier cas la présence d'altération peut expliquer un déficit en rubidium par un lessivage. La corrélation implique que le rubidium est contenu dans les shales. Ceci s'explique par le fait qu'il est susceptible de remplacer très facilement le potassium au sein des micas, il sera donc lié à l'alumine dans la roche. La loi régissant la répartition de cet élément au sein de la roche est la même que pour le potassium (cf supra).

- Le gallium.

Le rapport gallium - alumine reste constant dans les barrégiennes (fig. 27): coefficient de corrélation de 0,99, l'alignement des points se fait sur une droite passant par l'origine, sauf pour l'échantillon ex 14. Le gallium et l'aluminium ayant des rayons ioniques proches et des valences identiques, ils se substituent très facilement dans les sites octaédriques des phyllites. Cet élément sera donc un bon marqueur de la fraction pélitique.

- Le niobium.

Cet élément présente également une bonne corrélation avec l'alumine (fig. 28): coefficient de 0,98. Les points s'alignent sur une droite recoupant l'axe des abscisses à un endroit différent de l'origine. Le niobium est lié au shales, mais la fraction gréseuse ou carbonatée est susceptible d'en contenir une faible partie.

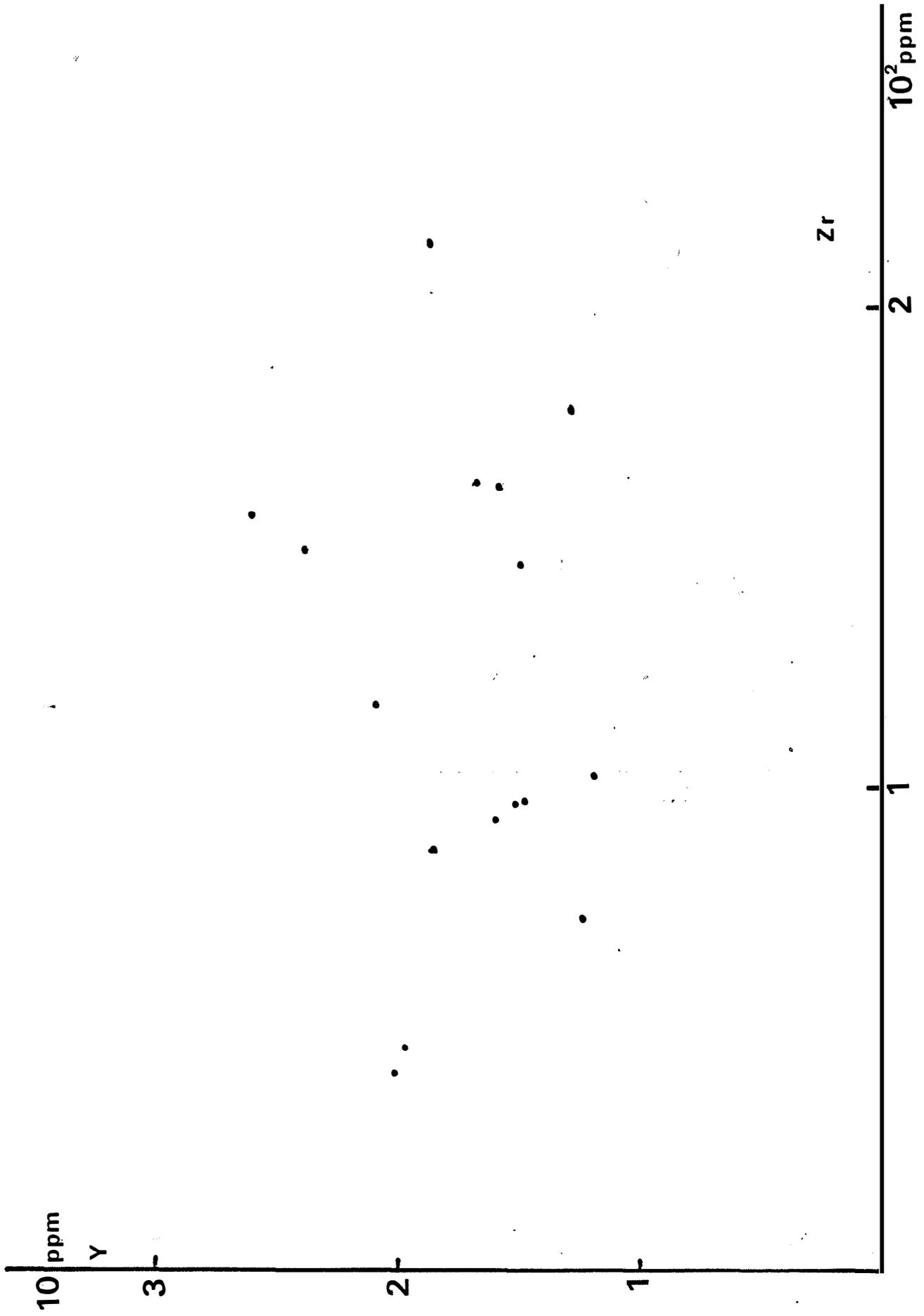
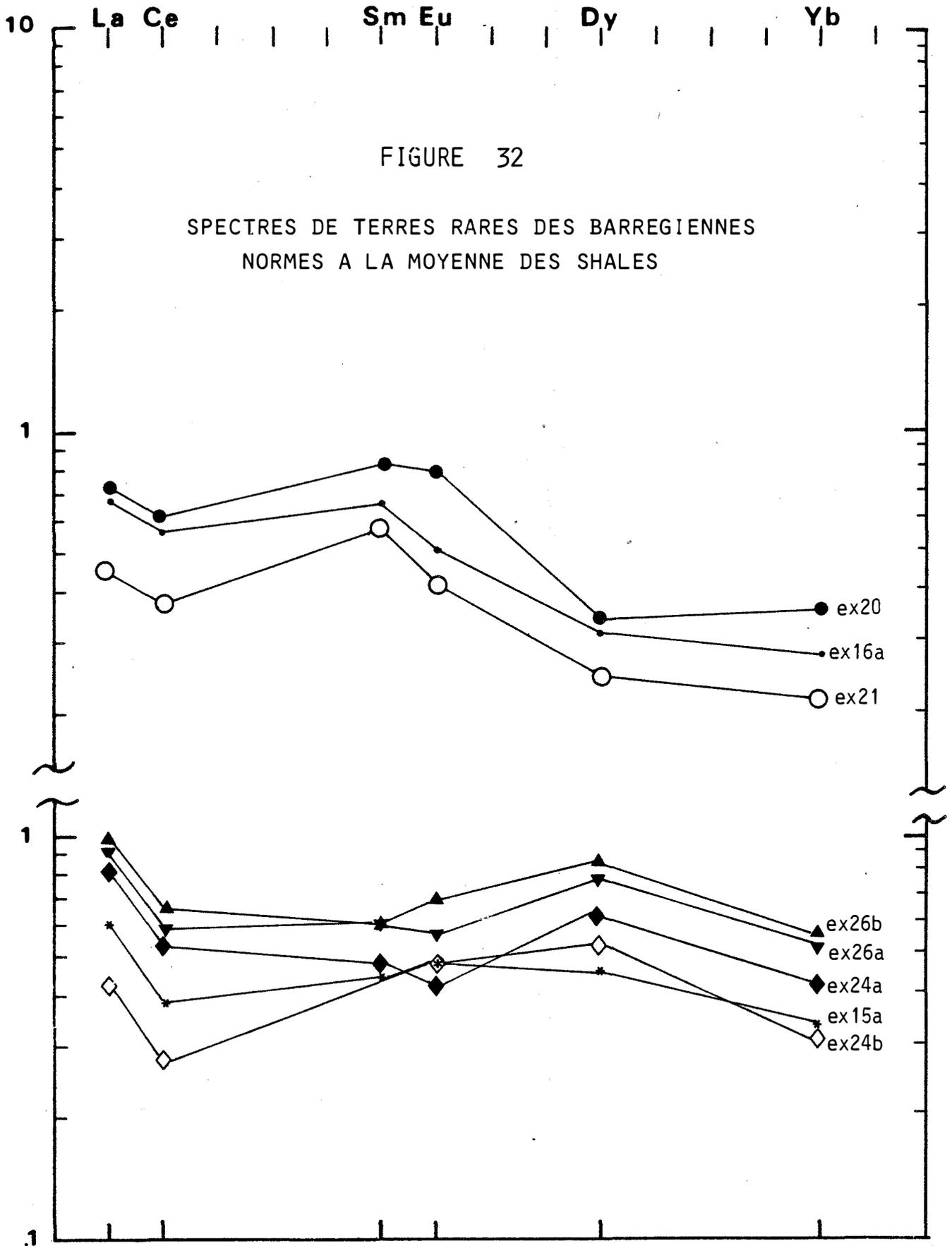


FIGURE 31 :  
 DIAGRAMME YTTRIUM - ZIRCONIUM



Il est normal de trouver ces deux éléments corrélés à l'alumine, en effet le transport se fait par absorption à la surface des argiles, ils se retrouveront donc associés ainsi à la fraction péritique.

- Le zirconium.

Il n'est pas corrélé à l'alumine, mais est préférentiellement contenu dans les shales, les échantillons les plus riches en zirconium étant également les plus riches en alumine (fig. 29). Le zirconium est généralement apporté dans la fraction détritique sous forme de zircon, phase particulièrement résistante. Il peut donc être associé aux grès.

- Les éléments anticorrélés à l'alumine.

Il n'y en a qu'un : le strontium (fig. 30). On connaît en effet la capacité qu'a cet élément à se substituer au calcium dans les carbonates (Le Guyader 1983). Ce sera donc un élément susceptible de tracer la fraction calcareuse.

- Les autres éléments dosés: Y Hf Zn Cu U Pb Th, ne présentent pas de tendance à préférer l'une ou l'autre des fractions. On ne peut donc trancher sur leurs caractères sédimentaires.

On peut cependant quand même tenter de répondre partiellement à la question en ce qui concerne l'yttrium. On considère que cet élément est apporté dans les sédiments soit dans le zircon, soit sous forme libre, adsorbée à la surface des argiles. Le diagramme Y-Zr ne présente pas de corrélation (fig. 31). Il n'est pas non plus noté de corrélation entre alumine et yttrium. Ceci permet de conclure que l'yttrium n'est pas apporté par une seule phase, mais que sa teneur dans la roche est régie par le mélange d'au moins deux termes : argileux et détritique.

## 5.6 COMPORTEMENT DES TERRES RARES.

J'ai pu doser de manière satisfaisante 6 terres rares: La Ce Sm Eu Dy et Yb par la méthode décrite au début de la section. De manière à pouvoir les comparer entre elles j'ai tracé les spectres de terres rares normalisés à la moyenne des shales donnée par Piper (1976). On voit (fig. 32) que l'on peut distinguer deux types de spectres.

- Le premier type est caractérisé par une bosse correspondant au samarium et à l'euprium. Il est constitué par trois échantillons: ex 21, ex 20, ex 16a. On

sait que les deux premiers échantillons sont des grésopélites qui n'appartiennent pas à la formation des barrégiennes.

L'échantillon ex 16a a montré tout au long de l'étude géochimique, des caractères le différenciant nettement du reste des autres échantillons correspondant à la fraction pélitique des barrégiennes. Le spectre de terres rares de cet échantillon montre encore ce caractère, et confirme que dans le cas de l'échantillon ex 16a, l'apport détritique diffère nettement du reste des échantillons prélevés.

- Le second type correspond au reste des barrégiennes. Les spectres obtenus montrent une tendance assez nette à l'horizontalité, étant par là comparables aux shales de Piper, mais affectés par un effet de dilution.

La différence observée entre l'échantillon ex 16 a et les autres échantillons de barrégiennes peut correspondre à un apport de terres rares liés dans l'échantillon ex 16a uniquement aux shales, alors que dans les autres échantillons de barrégiennes l'apport de ces terres rares est lié à plusieurs sources : détritique et pélitique.

## 6/-CONCLUSION

L'ensemble de l'étude effectuée sur les barrégiennes tend à montrer que celles ci sont constituées d'un mélange entre des calcaires et des grésopélites contenues dans la série sédimentaire étudiée par JL Kaelin (1984). La nature de l'apport terrigène peut présenter très localement une évolution marquée par une variation de la minéralogie au sein d'un lit, montrant un enrichissement en un terme correspondant plutôt à un shale, au détriment d'un terme correspondant plutôt à un grès. Ceci peut fournir un excellent critère de polarité, la base des lits pélitiques étant caractérisée par un passage brutal des calcaires aux pélitites, et un caractère de grès : richesse en silice. Le sommet des lits pélitiques, est pour sa part, marqué par un passage progressif aux calcaires, et un aspect de shale beaucoup plus franc que la base.

On peut tirer de cela une règle simple : le passage brutal des calcaires aux pélitites marque la base d'un banc pélitique, alors que le passage progressif des pélitites aux calcaires marque le sommet d'un banc pélitique.

Un autre caractère des barrégiennes est une évolution latérale de la composition. Le diagramme silice-alumine, ainsi que les spectres de terres rares font apparaître le caractère particulier de l'échantillon ex 16a (prélevé au Port d'Aula) .

## CHAPITRE II

# ETUDE PETROGRAPHIQUE MINÉRALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CORNEENNES CALCIQUES



## 1/ INTRODUCTION

Les cornéennes calciques sont les roches qui résultent de la transformation des barrégiennes, cette transformation étant marquée par la formation de silicates calciques au contact de la granodiorite. Elles sont caractérisées par une minéralogie tout à fait différente de celle présentée par les barrégiennes. Nous allons baser la distinction entre ces deux roches sur cette variation de minéralogie, la présence de phyllites caractérisant les barrégiennes, alors que la présence de silicates calciques et l'absence de micas caractérisera les cornéennes calciques. L'apparition du diopside a été utilisée par C Derré (1974) pour définir un degré du métamorphisme de contact. Nous pouvons superposer ce critère de distinction à celui fixé auparavant, ils sont équivalents.

L'apparition de nouvelles espèces minérales, et surtout l'observation du développement de certains de ces minéraux de manière sécante sur la lithologie initiale de la roche, traduisent l'existence de phénomènes hydrothermaux. Cela caractérise également les cornéennes calciques, et justifie que leur étude soit menée ici et non avec les barrégiennes.

La position des cornéennes calciques : à proximité du contact de la granodiorite, aboutit à deux phénomènes :

- Tout d'abord le contact granodiorite encaissant étant le siège d'un hydrothermalisme intense, les cornéennes calciques sont affectées par une succession d'altérations de type hydrothermal se superposant les unes aux autres, ayant ainsi tendance à masquer la structure initiale de la roche, ce qui rend leur étude très délicate. En effet, nous verrons plus loin que certains des minéraux typiques des cornéennes calciques, apparaissent également au cours de stades tardifs lors du phénomène conduisant à la formation des cornéennes. Il sera dès lors nécessaire d'établir une chronologie de ces paragénèses. Ceci ne sera pas toujours aisé, et il pourra subsister un doute quant à la nature du phénomène responsable de la formation de tels minéraux. Il faut donc se fixer un cadre strict définissant clairement la notion génétique s'attachant aux cornéennes calciques. Ceci correspond essentiellement aux transformations liées à la mise en place de la granodiorite, il s'agit donc d'un métamorphisme de contact. A priori on peut penser que ces modifications sont isochimiques, mais étant donnée la nature particulière des événements ultérieurs, rien n'empêche de supposer que des prémisses de phénomènes hydrothermaux accompagnent cette transformation. Nous tâcherons donc au cours de cette étude de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

- En second lieu, les cornéennes calciques sont le siège du développement d'une grande partie de la minéralisation.

## 2/ PETROGRAPHIE

Les cornéennes calciques présentent une série de paragenèses très diversifiée. C'est là un de leurs traits caractéristiques. Cette diversité peut être reliée à deux causes.

- Les barrégiennes dont elles dérivent, sont des roches qui résultent d'un mélange sédimentaire (voir chapitre précédent). La minéralogie acquise au cours de la transformation va dépendre de la nature et de la composition du banc considéré dans les barrégiennes.

- La transformation des barrégiennes, liée à la mise en place de la granodiorite est régie par des conditions aussi bien imposées par l'environnement (pression et température), que la composition des lits de nature variable formant la roche.

Nous tenterons ici de séparer les phénomènes liés à chaque cause.

Les cornéennes calciques sont des roches très compactes, généralement plus claires que les barrégiennes. Ces dernières perdent graduellement leur couleur sombre au fur et à mesure que l'on se rapproche du granite. Cette décoloration progressive est reliée à la destruction de la matière organique contenue initialement dans la roche. Cette décoloration ne peut donc être utilisée comme critère de distinction.

On retrouve dans les cornéennes calciques certains aspects pétrographiques qui caractérisent les barrégiennes. On distingue en effet deux termes :

- Un terme pouvant contenir de la calcite, mais également de fortes proportions de silicates dont certains retracent des lits similaires à ceux observés dans les barrégiennes et reliés à la différenciation métamorphique. Ce terme correspond aux anciens lits calcaires.

- Un terme essentiellement silico-alumineux, qui dérive des anciens lits pélitiques.

### 2.1 LA FRACTION CARBONATÉE.

La fraction carbonatée des cornéennes calciques est caractérisée par une forte proportion de calcite présente dans la roche.

Si l'on considère que la proportion de calcite dans la roche permet de retrouver le correspondant de la fraction carbonatée des barrégiennes, on est amené à distinguer deux groupes d'associations minérales. Une seule de ces associations correspond effectivement à la fraction calcaire initiale des barrégiennes.

Nous verrons au cours de l'analyse paragenétique comment cette indétermination peut être levée.

#### a/- 1<sup>er</sup> groupe de paragenèse

Elle fait intervenir 4 minéraux différents : clinozoïsite, clinopyroxène, microcline et calcite. Le sphène est le seul accessoire. La répartition de ces phases ne se fait pas de manière quelconque, mais elle est régie par une loi constante dans les cornéennes calciques. Les minéraux se répartissent en effet suivant un système de zones. Les successions observées sont constantes et se répètent plusieurs fois au sein d'un banc.

La répartition se fait comme suit :

On observe des lits millimétriques, constitués par de la **clinozoïsite** au sein desquels s'observe le **sphène** concentré au centre de ces lits. On peut observer que ces lits sont obliques par rapport à des lits plus épais constitués essentiellement de silicates alumineux. Autour des lits de clinozoïsite se développe l'association **clinozoïsite - clinopyroxène**. On passe ensuite, toujours en respectant une symétrie axiale, à l'assemblage **clinopyroxène-calcite**. Enfin on trouve des lits présentant du clinopyroxène épars entre des grains de calcite. Ces lits marquent le second plan de symétrie autour duquel se développent les associations décrites auparavant. La taille présentée par l'ensemble de ce système varie du millimètre au centimètre.

Nous pouvons résumer tout cela sur un schéma (fig. 33).

Cette succession de zones est la plus fréquemment observée dans la partie carbonatée des cornéennes calciques. Cependant la puissance de la zone où la calcite prédomine est très variable, et il arrive qu'en certains endroits elle disparaisse complètement. Ceci ne correspond pas à un caractère des barrégiennes, qui contiennent en permanence de très fortes proportions de calcite.

C'est donc au cours de la formation des cornéennes calciques que, en certains endroits, les silicates deviennent prédominants au sein de la fraction carbonatée au point que par endroit la calcite subsiste à peine. Ce phénomène observé à toutes les distances du granite ne présente pas de caractère systématique : certains des échantillons prélevés au contact ne présentant pas ce caractère.

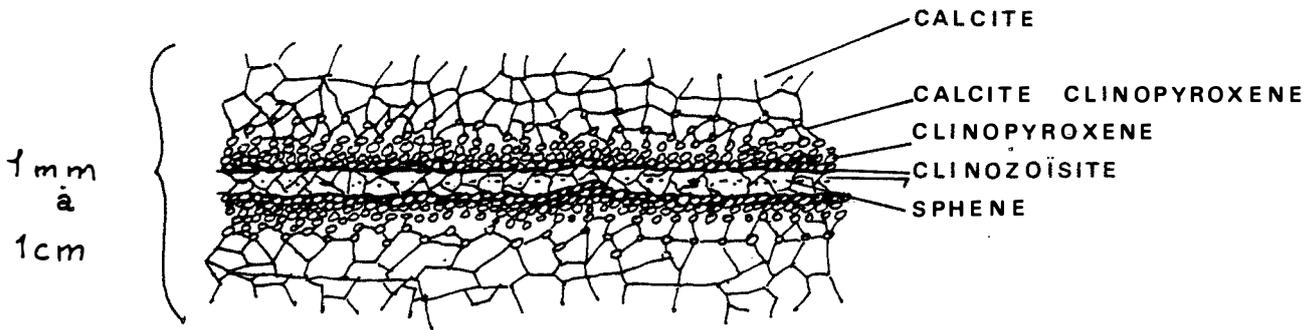


FIGURE 33

ASPECT PRESENTE PAR LA PREMIERE PARAGENESE  
OBSERVEE DANS LA FRACTION CARBONATEE DES  
CORNEENNES CALCIQUES

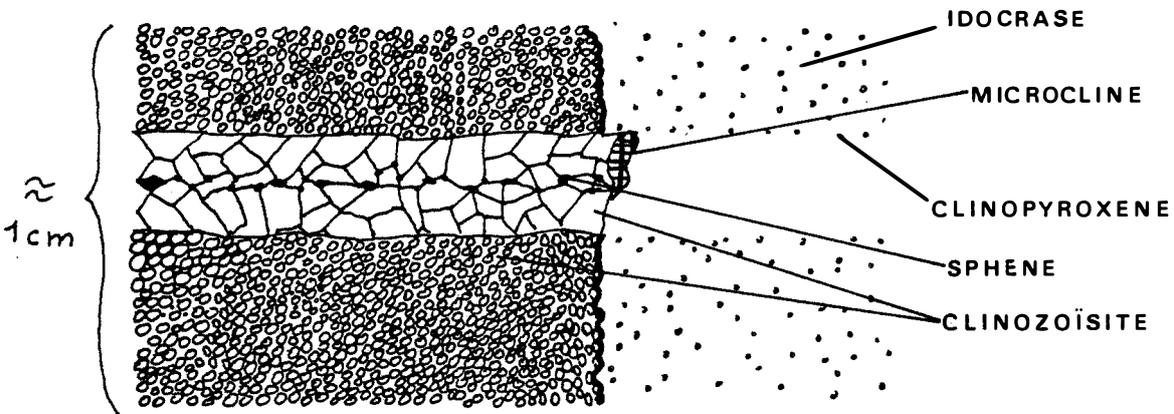


FIGURE 34

ASPECT DU REMPLACEMENT DE LA CLINOZOISITE  
PAR DE L IDOCRASE

Dans certains cas le microcline participe de manière très discrète à la zonation. Il apparaît alors sous forme de petits grains épars, au contact des lits de clinozoïsite et de clinopyroxène, en association avec ce dernier.

L'ensemble de ces zones forment une paragenèse typique et extrêmement fréquente dans la fraction carbonatée des cornéennes calciques. Quand il est possible de distinguer l'orientation des lits de clinozoïsite, et de la comparer à celle des bancs siliceux l'encadrant, on se rend compte que le système de zones qui vient d'être décrit est oblique sur la stratification des barrégiennes. La taille des lits de clinozoïsite et leur obliquité par rapport à la stratification amène à les considérer comme correspondant aux lits de biotite développés par différenciation métamorphique dans la schistosité des bancs calcaires des barrégiennes.

- Transformations observées sur cette paragenèse.

On observe sur les paragenèses décrites au dessus, une série de transformations qui affectent essentiellement la clinozoïsite, ou le pyroxène. Ces transformations peuvent correspondre à des phénomènes hydrothermaux postérieurs à la formation de la zonation. Ces phénomènes apparaissent à la fin de la formation des cornéennes calciques, et sont susceptibles de modifier localement la composition des bancs. Le caractère précoce de certaines transformations peut être déduit du fait que le minéral développé au cours de ce stade se retrouve en d'autres endroits comme minéral primaire des cornéennes calciques.

On peut donc diviser ces transformations en deux stades comme suit.

Premier stade :

Ce stade apparaît localement en fin de formation des cornéennes calciques.

Une seule transformation de ce type affecte la paragenèse décrite auparavant. Elle consiste en une substitution de la clinozoïsite par le grenat ou la vésuvianite. Ce remplacement respecte le système de zones observé dans la roche. Quand le grenat ou la vésuvianite se développent sur l'association clinozoïsite-salite on continue à observer la salite dans le grenat ou la vésuvianite, avec peut être une légère diminution de la taille des grains de pyroxène, mais ceci n'est jamais très net.

En certains endroits on observe le développement de microcline entre clinozoïsite et vésuvianite. Ce phénomène reste cependant relativement rare (fig. 34).

Second stade :

Les transformations du second stade se produisent après la formation des cornéennes calciques. Il s'agit de phénomènes d'altération dont il sera fait référence au cours de ce chapitre pour expliquer certaines modifications chimiques présentées par les cornéennes. Le dernier chapitre de ce travail traitera plus en détail de ces phénomènes, cependant pour faciliter la lecture une description sommaire en sera faite dans ce chapitre.

La première transformation de ce type consiste en un abondant développement du microcline. On a vu que cette phase pouvait participer au système de zones, mais ceci toujours de manière subordonnée. Or, certains échantillons clairement postérieurs aux cornéennes calciques présentent de fortes proportions de feldspath (ex 16b par exemple). Le caractère tardif du microcline se traduit par : des inclusions de pyroxènes dans un grand cristal de microcline, front de remplacement de la clinozoïsite par le feldspath et subsistance du pyroxène.

Le second type d'altération se traduit par le développement d'amphibole sur le clinopyroxène. La clinozoïsite est toujours préservée, ce qui permet la conservation de la structure zonaire de la roche. Cette altération affecte de petites portions de cornéennes, et se produit souvent à partir de discontinuités structurales : fissures, limites roche intrusive - encaissant, ou en bordure de zones d'altération poussée des cornéennes calciques.

#### **b/-2<sup>eme</sup> groupe de paragenèses**

Le second groupe de paragenèses où la calcite est le minéral prédominant, fait intervenir, dans ses aspects les plus complexes, cinq phases : calcite, wollastonite, grenat, vésuvianite, et clinopyroxène.

Dans certains échantillons, cet assemblage ne fait pas intervenir la wollastonite. On observe alors le grenat seul, ou l'association grenat vésuvianite, contenant tous deux en inclusions, de petits grains de clinopyroxène de quelques dizaines de microns. Cette association forme des îlots pouvant s'aligner, formant ainsi de lits discontinus présentant une structure très contournée. Ces bancs ne présentent pas de zonation. Cependant ils ne sont jamais au contact direct de la calcite, une bande de pyroxène mélangé ou non à la calcite les en sépare.

Le grenat et la vésuvianite présentent des contacts parfois nets et francs, ceux ci peuvent également être irréguliers, des inclusions d'une phase dans

l'autre étant observées en certains endroits. Aucune loi générale n'a pu être établie sur les relations entre ces deux phases. Il semble quand même que lors de leur formation les deux minéraux aient été en équilibre.

La vésuvianite participant à cette paragenèse présente toujours des bandes pléochroïques formant des zones concentriques.

Dans l'aspect le plus complexe de l'assemblage minéral, apparaît la wollastonite. On observe toujours l'association vésuvianite grenat, mais cette fois ci la vésuvianite n'est plus zonée, et ne contient plus d'inclusions de pyroxène, alors que le grenat continue à en contenir. Il semble que dans cette association, grenat et vésuvianite ne soient pas en équilibre. On observe en effet de manière très fréquente le développement de vésuvianite aux dépens du grenat, traduit par la présence d'inclusions de grenat dans la vésuvianite. De plus le grenat, très altéré, a tendance à être remplacé par de la calcite. La wollastonite se forme autour de cette association, elle n'est pas présente partout, et peut être associée au pyroxène. On peut également la retrouver en îlots isolés dans la calcite (fig. 36). On observe de rares cristaux de pyroxènes disséminés dans la calcite.

Cette dernière association a été observée à proximité d'un skarn se développant sur des marbres impurs formant la fraction carbonatée des cornéennes calciques.

Nous avons fait une description des paragenèses observables dans la fraction carbonatée des cornéennes. Celles ci sont :

clinozoïsite - sphène

clinozoïsite - salite

salite - calcite

vésuvianite - grenat - salite ± wollastonite

## 2.2 LA FRACTION PELITIQUE

On la reconnaît généralement bien sur les échantillons macroscopiques, où elle forme des lits en relief, plus sombres et plus petits que les lits carbonatés. En lame mince cependant il n'est pas toujours évident d'en tracer les limites, l'absence de carbonates dans les cornéennes calciques rendant en effet la tâche délicate.

L'évolution interne observée au sein des lits formés par la fraction pélitique des barrégiennes n'apparaît pas toujours clairement dans les cornéennes

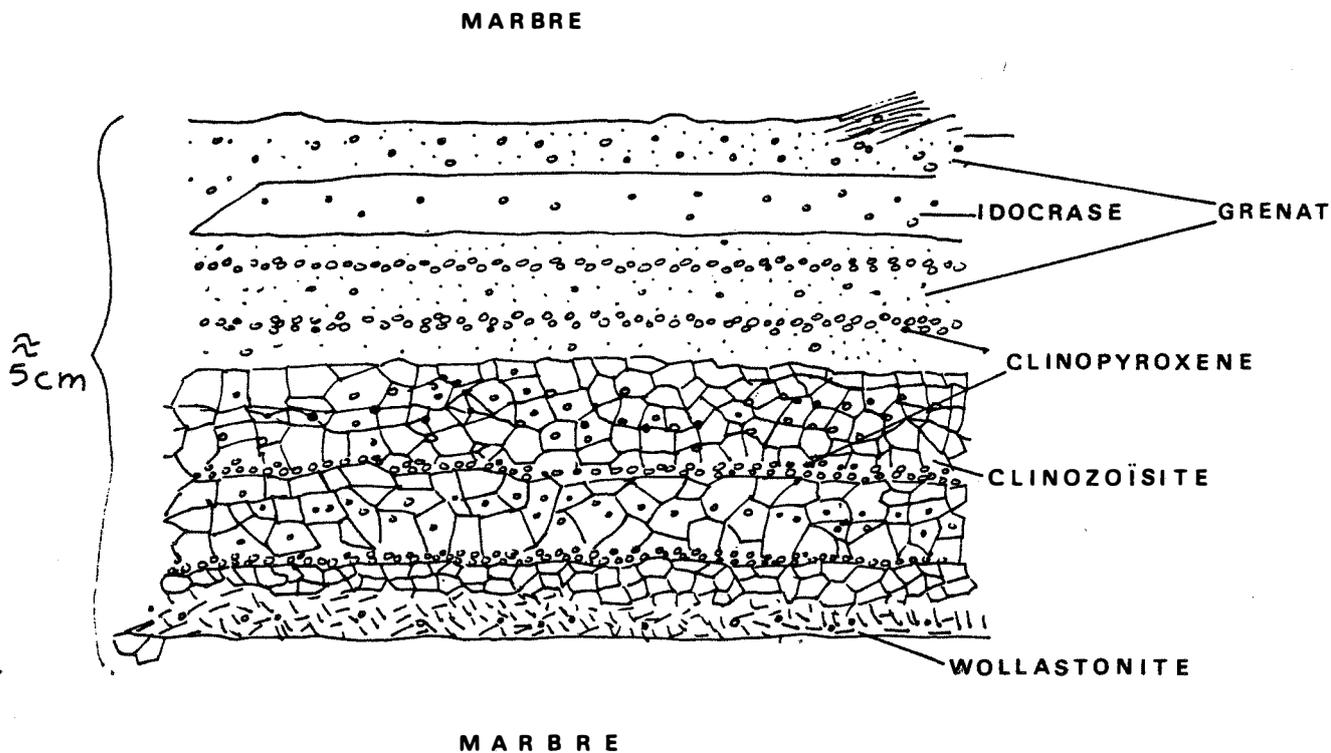


FIGURE 35

SEQUENCE PRESENTEE PAR UN LIT PELITIQUE DES CORNEENNES CALCIQUES

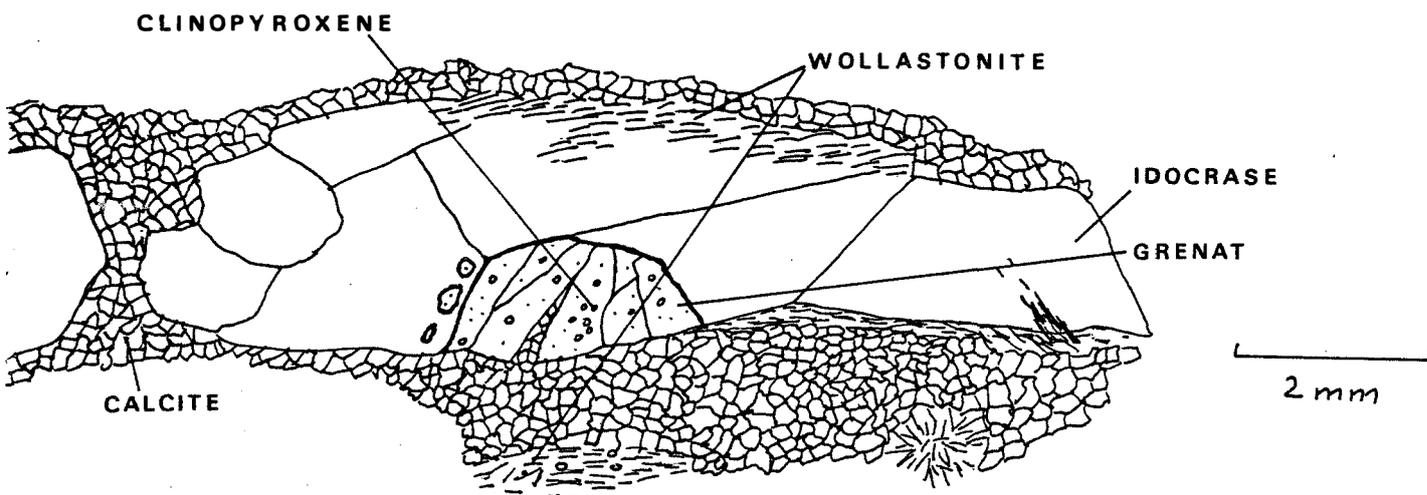


FIGURE 36

ASSOCIATION GRENAT - IDOCRASE DANS LA FRACTION CARBONATEE  
DES CORNEENNES CALCIQUES

calciques. Toutefois nous verrons que dans de rares occasions les paragenèses traduisent l'existence d'une évolution de la minéralogie des lits pélitiques.

On rencontre dans les anciens lits pélitiques des cornéennes calciques, les mêmes silicates que dans la fraction carbonatée décrite auparavant.

Il n'existe pas de loi simple, générale, permettant de décrire la répartition des différentes phases au sein des équivalents des bancs pélitiques reconnaissables dans les cornéennes calciques. En particulier il n'a pu être mis en évidence de zonation répartie symétriquement autour d'une association minérale donnée. Toutefois on observe une succession de paragenèses dans certains lits, que nous allons décrire maintenant.

#### **a/-1er type de structure**

J'ai pu observer (fig. 36), un banc présentant une évolution de la base au sommet. Celle ci se traduit par une variation des associations minérales formant le banc considéré. On observe la succession de paragenèses suivante :

1/ la base du banc montre un passage net de la calcite aux silicates. A ce niveau on observe l'association wollastonite clinopyroxène. La wollastonite est fréquemment remplacée par l'assemblage quartz-calcite présentant des textures reliques de la wollastonite.

2/ En se déplaçant vers le sommet du banc on passe à l'assemblage, clinozoïsite - clinopyroxène. La wollastonite a disparu. La clinozoïsite forme des lits homogènes. Ces lits au début très fins et assez espacés, augmentent en puissance au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'association wollastonite - clinopyroxène, jusqu'à ce que la clinozoïsite forme la matrice dans laquelle est contenu le clinopyroxène.

3/ On observe ensuite l'association grenat - clinopyroxène. C'est maintenant le grenat qui forme la matrice, la clinozoïsite ne participe pas à cette paragenèse. Cela amène à considérer que la clinozoïsite n'est plus stable dans cette association, et que le grenat correspond alors au silicate d'alumine compatible avec les conditions imposées. Le clinopyroxène est abondant sous forme de petits grains inclus dans le grenat. Ces grains semblent s'aligner, formant ainsi des lits aux limites mal définies.

4/ A proximité du sommet de ce banc l'association précédente passe à l'assemblage vésuvianite - clinopyroxène. Comme précédemment, ce dernier est sous forme de petits grains inclus dans la vésuvianite qui forme la matrice du banc à ce niveau. Le clinopyroxène est moins abondant que dans l'association précédente.

5/ Enfin au sommet du banc on observe le grenat contenant, comparativement aux associations précédentes, peu de clinopyroxène. Ce banc est au contact de la calcite. En certains endroits la wollastonite est observée entre grenat et calcite.

La zone où la vésuvianite semble se substituer au grenat peut également s'observer au contact de la calcite et de la zone à grenat. Il n'y a dans ce cas qu'une seule zone où clinopyroxène et grenat sont associés (fig. 35).

Cette observation n'a pu être faite que sur un seul échantillon de cornéenne calcaïque (ech. 486.20), où la puissance du banc est d'une dizaine de centimètres environ. La minéralogie y est cependant relativement proche de celle généralement observée dans ce type de roche, et semble correspondre à la succession de paragenèses la plus complète observable dans les lits pélitiques.

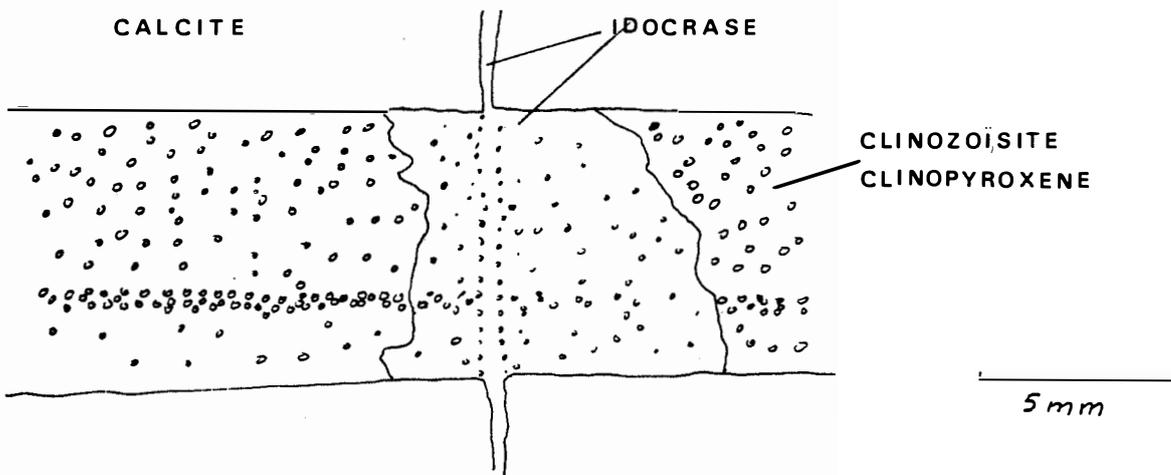
En fait, dans la majeure partie des cas on observe uniquement la succession des associations clinozoïsite - clinopyroxène et vésuvianite - clinopyroxène en passant de la base au sommet du banc. Il n'apparaît pas de wollastonite dans ces paragenèses, et les deux zones sont au contact de la calcite.

Dans certains bancs, la clinozoïsite peut former un fin litage. Les bancs correspondant dans les cornéennes calcaïques aux anciens bancs pélitiques, sont alors constitués par une alternance de fins lits de clinozoïsite et de clinopyroxène.

On observe plus généralement dans de tels bancs la clinozoïsite formant une matrice dans laquelle est toujours incluse le clinopyroxène.

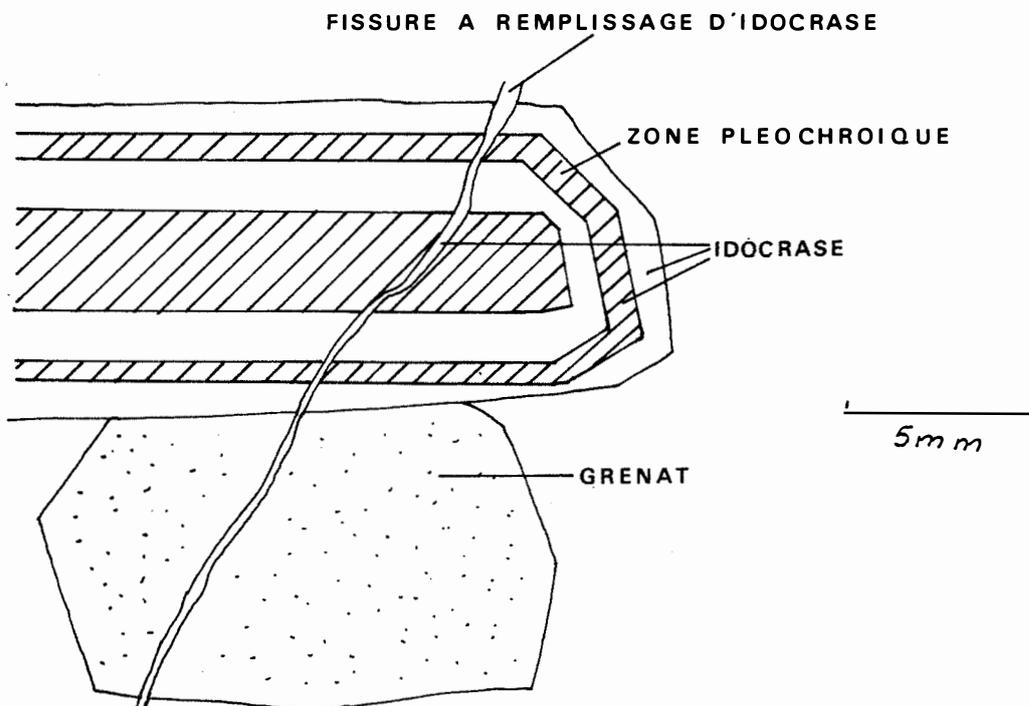
#### **b/- 2<sup>eme</sup> type d'association**

Enfin j'ai pu observer un autre type d'association minérale pouvant correspondre à l'équivalent, dans les cornéennes calcaïques, des pélites formant les barrégiennes. La paragenèse est : grenat-clinopyroxène-vésuvianite-calcite.



**FIGURE 37**

REPLACEMENT DE CLINOZOÏSITE PAR DE L'IDOCRASE  
 A PARTIR D'UNE FISSURE A REMPLISSAGE D'IDOCRASE



**FIGURE 38**

IDOCRASE DE DEUXIEME GENERATION RECOUPANT GRENAT  
 ET IDOCRASE PRIMAIRES

La clinozoïsite est observée, mais en altération du grenat. Grenat et idocrase ont tendance à former des plages automorphes, montrant, lorsqu'ils sont au contact, des limites franches (Fig. 36). Si ceci semble être le cas généralement observé, il faut quand même noter que par endroits ces limites sont plus irrégulières. La vésuvianite peut contenir des reliques de grenat, de même, le grenat peut contenir des reliques de vésuvianite. Ceci semble montrer qu'il existe une certaine compétition entre ces deux phases.

Dans l'assemblage minéral qui vient d'être décrit, la vésuvianite présente toujours une zonation marquée par la succession de zones pléochroïques concentriques. Le clinopyroxène est toujours présent sous forme de petits grains associés à la calcite, ou inclus dans le grenat et la vésuvianite.

### Transformations.

Comme la fraction carbonatée, les lits pélitiques des cornéennes calciques sont soumis à des transformations tardives par rapport aux phénomènes qui président à l'apparition des associations minérales formant ces lits. Ces transformations tardives sont du même type que celles décrites dans la fraction carbonatée, il s'agit essentiellement du développement de grenat et de vésuvianite sur les paragenèses décrites auparavant. Ici encore ce phénomène est considéré comme appartenant au processus de transformation des barrégiennes. Il est la marque locale d'un stade tardif. Cependant, ici ce n'est plus seulement la clinozoïsite qui fait l'objet de ces transformations, mais également le grenat et la vésuvianite dont on est amené alors à considérer deux générations dans les cornéennes calciques.

Tout d'abord étudions la transformation de la clinozoïsite. En fait on observe dans ce cas les mêmes faits que ceux décrits dans la fraction carbonatée, c'est à dire un remplacement de la clinozoïsite par le grenat ou la vésuvianite. Le clinopyroxène est conservé dans la phase de remplacement. Il est cependant possible d'observer une légère diminution de la proportion de clinopyroxène au cours du phénomène. La vésuvianite formée à ce stade n'est jamais zonée.

On peut observer le remplacement de la clinozoïsite à partir de fines fentes, qui sont alors remplies par la phase de substitution (grenat ou vésuvianite). Les fronts de remplacement sont parallèles aux lèvres de ces fentes (fig. 37). De telles fentes sont également observées dans le grenat ou la vésuvianite. A partir de cette observation on peut penser que ces phénomènes correspondent à une activité hydrothermale se produisant postérieurement à la formation des associations minérales contenant la clinozoïsite.

Ces phénomènes de remplacement s'observent également quand le grenat ou la vésuvianite forment le lit péritique. Dans ce cas, on observe généralement la vésuvianite se substituant aussi bien à la vésuvianite primaire qu'au grenat. La distinction entre grenat et vésuvianite ne pose pas trop de problème le grenat étant anisotrope dans les cornéennes calciques (ce qui n'est pas toujours le cas, Valley et al 1983). On observe alors comme pour la clinozoïsite, un remplacement à partir de fentes remplies de vésuvianite. Quand la vésuvianite primaire subit la transformation, la distinction devient plus subtile à établir. Cependant on observe, dans les cas favorables, la vésuvianite primaire, zonée, traversée par des fissures recoupant et interrompant la zonation, et ces fentes sont remplies d'une vésuvianite non zonée (fig. 38).

### 3/ MINERALOGIE

Nous allons maintenant étudier les compositions des diverses phases reconnues dans les cornéennes calciques. Nous allons en fait tenter de déterminer quelles sont les variations de composition chimique observables et surtout à quelles variations pétrographiques elles peuvent être reliées.

#### 3.1 LE PYROXENE

Ubiquiste, il se présente le plus souvent en grains de 10 microns de diamètre environ. Dans quelques cas il est possible de reconnaître des plages plus importantes (quelques dizaines de microns) qui, fragmentées par l'altération, donnent des grains dont l'extinction est commune en lumière polarisée.

Dans les cornéennes calciques la composition du clinopyroxène présente une variation relativement limitée, allant d'un diopside :

Dio 84 - Hed 15 - Joh 3 : échantillon 446.1a

à une salite :

Dio 54 - Hed 41 - Joh 2 : échantillon ex 4.2

(fig. 39).

Cette substitution semble correspondre à des variations pétrographiques. Les pyroxènes présentant les plus fortes teneurs en magnésium, et donc le plus

proche du diopside, sont observées en inclusions dans la vésuvianite associée au grenat. Les échantillons dans lesquels ces minéraux sont contenus, ont été prélevés au contact d'un skarn de percolation : ech. 428.13b ; et d'une zone de silicification de la cornéenne calcique : ech. 446.1a.

Les teneurs les plus fortes en diopside correspondent au pyroxène inclus dans la vésuvianite ou situé à proximité de ce minéral, et associé à la wollastonite : 428.13b 35N.

Les plus faibles teneurs relatives en diopside, du pyroxène analysé dans ces échantillons, correspondent à des grains reliques dans des zones d'altération du grenat et de la vésuvianite.

Les teneurs les plus élevées en fer sont observées dans les salites associées à la clinozoïsite. Quand cette dernière est transformée en vésuvianite, la composition du pyroxène n'est pas modifiée : échantillon 446.1g analyses 4B et 5B. On ne retrouve pas ces teneurs dans les analyses faites dans l'échantillon 446.4 où la transformation en vésuvianite de la clinozoïsite associée au pyroxène est également observée.

Dans l'échantillon 446.1a par contre, les teneurs en diopside les plus fortes correspondent à un pyroxène résiduel dans une roche subissant un développement tardif de microcline : analyses 8R 9R 10R. Les analyses 17N et 18N correspondent à un pyroxène associé à de la vésuvianite et également à la clinozoïsite. Ces pyroxènes présentent des teneurs moyennes en diopside de l'ordre de 50 %.

Enfin les analyses de pyroxène effectuées dans les échantillons ex 1a ex 1d ex 4.2 et ex 4.5 ne présentent pas de variation de composition particulière suivant la paragenèse dans laquelle est impliqué le pyroxène.

En résumé :

Le clinopyroxène associé ou non à la clinozoïsite ou à la calcite, présente une composition moyenne suivante :

dio : 64	$\sigma$ : 5
hed : 34	$\sigma$ : 4.8
joh : 1	$\sigma$ : 0.7

Ces teneurs peuvent se retrouver quand la clinozoïsite est transformée en vésuvianite (fig. 40).

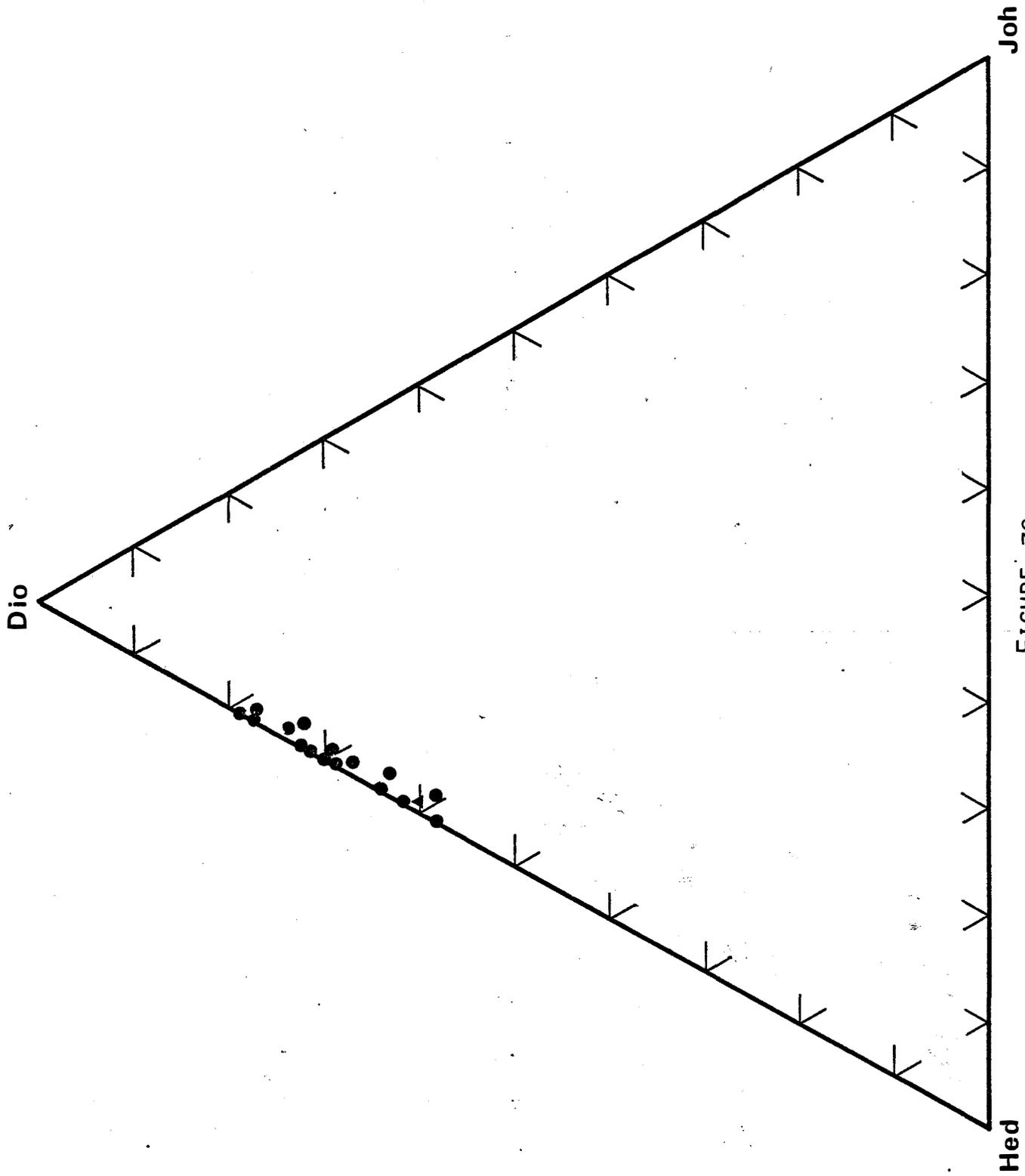


FIGURE 39 :  
 DIAGRAMME TERNAIRE DE COMPOSITION DES  
 PYROXENES DES CORNEENNES CALCIQUES

Quand il est associé au microcline le pyroxène est plus riche en diopside :

dio : 79	$\sigma$ : 5
hed : 18	$\sigma$ : 4
joh : 2	$\sigma$ : 0.6

Ce phénomène s'observe également quand le pyroxène est inclus dans la vésuvianite associée au grenat dans la fraction carbonatée.

dio : 74	$\sigma$ : 3.4
hed : 25	$\sigma$ : 6.1
joh : 1	$\sigma$ : 0.5

Enfin dans certaines zones d'altération, la teneur en diopside du pyroxène peut descendre en dessous de 60%.

### 3.2 LA VESUVIANITE

La vésuvianite, est un silicate calcique d'alumine, hydroxylé, quadratique, dans lequel le fer se substitue au magnésium en site octaédrique.

On ne connaît pas encore très précisément la formule structurale de ce minéral. Warren et Modell (1931) proposaient un calcul de la formule structurale sur une base de 76 (O,OH). Les études ultérieures (Machtschki, 1932 ; McConnell, 1939 ; Barth, 1963) ont amené à reconsidérer la formule structurale donnée par Warren et Modell. Coda et al. (1970) et Rucklidge et al. (1975) ont tous deux proposé un calcul de la formule structurale de l'idocrase sur une base de 78 (O,OH). Nous utiliserons cette base de calcul dans notre étude.

Ces auteurs ne sont pas arrivés à un accord sur la répartition des cations autre que calcium et silicium, dans les divers sites de la vésuvianite.

Pour permettre d'éventuelles comparaisons nous utiliserons la formule choisie par Deer et al. (1982) :



Nous considérerons dans un premier temps, à la lumière des travaux de Manning et Tricker (1975) que, la teneur en  $\text{TiO}_2$  étant souvent supérieure à 1%, le fer est essentiellement divalent.

Nous avons vu dans la partie précédente qu'il était possible de distinguer au moins deux générations de vésuvianite se recoupant l'une l'autre.

Cependant la composition de ce minéral présente peu de variations, et il est difficile de caractériser les différentes familles à partir de faibles changements de compositions.

#### Zonations :

Nous avons vu que la vésuvianite primaire pouvait être caractérisée par la présence d'une zonation, marquée par une succession de zones pléochroïques concentriques. L'étude de cette zonation montre qu'elle correspond à une substitution de l'aluminium par le titane (fig. 40). Ceci doit s'accompagner, le titane et l'alumine ayant des valences différentes, par une compensation sur un autre élément. La vésuvianite s'enrichit en titane quand on se déplace du cœur vers la bordure. Corrélativement la teneur en alumine décroît. Ceci correspond à une disparition du pléochroïsme, dans les zones pauvres en titane.

On peut également observer, quand les teneurs en titane de la vésuvianite sont très élevées, une légère diminution des teneurs en fer quand celles en titane augmentent. Il y a donc également dans certains cas une substitution Fe-Ti.

La substitution titane alumine se retrouve dans l'ensemble des vésuvianites analysées, même si la zonation concentrique n'est pas observée. En effet, il subsiste toujours des plages du minéral, qui présentent un pléochroïsme, et qui sont distribuées de manière quelconque dans la roche. Ces plages possèdent toujours des teneurs en titane relativement plus élevées que les plages non pléochroïques.

Il est intéressant de noter ici que les vésuvianites remplissant les fissures décrites dans le paragraphe précédent, ne présentent pas de pléochroïsme et ne contiennent pas, ou peu, de titane. Ceci confirme l'hypothèse d'une origine hydrothermale de ces minéraux, le fluide déposant la vésuvianite dans les fentes est dépourvu de titane.

C'est le seul cas où le rapport  $TiO_2/Al_2O_3$  permet de faire une distinction entre les vésuvianites.

J'ai donc calculé le rapport  $FeO/MgO$  dans ce minéral pour tenter de mettre en évidence certains caractères qui pourraient permettre de différencier les vésuvianites primaires des vésuvianites tardives.

Il ressort de l'examen des valeurs ainsi obtenues que :

- les analyses effectuées dans un échantillon (446.4), présentent un rapport  $FeO/MgO$  inférieur à 2. Cela est bas relativement aux autres échantillons. En

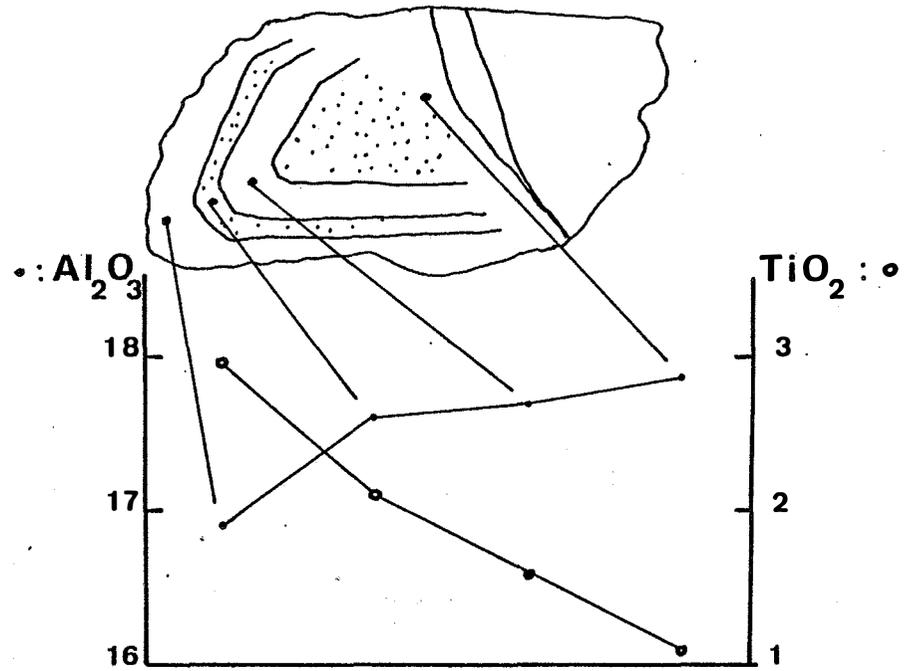
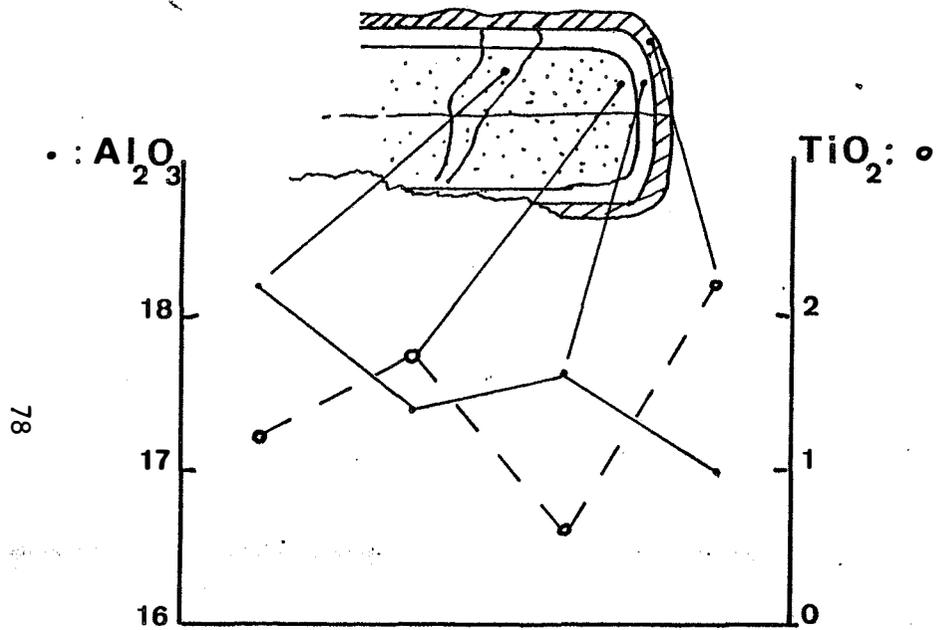


FIGURE 40 :  
 ASPECTS DE LA ZONATION DES IDOCRASES ,  
 LIAISON AVEC L'EVOLUTION DU RAPPORT  
 TITANE / ALUMINE

particulier l'échantillon 446.1 g contient une vésuvianite plus riche en fer.

Dans ces deux échantillons, la vésuvianite remplace la clinozoïsite. Or nous avons vu dans le paragraphe précédent que la salite associée à la vésuvianite dans l'échantillon 446.1 g est plus riche en magnésium que la salite contenue dans l'échantillon 446.4.

Cela semble traduire des différences dans les coefficients de partage de Fe et Mg entre salite et vésuvianite. Ito et Arem (1970) montrent que le rapport  $Fe^{3+} + Al / Fe^{2+} + Mg$  augmente avec l'intensité de la métasomatose. Afin de tenter de résoudre en partie le problème, j'ai calculé les teneurs en fer 2 et fer 3 dans la vésuvianite en utilisant la méthode des valences. Les résultats ainsi obtenus, bien que pouvant être sujets à caution, vu l'incertitude existant sur le taux de remplissage des sites, présentent pour l'ensemble une cohérence remarquable.

Ainsi dans l'échantillon R15.3d les analyses 49N à 52N présentent bien une diminution du fer ferrique lié à l'augmentation des teneurs en titane. Ceci est en accord avec les observations de Manning (1975).

Dans le cas qui nous intéresse en utilisant les valeurs ainsi obtenues j'ai calculé le rapport  $Fe^{3+} + Al / Fe^{2+} + Mg$  des analyses faites dans les échantillons 446.4 et 446.1 g, les résultats sont donnés dans le tableau 3.

On voit que la vésuvianite contenue dans l'échantillon 446.1 g présente des rapports  $Fe^{3+} + Al / Fe^{2+} + Mg$  inférieurs à ceux de la vésuvianite contenue dans l'échantillon 446.4.

L'échantillon 446.1 g est situé à proximité d'une zone d'altération marquée par une silicification intense de la cornéenne calcique. Les vésuvianites contenues dans cet échantillon ont subi les effets de cette altération et sont plus riches en silicium que la vésuvianite contenue dans l'échantillon 446.4. D'autre part, cet épisode d'altération a pu permettre un rééquilibrage de l'association vésuvianite

N° éch	rapports $Fe^{3+} + Al / Fe^{2+} + Mg$					
446.4	6.77	7.36	7.62	9.7		
446.1 g	4.77	5.77	5.8	6.23	6.48	6.91

Tableau 3 : Rapports  $Fe^3 + Al / Fe^2 + Mg$  présentés par les vésuvianites analysés dans les lames 446.1g et 446.4

clinopyroxène sous des conditions différentes de celles régnant lors de sa formation. Ces différences (température,  $fO_2$ ,..) de condition vont jouer sur le partage du fer et du magnésium entre la vésuvianite et le clinopyroxène dans l'échantillon 446.1g, expliquant ainsi les différences du partage du fer et du magnésium observées dans les échantillons 446.1g et 446.4.

- Les rapports FeO/MgO les plus élevés se rencontrent dans les vésuvianites analysées dans l'échantillon 428.13b ; cet échantillon présente l'assemblage grenat - vésuvianite - salite - calcite - wollastonite, et ne présente pas de signe d'altération.

Cet échantillon a été prélevé au contact d'un skarn totalement envahi par le quartz.

Les échantillons R15.3a et R15.3d présentent le même assemblage que l'échantillon précédent, mais sans la wollastonite. La vésuvianite a, dans ces échantillons, des rapports FeO/MgO de :

R15.3a : 1.51	$\sigma$ : 0.24
R15.3d : 1.47	$\sigma$ : 0.34

elle est donc plus pauvre en fer que dans 428.13b. Dans les deux échantillons R15.3a et R15.3d, la vésuvianite est plus pauvre en silicium et plus riche en titane et aluminium que dans les autres échantillons. La vésuvianite présente une zonation concentrique interprétée comme un caractère primaire, qui n'est pas observée dans l'échantillon 428.13b.

Cela incite à considérer que dans 428.13b la vésuvianite recristallisée, cette recristallisation se caractérisant par la disparition de la zonation, ainsi que par un enrichissement en fer et un appauvrissement en magnésium, et des teneurs plus fortes en silicium, et plus faibles en titane et aluminium.

En résumé :

La vésuvianite zonée correspondant à la première génération, est la plus pauvre en fer et en silice, et la plus riche en magnésium et aluminium. La vésuvianite non zonée qui est observée dans le même type de paragenèse que la vésuvianite zonée, ne présente pas les mêmes teneurs.

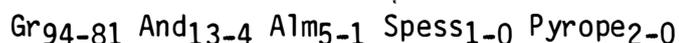
La vésuvianite remplaçant la clinozoïsite, présente des variations de composition d'un échantillon à l'autre. Cela se traduit par une variation du rapport

$Fe^{3+} + Al / Fe^{2+} + Mg$  qui semble dépendre des conditions régnant lors de la transformation de la clinozoïsite en idocrase, ou des conditions ultérieures liées à des phénomènes d'altération. Ces variations semblent régies par la distribution du fer et du magnésium entre salite et idocrase ; dans la plupart des échantillons non altérés le magnésium est préférentiellement contenu dans l'idocrase et le fer dans le pyroxène, alors que dans les échantillons altérés le magnésium est contenu dans le pyroxène et le fer dans l'idocrase.

### 3.3 LE GRENAT

Associé à la vésuvianite dans la fraction carbonatée, ou en bordure des lits pélitiques, le grenat se présente en grains millimétriques isotropes.

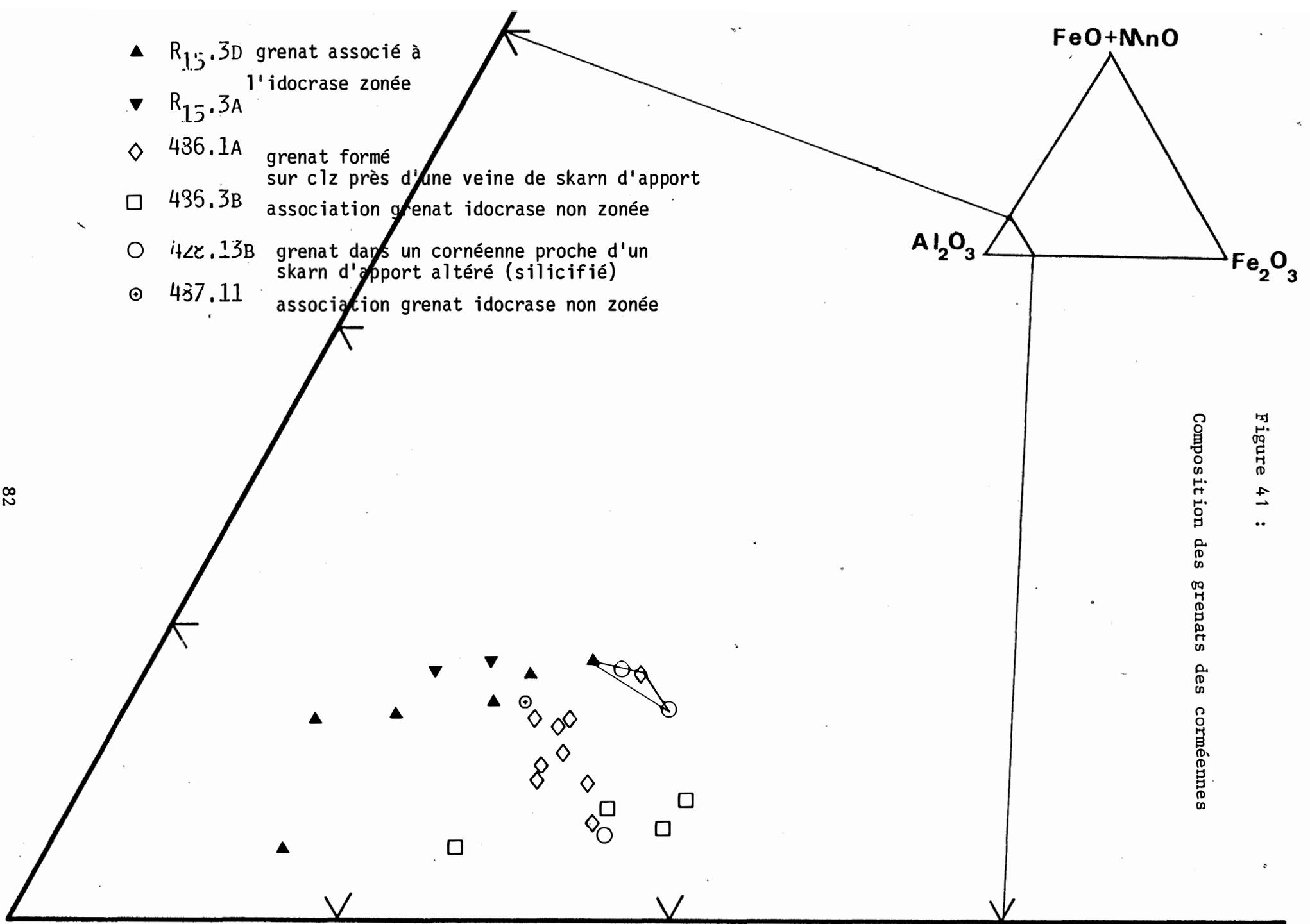
Quand il est situé dans les anciens lits pélitiques, sa composition est très proche du pôle grossulaire :



Il s'agit donc d'une solution solide grossulaire-andradite contenant peu d'almandin (fig. 41). Le pyrope est contenu de manière quasi systématique, à des teneurs toujours inférieures à 2 %, préférentiellement dans les grenats les plus riches en grossulaire, alors que l'almandin est plutôt associé à l'andradite.

Les teneurs les plus fortes en grossulaire ont été observées dans des grenats associés à de la vésuvianite zonée et à de la salite, dans des échantillons provenant du bas du quartier Véronique. Le grenat est alors plus riche en pyrope et plus pauvre en andradite que dans les autres échantillons. Des roches similaires, mais prélevées plus haut dans le quartier (niveaux 1428, 1486 bis) contiennent des grenats plus pauvres en almandin et grossulaire, mais plus riches en andradite. La vésuvianite associée à ces grenats n'est pas zonée, et est plus pauvre en fer que la vésuvianite des échantillons précédents.

Toujours dans les niveaux supérieurs on a trouvé des grenats (ech. 486.1a, 428.13), qui cette fois, sont des solutions solides plus riches en almandin et andradite, que les grenats précédents. Ces grenats sont situés dans des contextes particuliers : ils se développent sur la clinozoïsite et proviennent de zones proches de skarns fissuraux développés sur les cornéennes. Nous verrons plus loin que ces compositions peuvent correspondre à une transformation des grenats primaires des cornéennes, au cours de la métasomatose d'apport.



Le grenat riche en almandin a été également observé sous forme d'inclusions dans la vésuvianite (éch.487.5b). Ceci montre que dans ce cas, la vésuvianite est postérieure au grenat. Ce dernier est alors souvent altéré en clinozoïsite.

Enfin, le grenat qui se forme aux dépens de l'épidote ne présente pas de composition très "originale". Celle-ci correspond également à la solution solide grossulaire - andradite - almandin, et présente des teneurs généralement plus fortes en andradite que les grenats étudiés précédemment.

On note toutefois que les grenats les plus riches en almandin et andradite sont associés à la vésuvianite remplaçant la clinozoïsite.

Les teneurs en pyrope semblent liées à la richesse en grossulaire : les grenats les plus proches du pôle grossulaire étant les plus riches en pyrope.

Enfin les teneurs en titane ne permettent pas de différencier les différentes paragenèses dans lesquelles le grenat est impliqué.

Les rapports  $TiO_2/Al_2O_3$  varient de 0.006 à 0.076 au sein d'une même population, et ce dans toutes les paragenèses.

Valey et al (1983) ont décrit dans des roches de même type que les cornéennes calciques, des grenats contenant jusqu'à 1% de fluor.

- Le fluor a été dosé dans le grenat des cornéennes calciques de Salau. Les teneurs sont faibles mais significatives, le grenat peut contenir jusqu'à 0.2% de fluor, mais cependant ces quantités sont inférieures à celles observées par Valey et al.

En résumé :

Le grenat des cornéennes calciques est isotrope.

Quand il est associé à la vésuvianite zonée, le grenat contient jusqu'à 94% de grossulaire et 2% de pyrope.

Quand il est associé à la vésuvianite non zonée, le grenat contient jusqu'à 5% d'almandin et 14% d'andradite.

Quand il se développe sur la clinozoïsite, le grenat est riche en grossulaire et en andradite, mais pauvre en almandin relativement aux compositions précédentes.

Le grenat des cornéennes calciques contient du fluor en faible quantité.

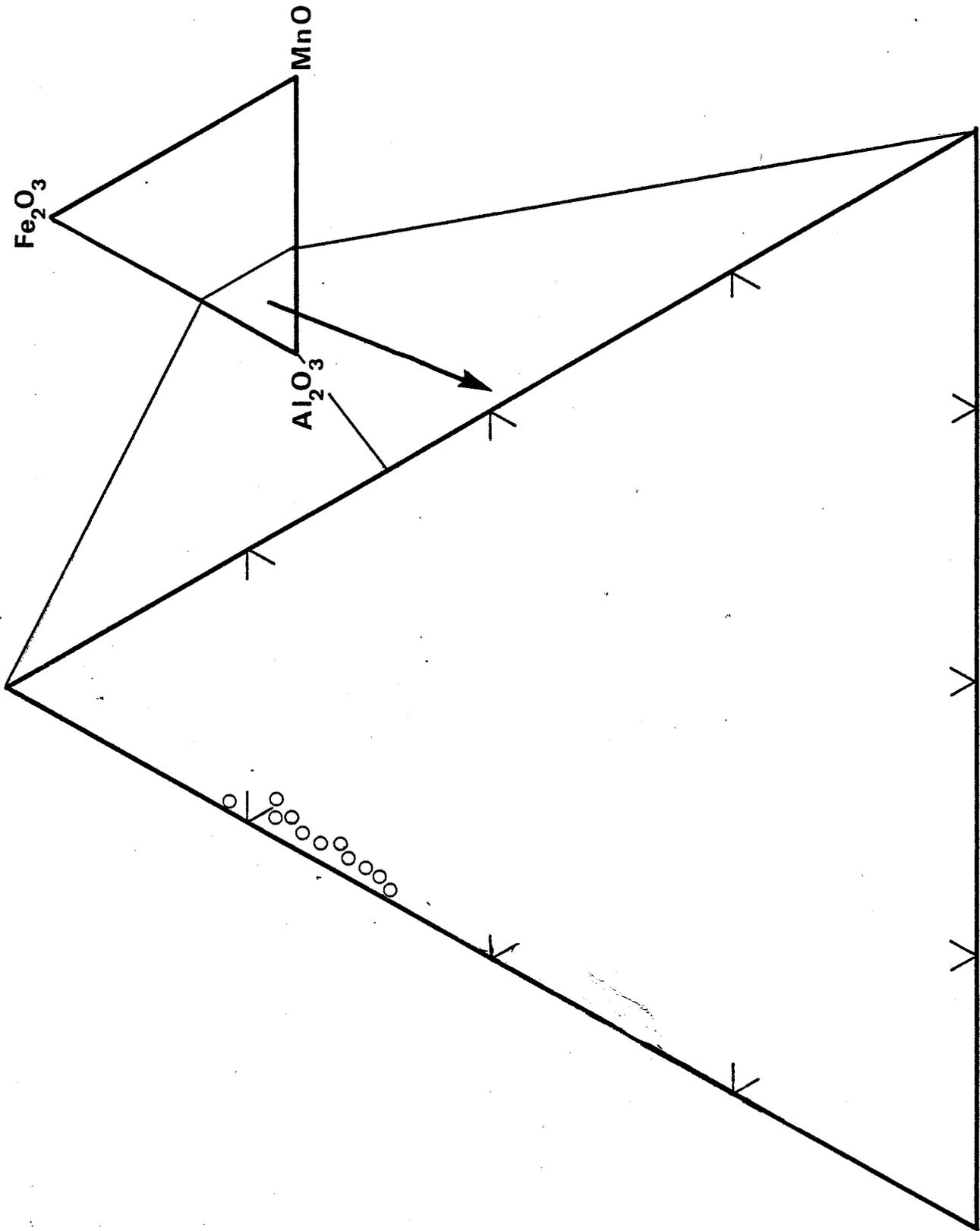


FIGURE 42 :  
REPRESENTATION DE LA COMPOSITION DES CLINOZOÏSITES DES CORNEENNES

### 3.4 LA CLINOZOÏSITE

Dans les cornéennes calciques, la clinozoïsite forme des plages mosaïques.

Quand elle est associée à d'autres minéraux elle apparaît entre les grains des autres minéraux, formant ainsi la matrice des lits pélitiques. ceci est particulièrement net quand la clinozoïsite est associée au pyroxène.

La clinozoïsite est de par sa nature peu susceptible de présenter de larges variations de compositions.

On peut définir trois termes :

$\text{Ca}_2 \text{Al}_3 \text{Si}_3 \text{O}_{12} (\text{OH})$  : clinozoïsite

$\text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{FeSi}_3 \text{O}_{12} (\text{OH})$  : pistacite

$\text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{MnSi}_3 \text{O}_{12} (\text{OH})$  : piemontite

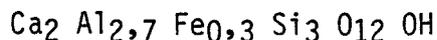
Dollaze (1972) a montré que le fer est essentiellement ferrique et se situe dans le site  $M_3$  dans les épidotes ordonnées. Il peut occuper le site  $M_1$ , mais de manière accidentelle, on a alors une épidote désordonnée.

La composition des épidotes dosées dans les cornéennes calciques occupe un domaine réduit. Il s'agit d'une solution solide de clinozoïsite et de pistacite. La piemontite en est absente.

La teneur moyenne en pistacite est de 0,33 mole %, l'écart type étant de 0,06.

On a donc un rapport moyen  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}$  de 0,11. Ce rapport est identique à celui présenté par le grenat se substituant à la clinozoïsite, mais un peu plus élevé que le rapport présenté par le grenat associé à la vésuvianite dans les parties basses de la mine.

La formule de la clinozoïsite dans les cornéennes calciques est donc :



et varie peu (fig. 42).

Les seuls minéraux qui semblent être en équilibre avec cette phase sont le sphène, et, dans certains cas, le clinopyroxène.

### 3.5 LE SPHENE

C'est le seul minéral de titane observé dans les cornéennes calciques. Sa composition présente une teneur en alumine relativement élevée : de l'ordre de 3%.

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
30,37	34,96	3,08	0,34	0,01	0,05	28,10	0	0,01

Tableau 4 : composition du sphène en % massique.

### 3.6 LA WOLLASTONITE

Essentiellement associée à la calcite et parfois au clinopyroxène, la wollastonite se présente sous forme de petites aiguilles de quelques dizaines de microns de long. Elle peut présenter des macles parallèlement à son allongement. Sa composition est celle d'une wollastonite très pure.

## 4/ GEOCHIMIE

L'étude géochimique des cornéennes calciques va chercher à répondre à deux questions.

Tout d'abord, si l'on considère que les cornéennes résultent d'une transformation des barrégiennes, quels sont les caractères de nature géochimique communs aux deux roches ?

Ensuite, si les cornéennes présentent des différences de composition par rapport aux barrégiennes, quelle est la nature de ces différences ?

Pour cela, nous allons mener une étude comparative des deux familles de roches en nous basant sur les caractères observés dans les barrégiennes au chapitre précédent.

Voyons quels sont les éléments inertes au cours de la formation des cornéennes calciques.

Les constituants parfaitement inertes des roches sont habituellement Zr, Hf, Ta, Nb, Y, Ti, Ga, et Al. Le tantale et le hafnium sont en trop faible quantité dans les roches étudiées pour pouvoir être utilisés dans cette étude. Voyons tout d'abord les relations entre titane et zirconium.

#### - Diagramme titane zirconium

La majeure partie des échantillons de cornéennes est incluse dans le

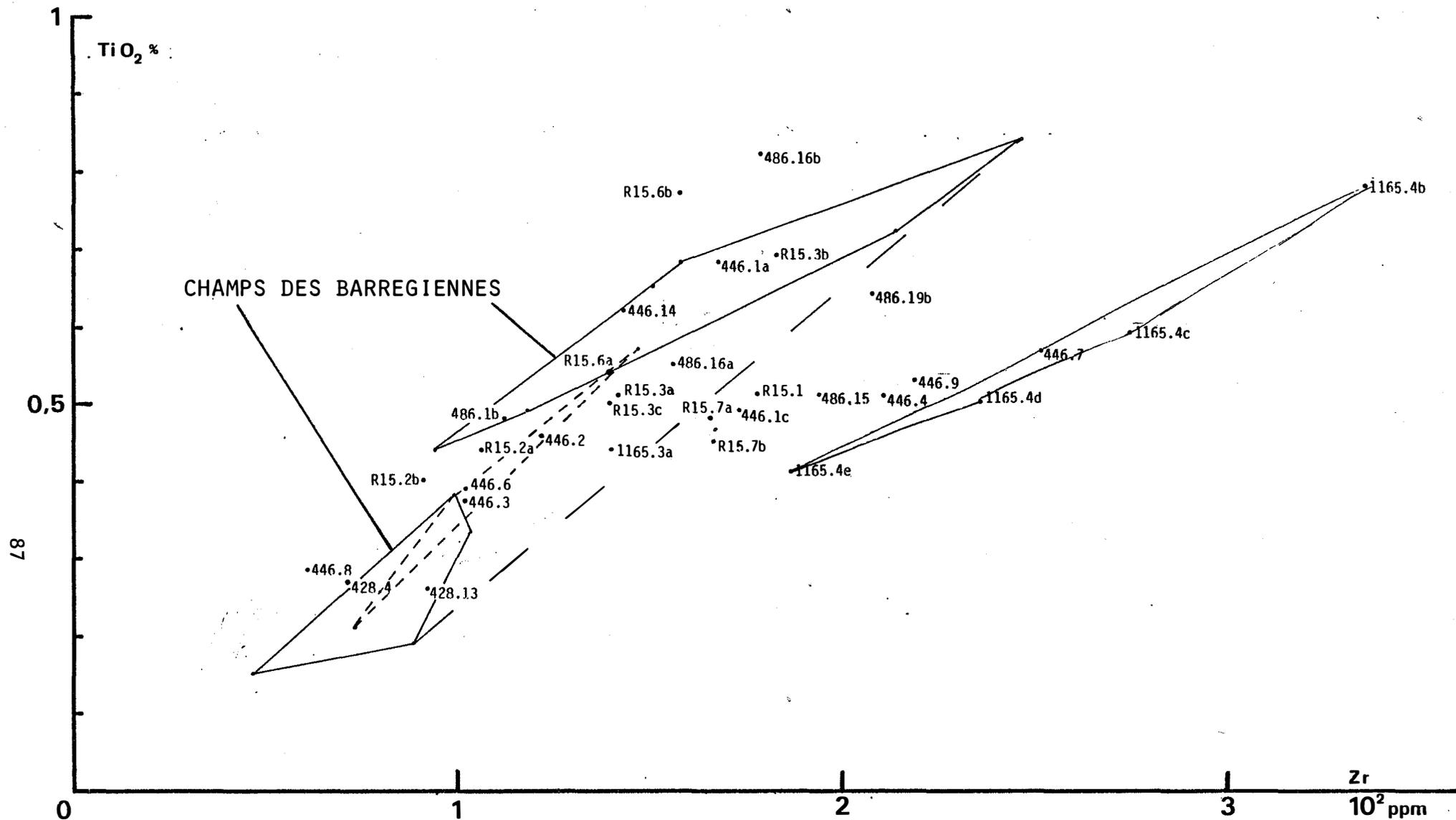


FIGURE 43 :

DIAGRAMME TITANE - ZIRCONIUM

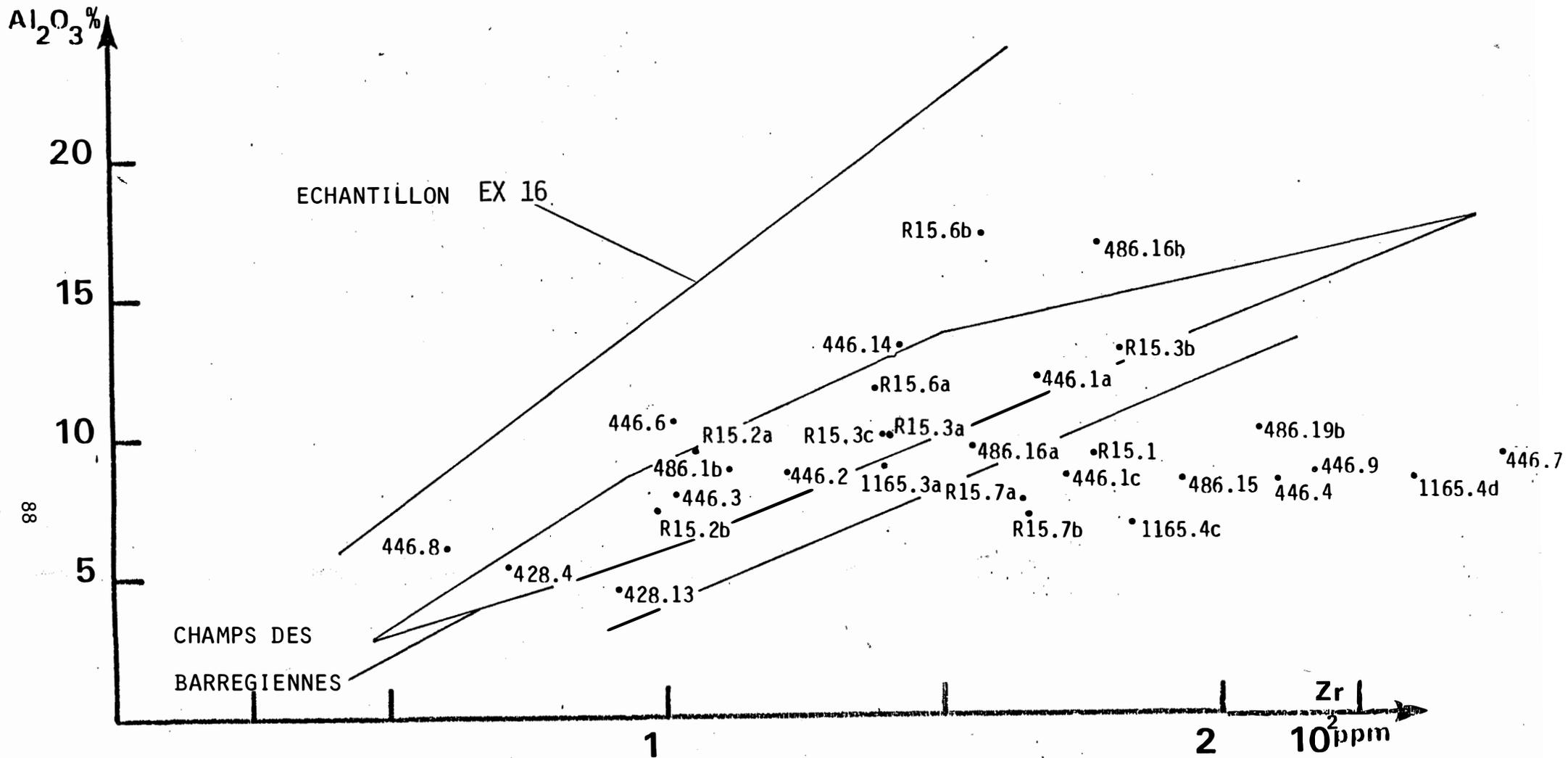


FIGURE 44 :  
DIAGRAMME ALUMINE - ZIRCONIUM

domaine de composition des barrégiennes (fig. 43), ici séparé en deux : partie carbonatée dans les faibles teneurs, et partie pélitique vers les fortes teneurs. L'échantillon de cornéenne ex 9 correspond au domaine pointillé, cet échantillon étant le seul où la séparation entre terme carbonaté et terme pélitique ait été possible. On remarque que cet échantillon se superpose parfaitement au domaine des barrégiennes.

Un groupe de six échantillons de cornéennes est toutefois situé nettement en dehors du domaine des barrégiennes. Il s'agit des échantillons 1156.4, R15.7, 446.4, 446.7, 446.9, 486.15. L'étude pétrographique et minéralogique de ces échantillons ne permet pas de les différencier des autres échantillons. Seule différence observée : les échantillons 1165.4 et R15.7 présentent une altération du pyroxène en amphibole. Il est remarquable d'observer que le rapport titane - zirconium est conservé dans toutes les parties (anciens lits carbonaté et anciens lits pélitiques) de l'échantillon 1165.4.

Il est délicat d'imputer ces variations à un phénomène lié à la formation des cornéennes calciques.

Aucun autre élément n'apparaît corrélé au zirconium dans les cornéennes calciques.

Dans les diagrammes alumine zirconium (fig. 44), niobium zirconium et gallium zirconium (fig. 45 a et b), les échantillons riches en zirconium se distinguent toujours de l'ensemble des analyses.

Cet examen montre que le zirconium n'est pas le meilleur élément de référence dans ce cas : on observe en effet des variations entre barrégiennes et cornéennes où les domaines de composition sont étendus.

Il ressort de cette étude que niobium, titane et alumine ont des comportements similaires.

Ceci est confirmé dans les diagrammes niobium-alumine et niobium-titane (fig. 46 a et b), et alumine titane (fig. 47), où l'on observe d'une part que ces éléments sont corrélés, et d'autre part que le domaine des cornéennes se superpose remarquablement bien au domaine des barrégiennes. Ceci permet de considérer que le titane et le niobium sont parfaitement inertes au cours de la formation des cornéennes calciques : les rapports restant constants d'une roche à l'autre.

Par contre l'existence de légères variations des teneurs en alumine dans certains échantillons de cornéennes, situés hors du domaine des barrégiennes est

FIGURE 45 A

DIAGRAMME NIOBIUM ZIRCONIUM DES CORNEENNES CALCIQUES

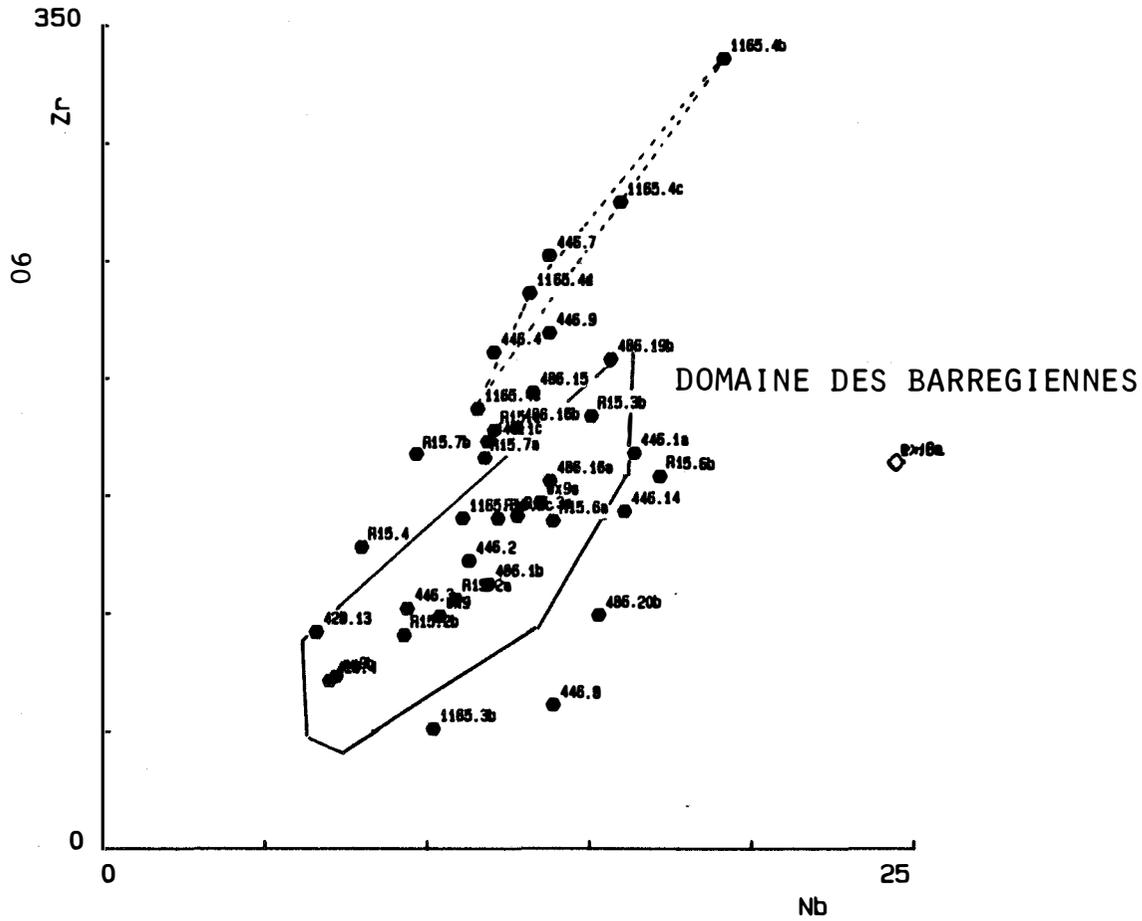


FIGURE 45 B

DIAGRAMME GALLIUM ZIRCONIUM DES CORNEENNES CALCIQUES

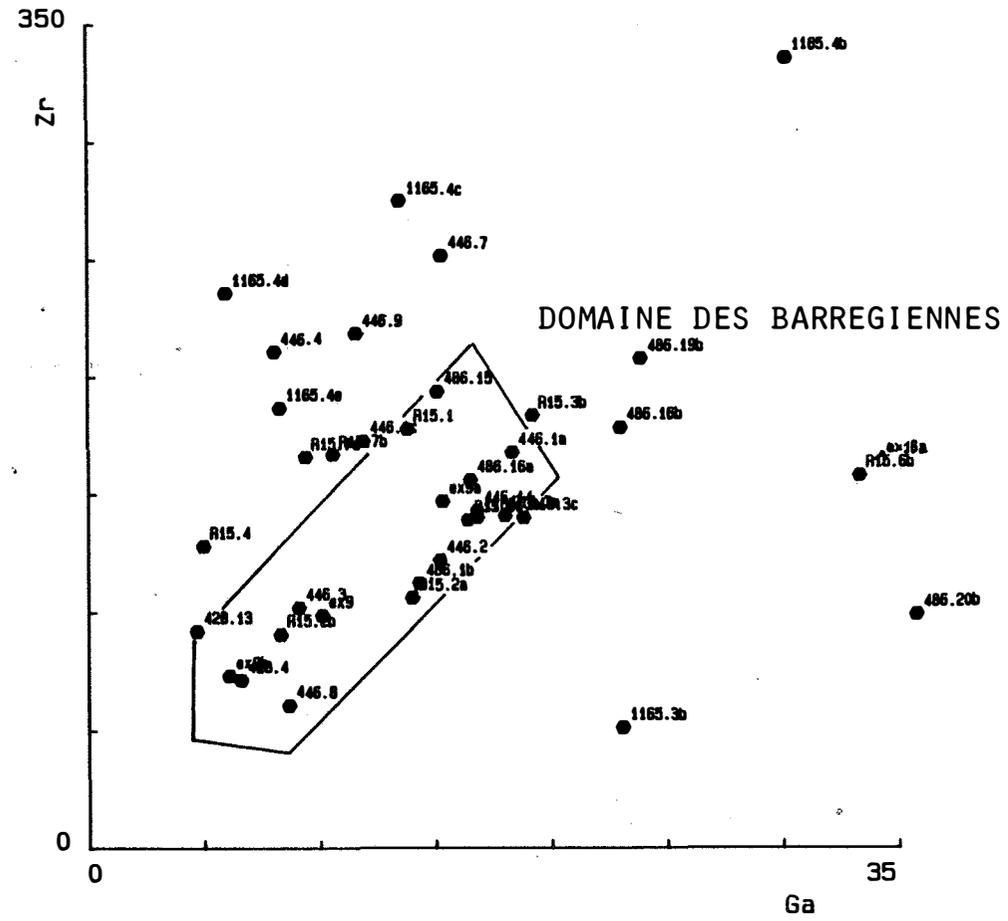


FIGURE 46 A

DIAGRAMME NIOBIUM TITANE DES CORNEENNES CALCIQUES

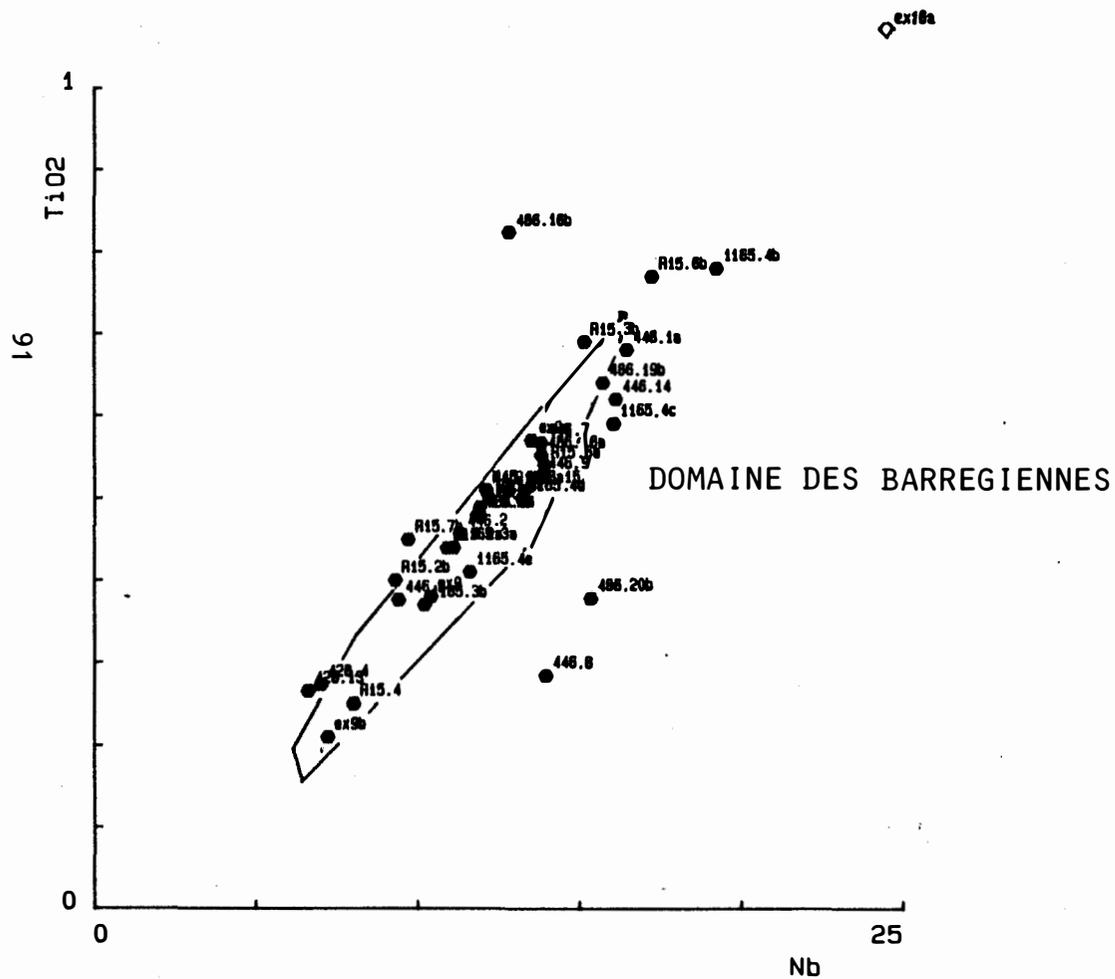
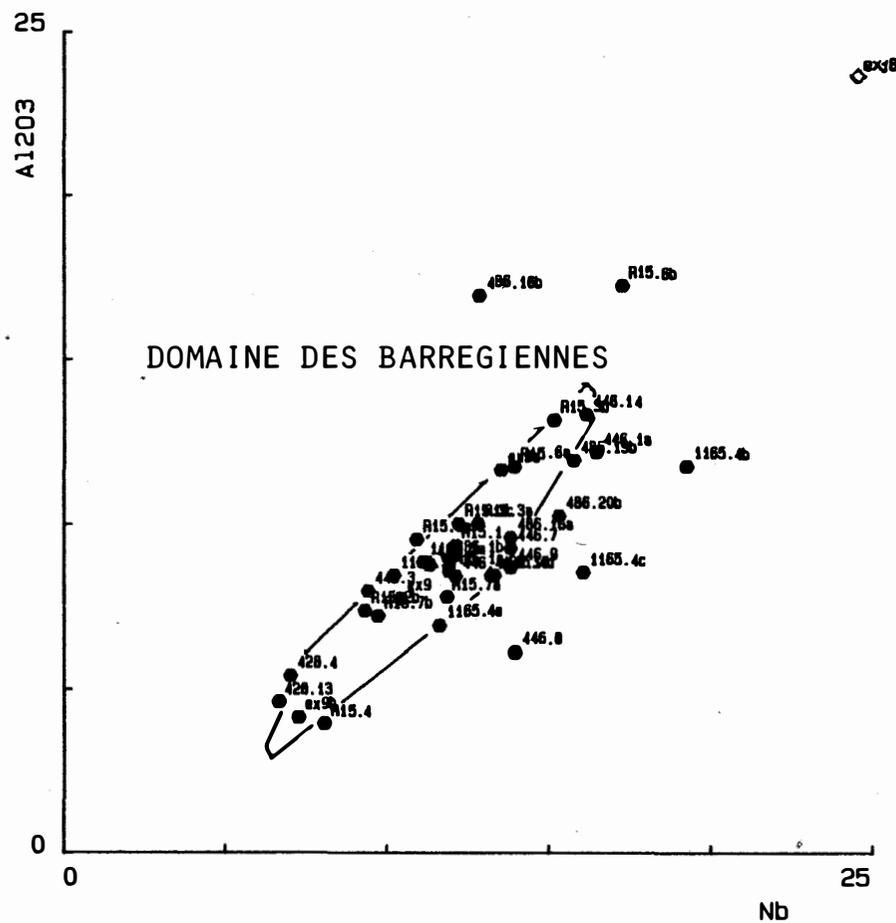


FIGURE 46 B

DIAGRAMME NIOBIUM ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES



relié à des phénomènes postérieurs à ceux responsables de la création des cornéennes calciques.

En particulier l'échantillon 486.16b montre un développement de feldspath sur les lits constitués initialement par de la clinozoïsite. Ce développement se fait à un front net. L'échantillon 486.20b est, quant à lui l'objet d'une silicification tardive, tout comme l'échantillon 446.8, ils contiennent tout deux des sulfures liés à la formation de minerai sulfuré à proximité.

Nous voyons donc que tous les échantillons de cornéenne calcique situés hors du domaine de composition des barrégiennes ont subi une altération postérieure à la formation de cornéennes. Cela amène à considérer que les teneurs en alumine et en silice initialement contenues dans les barrégiennes ne varient pas au cours de leur transformation en cornéennes calciques.

Il est donc également envisageable de considérer que l'aluminium n'est pas mobile lors de la formation des cornéennes calciques.

Enfin le gallium et l'yttrium ne sont pas corrélés au niobium dans les cornéennes calciques (fig 48 a et b), dont le domaine de composition ne se superpose pas à celui des barrégiennes.

Il est probable que la roche affectée de phénomènes d'altérations postérieurs à la formation des cornéennes calciques, présente des variations de teneurs de ces deux éléments

Cela se retrouve sur le diagramme alumine - gallium (fig. 49), où les domaines de cornéennes et des barrégiennes ne sont pas confondus. On peut interpréter cela comme une différence de comportement de l'alumine et du gallium au cours de la formation des cornéennes calciques : l'alumine étant redistribuée alors que le gallium n'est pas affecté par ce phénomène. Cependant ceci implique d'après l'étude sur les rapports alumine zirconium, alumine titane, alumine niobium, gallium zirconium et gallium niobium, que le titane et le niobium subissent les mêmes effets que l'alumine, alors que le gallium est le seul élément à ne pas être affecté. Cette interprétation n'est pas cohérente vis les caractères chimiques des éléments considérés.

Ceci ne peut non plus résulter de variations dans la nature de l'apport terrigène, le gallium étant lié à l'alumine dans les barrégiennes (le rapport Al/Ga y étant constant) ce qui n'est pas le cas dans les cornéennes. De plus, les échantillons de cornéennes correspondaient à des niveaux de barrégiennes de composition particulière, non observés dans l'échantillonnage de barrégiennes ; il serait tout à fait surprenant que ces phénomènes n'affectent que le gallium.





Il ressort de l'étude des comportements relatifs du zirconium, du niobium, du titane, du gallium, de l'yttrium et de l'alumine, que seuls peuvent être considérés inertes lors de la formation des cornéennes calciques : le zirconium, le niobium, le titane et l'alumine. Le zirconium ne peut être utilisé comme élément de référence étant donné la forte variation de teneurs observée dans les barrégiennes.

Les teneurs en gallium et yttrium des roches, varient des barrégiennes aux cornéennes.

- Diagramme silice alumine

Dans le diagramme silice - alumine (fig. 50), la comparaison entre le domaine de composition des barrégiennes et celui correspondant aux analyses de cornéennes calciques montre une assez bonne superposition de ces domaines. On retrouve dans les cornéennes calciques la corrélation entre silicium et aluminium qui est un trait caractéristique des barrégiennes.

Un groupe de six échantillons de cornéennes est toutefois situé hors du domaine des barrégiennes. Il s'agit des échantillons 1165.4, R<sub>15.7</sub>, et des fractions d'échantillons : 486.20b, 1165.3b 486.16b et R<sub>15.6b</sub>. L'étude pétrographique et minéralogique de ces échantillons montre qu'ils ont tous subi une altération modifiant leurs paragenèses initiales.

On ne peut pas affirmer à priori que les variations de compositions observées dans ces échantillons résultent de ces changements de minéralogie. On peut en effet envisager que le rapport silice - alumine de ces échantillons est hérité de phénomènes sédimentaires : prédominance du pôle gréseux sur le pôle shale contenu dans ces échantillons.

D'ailleurs ceci peut expliquer les variations de teneurs présentées par les échantillons 1165.4 et R<sub>15.7</sub>. Nous avons vu que ces échantillons sont riches en zirconium, qui peut être interprété comme résultant d'un important apport détritique de zircon. La teneur élevée en silice par rapport à l'alumine confirmerait cette hypothèse : le quartz formant la majeure partie de la fraction détritique dans laquelle est contenue le zircon.

- Les cornéennes ne présentent pas de variation des teneurs en strontium par rapport aux barrégiennes. Seuls les échantillons altérés sont situés hors du domaine des barrégiennes dans le diagramme strontium - alumine (fig. 51).

- Voyons maintenant les éléments de transition, nickel, cuivre, zinc. Aucun de ces trois éléments ne présente de signe évident d'apport lié à la

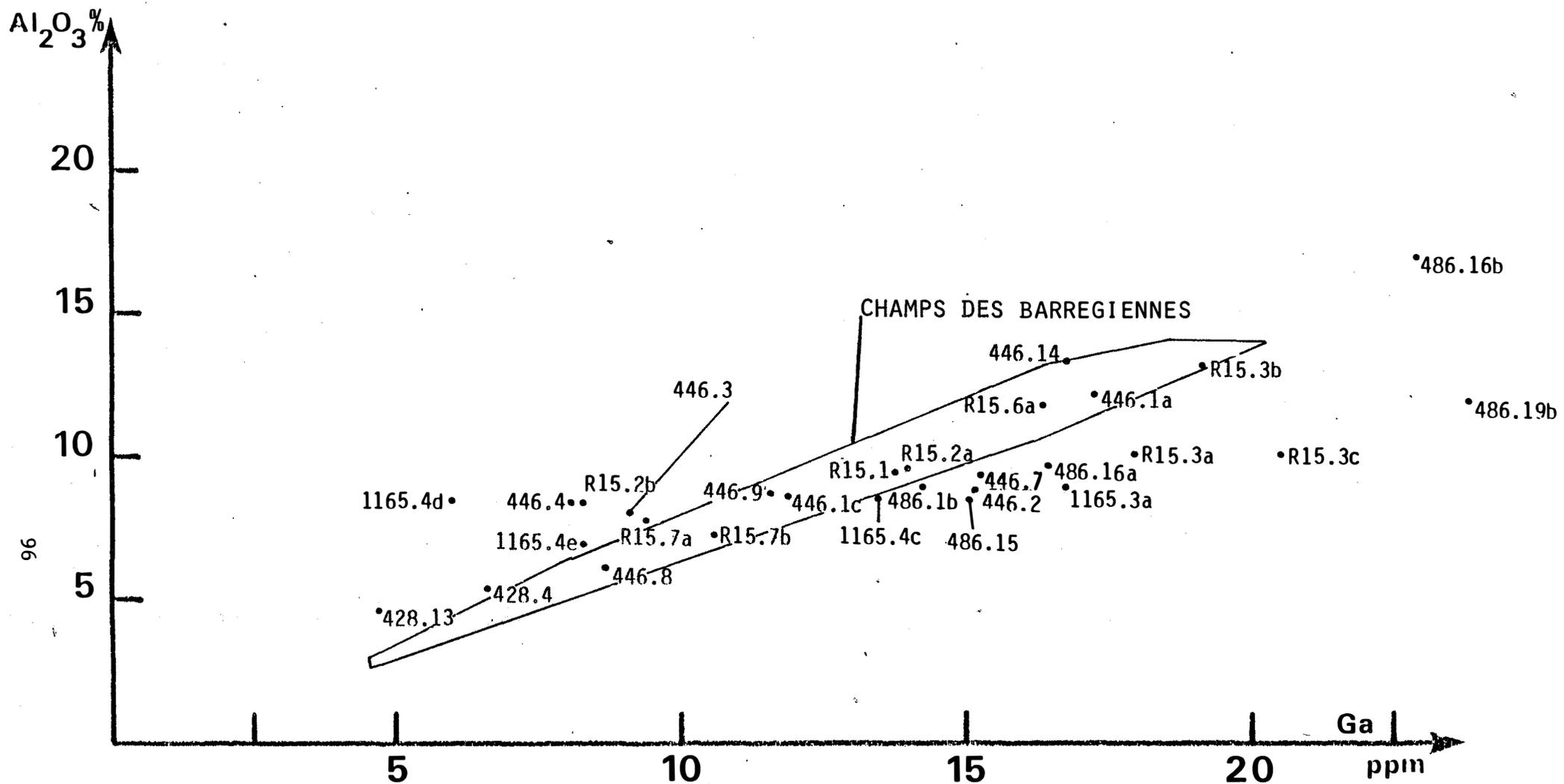
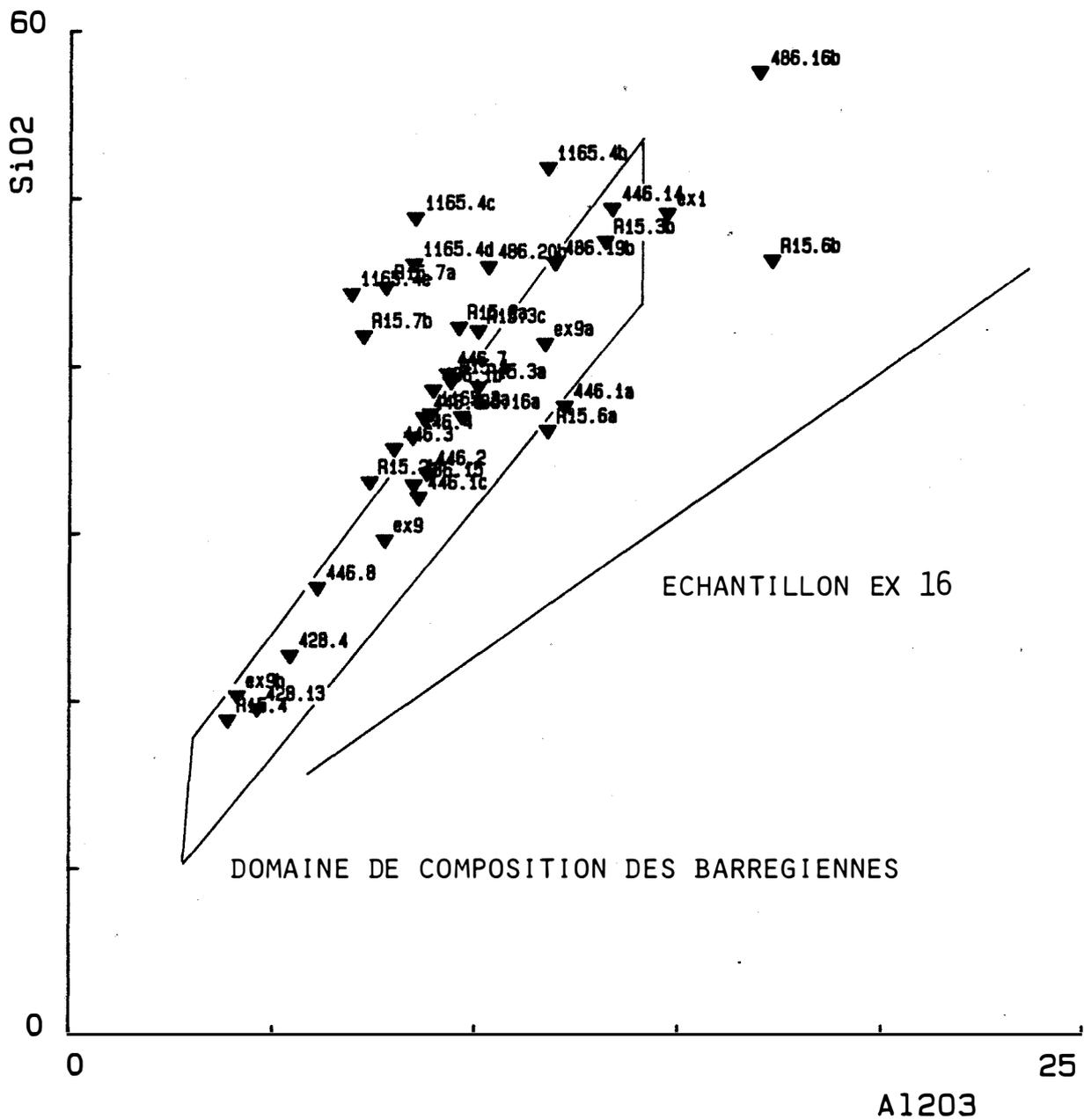


FIGURE 49 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - GALLIUM

FIGURE 50

DIAGRAMME ALUMINE - SILICE DES CORNEENNES CALCIQUES



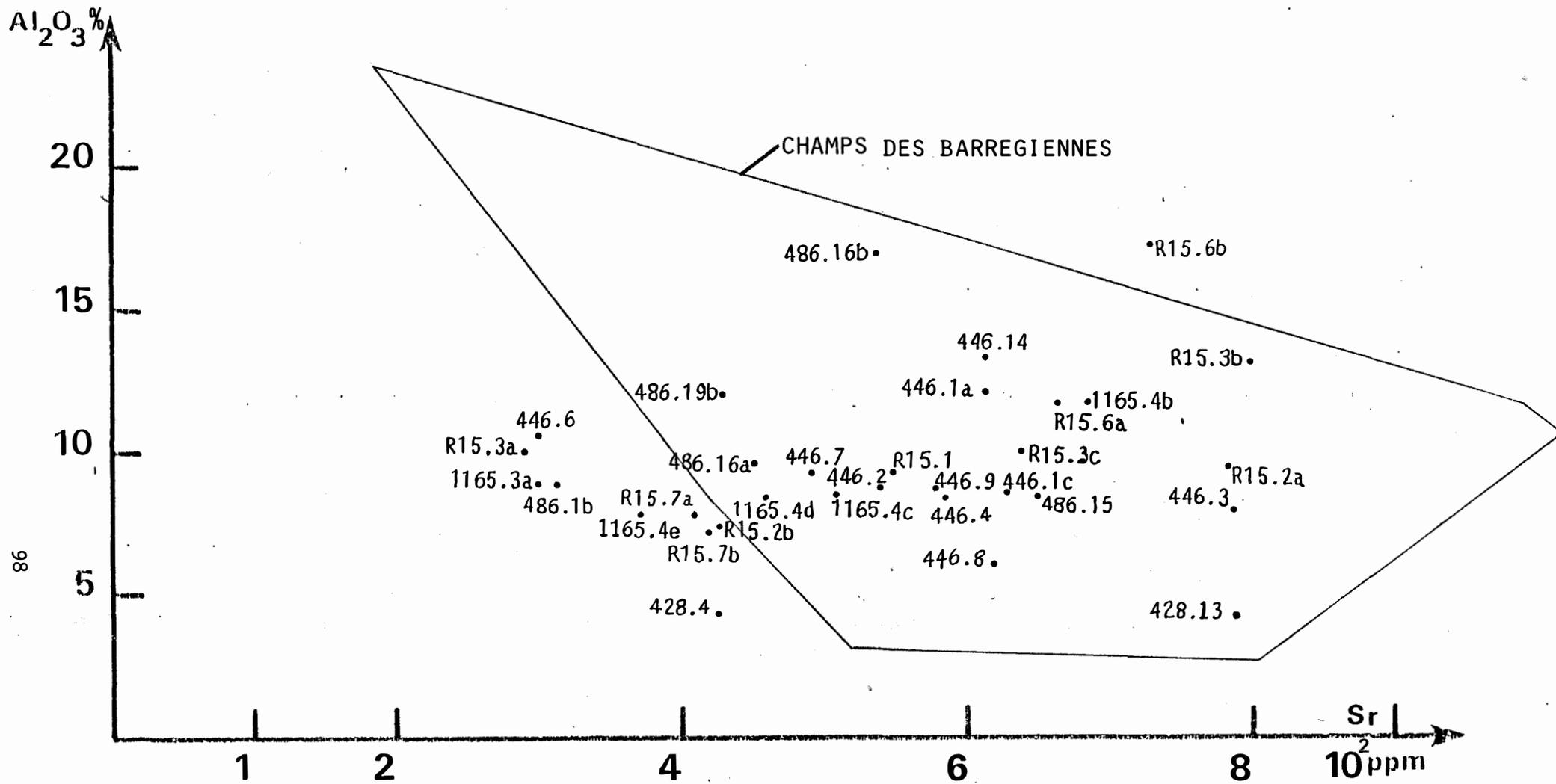


FIGURE 51 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - STRONTIUM

formation des cornéennes. Ceci est particulièrement net dans le cas du nickel (fig. 52). En ce qui concerne le cuivre et plus particulièrement le zinc, si on observe effectivement des aspects semblant marquer un enrichissement, ces enrichissements sont toujours observés dans des échantillons prélevés à proximité de minerai riche en sulfures (pyrrhotine, chalcopyrite, sphalérite). L'enrichissement en cuivre et zinc observé alors dans les cornéennes calciques correspond donc à une contamination de celles-ci par les fluides minéralisateurs tardifs.

- Enfin le diagramme alumine - plomb (fig. 53), montre que ce dernier élément ne bouge pas au cours de la formation des cornéennes calciques.

Intéressons nous maintenant aux constituants de la calcite présente aussi bien dans les barrégiennes que dans les cornéennes calciques, et qui, contrairement aux constituants précédents sont susceptibles d'être mobiles.

Dans le diagramme alumine - calcium (fig. 54), on remarque que le domaine des barrégiennes se superpose assez bien au domaine des cornéennes calciques. On observe toutefois une légère dispersion des points correspondant aux cornéennes calciques par rapport aux barrégiennes.

Cette dispersion résulte du mélange dans les échantillons de cornéennes analysés, des deux termes formant les alternances composant les barrégiennes. On observe un regroupement des teneurs vers des valeurs intermédiaires aux valeurs extrêmes présentées par les barrégiennes.

Cela démontre à la difficulté de séparer la fraction carbonatée de la fraction silico - alumineuse dans les cornéennes calciques. La conséquence de ceci est que les analyses de ces roches intègrent les deux termes donnant ainsi une composition correspondant au mélange carbonates, pélites et grès.

Ceci montre donc que le calcium reste sur place au cours de la transformation (recouvrement des deux domaines) et qu'il participe à la constitution des silicates, impliquant donc une décarbonatation, puisque nous avons vu au chapitre précédent que le calcium dans les barrégiennes était essentiellement contenu dans la calcite.

Cette décarbonatation se caractérise sur le diagramme (perte au feu =  $\text{CO}_2$ ) - calcium (fig. 55). Les domaines des cornéennes et des barrégiennes sont bien distincts, les cornéennes étant plus pauvres en constituants volatils que les barrégiennes.

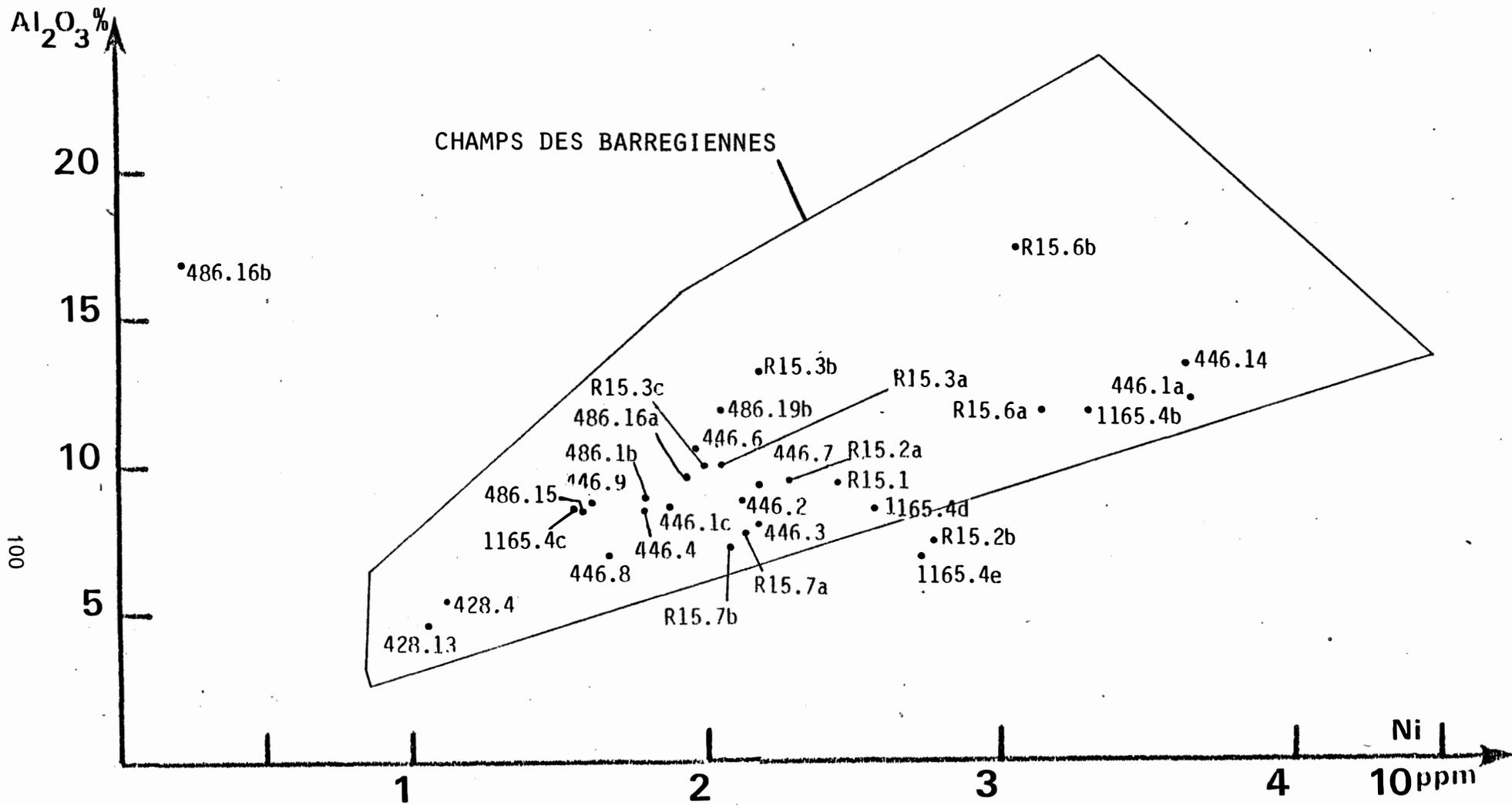


FIGURE 52 :

DIAGRAMME ALUMINE - NICKEL

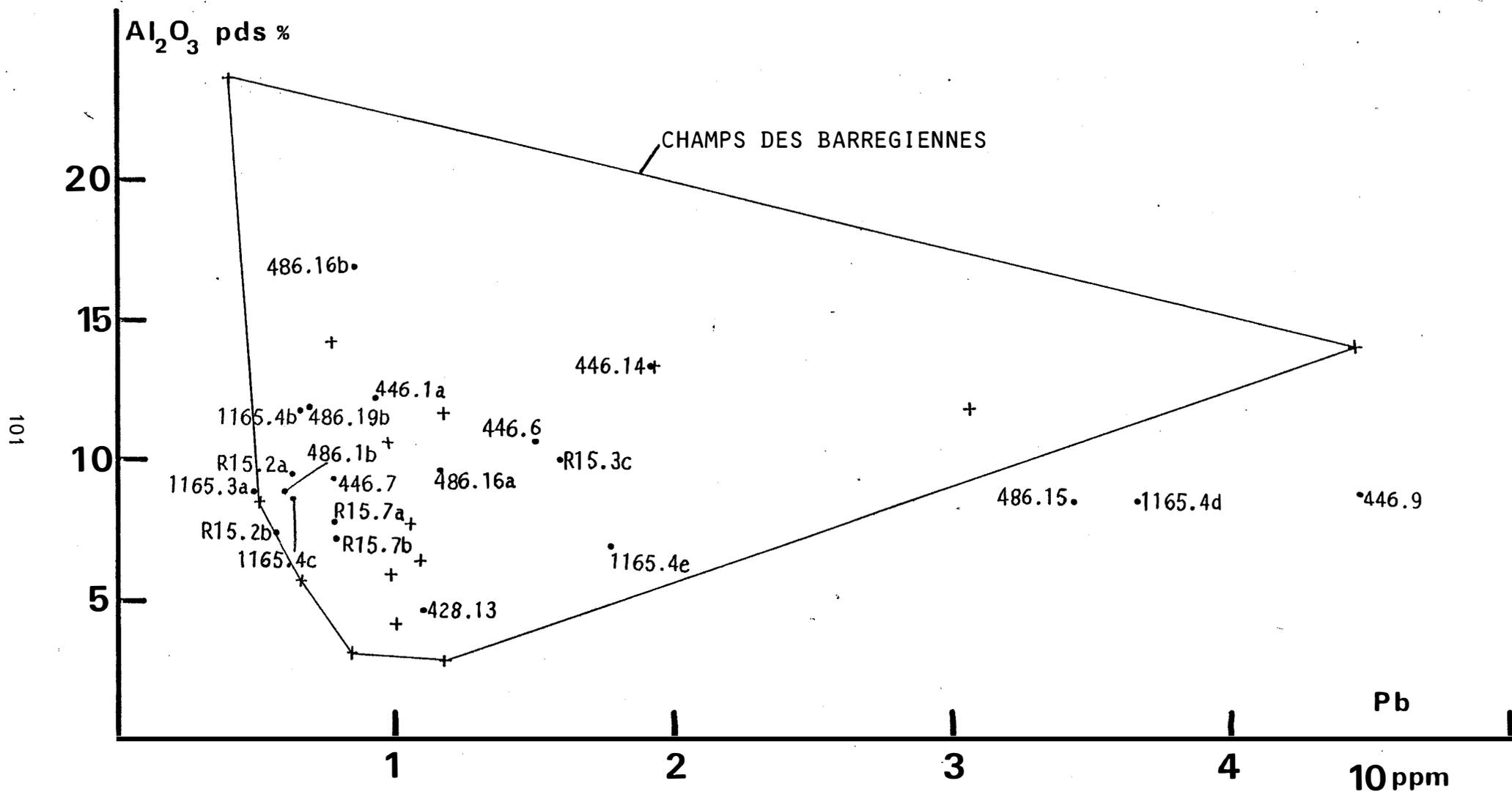
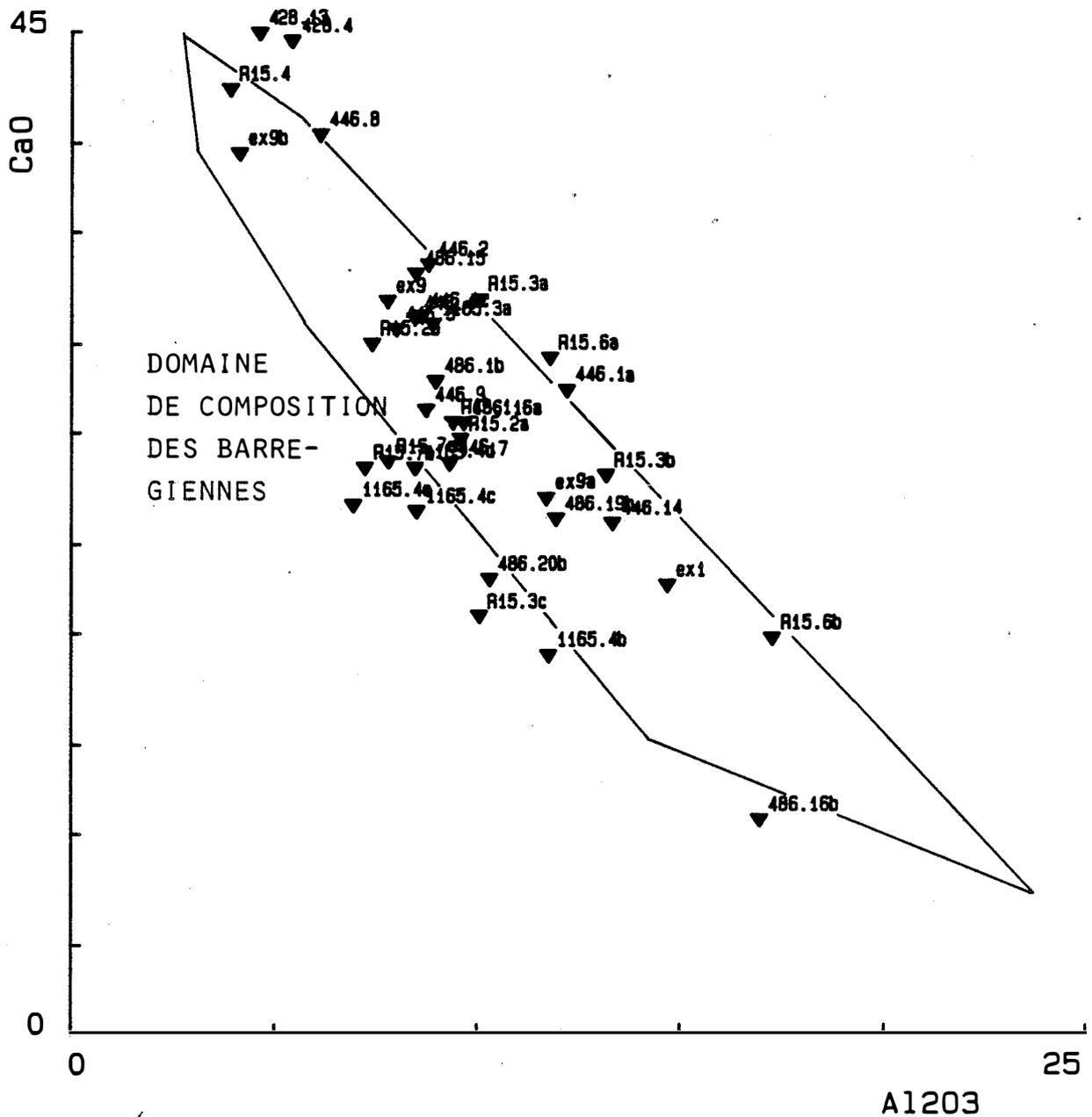


FIGURE 53 :

DIAGRAMME ALUMINE - PLOMB

FIGURE 54

DIAGRAMME CALCIUM - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES



Je profiterai de ce diagramme pour signaler la particularité de l'échantillon ex 9. Celui ci présente un teinte sombre marquée, qui le rapproche macroscopiquement des barrégiennes. Cependant la position de cet échantillon dans le diagramme perte au feu calcium montre clairement qu'il a subi une décarbonatation. Il ressort de cette constatation, que la matière organique, responsable de la coloration de la roche, n'est plus oxydée à une certaine distance de la granodiorite. Par contre la décarbonatation se produit dans ce domaine métamorphique.

On doit donc s'attendre à une compensation de ce départ de matière : soit par variation de volume, accompagnée d'un effet de bilan sur les éléments non lessivés, c'est à dire variation des teneurs des constituants parfaitement inertes avec conservations des rapports initiaux. Ce qui n'est pas le cas dans les cornéennes calciques (cf Ti Nb).

Soit par augmentation de la porosité, ceci par apport d'éléments et enrichissement des cornéennes calciques en un certains nombre de constituants, ce qui n'est pas la règle générale dans les domaines métamorphiques (transformations isochimiques).

Nous allons voir maintenant quels sont les éléments dont les teneurs sont modifiées dans les cornéennes calciques.

Un grand nombre d'échantillons de cornéennes montre un enrichissement en fer relativement à l'alumine (fig. 56). Parmi ces échantillons on retrouve les échantillons altérés décrits auparavant, mais également des échantillons non altérés. L'échantillon le plus riche en fer est l'échantillon 486.19b qui a été prélevé à proximité d'une veine de skarn d'apport formé sur les cornéennes.

Ce type d'échantillon comme l'échantillon 486.1b est caractérisé par la présence de grenats riches en andradite. Il a également été observé dans les échantillons de cornéennes situés à proximité des veines de skarns d'apport, une augmentation de la teneur en fer du pyroxène (ech. coll).

D'autres échantillons tel 486.20b sont situés à proximité du minerai riche en sulfures de fer, et peuvent ainsi être contaminés.

Enfin les échantillons 1165.4, R15.7 et R15.2 présentent une transformation tardive du pyroxène en amphibole (actinolite ferreuse). L'enrichissement en fer de ces échantillons peut être lié à ce phénomène.

Les autres échantillons présentant de faibles variations des teneurs en fer par rapport aux barrégiennes ne présentent pas de prédominance nette d'un minéral par rapport à un autre.

FIGURE 55

DIAGRAMME PERTE AU FEU - CALCIUM DES CORNEENNES CALCIQUES

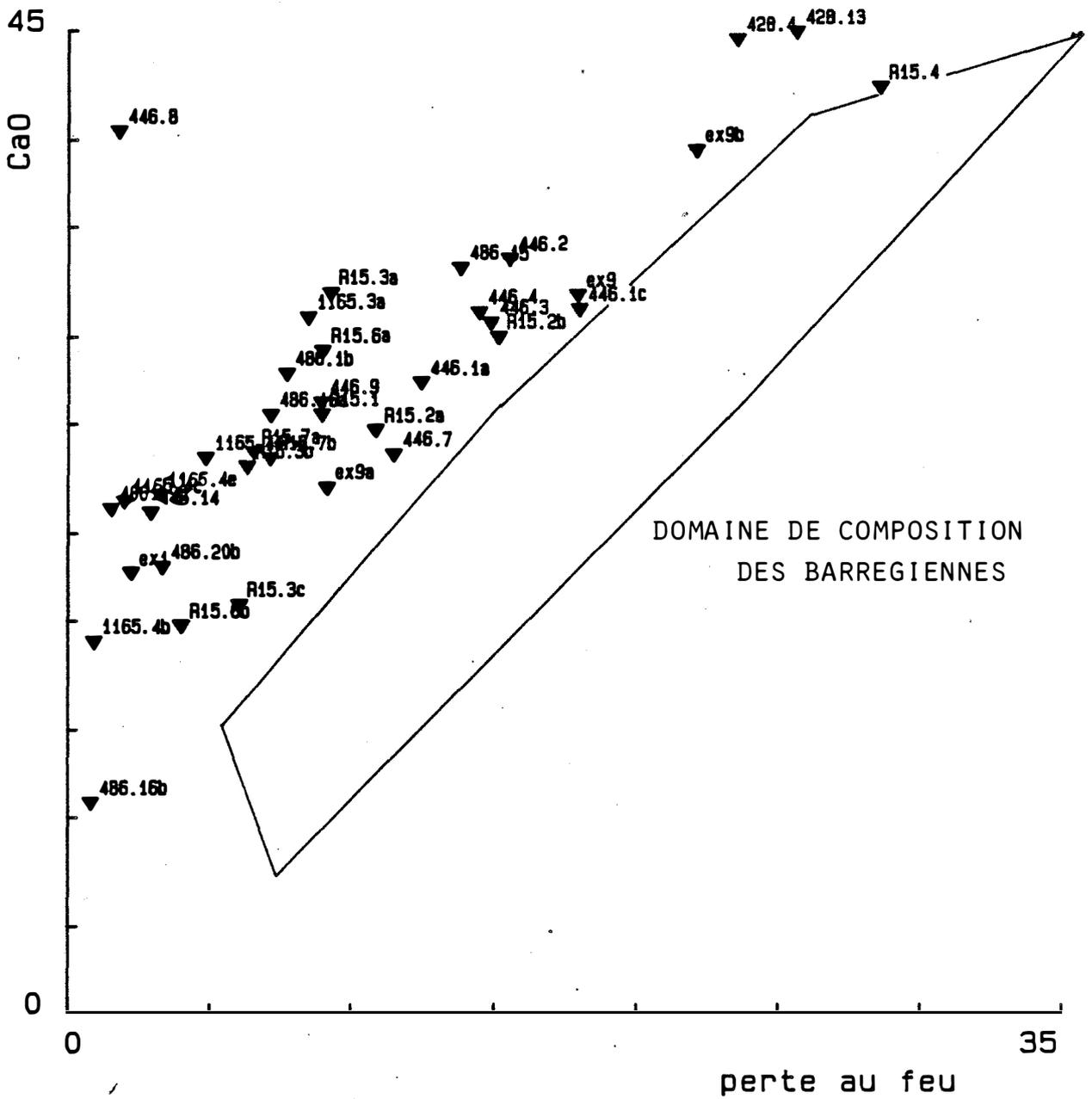


FIGURE 55

DIAGRAMME FER TOTAL - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES

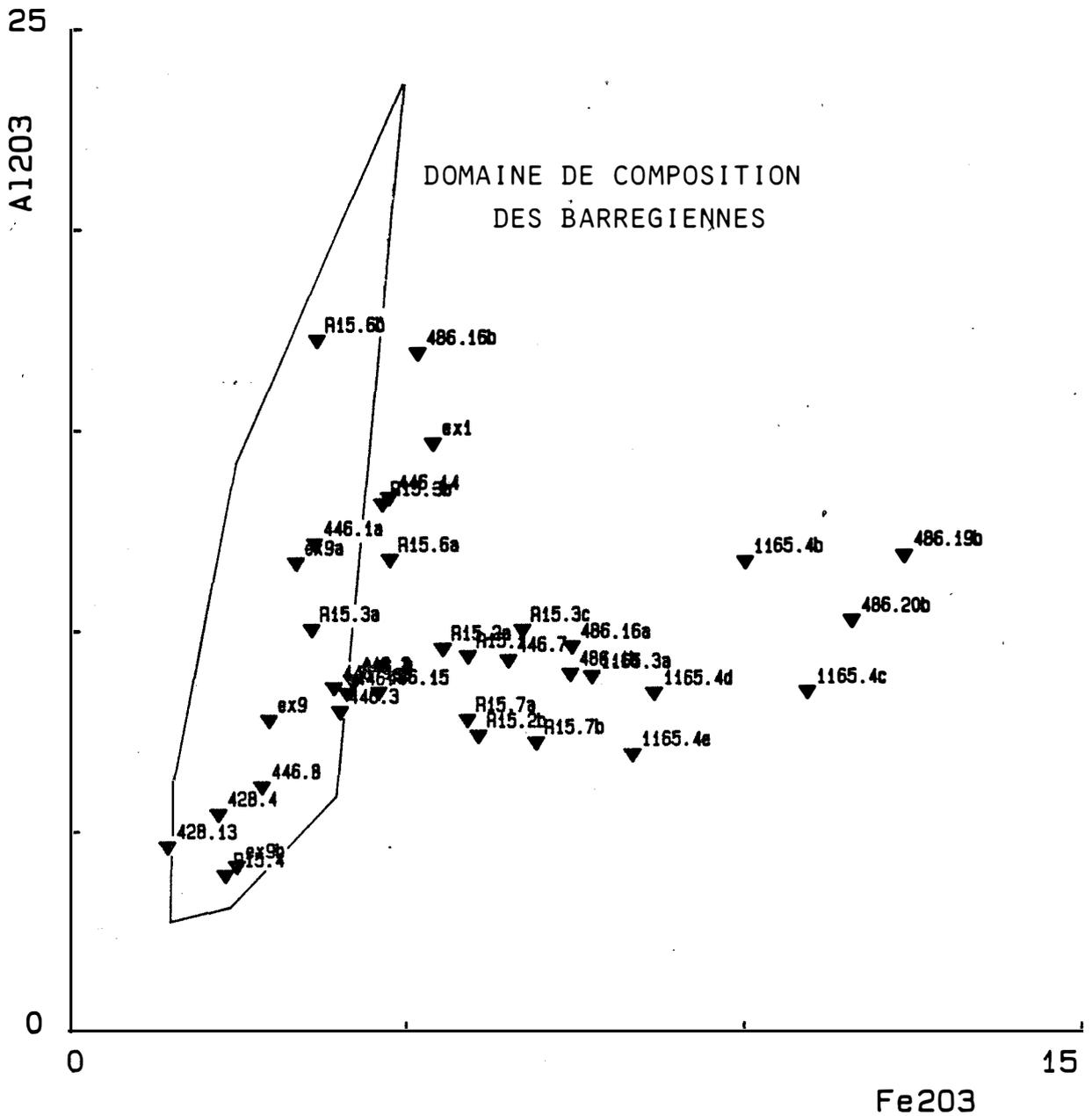
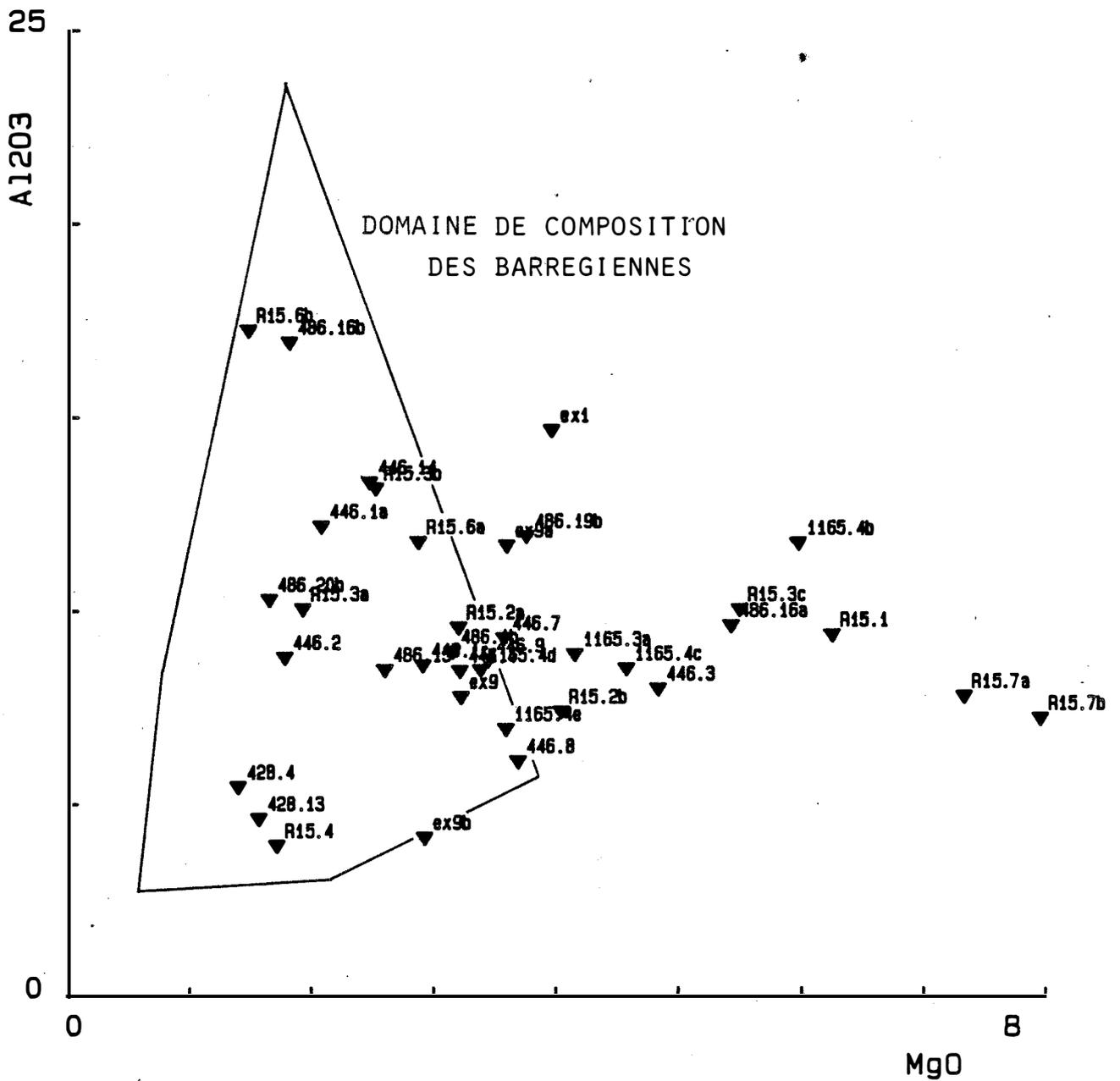


FIGURE 57

DIAGRAMME MAGNESIUM - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES



L'apport de fer au cours de la formation des cornéennes semble être un phénomène local.

- l'apport de fer est lié au stade de formation des skarns, ainsi que des phénomènes d'altération ultérieurs, et les cornéennes calciques montrent localement les effets des fluides métasomatiques appauvris.

Pour le magnésium le problème est plus délicat du fait de la dispersion des points dans le diagramme magnésium - alumine (fig. 57). Certaines cornéennes sont bien plus riches en magnésium que les barrégiennes. On sait (JL Kaelin 1984), que la fraction carbonatée des barrégiennes de calcareuse au niveau de la mine, devient dolomitique à l'est du gisement. Ceci peut expliquer les teneurs de certains échantillons. Toutefois les échantillons les plus riches en magnésium sont également ceux qui se caractérisent par le développement d'amphibole tardive décrite auparavant. Cela peut également expliquer les teneurs observées.

Il faut noter également que certains des échantillons riches en magnésium sont également riches en fer, ce qui suggère que dans certains cas, apport de fer et apport de magnésium sont liés.

Dans le cas du manganèse les choses apparaissent plus tranchées. Il y a en effet totale distinction entre les cornéennes et les barrégiennes (fig. 58). Les premières présentent systématiquement de fortes teneurs en manganèse relativement aux secondes. Ceci nous amène à dire qu'il y a, lors de la formation des cornéennes, un enrichissement important en manganèse. Cependant l'échantillon de cornéenne ex 9 prélevé hors de la mine, ne présente pas cet enrichissement. Nous avons vu qu'il possède la même minéralogie que les cornéennes.

Deux autres échantillons de cornéennes présentent la même particularité : 428.13 et R15.4. Ces échantillons sont riches en calcite. Il apparaît donc que cet apport de manganèse n'est pas un phénomène tout à fait général.

On remarque que dans la majorité des cas, apport de manganèse et apport de fer sont des phénomènes liés. Cela implique que l'apport de manganèse n'est pas lié à la formation des cornéennes calciques, mais correspond à un échange entre un fluide métasomatique appauvri et les cornéennes calciques.

Le nombre d'échantillons affectés par cet enrichissement en manganèse est plus important que pour l'enrichissement en fer. Cela suggère que la roche est plus sensible aux effets du fluide dans le cas du manganèse que dans le cas du fer : problème de tampon entre fluide et roche.

FIGURE 58

DIAGRAMME MANGANESE - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES

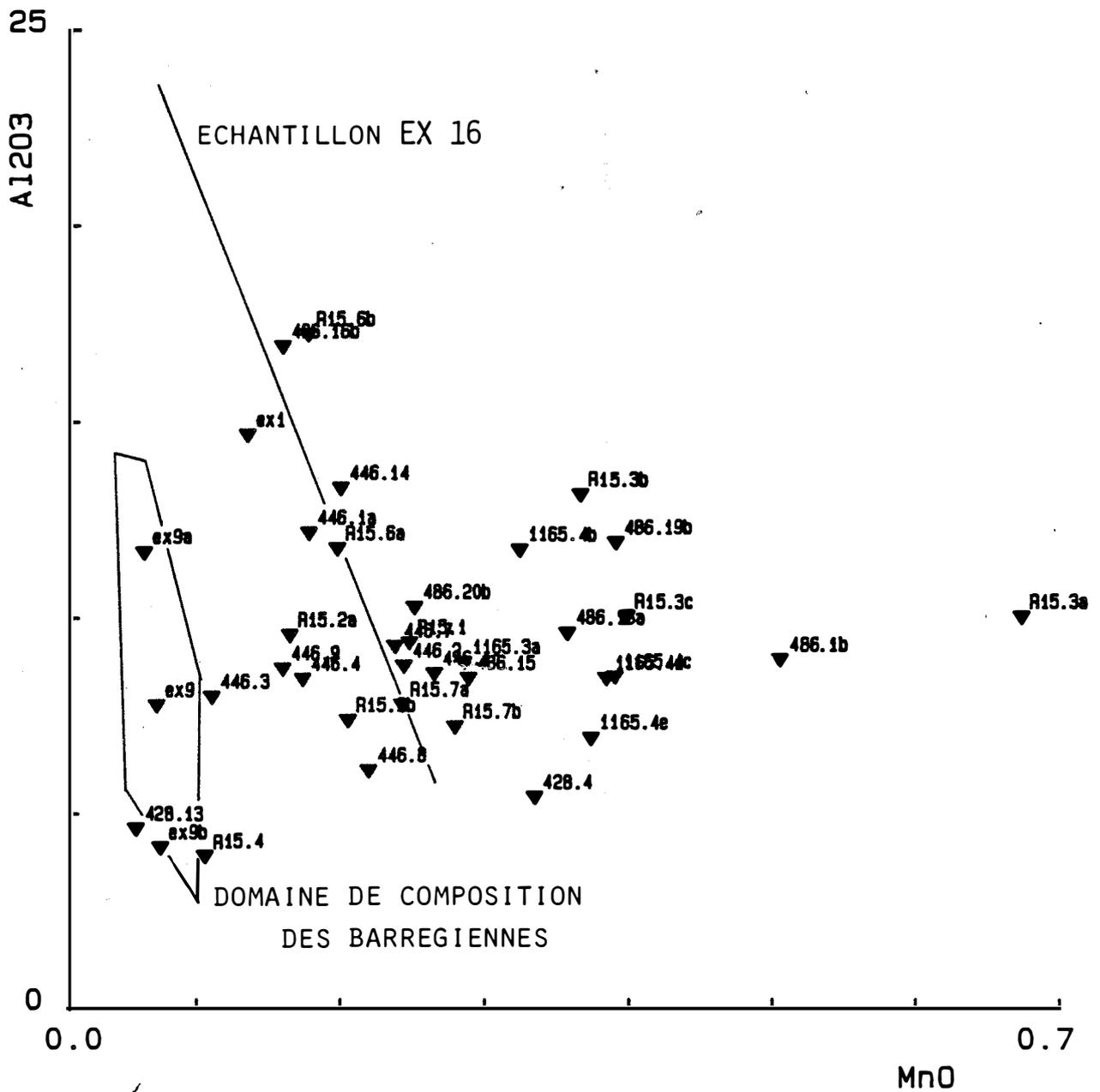


FIGURE 59

DIAGRAMME SOUDE - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES

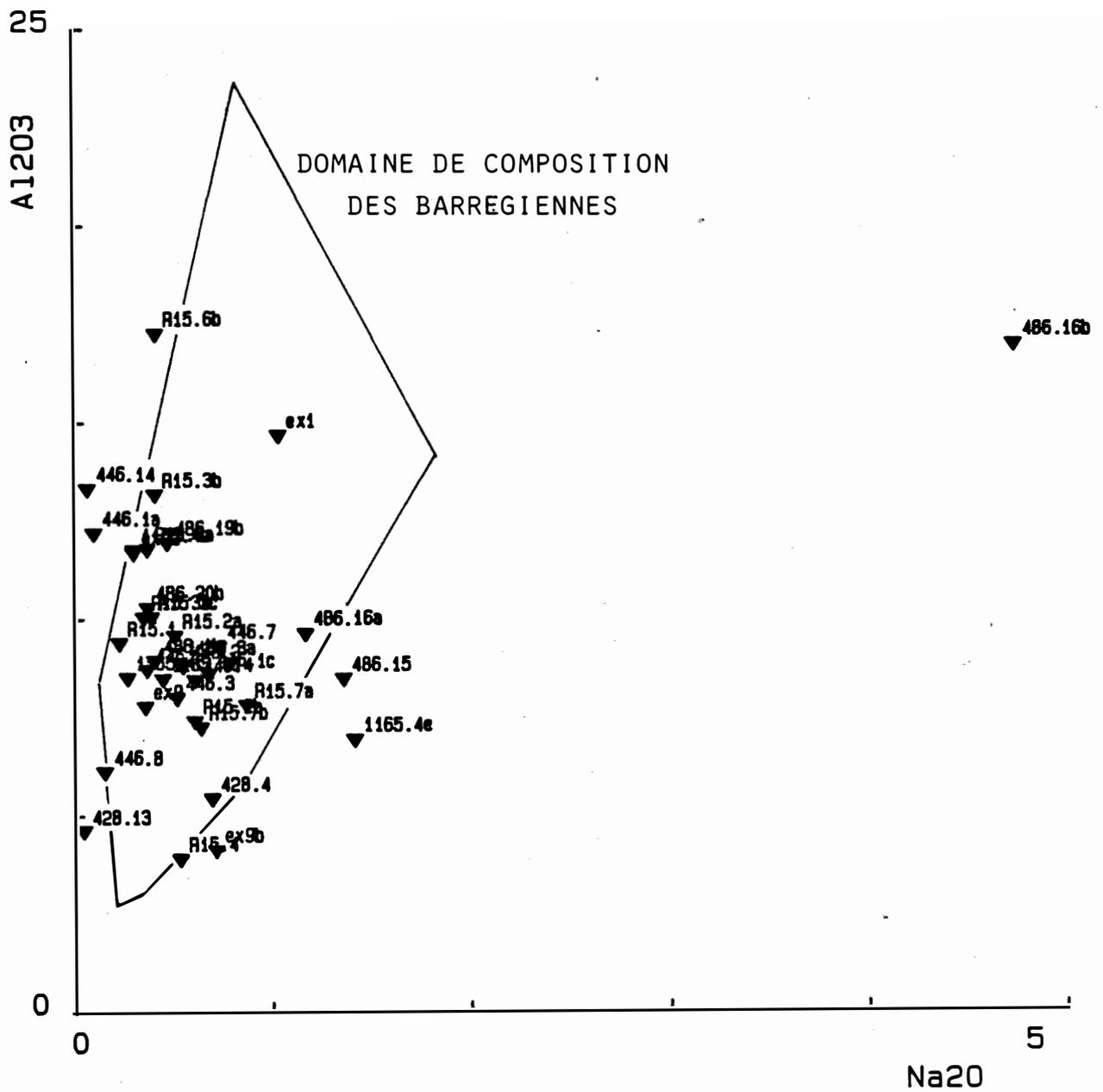
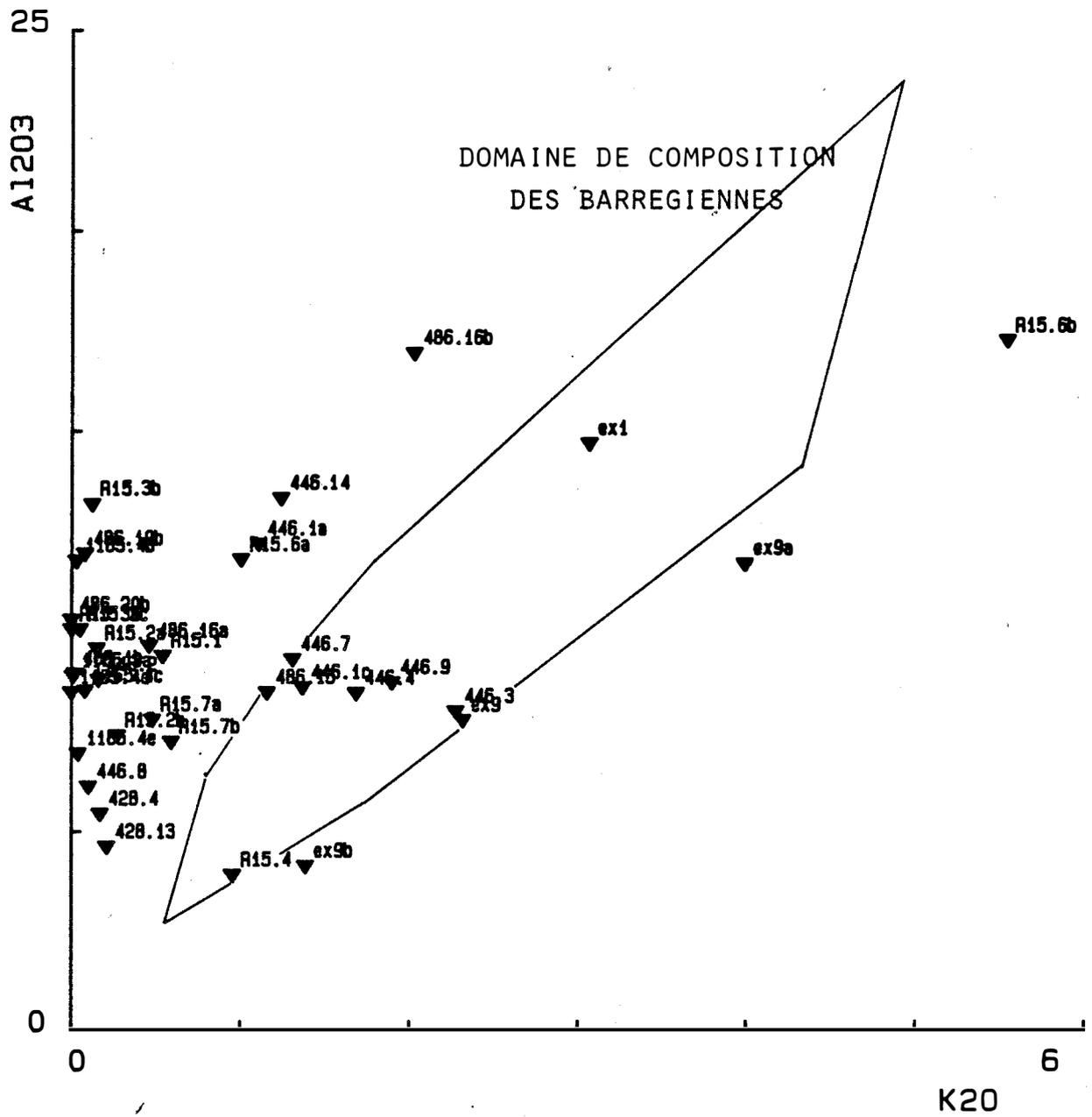


FIGURE 50

DIAGRAMME POTASSE - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES



Etudions à présent le comportement des alcalins : sodium, potassium et rubidium.

- Tout d'abord le sodium ne présente pas de variation de teneurs entre les barrégiennes et les cornéennes. L'échantillon de cornéenne qui se caractérise par une forte teneur en sodium : 486.16b correspond à une altération induisant la formation de feldspaths. Ceci est illustré par la figure 59.

- Le potassium présente pour sa part une nette tendance au lessivage dans les cornéennes. C'est à la destruction des phyllites présentes dans les barrégiennes, qui libère le potassium. Comme celui-ci est un élément très mobile dans le cas d'une circulation fluide abondante, il est évacué de la roche. Certaines cornéennes sont situées dans le domaine des barrégiennes (fig. 60), ce qui, ici encore, montre que les effets du fluide lessivant le potassium, sont localisés dans la roche.

Le rubidium quant à lui présente comme on pouvait s'y attendre, un comportement similaire à celui du potassium (fig. 61). Il est lessivé dans les cornéennes prélevées à proximité du contact, et enrichi dans l'échantillon prélevé loin de celui-ci.

Enfin, le phosphore présente de nettes variations de teneurs dans certains échantillons (fig. 62). Ces échantillons ne sont pas les mêmes qu'auparavant. Il a été observé par Fonteilles et Machairas (1968), ainsi qu'au cours de cette étude, un dépôt d'apatite, lié à une phase de silicification. Cet enrichissement serait donc lié à une altération différente de celle correspondant au développement d'amphibole. On peut donc supposer que la quantité de phosphore contenue dans les barrégiennes ne varie pas au cours de la formation des cornéennes calciques.

## 5/ COMPORTEMENT DES TERRES RARES

Les terres rares dans les cornéennes calciques ont été dosées par I.C.P., les valeurs obtenues ont été normées aux chondrites d'après les valeurs utilisées par L. Raimbault (1984).

L'ensemble des spectres obtenus présente une bonne homogénéité de l'allure. Le fractionnement est continu  $(La/Yb)_n = 10$ , et on observe une légère anomalie négative en europium (fig. 63 a).

Les spectres des cornéennes sont superposables à ceux des barrégiennes (fig. 63 b), les terres rares ne sont pas affectées par la transformation de ces dernières.

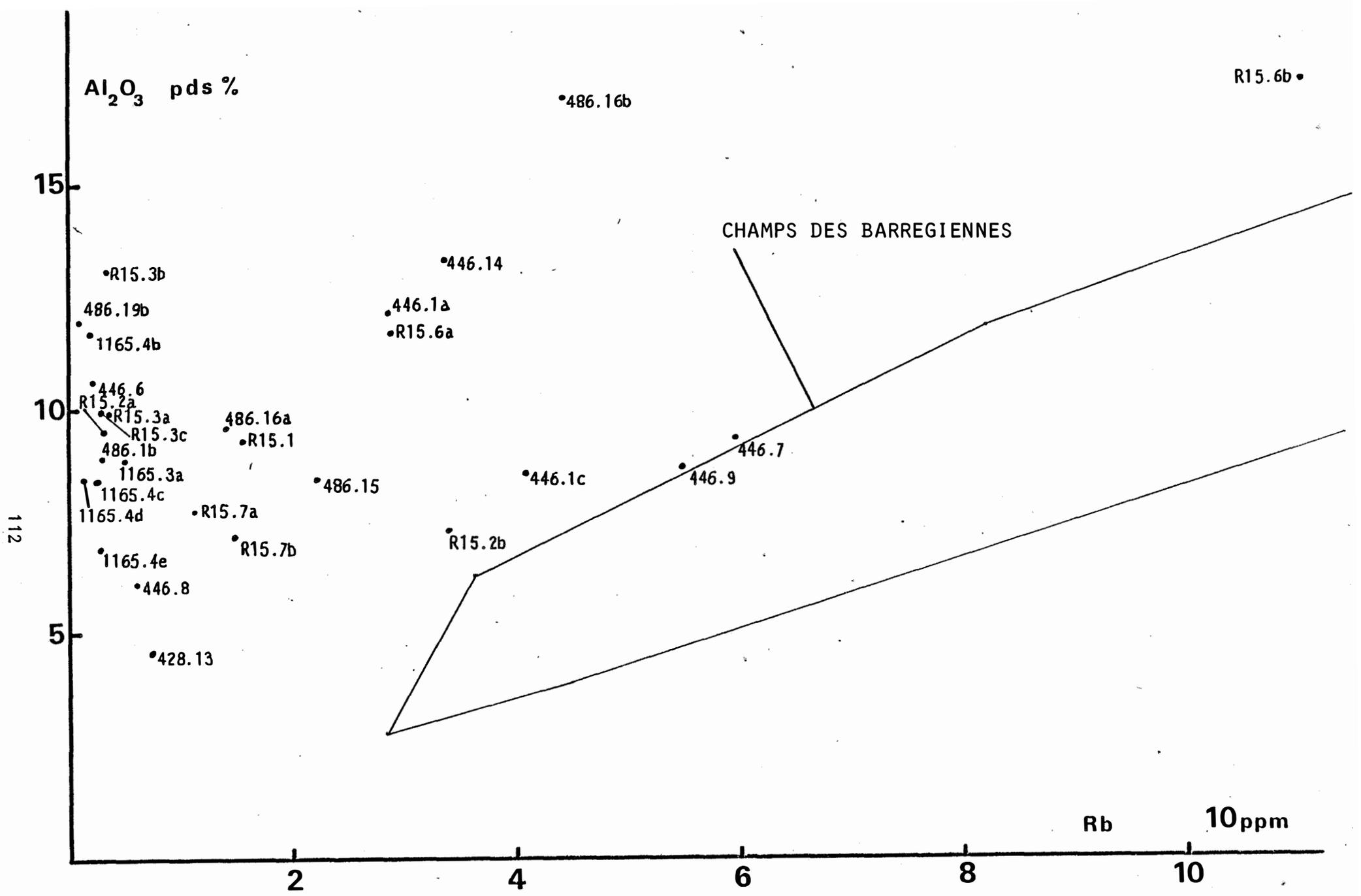


FIGURE 61 :  
 DIAGRAMME ALUMINE - RUBIDIUM

Les courbes de terres rares des vésuvianites présentent un fractionnement plus marqué que pour la roche totale  $(La/Yb)_n = 25$ , les terres rares légères présentant une pente de fractionnement plus raide que celle des terres rares lourdes (fig. 64), ce qui se marque par une rupture de pente du spectre.

Ces spectres présentent une légère anomalie positive en europium.

	Eu/Eu*
165.3a	1,29
R15.6a	1,37

Les spectres de terres rares des grenats sont similaires à ceux des vésuvianites. Ceci est dû en partie à la difficulté à séparer ces deux phases, le corollaire étant que le concentré de grenat contient toujours une vésuvianiterésiduelle qu'il est impossible d'extraire. On remarque comme trait particulier que les teneurs en terres rares des grenats sont toujours inférieures à celles des vésuvianites correspondantes. Le fractionnement est identique, mais l'anomalie positive en europium est plus marquée sur un échantillon (fig. 64).

	Eu/Eu*
165.3a	1,45
R15.6a	1,42

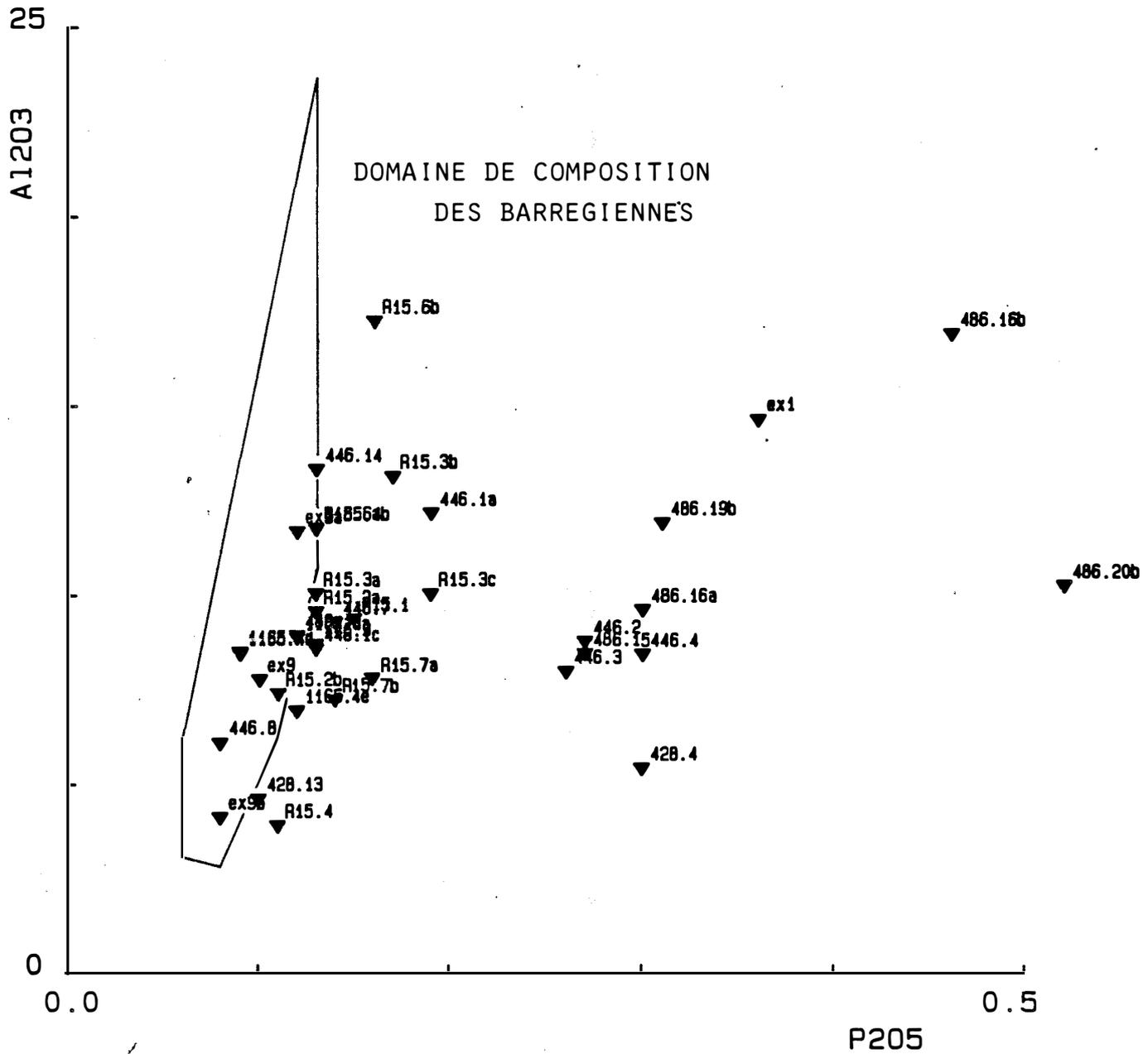
Il n'a pas été possible de séparer clinopyroxène et clinozoïsite de manière satisfaisante, en raison de leurs densités voisines. Les spectres de terres rares présentés correspondent donc à un mélange de ces deux minéraux avec toutefois une nette prédominance du premier.

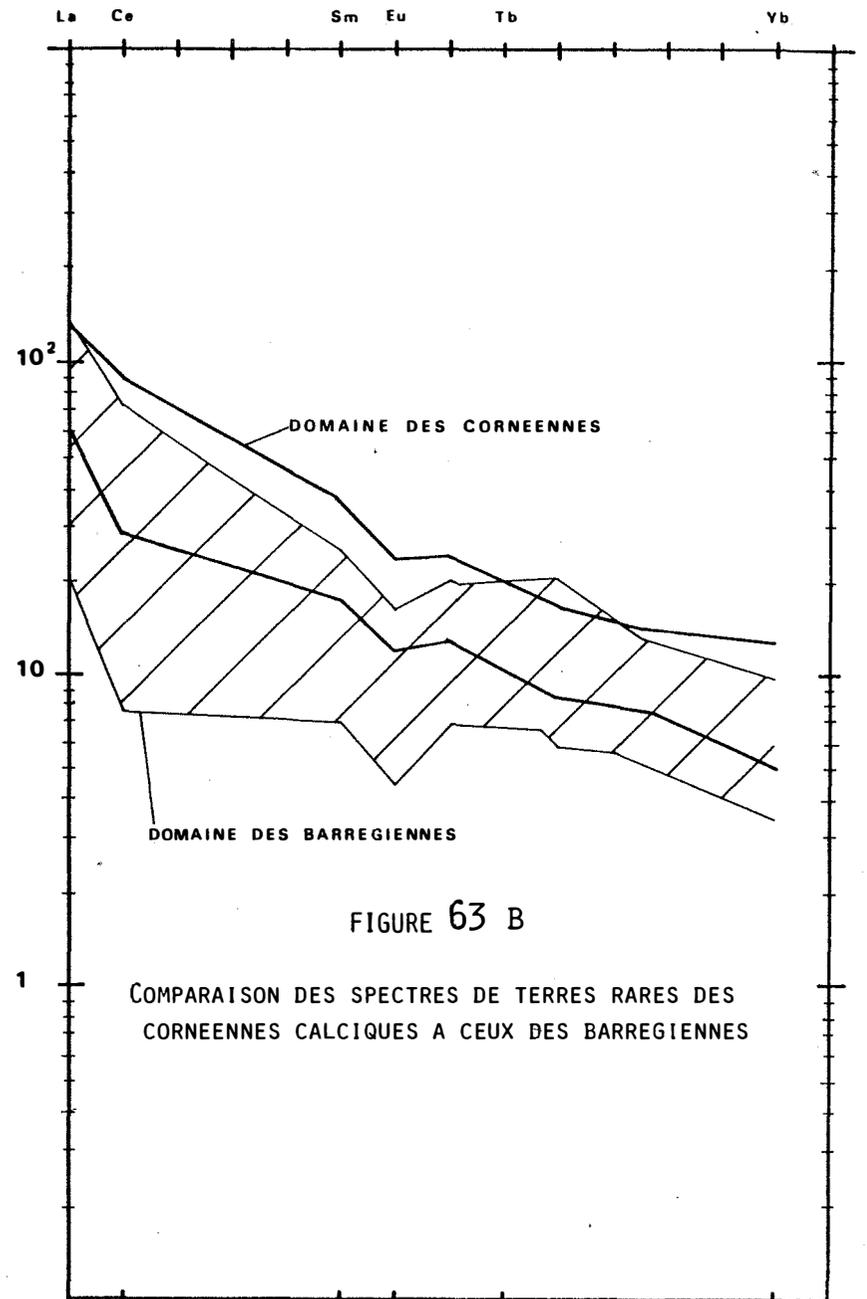
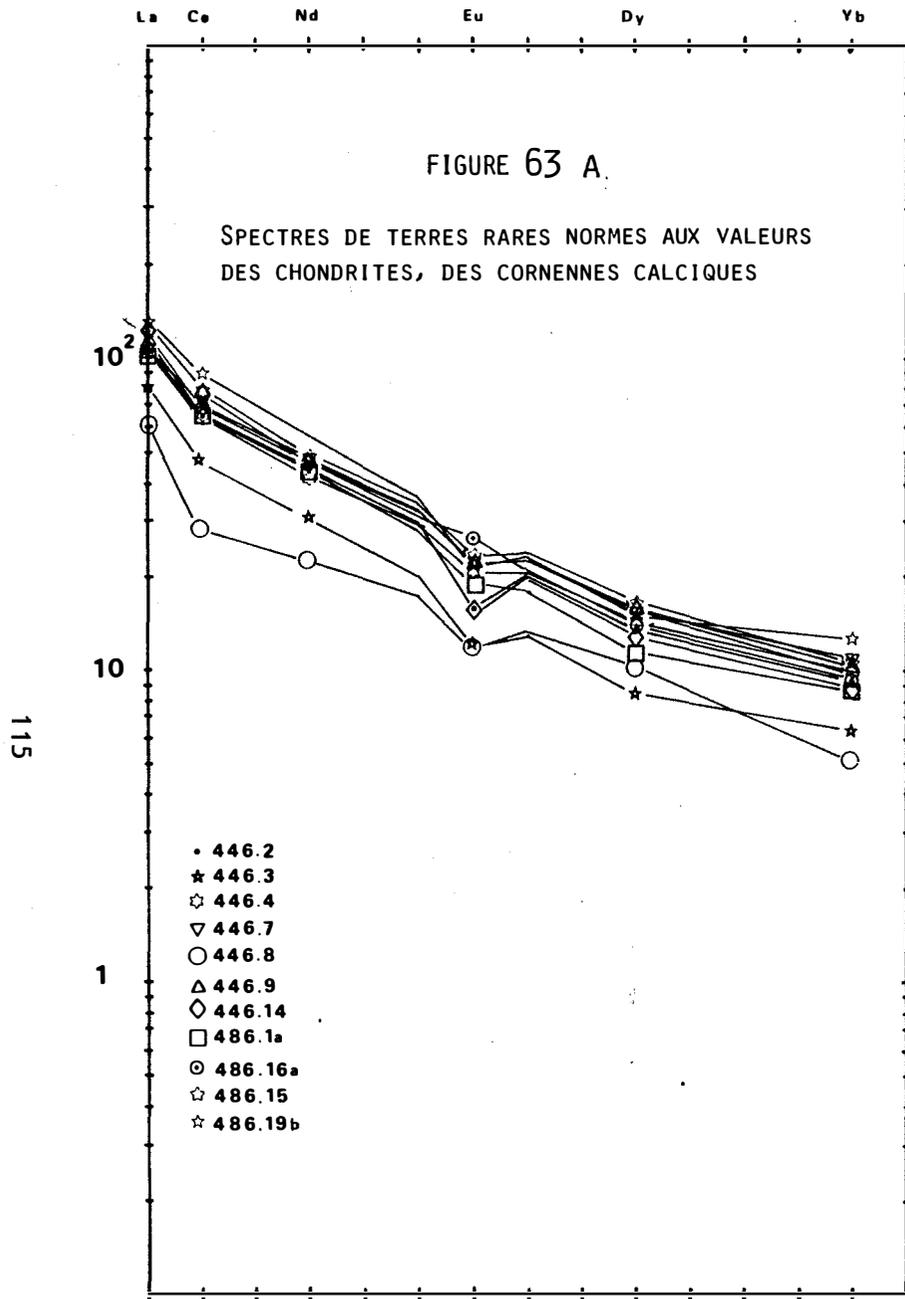
Les teneurs en terres rares de cette fraction sont nettement inférieures à celles des grenats et des vésuvianites. On note également une différence notable dans l'allure des deux spectres obtenus, ceci est à relier à l'hétérogénéité de la séparation, sans qu'il soit possible d'attribuer un type de spectre à un minéral.

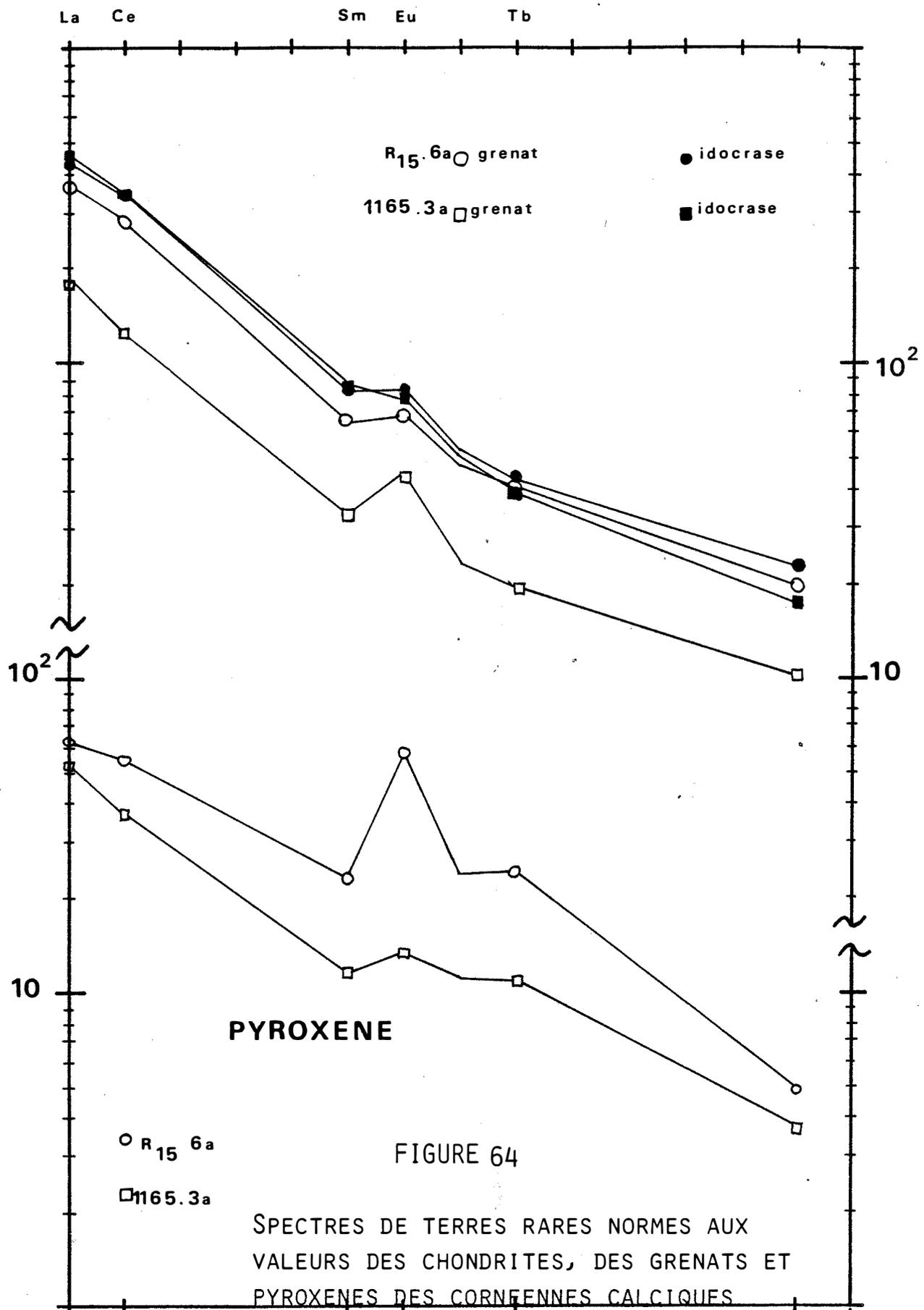
Les spectres des roches se placent entre ceux des divers minéraux les constituant. Il semble toutefois que l'allure présenté par les spectres des roches, du côté des terres rares lourdes est identique à la portion correspondante des grenats et des vésuvianites, alors que les terres rares légères semblent bien correspondre à un mélange entre grenat et vésuvianite d'une part, et clinozoïsite et clinopyroxène de l'autre. L'anomalie négative en europium des roches ne peut être reliée à aucun minéral.

FIGURE 62

DIAGRAMME PHOSPHORE - ALUMINE DES CORNEENNES CALCIQUES







## 6/ BILAN DE MATIERE

L'étude qui a été menée jusqu'à présent n'utilisait que la comparaison des teneurs en éléments de comportement inconnu, avec celle de l'alumine supposée inerte. Cette manière de travailler ne renseigne que sur les variations relatives de teneurs, et ne permet pas de montrer les variations globales de composition de la roche. Pour pallier ces défauts, et vérifier que les observations faites précédemment sont justifiées, en particulier que l'aluminium est bien inerte, nous allons examiner, non plus le rapport de deux éléments, mais la composition de la roche dans son ensemble. Nous allons tout d'abord considérer que la transformation se fait à volume constant et tester cette hypothèse en comparant les quantités des divers constituants contenus par unité de volume de roche.

J'ai donc mesuré la densité de divers échantillons de barrégiennes et de cornéennes. Ces mesures ont été effectuées sur de petits blocs de roche à l'aide d'un pycnomètre. Connaissant la composition de la roche ainsi que sa densité, il devient facile de calculer le nombre de micromoles d'oxyde contenue dans  $1 \text{ cm}^3$  de roche. Les résultats en micromoles par centimètre cube sont donnés dans le tableau 5. Les mesures ont été faites sur deux échantillons de barrégiennes, dont l'un a été séparé en deux termes : pélites et carbonates, et sur neuf échantillons de cornéennes calciques. Les résultats sont classés par ordre croissant de la teneur en calcium (fig. 65).

Si on considère que la transformation des barrégiennes se fait à volume constant, la variation de la quantité de matière contenue dans un volume de roche va nous renseigner sur la nature des variations.

La première chose remarquable concerne la masse volumique. On observe en effet que la masse volumique des cornéennes est supérieure à celle des barrégiennes : ces dernières ont une masse volumique moyenne de 2,76 alors que les cornéennes présentent, pour leur part, une valeur moyenne de 3,03. Par contre la somme totale du nombre de moles par  $\text{cm}^3$  est plus élevée dans les barrégiennes : (47630 micromoles) que dans les cornéennes (45965 micromoles en moyenne).

Ceci implique que des constituants ont quitté la roche au cours de la formation des cornéennes calciques, et que ce départ est accompagné d'une augmentation de porosité.

Pour vérifier cela j'ai mesuré la densité sur la poudre obtenue après broyage de 10 minutes dans un broyeur à anneaux. Alors que sur les échantillons de barrégiennes il n'a pu être observé de variation de densité, l'échantillon de cornéenne ainsi traité montre une densité de la poudre de 3,22 : bien supérieure à celle mesurée sur les blocs. On peut donc penser à partir de cette observation que la porosité dans les cornéennes est bien supérieure à celle des barrégiennes

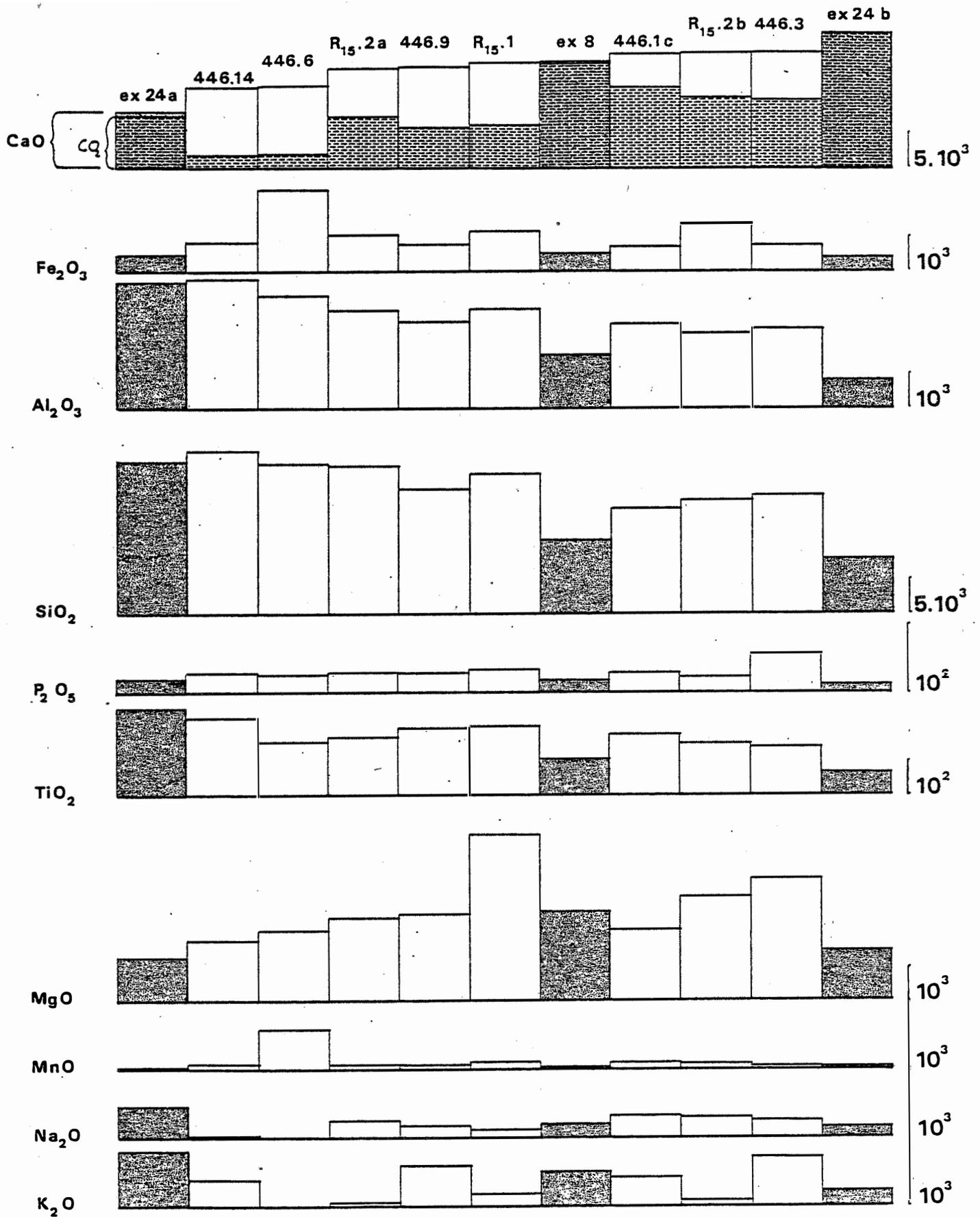


FIGURE 65

NOMBRE DE MICROMOLES PAR CENTIMETRES CUBES DES CONSTITUANTS DES CORNEENNES CALCIQUES (BLANC) ET DES BARREGIENNES (GRISÉ)

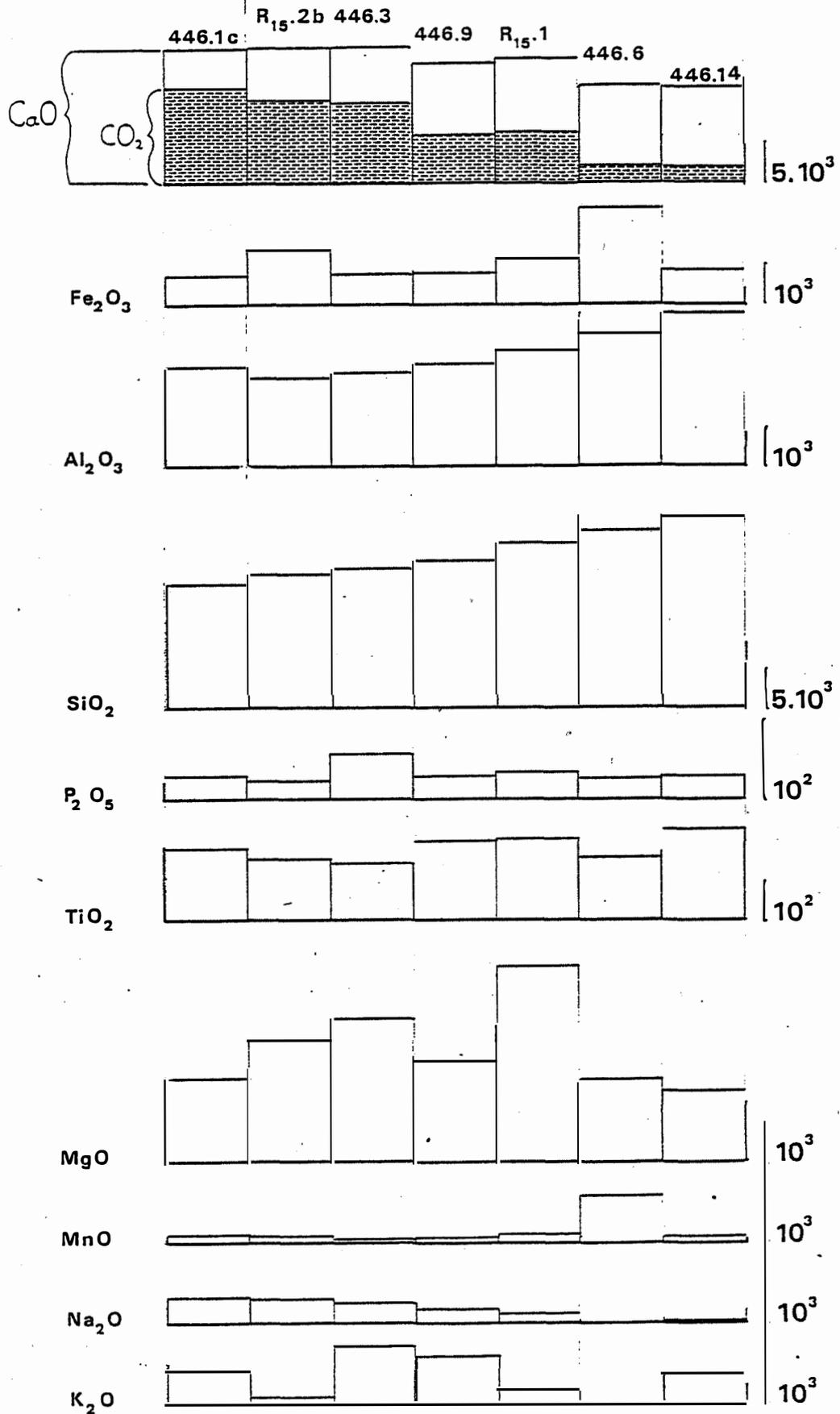


FIGURE 66

IDEM QUE FIGURE 65

Cette étude a permis également de vérifier que la perte au feu correspond bien au CO<sub>2</sub> lié à la chaux dans la calcite. On constate en effet sur trois échantillons de barrégienne, si on assimile perte au feu et CO<sub>2</sub>, le nombre de moles de CO<sub>2</sub> est égal au nombre de moles de chaux contenues dans le même échantillon. Ceci prouve que le calcium et la perte au feu correspond bien à la calcite.

Pour ce qui est des cornéennes, on remarque tout de suite que le nombre

N° ech	ex 24a	ex 24b	R15 2a	R15 2b	R15 1	ex 8	446.1c	446.3	446.6	446.9	446.14
densité	2,83	2,74	3,07	3,03	3,15	2,73	2,9	2,98	3,17	2,96	2,90
SiO <sub>2</sub>	22330	8044	21603	16652	20457	10732	15498	17364	21932	18183	23824
TiO <sub>2</sub>	255	65	169	152	201	106	178	140	156	195	225
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3694	830	2875	2190	2892	1534	2438	2329	3296	2526	3786
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	491	410	1059	1398	1160	516	712	748	2390	780	857
MnO	15	32	66	83	106	30	103	42	579	62	77
MgO	1278	1468	2429	3029	4868	2607	2086	3563	2052	2519	1770
CaO	8362	19353	14600	16733	15408	15524	16662	16797	12063	14769	11832
Na <sub>2</sub> O	466	155	253	298	117	207	318	250	0	177	33
K <sub>2</sub> O	799	212	49	87	181	504	419	718	0	594	379
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	20	12	28	23	33	17	27	55	25	27	27
CO <sub>2</sub>	7665	19786	7562	10383	6384	15372	11808	10022	2118	5986	1924
TOTAL	45375	50367	50693	51028	51807	47149	50249	52028	44611	45818	44732

TABLEAU 5: Nombre de micromoles de constituant contenu dans 1cm<sup>3</sup> de roche

de moles de CO<sub>2</sub> est nettement inférieur au nombre de moles de CaO ce qui confirme bien l'hypothèse du départ d'une phase fluide au cours de la décarbonatation des barrégiennes, le calcium restant sur place se retrouve dans les silicates des cornéennes.

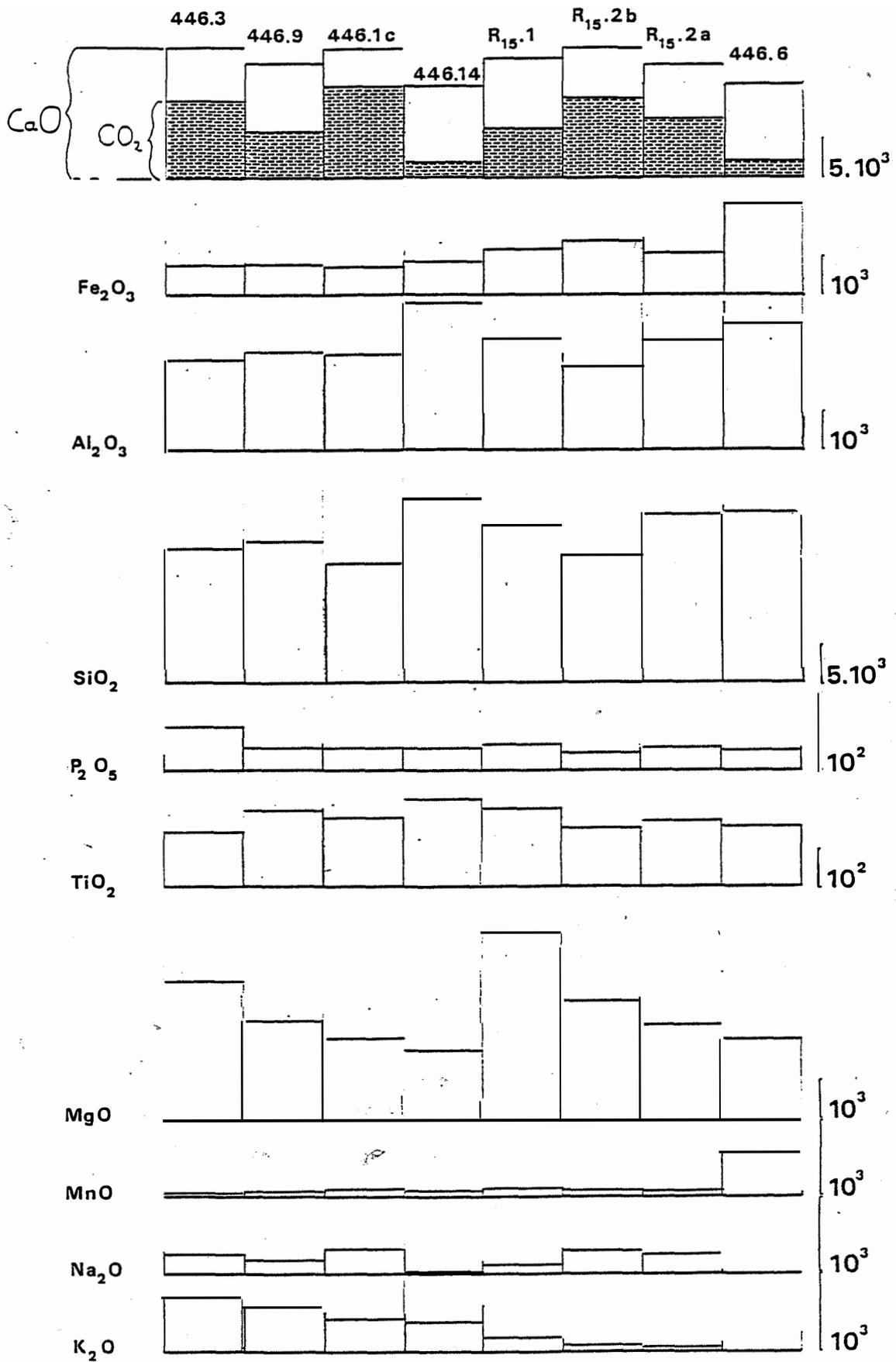


FIGURE 67  
IDEM FIGURE 65

Si on soustrait au CaO le nombre de moles de CO<sub>2</sub> dans l'échantillon, on observe que le sodium est anticorrélié à CaO - CO<sub>2</sub> dans les cornéennes (fig. 66). Donc plus on a enlevé de CO<sub>2</sub> plus on a enlevé de sodium. Ceci peut suggérer qu'il existe un lessivage du sodium lié à la décarbonatation.

Cependant, il faut également tenir compte de la teneur en CO<sub>2</sub> de départ. On observe ainsi que les roches ayant fourni le plus de CO<sub>2</sub> sont aussi celles contenant le moins de calcium, donc le moins de calcite. Ceci suggère que cette décarbonatation ne se produit pas de manière équivalente à tous les niveaux, et qu'elle est d'autant plus efficace que la roche est impure, c'est à dire quand l'on se situe dans les pélites.

Cela peut se vérifier d'autant mieux que les roches ayant libéré le plus de CO<sub>2</sub> sont également celles contenant le plus de silice et d'alumine. On note en effet une corrélation presque parfaite entre CaO - CO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Deux échantillons ne respectent pas cette loi :

- 446.6 qui présente de fortes teneurs en fer et manganèse, signe d'une altération poussée susceptible de modifier les caractères postérieurement à la décarbonatation.

- R<sub>15</sub>-2a qui présente une altération d'un type différent : en lame mince on remarque la recristallisation tardive de quartz et calcite modifiant par là les relations primaires de la roche.

Pour quelles raisons la décarbonatation se marquerait-elle plus dans la fraction pélitique que dans la fraction carbonatée ?

Deux réponses sont envisageables :

- Soit que le fluide permettant la décarbonatation (fluide métamorphique ou hydrothermal) circule préférentiellement au sein de la fraction pélitique, d'où processus plus poussé dans les pélites.

- Soit par augmentation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> du fait d'une mauvaise circulation des fluides, ce qui rejoint la première hypothèse, ou par production de CO<sub>2</sub> au cours de l'oxydation de la matière organique. On se souvient (cf. chapitre I) que la matière organique est particulièrement abondante dans la fraction carbonatée des barrégiennes.

Une fois retirés, les échantillons présentant des altérations postérieures à la décarbonatation, on peut tenter de retrouver les grandes tendances définies lors de l'étude du comportement des éléments par rapport à l'alumine, c'est-à-dire : augmentation de la teneur en fer, manganèse, diminution de la teneur en potassium.

On remarque tout d'abord que ces tendances se retrouvent de façon globale, c'est-à-dire que systématiquement les cornéennes sont plus riches en fer et manganèse que les barrégiennes, et de même elles sont plus pauvres en potassium.

Nous avons vu que la quantité de CO<sub>2</sub> ayant quitté le système ne coïncide pas avec les quantités respectives rentrant ou sortant de ces éléments.

Mais qu'en est-il de ces éléments entre eux ?

Si on considère les teneurs en fer, on constate qu'elles sont proportionnelles aux teneurs en manganèse, mis à part les échantillons altérés : R<sub>15-1</sub>, 446.1c.

Les teneurs en fer ont également la particularité d'être anticorrelées aux teneurs en potassium avec toujours certaines exceptions correspondant aux échantillons altérés (fig. 67).

Ces aspects liés à la composition chimique des cornéennes ne peuvent plus comme auparavant être reliés à l'une ou l'autre fraction de ces roches. Les modifications affectent indifféremment pélites et carbonates, les fortes teneurs en fer et manganèse se retrouvent dans l'une comme dans l'autre fraction.

Tout cela semble suggérer que :

- apport de fer, apport de manganèse et départ de potassium sont liés ;
- ces modifications sont indépendantes du phénomène de décarbonatation observé dans l'ensemble de la roche.
- l'ensemble de la roche est affectée par ces apports.

Nous ne pouvons pas démontrer, pour l'instant, si ce phénomène est anté ou post décarbonatation. Cependant au vu de la paragenèse de l'échantillon 446.6, il semble que la minéralogie précoce des cornéennes soit effacée. Ceci correspond à un caractère très poussé des modifications de la composition chimique :

- fortes teneurs en fer et manganèse ;
- absence totale de potassium.

Cet ensemble de circonstances amène à penser que, poussées à l'extrême, ces modifications débouchent sur un processus d'altération modifiant la roche plus profondément que la décarbonatation : les minéraux primaires des cornéennes étant remaniés par l'altération à ce stade. De plus, les structures observées dans les barrégiennes, et que l'on retrouve dans les cornéennes, sont effacées dans l'échantillon où ces phénomènes sont décrits. Il semble donc que l'apport de fer et de manganèse se fasse postérieurement à la décarbonatation.

Parallèlement à cela, on note une augmentation de la quantité de phosphore dans les cornéennes, sans qu'il soit possible de relier cela à un phénomène quelconque.

Enfin, la forte teneur en magnésium de l'échantillon R15.1 est à relier à un à la transformation tardive du pyroxène en amphibole. Cette teneur correspond donc à une altération postérieure à la formation des cornéennes.

## 7/ CONCLUSIONS

Les cornéennes calciques sont des roches essentiellement constituées de calcite et de silicates calciques. Ceux ci sont :

- la salite
- la clinozoïsite
- l'idocrase
- le grenat

Dans les anciens bancs carbonatés les silicates s'organisent en zones symétriques autour de l'ancienne schistosité des barrégiennes.

Dans les anciens bancs pélitiques, les associations minérales ne présentent pas cet aspect, les bancs présentant une dissymétrie minéralogique reflétant le mélange formé au cours de la sédimentation, des termes détritiques, pélitiques et carbonatés.

L'existence de plusieurs stades de cristallisation de silicates a put être montrée, les stades tardifs étant liés à des phénomènes hydrothermaux.

L'étude géochimique montre qu'au cours de la formation des cornéennes calciques, seuls quelques constituants des barrégiennes sont évacués : le CO<sub>2</sub>, le potassium, le sodium et le rubidium. Pour tous les autres éléments il n'a pas été possible de lier un éventuel lessivage à la formation des cornéennes calciques. Quelques éléments semblent être apportés dans les cornéennes, ce sont essentiellement le fer, le manganèse, le magnésium et le phosphore. Ces apports ne sont pas liés à la formation des cornéennes calciques. La nature des éléments apportés, similaires à ceux apportés dans les skarns (Soler 1977), permet de considérer que l'enrichissement local des cornéennes calciques est lié à l'effet de la circulation de fluides métasomatiques appauvris.

**CHAPITRE III**

**ETUDE PETROLOGIQUE PARAGENETIQUE ET THERMOCHIMIQUE  
DE LA FORMATION DES CORNEENNES CALCIQUES**



## 1/ INTRODUCTION

Nous allons tenter dans ce chapitre de préciser les phénomènes responsables de la formation des cornéennes calciques.

Nous avons vu que celles-ci résultent de la transformation des barrégiennes et forment une auréole autour de la granodiorite (Derré 1974, Soler 1977). On peut donc considérer que la formation des cornéennes calciques est liée au métamorphisme de contact.

L'étude géochimique a montré que, si un apport de constituants peut être observé, il reste cependant très réduit durant la formation des cornéennes. Par contre une mobilité locale de certains éléments peut intervenir durant le phénomène. Ce transport peut se faire d'un banc de composition donnée (pélitique), vers un banc de composition différente (carbonatée). On observe alors la formation de silicates dans les bancs carbonatés, sans que pour autant, la composition globale de la roche change.

Pour permettre ces mouvements locaux il est nécessaire de faire intervenir un milieu de transport. Dans la situation considérée (proximité d'une intrusion) il est tout à fait raisonnable de considérer qu'une phase fluide est susceptible de jouer ce rôle. En effet la mise en place de roches magmatiques va réchauffer l'encaissant sédimentaire et les fluides contenus dans celui-ci. En réponse à ces modifications physiques vont se produire des modifications dans le comportement des constituants, en particulier augmentation de la solubilité des constituants et de leurs coefficients de diffusion. De plus la phase fluide pourra alors être animée d'un mouvement local au sein de la série des cornéennes calciques.

Nous allons tenter dans ce qui suit, de déterminer selon quels mécanismes se produisent les variations de minéralogie. Cela implique de définir quel est le rôle joué par la phase fluide.

Enfin la question de l'origine même de ces fluides pourra se poser. On peut en effet être amené à se demander si le fluide invoqué est en équilibre avec les barrégiennes, ou si les cornéennes calciques résultent d'une réaction entre cette phase fluide et les barrégiennes ?

Dans ce dernier cas on devra considérer, pour certains constituants au moins, une source de nature différente de celle des barrégiennes.

Le développement qui va suivre devra permettre d'apporter une réponse à ces questions.

## 2/ PRELIMINAIRES

### 2.1/ RAPPELS

Avant d'entreprendre l'étude pétrologique de la fraction carbonatée des cornéennes calciques, nous allons résumer les aspects observés dans le chapitre précédent.

Deux types de minéralogie ont pu être identifiés :

- paragénèse faisant intervenir la clinozoïsite : on observe alors comme phases associées la calcite et le clinopyroxène.

- paragénèse sans clinozoïsite : sont alors présents en plus de la calcite et du clinopyroxène, le grenat, la vésuvianite et la wollastonite.

Nous avons vu également que lorsqu'apparaît un minéral potassique, essentiellement le microcline, celui-ci est généralement tardif sur la première paragénèse décrite ci-dessus.

La composition chimique des cornéennes calciques, comparée à celle des barrégiennes montre que le potassium est évacué du système au cours de la formation des cornéennes.

### 2.2/ DETERMINATION D'UN MECANISME RESPONSABLE DE LA FORMATION DES ZONES

L'étude pétrographique de l'association clinozoïsite - clinopyroxène - calcite - microcline, a montré que l'on a affaire en fait, à une série de paragénèses reproduites dans les différents échantillons, et constituant un système de zones. Cette zonation se formant dans la fraction carbonatée des barrégiennes. Quels sont les minéraux contenus dans celle-ci, et susceptibles de recristalliser en donnant des silicates calciques ?

Les seuls minéraux reconnus dans les barrégiennes au niveau des bancs calcaires sont la calcite et la biotite, cette dernière étant transposée dans les plans de schistosité au cours des épisodes de déformation affectant la série sédimentaire. Aucune zonation n'est présentée initialement par cette association, même si, de rares fois, il a été possible d'observer la muscovite formant le centre de lit bordé de biotite de chaque côté, le phénomène est exceptionnel et ne peut être systématisé.

La formation des cornéennes calciques s'accompagne donc de la production d'une zonation.

De nombreux mécanismes peuvent être imaginés pour expliquer cette variation de nature des phases associées : gradient de température, de pression ; etc. Je ne considérerai que ceux me paraissant les plus raisonnables dans le contexte considéré.

Ces mécanismes correspondent à des processus métasomatiques dont une approche théorique a été faite par Korzhinskii, (1970). Cet auteur considère deux mécanismes distincts :

- la percolation, où le moteur de propagation des éléments est constitué par le mouvement, au sein d'une roche, d'un fluide contenant les espèces en solution. Ce fluide est en équilibre local avec la roche, et réagit quand, au cours de sa percolation, il entre en contact avec une association minérale pour laquelle cet équilibre local n'est plus réalisé. La percolation du fluide forme un système de zones, perpendiculaires à sa direction de percolation dans la roche, les limites entre ces zones correspondant à une succession de réactions de rééquilibrage entre le fluide et la roche. Ces limites sont appelées fronts métasomatiques par Korzhinskii (1970).

- La diffusion isotherme, où le rôle de moteur est cette fois joué par le gradient de potentiel chimique des constituants mobiles, se déplaçant d'un milieu de fort potentiel vers un milieu de faible potentiel. Ce phénomène est susceptible d'intervenir entre deux bancs de nature différente, et chimiquement incompatible (schiste et marbre par exemple). On obtient comme résultat de ce processus une succession de zones mono ou polyminérales, qui tendent à faire diminuer le gradient de potentiel chimique des constituants mobiles, par rapport au gradient de potentiel de ces mêmes constituants dans la roche initiale. Les limites de ces zones sont parallèles au contact initial entre les roches.

- Lequel de ces deux mécanismes est-il le plus approprié à décrire la zonation observée ?

Nous avons vu que dans les cornéennes calciques l'équivalent de la fraction carbonatée des barrégiennes est constitué le plus souvent par une répétition de zones décrite auparavant. La morphologie des lits de clinozoïsite, ainsi que la composition globale de la zonation rappellent fortement celle des lits biotitiques des barrégiennes.

Si on considère que les lits de clinozoïsite millimétriques correspondent

effectivement aux plans de schistosité, ce qui au vu des observations pétrographiques semble se justifier, deux modèles sont envisageables :

- Une première hypothèse permet de considérer qu'un fluide circulant dans les niveaux biotitiques a percolé au travers de la calcite, se rééquilibrant au fur et à mesure avec elle, donnant ainsi naissance à un système de zones marquant ces séries de rééquilibrage. Chaque front ainsi obtenu doit donc montrer des variations brutales de composition (Fonteilles 1978, Guy 1979).

De plus on doit s'attendre à ce que le fluide emprunte d'autres chemins de circulation (fractures, discontinuités différentes de la schistosité), et on pourra observer alors un développement de la zonation sécant sur la lithologie initiale des barrégiennes.

- L'autre hypothèse fait intervenir la diffusion, celle-ci intervenant en réponse au gradient de potentiel chimique élevé des constituants de la biotite : silicium, aluminium, fer, magnésium, potassium, et de ceux de la calcite : chaux et gaz carbonique, existant entre les deux types de lits.

La diffusion devrait dans ce cas aboutir à la production d'un système de zones montrant une variation continûment croissante ou décroissante, du, ou des, potentiels chimiques du, ou des, constituants localement déplacés.

La première hypothèse implique la circulation d'un fluide en déséquilibre avec la roche. La question se pose alors de l'origine d'un tel fluide. Si on considère que celui ci n'est en déséquilibre qu'avec la fraction carbonatée des cornéennes calciques, sa source peut correspondre à la partie pélimitique. Cette hypothèse n'est pas réaliste : on observe la formation de silicates calciques dans les zones correspondant aux anciens lits pélimitiques, le fluide ne peut donc être en équilibre avec les lits pélimitiques.

Si la source du fluide se situe ailleurs que dans les cornéennes calciques, on devrait noter une variation systématique de leur composition en comparaison de celle des barrégiennes. Ceci est effectivement observé. Toutefois une percolation importante du fluide dans la roche nécessite des gradients de pressions importants, et les zones obtenues dans ce cas sont d'épaisseur supérieure à celle des zones observées dans les cornéennes. De plus ces zones sont sécantes sur la lithologie des roches initiales, ce qui n'est pas le cas dans les cornéennes calciques (cf chapitre précédent).

Il semble donc raisonnable vu les observations faites, et les implications imposées par la première hypothèse, que la zonation observée résulte essentiellement de phénomènes de diffusion entre les lits micacés formés par les plans de schistosité, et le calcaire. Cependant, le fluide au sein duquel diffusent les éléments de toute évidence se déplace au sein de la roche, et montre globalement un déséquilibre avec les cornéennes, impliquant une transformation irréversible de la roche. Toutefois le mouvement de ce fluide est nécessairement lent, pour permettre la création de zones de diffusion.

### 2.3/ METHODES D'ETUDE DE LA DIFFUSION

Ce type de phénomène dans les contextes de contact calcaire - schistes ou calcaire granite, a fait l'objet d'un certain nombre d'études : (Thompson A.B. ; 1974, Brady ; 1977, Vidale R. ; 1969, Vidale et Hewitt ; 1973, Joesten R. ; 1976, Fischer ; 1975). La méthode généralement employée pour l'étude de ce phénomène est celle développée par D.S. Korzhinskii (1959) reprise par D. Burt, 1974, utilisant la relation :

$$\mu_a = \mu^0_a + RT \ln \gamma_a a_a \quad (1)$$

où  $e_a$  représente le potentiel chimique du constituant a,  $e^0_a$  le potentiel chimique du constituant a dans le corps pur.  $a_a$  est l'activité du constituant a dans la solution solide considérée, et  $\gamma_a$  le coefficient d'activité de ce constituant dans la solution solide. R et T représentent respectivement la constante de Boltzman et la température.

La relation 1 ne peut s'appliquer que si l'on connaît effectivement le coefficient d'activité du constituant a dans la solution solide considérée.

On peut utiliser une approximation de la relation 1 :

$$\mu_a = \mu^0_a + RT \ln N_a \quad (2)$$

Cette relation a l'avantage d'exprimer le potentiel chimique d'un élément d'un système en fonction de sa concentration dans une solution solide. Ce paramètre étant nécessairement connu, ce qui n'est pas le cas du coefficient d'activité. La relation 2 constitue une approximation de la relation précédente. Cette approximation peut, suivant les cas, s'avérer très satisfaisante, où être très grossière.

Elle nous permet donc, connaissant la composition d'un minéral, de relier

celle ci aux potentiels chimiques des divers constituants du minéral en question. On peut ainsi représenter une phase dans un espace potentiel chimique - potentiel chimique.

Dans un système fermé (n'échangeant pas de matière avec son environnement, mais uniquement de l'énergie), les potentiels chimiques des différents constituants formant un système homogène (de composition chimique identique en tout lieu), sont fixés par la détermination du système à pression et température fixées. Les différents potentiels chimiques des constituants sont des variables dépendantes les unes des autres. La représentation d'un système fermé homogène dans un espace de potentiels chimiques n'offre que peu d'intérêt, elle se limite à un point à pression et température fixée.

Par contre dans un système ouvert, dans lequel l'hypothèse de l'équilibre thermodynamique local (Korzhinskii ; 1957) est vérifiée, (susceptible d'échanger, en plus de l'énergie, de la matière avec son environnement), à pression et température fixée, le potentiel chimique d'un ou plusieurs constituants est variable. Les potentiels chimiques des constituants échangés sont des variables indépendantes globalement, c'est à dire que le potentiel chimique d'un constituant en un lieu donné est indépendant du potentiel chimique des autres constituants dans l'ensemble du système. Localement, comme nous faisons l'hypothèse de l'équilibre local, ceci n'est plus vérifié et les potentiels chimiques des divers constituants sont alors des variables dépendantes les unes des autres.

L'étude d'une succession de paragenèses disposées en zones peut se faire en considérant chacune de celles-ci comme un système local. On peut tenter alors de placer ces différents systèmes dans un espace permettant de mettre en évidence la variation des potentiels chimiques liée à la variation des associations minérales observées.

D.S. Korzhinskii (1957) donne la méthode de construction de tels diagrammes. Le lecteur pourra se reporter à cet ouvrage.

Ces diagrammes peuvent se construire à partir de l'écriture des réactions faisant intervenir un apport ou un départ de constituants. On peut aussi tracer les diagrammes potentiel chimique - potentiel chimique directement à partir de diagrammes de composition ternaires barycentriques, en utilisant un triangle rectangle.

Nous allons avant de tracer de tels diagrammes, étudier les réactions chimiques expliquant la formation des associations observées dans les cornéennes calciques.

### 3/ REACTIONS METASOMATIQUES

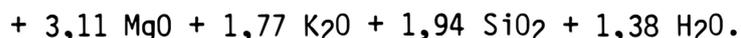
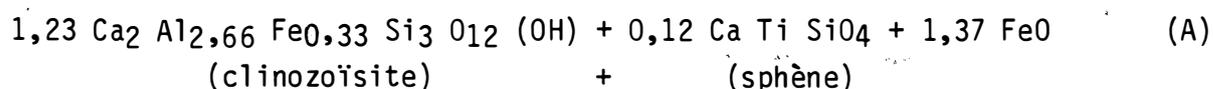
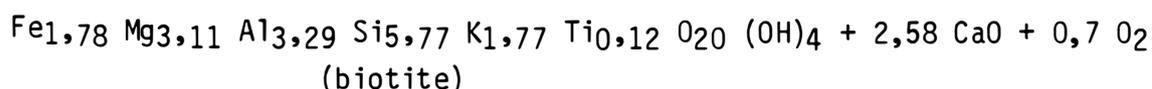
#### 3.1/ FRACTION CARBONATEE

Nous considérons que la fraction carbonatée des barrégiennes était au départ constituée par l'alternance de lits formés par la biotite entraînée dans les plans de schistosité, et de bancs de calcite. La muscovite y est rare et l'anorthite n'a pu y être reconnue, même à la microsonde.

On constate que dans les cornéennes calciques le processus métasomatique a pour résultat la totale disparition du mica.

La clinozoïsite et le sphène résultent donc directement de la transformation de la biotite. Le fait que l'on observe une zone de clinozoïsite sans sphène indique que l'aluminium, la silice, le fer et le magnésium sont mobiles : le titane n'ayant pas bougé, le sphène marque la trace initiale des fins lits biotitiques. La présence d'associations minérales d'où le titane est absent montre que les autres constituants ont été déplacés au cours du phénomène. Pour l'aluminium en fait cette mobilité est très réduite puisqu'on ne le retrouve que dans des lits très fins (inframillimétriques) de clinozoïsite sans sphène, situés de part et d'autre des lits de sphène et clinozoïsite.

La réaction à aluminium constant serait donc la suivante :



Ceci si on considère que les lits initiaux ne contenaient que de la biotite, ce qui n'est pas évident. Nous avons vu cependant que les autres minéraux participant à la paragenèse (muscovite et anorthite) sont en faible proportion dans ces lits. Nous écrirons donc les réactions en ne tenant compte que de la biotite, et en considérant que muscovite et anorthite interviennent dans ces

réactions comme partie négligeable.

La composition de la biotite est la composition obtenue à partir des analyses faites dans les divers échantillons de barrégiennes contenant de fins lits de biotite.

La composition de la clinozoïsite correspond à la composition effectivement obtenue à la microsonde, dans les échantillons de cornéenne calcaïque.

La formation de 1,23 mole de clinozoïsite et de 0,12 mole de sphène à partir d'une mole de biotite consomme, à aluminium constant, 2,58 moles de CaO, mais libère du fer, du magnésium, de la silice, du potassium et de l'eau.

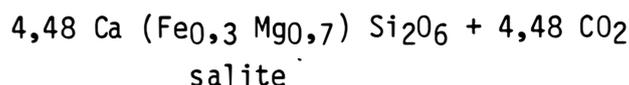
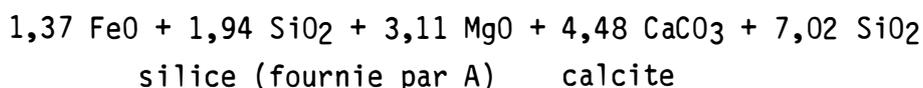
Cette réaction n'explique pas la formation de la salite. Elle montre uniquement comment la destruction de la biotite peut expliquer la formation de l'association clinozoïsite + sphène par apport de chaux. Les éléments libérés par la biotite vont réagir avec la calcite pour former la salite.

L'écriture de cette réaction peut se faire selon deux méthodes :

- soit on utilise tout le fer et le magnésium de la biotite, libérés par la réaction A, et dans ce cas un apport de silice supplémentaire sera nécessaire,

- soit on ne consomme que la silice fournie par la biotite, et dans ce cas il faudra éliminer le fer et le magnésium excédentaire.

L'étude géochimique ne permet pas de mettre en évidence un apport de silice ni de départ de fer et de magnésium au cours de la formation des cornéennes calcaïques. Cependant l'apparition de la salite implique le caractère inerte d'un constituant. En fait on peut invoquer un apport local de silice, celle-ci étant fournie par les niveaux initialement riches en quartz. La silice est alors transportée par le fluide au sein des cornéennes vers les bancs plus carbonatés où elle peut alors participer à la réaction :



On remarque que cette façon de procéder fournit comme produit de réaction un pyroxène dont la composition est celle qui est effectivement rencontrée dans la fraction carbonatée des cornéennes calcaïques.

Les réactions que nous venons d'écrire correspondent à la formation des

zones : clinozoïsite + sphène et salite. Pour ce qui est des autres zones, leur origine est liée à la formation des deux précédentes.

La zone de clinozoïsite correspond à une faible diffusion de l'aluminium, phénomène qui n'est pas pris en compte dans l'écriture des réactions. Les zones clinozoïsite + salite et salite + calcite correspondent à des faibles valeurs du potentiel chimique des constituants des pélites. Ceci se traduit au niveau du calcium par une variation de la proportion des divers minéraux calciques, la teneur en calcium propre à chaque minéral ne pouvant varier.

Le fait d'utiliser deux réactions indépendantes met en évidence les deux processus qui expliquent la formation du système de zones observé :

- diffusion du calcium des carbonates vers les lits de biotite (réaction A),
- diffusion du fer et du magnésium de la biotite vers la calcite (réaction B).

Ceci peut se traduire par les relations liant la roche de départ à la roche après diffusion :

- la zone à clinozoïsite se forme sur la biotite,
- la zone à salite se forme sur la calcite.

On a donc échange d'une partie des éléments constituant les différents lits initiaux, la destruction de la calcite libère le CaO utilisé à faible distance et la destruction de la biotite libère FeO, MgO et SiO<sub>2</sub>.

Le mécanisme pourrait se résumer de la sorte : le calcium diffusant vers les lits biotitiques réagit pour former la clinozoïsite, cette réaction libère du fer, du magnésium, du silicium, de l'eau et du potassium, qui diffusent en sens contraire du calcium. Au cours de ces diffusions les potentiels des divers constituants vont s'équilibrer, donnant naissance à la salite.

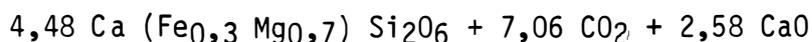
Ceci démontre une chose fondamentale, la diffusion dans ces roches ne peut se faire qu'à partir de la décarbonatation de la calcite. C'est en effet le seul moyen de libérer du calcium pour la diffusion. De cela découle une contrainte sur l'ensemble de la roche : le CO<sub>2</sub> doit pouvoir s'évacuer, ceci simplement du fait qu'un confinement du système produirait une augmentation de la pression partielle de celui-ci, et par là arrêt de la diffusion. Il faut donc pour que la diffusion puisse atteindre une certaine ampleur, que le système soit ouvert pour le CO<sub>2</sub>. Ceci est en accord avec l'étude géochimique des cornéennes calciques.

La réaction (B) ne peut donc plus s'écrire de la sorte, il faut qu'elle soit couplée à la réaction de décarbonatation de la calcite afin de fournir le

calcium nécessaire à la formation de la clinozoïsite :



(C)



salite

chaux utilisée dans A

La production des alternances dans la fraction carbonatée des cornéennes calciques est le résultat d'une diffusion du calcium, libéré par la décarbonatation de la calcite, vers les lits de biotite, et de la diffusion du fer, du magnésium, du silicium, du potassium des lits pélitiques, vers les lits calcitiques. Au cours de ce phénomène, une partie de l'eau et la totalité du CO<sub>2</sub> et du potassium fournis sont évacués de la roche. Ceci concorde avec l'étude géochimique.

Au cours du processus, les lits de biotite, suffisamment fins, sont totalement consommés par la réaction.

Dans la fraction carbonatée des cornéennes calciques a été décrit un autre type de paragenèse, d'où la clinozoïsite est absente. S'y rencontrent alors le grenat et la vésuvianite (cf supra).

Les minéraux observés dans cette paragenèse sont les mêmes que ceux provenant de la transformation des lits pélitiques des barrégiennes. Il s'agit du grossulaire et de la vésuvianite associés à la salite.

L'étude faite au chapitre précédent a montré que contrairement à la paragenèse impliquant la clinozoïsite, les associations à grenat - vésuvianite ne présentent pas de zonation. Un phénomène de diffusion autour d'un lit de composition homogène a pour résultat la formation de zones disposées symétriquement autour de l'association marquant la trace du lit initial. Ceci n'est pas le cas dans l'association décrite. On peut donc penser que le processus régissant la formation de ces zones dans la partie carbonatée des cornéennes calciques, se produit plutôt directement entre phases solides, que par diffusion des constituants entre zones de compositions chimiques incompatibles. Enfin l'épaisseur des lits formés par l'association grenat - vésuvianite, ainsi que leur discontinuité nous interdit de les assimiler à des plans de schistosité.

Il est plus judicieux à mon avis de comparer ces lits aux lits pélitiques fins observés dans les barrégiennes. Cela nous amène à considérer que grenat et

vésuvianite résultent de la réaction entre les phases formant ces lits : muscovite - quartz - biotite et la calcite environnante. Il est possible qu'ici intervienne l'anorthite qui a été observée dans les échantillons ex 5 et ex 6 par exemple.

Ce choix étant fait, il ne nous reste qu'à écrire les réactions qui doivent être :



(D)



Nous pouvons dans cette réaction remplacer les minéraux par les compositions observées dans des échantillons correspondant au cas décrit.

Pour le grenat, la vésuvianite et le pyroxène, je choisirai les compositions de l'échantillon 487.5 b qui correspond au type de roche décrit.

Pour ce qui est de la biotite et de la muscovite, le problème est plus délicat. Il existe en effet deux échantillons de barrégiennes proches structurellement de à la cornéenne 487.5. Ce sont les échantillons ex 5 où l'on a observé des fragments de lits pélitiques emballés dans le calcaire, et l'échantillon ex 6 où biotite et muscovite sont intimement mélangés à la calcite, formant de la sorte des bancs très diffus.

La composition des minéraux n'est pas la même dans les 2 cas : cf chapitre 1.

Ceci va d'ailleurs nous permettre de choisir entre les 2 échantillons, lequel est susceptible de fournir les grenats et vésuvianites de l'échantillon 487.5.

L'échantillon ex 5 contient des micas très magnésiens. Si on essaye de fabriquer du grenat de la vésuvianite et du pyroxène à partir de la muscovite et de la biotite de cet échantillon, il apparaît nécessaire d'introduire du fer dans la réaction.

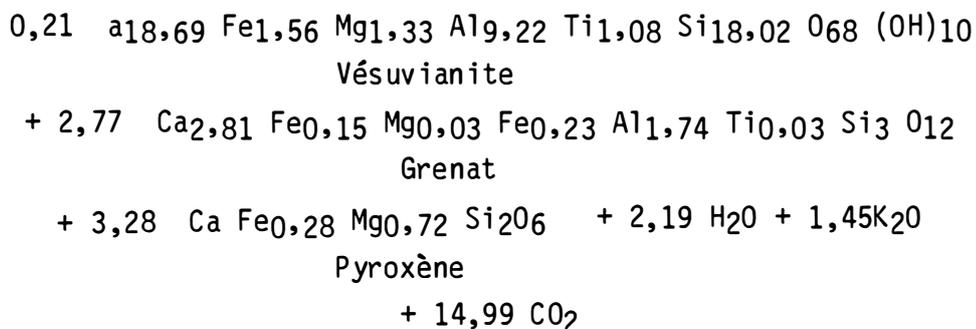
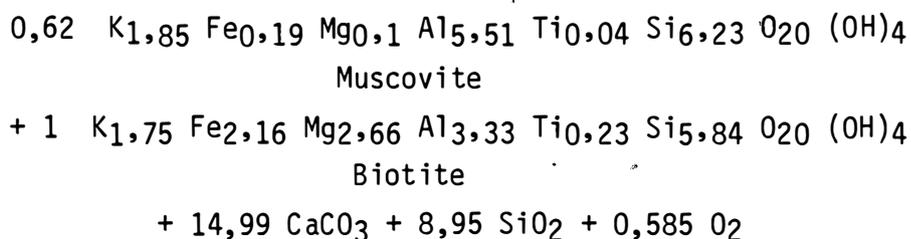
Nous allons donc considérer les produits de la réaction entre les micas analysés dans l'échantillon ex 6 et la calcite.

Il existe de nombreuses possibilités d'écrire la réaction D, en faisant varier les coefficients de réaction des divers réactifs. Ceci aura pour conséquence une variation des coefficients de réaction des produits, ainsi que

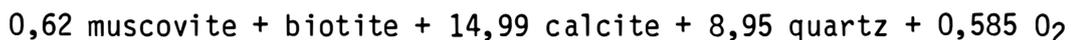
de légères variations de compositions de ces derniers.

Afin de montrer que l'écriture de réactions utilisant les compositions réelles des minéraux contenus dans les roches étudiées, fait apparaître des coefficients de réaction réalistes nous allons écrire une réaction entre muscovite biotite calcite et quartz, produisant vésuvianite grossulaire et salite. Pour simplifier l'écriture nous ne prenons pas en compte l'éventuelle présence d'anorthite. Il est possible d'écrire une réaction tenant compte de la présence de ce minéral, nous tenons juste ici à montrer que l'écriture de ces réactions est possible, que le mode de formation de l'association vésuvianite, grossulaire, salite à partir des minéraux observés dans les barrégiennes peut être vérifié par l'écriture de réactions.

Ceci nous donne comme réaction :



Soit :



C'est une réaction qui, on le voit, consomme de la silice. Cette silice n'est pas entièrement disponible sur place, le quartz étant assez subordonné dans l'assemblage muscovite biotite. Il peut cependant être apporté à partir des niveaux gréseux des lits formés par l'apport terrigène observés dans les barrégiennes.

Toutefois il est fort probable que tout le silicium nécessaire à une réaction complète n'est pas disponible directement sur place. Il est alors nécessaire de considérer un apport local de ce constituant. La source peut fort bien être située dans les barrégiennes, mais dans des lits situés à un autre niveau dans la série.

Ce mécanisme comporte une implication très importante : le fluide qui baigne la roche n'est pas immobile, puisqu'il est nécessaire d'apporter certains éléments de zones relativement éloignés des lieux où ils réagiront. Le fluide doit donc se déplacer au sein des cornéennes et transporter des éléments en solution. Le processus qui est responsable de l'apparition des silicates calciques n'est pas un simple phénomène de diffusion, mais il peut également s'agir de réactions de type fluide-roche au cours d'une percolation du fluide.

Ceci explique également le départ de certaines éléments : si le fer et le magnésium véhiculés par le fluide sont susceptibles de réagir ailleurs dans la roche, d'autres éléments beaucoup plus mobiles vont être évacués. C'est le cas des volatiles H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>, mais également des alcalins : potassium et rubidium.

Il apparaît également à la vue de ce raisonnement, que le grenat et la vésuvianite, décrits dans la section précédente proviennent en fait de la transformation de lits pélitiques fins composant initialement les barrégiennes.

Nous venons donc de montrer comment réagissait une partie des lits pélitiques. Nous allons continuer, et étudier la formation des autres paragénèses observées dans la fraction silico-alumineuse des cornéennes calciques.

### 3.2/ FRACTION PELITIQUE

#### - Lits à clinozoïsite - clinopyroxène

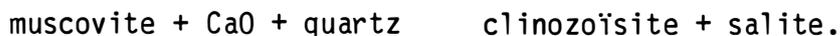
De tels lits ont été décrits dans le chapitre précédent. La clinozoïsite peut former l'ensemble du lit, ou peut former de fins lits dans le banc où le pyroxène apparaît entre ces lits de clinozoïsite.

Nous avons vu dans la partie précédente comment une telle minéralogie

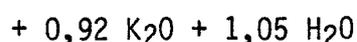
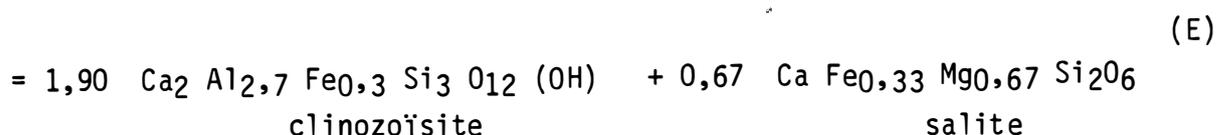
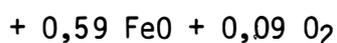
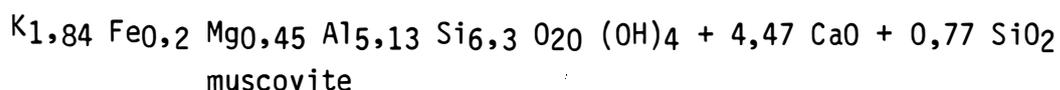
pouvait se former à partir de la biotite.

Mais l'examen des barrégiennes a montré que la muscovite pouvait également former des lits pélitiques, où elle se trouve en association avec le quartz.

La réaction à invoquer devient alors :



La composition de la muscovite en association avec le quartz, analysée dans l'échantillon ex 24 permet d'écrire la réaction :



Dans le cas où on considère que l'association salite - clinozoïsite se forme uniquement à partir de la muscovite, on remarque qu'il est nécessaire d'apporter du fer pour obtenir les minéraux observés.

Mais comme il en a déjà été fait mention plus haut, on ne connaît pas exactement l'état de départ. La proportion locale des divers minéraux variant au sein d'un même banc il est possible d'écrire toute une série de réaction produisant les associations observées dans les cornéennes. Dans ce cadre, la réaction E correspond à un cas extrême : transformation de muscovite uniquement.

On a donc là une réaction qui devra utiliser du fer libéré par d'autres réactions.

Le calcium et la silice peuvent être disponibles sur place ou provenir du fluide baignant la roche.

Enfin, maintenant que nous avons vu comment l'on pouvait, à partir de la biotite et de la muscovite, former des associations minérales simples, nous allons pouvoir étudier la formation de la succession minéralogique observée dans

un lit des cornéennes calciques, correspondant à l'apport terrigène dans la formation des barrégiennes.

On se souvient que se succédaient wollastonite, clinozoïsite, grenat et vésuvianite en association avec la salite dans des proportions variables.

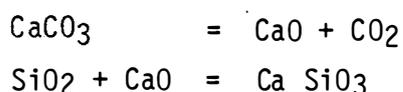
L'étude de cette succession montre qu'il n'est pas possible de mettre en évidence l'existence d'une symétrie : à la base du lit c'est la wollastonite qui est en contact avec la calcite, alors qu'au sommet c'est soit le grenat, soit la vésuvianite. Si on tient à considérer que la zone de clinozoïsite (ce minéral ayant la plus forte fraction molaire d'alumine) marque la trace d'un niveau autour duquel se produit la diffusion, comme cela a été montré dans d'autres cas, on se rend compte que d'un côté de ce lit est située une zone de wollastonite, alors que de l'autre côté sont observés successivement une zone de grenat et une zone de vésuvianite. Il n'est pas observé de symétrie autour de la zone de clinozoïsite. Ceci doit correspondre à une dissymétrie originelle du banc. Si on étudie la variation de la fraction molaire de l'alumine dans les minéraux constituant les zones décrites, on se rend compte que celle-ci décroît de la zone de clinozoïsite à la zone de vésuvianite.

Cette observation permet de noter une certaine similitude avec les observations faites dans les lits pélitiques des barrégiennes. Il semble en effet que la variation de la nature des silicates observés dans ce lit pélitique des cornéennes soit dû à l'évolution sédimentaire de la fraction détritique des barrégiennes.

On peut donc en considérant l'évolution commune de ces deux lits écrire les réactions de modification.

- Tout d'abord, dans les barrégiennes la base du lit formé par l'apport terrigène est à dominante gréseuse. Ceci correspond à la zone de wollastonite - pyroxène observée dans le lit décrit dans les cornéennes.

La transformation du quartz en wollastonite se fait par diffusion de la chaux provenant du banc calcaire contiguë. Ce mécanisme est couramment observé dans les cornéennes calciques et correspond à la décarbonatation de la calcite :

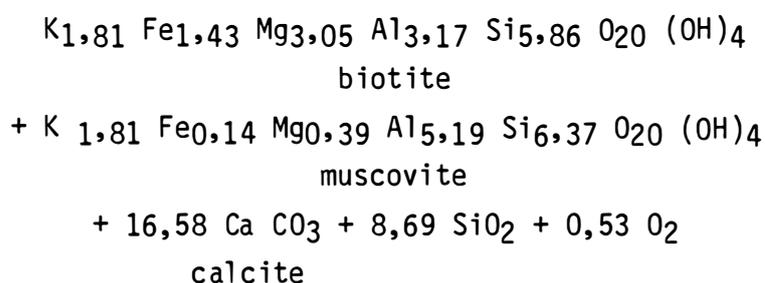


Cette diffusion de la chaux dans la zone gréseuse doit s'accompagner d'une diffusion de silice vers les calcaires. La silice peut à son tour réagir avec la calcite pour former de la wollastonite, ou alors diffuser au sein des cornéennes, et être consommée dans des endroits où les réactions nécessitent un apport de silice (cela est le cas en particulier de la formation de la zonation résultant de la diffusion du calcium vers la biotite prise dans les plans de schistosité).

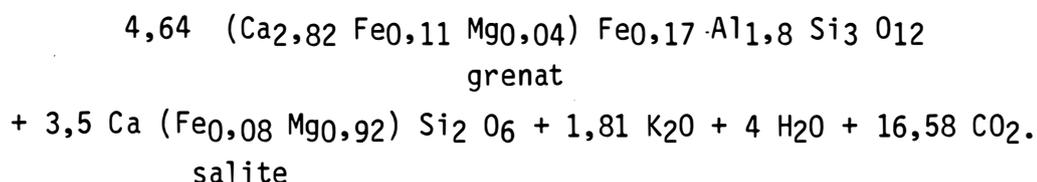
- Nous avons vu dans le chapitre précédent que succédait à la wollastonite une zone où apparaît la clinozoïsite. Ceci correspond dans les barrégiennes à l'apparition de la muscovite.

La réaction de passage est alors la même que celle régissant la formation de la clinozoïsite à partir de muscovite. Nous avons vu que cette réaction nécessite un apport de fer.

Ce fer va pouvoir être produit au cours d'autres réactions, en particulier au cours de la formation de grenat. Celle-ci doit se faire à partir de la biotite contenue dans le sommet des lits pélitiques des barrégiennes. La biotite peut-être en association avec la muscovite, elle est alors riche en fer et la réaction entre muscovite et biotite est la suivante :



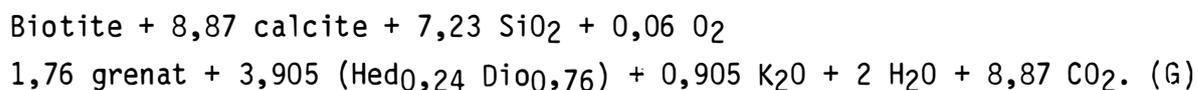
(F)



Le pyroxène formé au cours de cette réaction est riche en diopside. Bien que de telles compositions soient observées elles demeurent exceptionnelles dans les cornéennes.

Une façon d'augmenter la teneur en fer du pyroxène est de jouer sur le rapport muscovite/biotite dans la roche de départ.

Pour bien visualiser le mécanisme nous allons écrire la réaction de formation du grenat et de la salite à partir de la biotite seule, bien que ceci ne corresponde pas à la réalité (la biotite étant nécessairement associée à la muscovite) : on obtient :



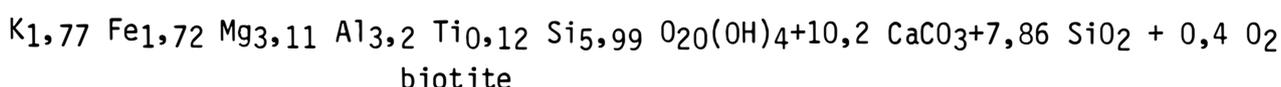
La composition du pyroxène obtenu est proche de la réalité, mais on remarque que la quantité de silice consommée au cours de la réaction, à aluminium constant, est bien supérieure à celle consommée précédemment. Enfin le rapport grenat/pyroxène produit par la réaction est inversé.

Ceci nous amène à considérer que la réaction se produisant effectivement dans les barrégiennes correspond à un moyen terme entre la réaction G et la réaction F où la silice nécessaire à une consommation totale du fer et du magnésium n'étant pas disponible, on observe la production de ces deux constituants, et leur transport vers des zones consommatrices (voir réaction E).

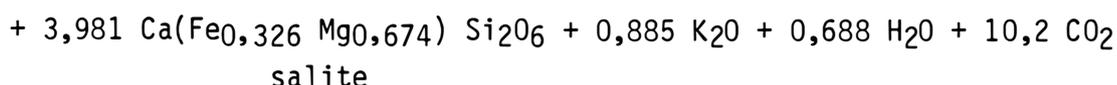
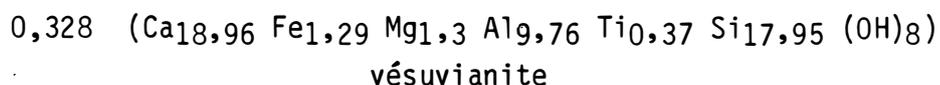
Enfin il nous reste à étudier la formation de la vésuvianite.

Celle ci apparaît au sommet du lit, là où la biotite est prépondérante et plus riche en magnésium :

La réaction est :



(H)



Si la composition du pyroxène correspond bien à celle observée dans ces bancs, on se rend compte que dans la réaction H, la transformation d'une mole de biotite en vésuvianite + salite consomme plus de CaO que la transformation de la biotite dans la réaction G. Ceci correspond également à l'observation, puisque située au sommet du banc pélitique, l'association minérale primaire correspond à

un mélange entre sédiments détritiques et sédiments carbonatés avec prédominance de ces derniers.

Deux autres constituants vont encore intervenir dans la formation de la vésuvianite : ce sont l'eau et le fluor. Ces deux espèces ne sont pas présentes dans le grenat des cornéennes, mais sont contenues dans la vésuvianite.

On peut penser que si localement l'activité de  $H_2O$  augmente on formera de la vésuvianite plutôt que du grenat. Ceci peut également se produire si c'est simplement l'activité du fluor dans la phase fluide qui augmente, entraînant ainsi la formation de vésuvianite.

- Le nombre de constituants intervenant dans la formation de vésuvianite aux dépens du grenat explique la difficulté à établir une loi simple de succession des zones.

Si on considère le potentiel du calcium, la vésuvianite doit toujours se trouver entre la calcite et le grenat. Ceci n'est pas le cas général dans les cornéennes.

On doit alors faire appel aux autres constituants : magnésium, fluor, eau pour expliquer la situation locale de la vésuvianite.

En particulier la phase fluide peut jouer un rôle majeur. On peut considérer en effet que la vésuvianite va se former de manière préférentielle dans les lieux utilisés par le fluide pour circuler à travers la roche, et où les potentiels des autres constituants permettent la formation de cette phase. Ceci serait confirmé par l'observation de la vésuvianite dans des fentes ouvertes, sécantes sur la lithologie, où l'origine hydrothermale de ce minéral est sans ambiguïté.

On peut donc résumer la formation des lits présentant une succession non symétrique de zones, dans les cornéennes calciques comme suit :

La succession des associations minérales observées résulte d'une variation continue de la composition du lit initial, et d'une diffusion du calcium des carbonates vers les zones les plus siliceuses.

La diffusion du calcium se traduit essentiellement par l'apparition de la wollastonite dans des niveaux initialement quartzeux.

Les autres associations minérales sont régies par les potentiels du

calcium de l'alumine, du fer et du magnésium liés à la composition initiale du banc.

Le potentiel de la silice est en partie imposé par le fluide. En effet on ne peut pas expliquer le transport de la silice des zones riches vers les zones consommatrices, autrement qu'en faisant intervenir une phase fluide mobile, véhiculant cette espèce.

Enfin la formation de la vésuvianite est régie par une coïncidence de plusieurs facteurs dont les plus importants semblent être : un fort potentiel de calcium, et une forte activité de H<sub>2</sub>O, ainsi qu'une fugacité de fluor élevée.

### 3.3/ LES PHENOMENES TARDIFS

Nous avons vu lors de l'étude pétrographique des cornéennes, que diverses phases semblaient se former sur les minéraux primaires de ces roches. Les minéraux apparaissant au cours de ces phénomènes sont les mêmes que ceux formés au cours de la formation des cornéennes (grenat et vésuvianite), mais disparaissent lors de l'altération de la roche. Ceci m'amène à considérer ces minéraux comme résultant de phénomènes marquant la fin de la formation des cornéennes calciques.

Parmi ces deux phases la plus fréquemment observée est la vésuvianite. Elle apparaît en remplacement de la clinozoïsite dans les lits monominéraux ainsi que dans les associations minérales. Il a pu être observé le développement de la vésuvianite à partir de fissures (cf chapitre précédent).

Le caractère sécant des fissures à remplissage de vésuvianite sur les lits de clinozoïsite dénote bien la nature tardive du phénomène.

Il nous faut ici invoquer les mêmes variations locales de l'activité de certains constituants que précédemment dans l'explication de la dualité grenat et vésuvianite.

La circulation du fluide à l'intérieur des cornéennes provoque par endroits la transformation de la clinozoïsite en vésuvianite. Ceci nécessite un apport de calcium, de fer, de magnésium et de silice. L'aluminium est disponible sur place. Le fait que la vésuvianite remplisse les veines montre à mon avis que l'aluminium peut être soluble à ce stade. Mais ceci ne semble se faire que sur de très petites distances, à partir des lits de clinozoïsite. Une partie des éléments peut être prise sur place lorsque la vésuvianite se forme sur l'association salite-clinozoïsite. Ceci est effectivement le cas puisqu'on note une diminution de la proportion du pyroxène dans l'association vésuvianite-salite par rapport à

l'association initiale.

Nous avons vu que le grenat peut se substituer à la vésuvianite dans le remplacement de la clinozoïsite. On retrouve là le même problème que précédemment, concernant les causes de la formation du grenat ou de la vésuvianite. On peut reprendre les interprétations faites auparavant en considérant que, suivant les conditions locales, on formera soit du grenat soit de la vésuvianite à partir de la clinozoïsite.

#### 4/ ETUDE DES SYSTEMES DE ZONES OBSERVEES DANS LES CORNEENNES CALCIQUES

Nous allons tout d'abord définir le système.

Les constituants de la fraction détritique à partir de laquelle se forment les zones observées dans la fraction carbonatée des cornéennes calciques sont :

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$

ceux de la calcite :  $\text{CaO}$  et  $\text{CO}_2$ .

Parmi ces 9 constituants  $\text{H}_2\text{O}$  est totalement mobile parce que c'est le constituant principal du fluide baignant la roche.

$\text{CO}_2$  est mobile car, comme l'a montré l'étude géochimique, on observe une décarbonatation lors de la formation des cornéennes calciques. Il ne peut cependant pas être considéré comme entièrement mobile dans les cornéennes calciques, la calcite imposant un potentiel de  $\text{CO}_2$ .

$\text{K}_2\text{O}$  peut être considéré comme un constituant mobile si l'on considère le microcline comme tardif sur la paragenèse. On déduit alors que le potassium a été évacué du système au cours de la formation des cornéennes calciques, puis réintroduit par la suite. Si le microcline est considéré comme une phase primaire, le potassium ne participe qu'à la composition d'une seule phase : le microcline, il peut donc être considéré comme constituant indifférent. Il en est de même pour le titane qui ne se retrouve que dans le sphène.

Il reste six constituants pouvant être déterminants :

$\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeO}$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{CaO}$

L'application de la règle des phases à ce système donne un nombre maximum de phases égal à 6 en se fixant la pression et la température.

Les phases dénombrées dans les cornéennes calciques sont au nombre de six,

il s'agit de :

calcite  
wollastonite  
salite  
grenat  
vésuvianite  
clinozoïste.

Ces phases ne forment pas d'associations homogènes, mais se disposent selon un système de zones décrits auparavant.

La présence de ces zones, l'observation de fronts diffus, et les réactions métasomatiques invoquées, montrent que le mécanisme responsable de la formation de ces structures correspond à des phénomènes de diffusion au sein des cornéennes calciques.

A pression et température fixées, et en considérant qu'en tout point l'équilibre est réalisé : hypothèse de l'équilibre local, nous nous situons dans un espace à six dimensions dont les axes sont les potentiels des différents constituants donnés ci dessus.

Nous allons pouvoir étudier les systèmes de zones observés dans les cornéennes calciques, dans divers plans binaires de potentiels chimiques pris parmi les différentes combinaisons possibles.

Ces diagrammes en potentiels chimiques seront tracés en utilisant la méthode graphique décrite par D.S. Korzhinskii (1957).

Il est possible d'observer ces 5 phases dans un même système de zones. Celui ci correspond à un ancien lit détritique des barrégiennes. La zonation est la suivante :

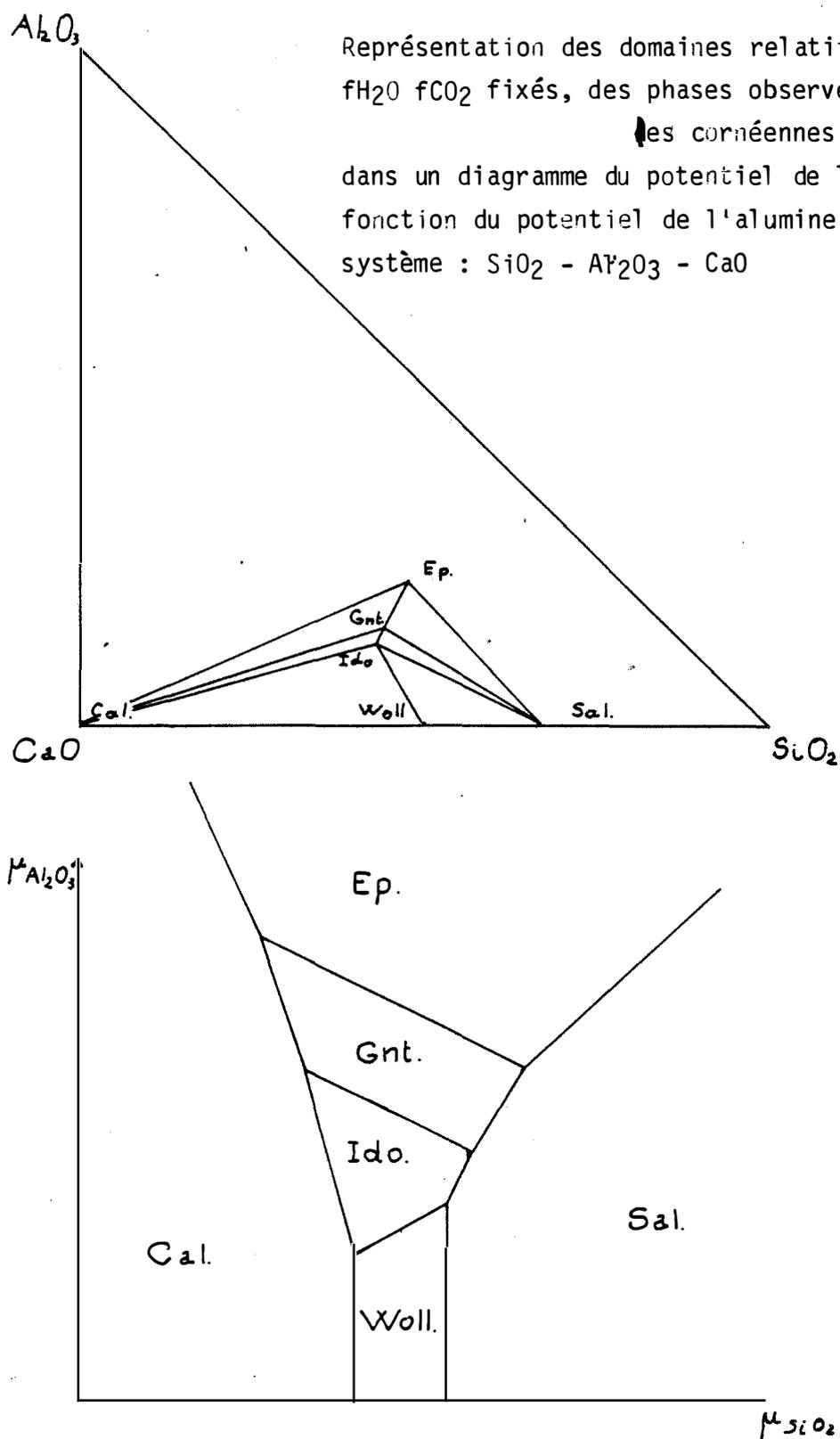
calcite | wollastonite | clinozoïsite | grenat | vésuvianite | calcite

La salite peut être observée dans toutes les zones. Le grenat peut être au contact de la calcite, la vésuvianite séparant alors les deux zones de grenat.

Sur le diagramme potentiel chimique de la silice en fonction du potentiel chimique de l'alumine (fig. 68), il n'est pas possible de mettre en évidence d'évolution continue d'un potentiel chimique expliquant la nature de la zonation. Alors que l'on observe la zone de wollastonite au contact de la zone de clinozoïsite sur l'échantillon, il apparaît sur le diagramme que, pour mettre en

FIGURE 68 :

Représentation des domaines relatifs à P T et  $f_{H_2O}$   $f_{CO_2}$  fixés, des phases observées dans les cornéennes calciques, dans un diagramme du potentiel de la silice en fonction du potentiel de l'alumine dans le système :  $SiO_2 - Al_2O_3 - CaO$



évidence une variation continue du potentiel de l'alumine wollastonite et clinozoïsite devraient être séparées par du grenat et de la vésuvianite.

On ne peut donc faire appel à un phénomène de diffusion simple, celle ci devant se produire de façon identique de part et d'autre du banc de clinozoïsite (le plus riche en alumine) devrait faire apparaître une symétrie, comme cela est le cas dans la fraction carbonatée. Un élément de réponse peut être de se dire que si les bancs pélitiques ne présentent pas de composition homogène, les constituants inertes étant répartis de manière hétérogène, la nature des phases formées par la diffusion va dépendre de la composition locale du banc. Ainsi la zone de wollastonite représente les effets d'une diffusion du calcium des carbonates vers une partie gréseuse du banc, alors que le reste de la zonation présenterait le résultat d'une diffusion du calcium au sein de la partie riche en alumine de ces mêmes bancs mis en évidence dans l'écriture des réactions. L'absence de grenat et de vésuvianite marque le caractère inerte de l'alumine. Ceci fait qu'il existe bien un gradient continu de la chaux entre la calcite et la clinozoïsite, marqué par la présence de la wollastonite et de la salite. Mais celui ci est obtenu par la diffusion de la chaux dans un matériel purement siliceux : les grès situés entre la calcite et les phyllites, comme cela a pu être observé dans un échantillon de barrégienne.

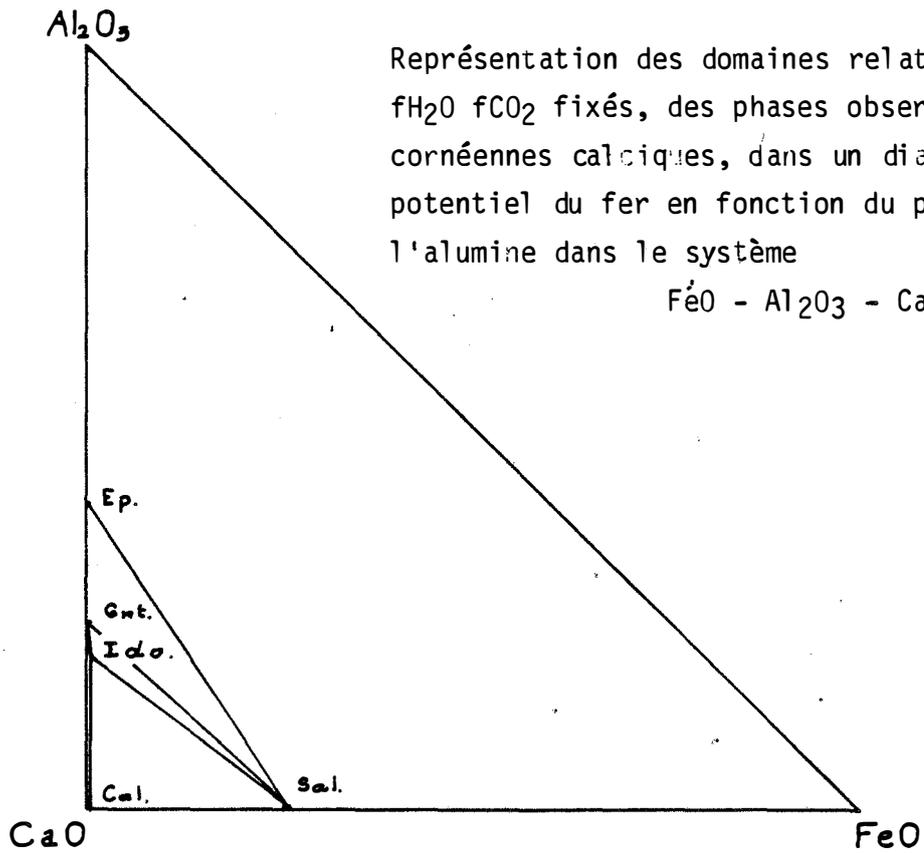
Ce gradient de chaux est marqué dans l'autre partie de la zonation par la zone de grenat et la zone de vésuvianite. La wollastonite est absente à ce niveau parce que le potentiel de l'alumine est trop élevé pour qu'elle soit stable.

Le gradient de potentiel de l'alumine doit être un caractère primaire du banc car l'alumine est inerte. Ceci correspond à l'observation d'un mélange de produits détritiques et de produits carbonatés au sommet des bancs correspondant à l'apport terrigène dans les barrégiennes.

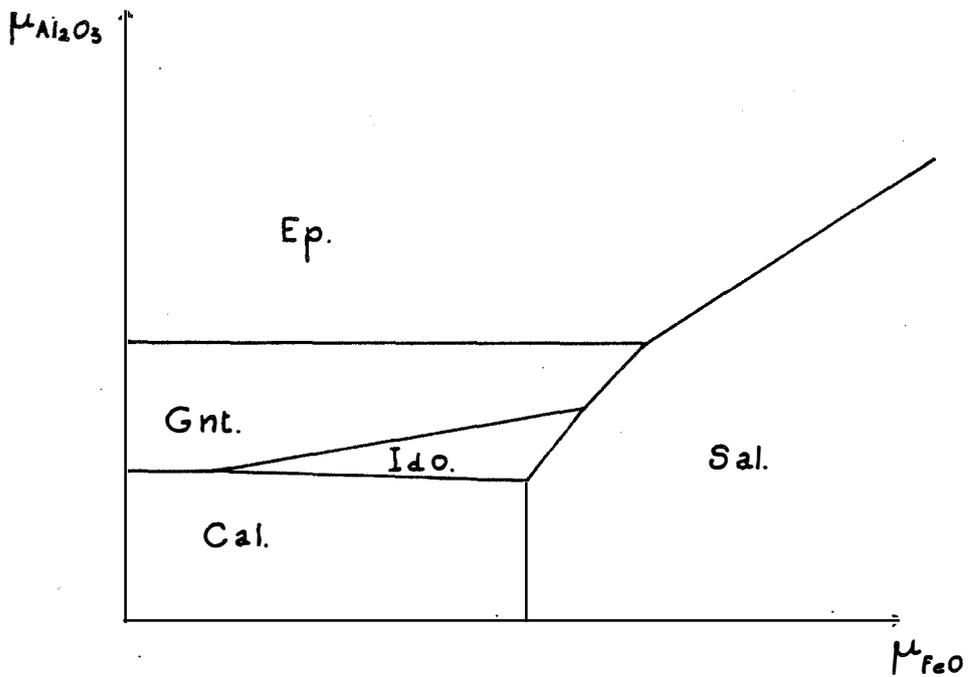
Le diagramme potentiel chimique du fer en fonction du potentiel chimique de l'alumine (fig. 69), montre comment on peut expliquer la présence de grenat entre la zone de vésuvianite et de calcite. Ceci peut correspondre à des variations locales du potentiel du fer. Aux bas potentiels du fer le grenat pourra être au contact de la calcite, mais il ne pourra être associé alors à la salite. C'est ce qui est observé : le grenat situé entre vésuvianite et calcite ne contient pratiquement plus de salite.

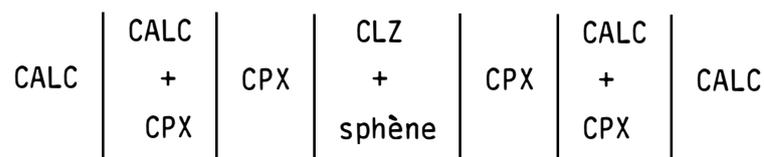
L'autre type de zonation décrit dans les cornéennes calciques correspond à la succession de paragenèses :

FIGURE 69 :



Représentation des domaines relatifs à P T et  $f\text{H}_2\text{O}$   $f\text{CO}_2$  fixés, des phases observées dans les cornéennes calcaïques, dans un diagramme du potentiel du fer en fonction du potentiel de l'alumine dans le système  $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$





Dans cette zonation apparait un plan de symétrie marquée par l'association clinozoïsite + sphène. Celle a été interprétée comme correspondant à la trace des lits de biotites entraînés dans les plans de schistosité.

La présence de titane uniquement dans la sphène marque le caractère inerte du titane dans ce phénomène.

On remarque ici l'absence de grenat et de vésuvianite. Dans le diagramme potentiel chimique de la silice en fonction du potentiel chimique de l'alumine (fig. 70), les zones constituées par ces minéraux marquent un gradient continu du potentiel chimique de l'alumine. Dans le cas qui nous intéresse les conditions de pression et de température sont les mêmes que dans le cas précédent, les deux types de séquences pouvant être observées à proximité l'une de l'autre (quelques centimètres). Le passage de la zone de salite à la zone de clinozoïsite marque donc un gradient de potentiel chimique de l'alumine plus fort que dans le cas précédent. Ceci montre que dans le cas étudié l'alumine est inerte.

La formation de la zonation résulte donc uniquement d'une diffusion de la chaux des carbonates vers les phyllites d'une part, et d'une diffusion de la silice, du fer et du magnésium des phyllites vers les carbonates d'autre part. Ceci concorde avec le mécanisme invoqué lors de l'écriture des réactions métasomatiques.

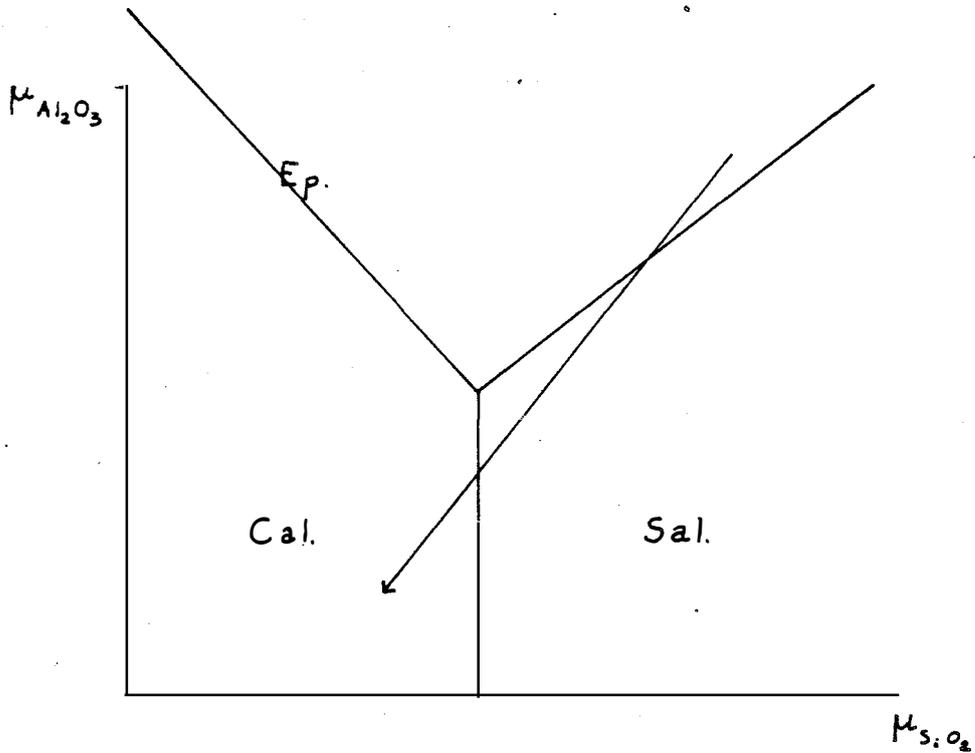
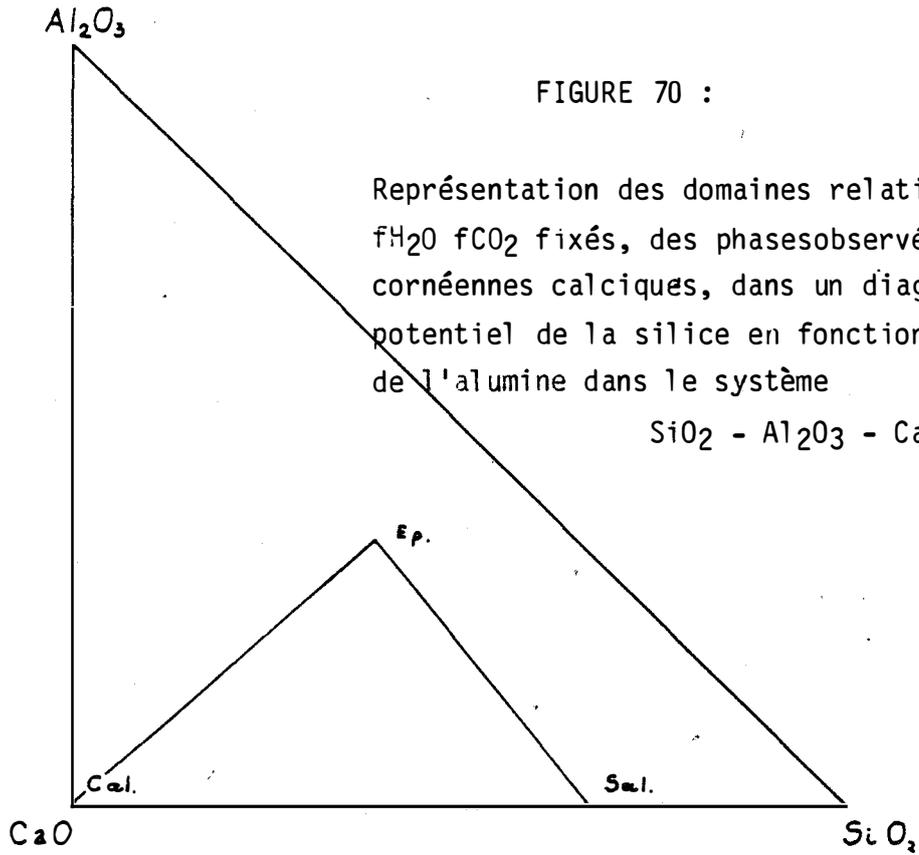
Les successions d'associations minérales résultent toutes du même phénomène : diffusion de la chaux, de la silice, du fer et du magnésium au sein des cornéennes calciques. On peut toutefois différencier deux situations :

- Diffusion autour des plans de schistosité initialement marqués par la biotite. Dans ce cas on peut observer un plan de symétrie. Il n'est pas observé de gradient du potentiel chimique de l'alumine.
- Diffusion dans et autour des anciens lits formés par l'apport terrigène dans les cornéennes calciques. Dans ce cas on n'observe pas de plan de symétrie, cela est lié à une hétérogénéité de la composition du lit. Un gradient du potentiel chimique de l'alumine peut être mis en évidence, il

FIGURE 70 :

Représentation des domaines relatifs à P T et  $f_{H_2O}$   $f_{CO_2}$  fixés, des phases observées dans les cornéennes calciques, dans un diagramme du potentiel de la silice en fonction du potentiel de l'alumine dans le système

$SiO_2 - Al_2O_3 - CaO$



correspond à un mélange entre pélites et carbonates formé au cours des phénomènes sédimentaires.

## 5/ CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE FORMATION DES CORNEENNES CALCIQUES.

Après avoir exposé les mécanismes impliqués dans la formation des silicates calciques, il nous faut, avant que de poursuivre l'interprétation, définir les conditions régnant lors de la formation des cornéennes. Pour ce faire, nous allons assembler pièce par pièce les renseignements fournis par l'observation, et examiner leurs implications d'après les études expérimentales et les résultats des calculs thermodynamiques sur les assemblages minéraux.

Il nous faut avant d'entreprendre ce travail, se fixer certaines limites concernant en fait le cadre dans lequel nous allons nous placer, et la manière dont nous allons "lire" dans les cornéennes, les informations fournies par les phases présentes.

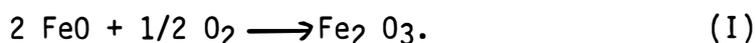
### 5.1/ DEFINITION DU SYSTEME

L'étude de la minéralogie ainsi que de la composition globale des roches fourni comme constituants principaux du système :

$\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$  et  $\text{CO}_2$ .

Certains de ces éléments sont liés entre eux par des relations induisant à partir de la proportion d'un des constituants, la proportion d'un autre.

C'est le cas de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  et  $\text{O}_2$ . En effet la quantité d'oxygène du milieu fixera le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  à P et T fixés, à partir de la réaction :



A partir de là, la connaissance des concentrations de deux des constituants impliqués dans la réaction permet de déterminer celle du troisième à pression et température fixée.

La composition de la phase fluide va être régie par le même type de relation.

On peut en effet penser que les constituants majeurs de cette phase sont  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_4$ ..., la proportion de  $\text{O}_2$  est négligeable dans ce cas.

Les concentrations de ces constituants sont liées par la relation :

$$X_{H_2O} + X_{CO_2} + X_{CH_4} + X_{NH_4} = 1$$

ou  $P_{H_2O} + P_{CO_2} + P_{CH_4} + P_{NH_4} = P_{fluide}$

où  $P_i$  est la pression partielle de l'élément  $i$ , et  $P_{fluide}$  la pression de la phase fluide.

$X_i$  correspond à la fraction molaire du constituant  $i$  dans la phase fluide, et est défini par la relation :

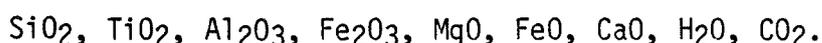
$$X_i = \frac{n_i}{\sum n_j}$$

où  $i$  est le constituant pris en considération et  $n_j$  le nombre de moles de l'élément  $j$  dans la phase fluide.  $n_j$  représente la sommation du nombre de moles de tous les constituants de la phase fluide..

La pression fluide n'est pas fixée, et on ne connaît pas les pressions partielles de  $CH_4$  et  $NH_4$ . On pose alors que  $H_2O$  et  $CO_2$  sont des constituants indépendants.

Dans les cornéennes calciques  $K_2O$  n'est contenu que dans le microcline, minéral considéré comme tardif par rapport à la paragenèse de ces roches.

Le système se réduit donc à :



## 5.2/ LIMITATION DU NOMBRE DE PHASES A L'EQUILIBRE

Nous avons vu dans la partie précédente que les cornéennes calciques sont le siège d'une diffusion intense du calcium, de la silice, du fer et du magnésium. Il en résulte que les phases observées dans l'ensemble de la roche ne sont pas toutes en équilibre les unes avec les autres. En fait chaque association minérale présente à un endroit donné, témoigne des conditions chimiques locales. C'est l'équilibre local défini par D.S. Korzhinskii (1957). Il faut naturellement s'entendre sur la signification de local. Il s'agit de l'espace sur lequel une paragenèse est stable.

Il découle de cette considération que les différentes zones décrites dans les cornéennes ne peuvent être considérées comme étant en équilibre

les unes avec les autres.

C'est en grande partie cette considération qui justifie cette étude et en marque le caractère original. Les conditions de formation des cornéennes calciques avaient en effet déjà fait l'objet d'une étude (P. Soler 1977). Cependant cet auteur n'avait pas émis les réserves faites plus haut. Nous allons donc pouvoir comparer les résultats des deux études et voir si l'hypothèse de l'équilibre local entraîne des variations sur les résultats.

### 5.3/ DETERMINATION DE LA PRESSION

En premier lieu il nous faut fixer une pression, ceci est un travail délicat, nous n'avons pas en effet de critère susceptible de nous permettre de déterminer une pression d'équilibre de manière directe. Nous nous reporterons donc aux travaux de P. Soler qui, considérant le niveau structural de mise en place de la granodiorite de la Fourque, estime avec MM. Fontailles et Autran, les conditions de pression à :

$$P_{\text{solide}} = P_{\text{fluide}} = 2 \text{ kilobars.}$$

Bien que l'on puisse suspecter que dans les conditions de mise en place du pluton la pression fluide soit inférieure à la pression solide. Ceci est déduit de l'observation faite auparavant sur le mouvement du fluide dans les cornéennes calciques. Ce mouvement implique un gradient de pression fluide, et une pression fluide inférieure à la pression solide.

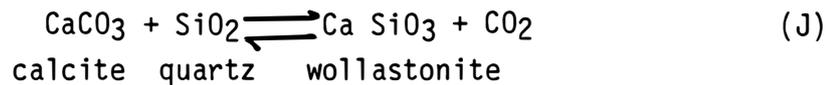
Malgré toutes ces approximations faites, il ne me semble pas que les résultats en découlant soient par trop entachés d'erreur. En effet la pression est susceptible de varier, mais ce dans des proportions relativement modestes, et ces variations n'entraîneront pas de grands changements dans les températures où les fugacités calculées à 2 Kbars.

### 5.4/ ESTIMATIONS DE LA TEMPERATURE ET DE LE PRESSION PARTIELLE DE CO<sub>2</sub>

Le système défini auparavant n'a pas fait l'objet d'études exhaustives. Cependant bon nombre de sous-systèmes ont été étudiés par différents auteurs. (Boettcher, Newton, Holloway, Bird et Helgeson 1981, Walther et Helgeson, 1980).

Le sous-système le plus simple susceptible de fournir quelques indications est le système CaO - SiO<sub>2</sub> - CO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O.

Il s'agit essentiellement de la réaction :



Cette réaction a été étudiée expérimentalement par Marker et Tuttle (1956) et Greenwood (1967). A pression totale fixée, l'équilibre entre les phases n'est fonction que de la température et de la pression partielle de CO<sub>2</sub>.

Dans le processus qui nous intéresse il faut tenir compte de la présence de H<sub>2</sub>O. En effet H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> forment un mélange composant la phase fluide. Ce mélange peut être considéré comme idéal, ou comme non idéal.

Ceci se traduit par deux modes de calcul de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans le fluide :

- **mélange idéal :**

$$P_{\text{CO}_2} = \gamma_{\text{CO}_2} X_{\text{CO}_2} P_{\text{fluide}} \quad (25)$$

où  $P_{\text{CO}_2}$  est la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans le mélange H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>,  $P_{\text{fluide}}$  la pression fluide  $X_{\text{CO}_2}$  la fraction molaire du CO<sub>2</sub> dans le fluide, et  $\gamma_{\text{CO}_2}$  le coefficient de fugacité du CO<sub>2</sub> à la pression et à la température considérée. Il est fourni par les tables de Rizhenko et Volkov (1971).

Le produit  $\gamma_{\text{CO}_2} X_{\text{CO}_2}$  correspond à la fugacité de CO<sub>2</sub> :  $f_{\text{CO}_2}$ .

- **mélange non idéal :**

On considère dans ce cas non plus la fugacité mais l'activité de CO<sub>2</sub> dans le mélange H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>. La relation entre ces deux paramètres est :

$$a_{\text{CO}_2} = \gamma_{\text{CO}_2} X_{\text{CO}_2} \quad (26)$$

où  $a_{\text{CO}_2}$  est l'activité de CO<sub>2</sub> dans le fluide, et  $\gamma_{\text{CO}_2}$  le coefficient d'activité de CO<sub>2</sub> dans le mélange H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> à la pression et la température considérée.

Le calcul de la courbe d'équilibre de la réaction donnée par l'équation :

$$-RT \log a_{\text{CO}_2} = -RT \log P_{\text{CO}_2} X_{\text{CO}_2} = H_1 - t S^\circ + (P - 1) V \quad (27)$$

d'où :

$$T = \frac{H^\circ + (P - 1) V_{\text{SO}_1}}{S^\circ - R \log P_{\text{CO}_2} X_{\text{CO}_2}} \quad (28)$$

a été fait à 1 Kbar et 2 Kbars par Helgeson et al (1978), dans le cas d'une solution idéale et d'une solution non idéale.

Les courbes sont données dans la figure 78. Si à 1 Kbar les résultats expérimentaux s'accordent bien avec le cas d'un mélange H<sub>2</sub>O -CO<sub>2</sub> non idéal, à 2 Kbars par contre les résultats expérimentaux sont superposables à la courbe obtenue en considérant le mélange H<sub>2</sub>O CO<sub>2</sub> comme idéal.

Nous obtenons ainsi un domaine de stabilité des cornéennes, relativement vaste avec comme température inférieure :

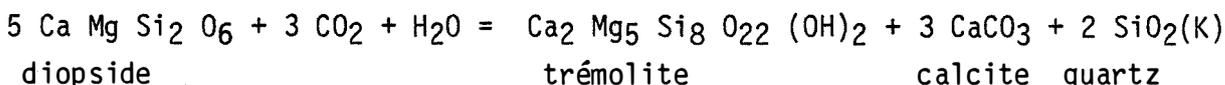
710°C pour  $X_{CO_2} = 1$   
 et 400°C pour  $X_{CO_2} = 0$                       P = 2 Kb

En rajoutant le magnésium au système précédent, on complique le système et les phases susceptibles de se former deviennent beaucoup plus nombreuses :

dolomite, diopside, trémolite, forstérite, enstatite, antophyllite.

De toutes ces phases, une seule est observée dans les cornéennes : le diopside comme pôle du clinopyroxène.

La stabilité du diopside pur en présence d'un fluide est limitée par la réaction :



La courbe d'équilibre  $T = f(X_{CO_2})$  à 2 Kbars de cette réaction a été calculée par Walther et Helgeson (1980).

Quand on porte les 2 courbes d'équilibre dans un même diagramme, il ressort que l'association diopside - wollastonite n'est stable qu'à des températures supérieures à 425°C.

Un tel assemblage est observable dans les cornéennes, on peut donc tirer de ce qui vient d'être dit, que les cornéennes ont été formées à une température minimum de 425°C.

- L'introduction du fer dans le système permet de tenir compte de la composition du pyroxène.

On peut alors recalculer la courbe T - XCO<sub>2</sub> de la réaction I en tenant compte de l'activité du diopside dans le pyroxène :

$$a_{CPX} = X_{CPX} \exp 0,54 (1 - X_{CPX}) \quad (\text{Saxena 1971}) \quad (29)$$

L'équation  $T = f(X_{CO_2})$  devient alors

$$G = -RT \text{ Log } \frac{1}{(a_{dio})^5 \cdot (a_{CO_2})^3 \cdot a_{H_2O}^{fluide}} \quad (30)$$

$$T = \frac{G}{R ( 5 \cdot \text{Log } a_{dio}^{cpx} + 3 \text{ Log } a_{CO_2}^{fluide} + \text{Log } a_{H_2O}^{fluide} )} \quad (31)$$

$$\frac{G}{RT} + 5 \text{ Log } a_{dio}^{cpx} = 3 \text{ Log } a_{CO_2}^{fluide} + \text{Log } a_{H_2O}^{fluide} \quad (32)$$

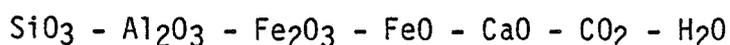
En se fixant T on a une équation à deux inconnues que l'on peut résoudre par approximations successives en utilisant la relation :

$$X_{H_2O} = 1 - X_{CO_2} \quad (33)$$

Les résultats sont donnés dans le tableau.

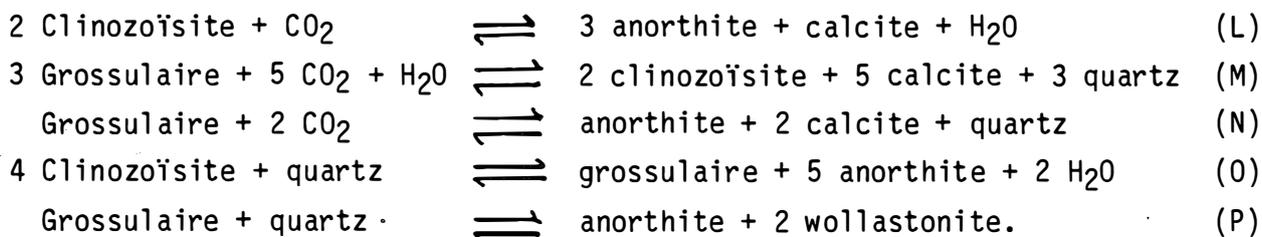
Il ne nous reste plus qu'à ajouter l'aluminium et le fer ferrique pour obtenir le système complet formé par les cornéennes calciques.

Les réactions nouvelles intervenant sont celles du système :



qui a fait l'objet d'une étude à 1 et 5 Kb par Bird et Helgeson (1980-81).

Ces réactions sont les suivantes :



Les courbes T -  $X_{CO_2}$  ont été recalculées à 2 Kbars pour le grossulaire pur et pour un grenat à 85 % de grossulaire (correspondant au grenat des

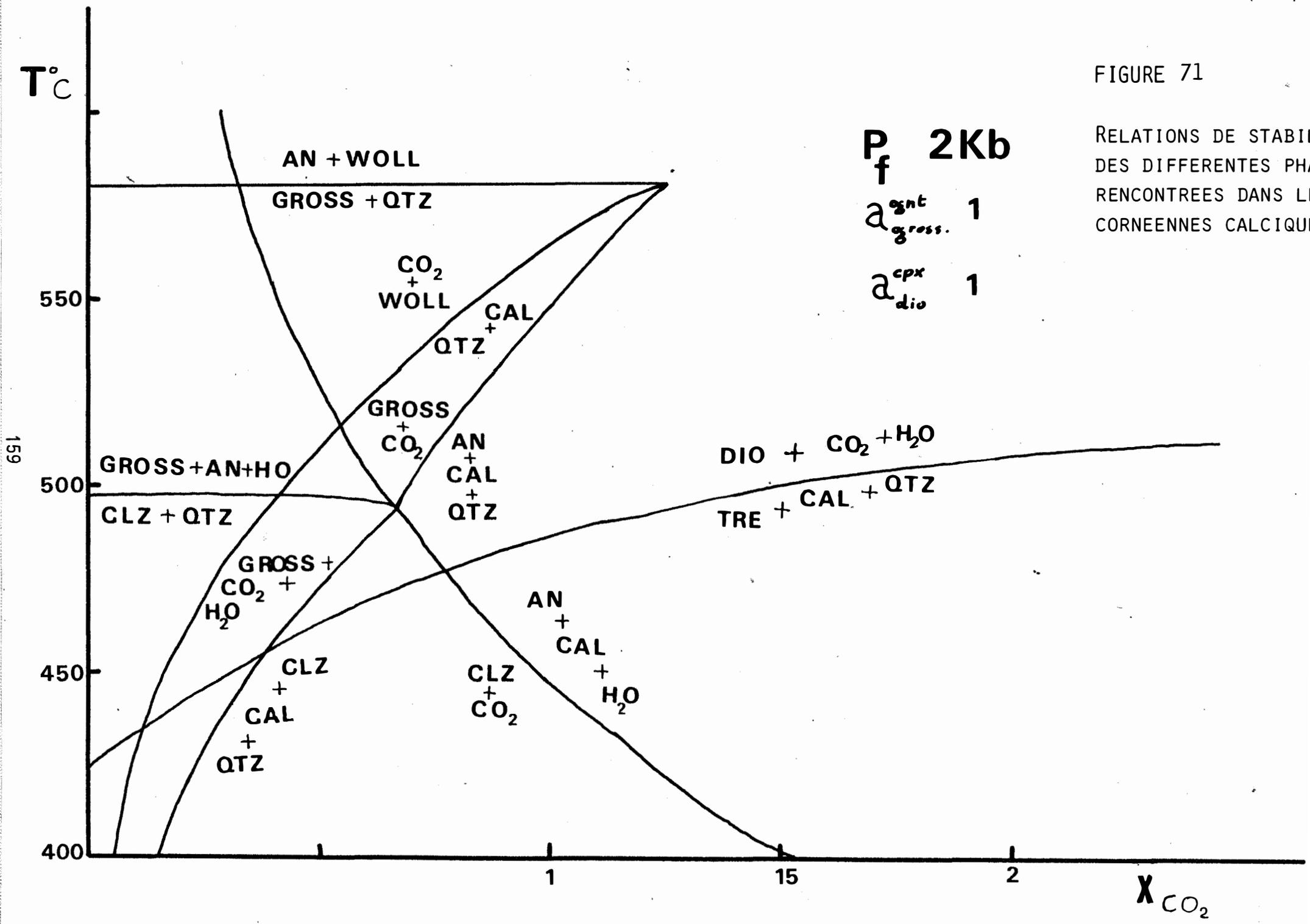


FIGURE 71  
 RELATIONS DE STABILITE  
 DES DIFFERENTES PHASES  
 RENCONTREES DANS LES  
 CORNEENNES CALCIQUES

$P_f$  2Kb  
 $a_{\text{gross.}}^{\text{ant}}$  1  
 $a_{\text{dio}}^{\text{cpx}}$  1

159

T°C

160

550

500

450

400

AN + WOLL

GROSS + QTZ

CO<sub>2</sub>  
+  
WOLL

CAL  
+  
QTZ

GROSS  
+  
CO<sub>2</sub>

AN  
+  
CAL  
+  
QTZ

GROSS + AN + H<sub>2</sub>O

CLZ + QTZ

GROSS +  
CO<sub>2</sub> +  
H<sub>2</sub>O

CLZ  
+  
CAL.  
+  
QTZ

CLZ  
+  
CO<sub>2</sub>

AN  
+  
CAL  
+  
H<sub>2</sub>O

DIO + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O  
TRE + CAL + QTZ

.1

.15

.2

X<sub>CO<sub>2</sub></sub>

FIGURE 72

RELATIONS DE STABILITE ENTRE  
LES DIFFÉRENTES PHASES OBSERVÉES  
DANS LES CORNEENNES CALCIQUES

P<sub>f</sub> = 2 Kb

$a_{gross.}^{gnt} = .85$

$a_{dio.}^{cpx} = .71$

$a_{pi}^{ep} = 0$

$a_{pi}^{ep} = 0.1$

cornéennes calciques). Les calculs ont été faits en considérant le grenat comme une solution solide idéale (ce qui semble justifié par les travaux de Perchuk et Arhanovich (1979) et le mélange H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> comme une solution idéale, H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> n'étant pas des gaz parfaits.

Les résultats pour les diverses réactions sont donnés dans le tableau 6.

Les courbes sont reportées sur deux diagrammes :

T - X<sub>CO2</sub> pour a<sub>gross</sub> = 1 et a<sub>gross</sub> = 0,85.

sur lesquels ont également été portées les courbes de stabilité de wollastonite + CO<sub>2</sub> et diopside + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O (Fig. 71 et 72).

Le domaine de stabilité des cornéennes est fixé par la présence simultanée dans la roche du grenat, de la wollastonite, de la clinozoïsite et de la calcite. Le pyroxène est stable avec chacune de ces phases.

La température minimale est donnée par la limite inférieure de stabilité du diopside en présence d'un mélange H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> : environ 420°C (693 K) pour un fluide composé uniquement de H<sub>2</sub>O.

Vus les phénomènes invoqués dans la formation des cornéennes il est fort peu probable que le fluide ne soit composé que d'eau.

Cependant on ne peut pas considérer que la fugacité de CO<sub>2</sub> est constante dans l'ensemble de la roche. Toutefois, l'équilibre clinozoïsite - salite implique un X<sub>CO2</sub> inférieur à 0,1 (environ 0,08 pour la clinozoïsite et le diopside pur).

L'association diopside grossulaire fixe à 420°C, un X<sub>CO2</sub> inférieur à celui déterminé par l'association clinozoïsite diopside. Par contre aux températures supérieures à 500°C, l'association grossulaire diopside est stable à des X<sub>CO2</sub> supérieurs à ceux limitant la stabilité de l'association clinozoïsite diopside.

Pour mieux fixer les limites du domaine de la stabilité il nous faut déterminer une température maximale. Celle-ci peut être fournie par la présence de clinozoïsite.

Aux fortes températures la réaction de destruction de l'épidote est :

**tableau 6** : valeurs de  $X_{CO_2}$  du fluide en fonction de la température des réactions L M N et valeurs de P en fonction de T des réactions O P  
**conditions de départ :**

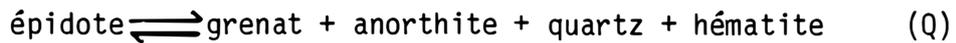
$a_{gross} = 1$       P totale = P fluide = 2 Kb

T (Kelvin)	673	723	773	823	873	REACTION
$X_{CO_2}$	0,155	0,0995	0,064	0,042	0,029	L
$X_{CO_2}$	0,0149	0,0362	0,0787	0,1561	0,2897	M
$X_{CO_2}$	0,0199	0,0385	0,0678	0,111	0,1696	N

P Kbars	1	2	3	4	REACTION
T (Kelvin)	747	772	797	821	O
T (Kelvin)	808	851	894	938	P

$a_{gross} = 0,85$       P totale = P fluide = 2 Kb

T (Kelvin)	673	723	773	823	873	REACTION
$X_{CO_2}$	0,0164	0,04	0,087	0,173	0,323	M
$X_{CO_2}$	0,025	0,048	0,073	0,012	0,184	N
P Kbars	1	2	3	4		
T kelvins	822	867	911	955		P



A 3 Kbars la température de réaction est de 700°C pour un Log  $f_{O_2}$  supérieur à - 12. La réaction est peu sensible aux variations de  $f_{O_2}$  (Holdaway 1972) (fig. 73).

Les travaux expérimentaux (Holdaway 1972) montrent qu'à 2 Kb cette température diminue : environ 650°C pour un épidote à 33% de pistacite.

Le même auteur a étudié la limite de stabilité d'une épidote à 9% de pistacite (composition rencontrée dans les cornéennes). La température maximum de stabilité d'une telle épidote à 2 Kb est alors d'environ 620°C (fig. 74).

Cette température est supérieure à la limite de stabilité de l'association grossulaire + quartz. Cet assemblage à l'équilibre n'a pas été observé de manière évidente dans les cornéennes. Cependant on peut observer la cristallisation de quartz dans de petites cavités géodiques formées dans le grenat. Celui-ci ne présente pas de signes d'altération.

Bien qu'il semble que l'assemblage quartz-grenat soit dû à un phénomène relativement tardif, je pense que nous sommes dans ce cas encore assez proches des conditions de formation des cornéennes.

Cette hypothèse peut être étayée par la présence de pyroxène associé au quartz et au grenat, alors que de fortes variations auraient plutôt amené la présence d'amphibole.

La limite de stabilité de l'équilibre grossulaire - quartz semble être une limite raisonnable pour la formation des cornéennes calciques : soit 594°C à 2 Kb pour un grenat contenant 85% de grossulaire.

Ceci nous donne comme limites du domaine de stabilité des cornéennes calciques :

Min.	Max.
T° 520°C	594°C
X <sub>CO2</sub> 0	0,17

Le maximum de X<sub>CO2</sub> ne peut être atteint que dans l'association contenant le grossulaire, si on raisonne zone par zone on obtient les limites suivantes :

	T°	X <sub>CO2</sub> maxi.
Wo11	520°C	0,06
	594°C	0,16

FIGURE 73 :

Stabilité de l'épidote à 3 Kb. La ligne pointillée verticale correspond à la stabilité de épidote + corindon la ligne horizontale à la stabilité de épidote + quartzz  
 in Holdaway 1972

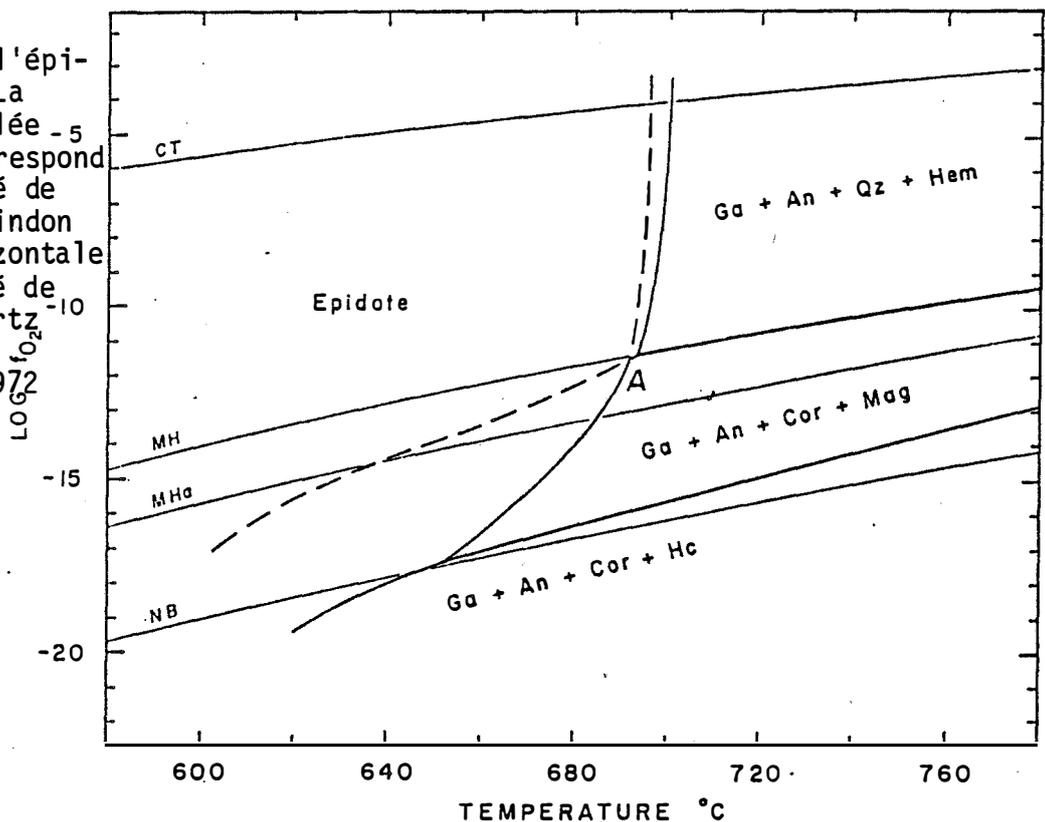
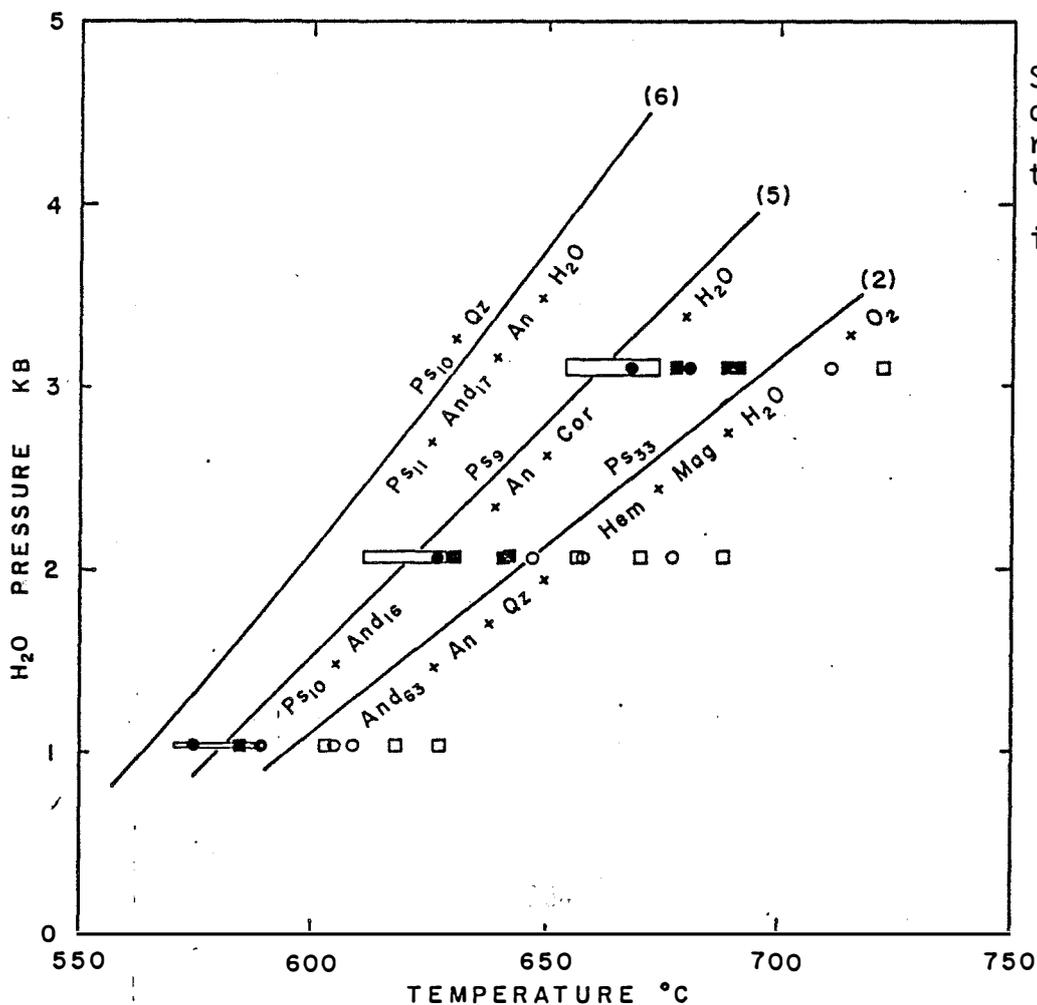


FIGURE 74 :

Stabilité d'épidotes de différentes composition

in Holdaway 1972



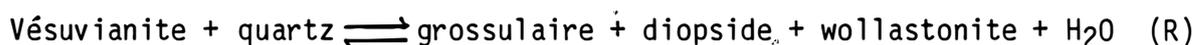
Clz	520°C	0,06
	594°C	0,029
Gnt	520°C	0,09
	594°C	0,17

Ne possédant pas de données thermodynamiques pour la vésuvianite on ne peut calculer son domaine de stabilité.

Cependant les résultats expérimentaux (Ito et Arem 1970, Hochella et al 1982), vont nous permettre de vérifier les deux domaines de stabilité (cornéennes et vésuvianite sont compatibles).

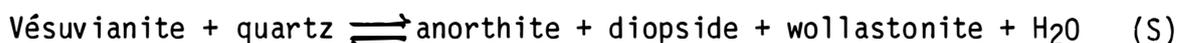
Considérons tout d'abord les limites de stabilité de l'association vésuvianite + quartz.

Deux réactions sont possibles :



qui est la réaction à l'équilibre,

et une réaction hors d'équilibre ayant lieu à plus haute température que la précédente :



à 2 Kbars la réaction P se produit à environ 410°C (Hochella et al 1982) et 570°C (Olesch 1978).

La différence entre les deux dernières valeurs s'expliquerait par une composition de départ différente d'une expérience à l'autre.

Dans les cornéennes on n'observe jamais l'association vésuvianite + quartz. Par contre, il est possible d'observer l'association grossulaire - wollastonite - diopside (ss).

Le domaine de stabilité de l'association grossulaire - wollastonite - diopside déterminé à partir de la réaction R concorde avec les limites fixées pour les cornéennes.

L'étude expérimentale de la stabilité de la vésuvianite ne permet pas de fixer des limites de stabilité en fonction de la pression partielle de CO<sub>2</sub>.

Il nous faut donc nous contenter du domaine défini auparavant. Celui-ci est comparable au domaine obtenu par Soler 1977, bien que les équilibres choisis pour le fixer soient différents.

## 6/ CONCLUSIONS

L'ensemble de l'étude qui a été menée dans ce chapitre a permis de montrer que les cornéennes calciques résultent de la transformation des barrégiennes à partir de processus d'échanges entre les bancs de compositions contrastées. Ces échanges se font selon deux types de processus :

- diffusion (essentiellement du calcium et de la silice, mais aussi du fer et du magnésium) entre les bancs carbonatés et les lits pélitiques.

- transport par le fluide de ces mêmes éléments au sein de la roche. Ceuvement de fluide est une condition sine qua non de la formation des cornéennes. Il facilite la décarbonatation de la roche, et explique la faible fraction molaire de CO<sub>2</sub> contenue dans ce fluide, mise en évidence par l'étude paragénétique. Ceci implique de plus que le système est ouvert pour le CO<sub>2</sub> mais également pour les alcalins (comme l'a mis en évidence l'étude géochimique).

Enfin la paragénèse formée témoigne également de la composition initiale de la zone où elle apparaît. Ceci explique la succession d'associations minérales observées dans les lits pélitiques des cornéennes.

Les conditions de formation des cornéennes déduites à partir de l'étude thermodynamique des paragénèses ont pu être estimées. L'imprécision provient de ce que les phases formées ne sont pas toutes en équilibre, les une avec les autres. De plus on ne peut pas supposer à priori que la fugacité de CO<sub>2</sub> soit identique dans toutes les zones décrites. Ces considérations ont cependant permis d'évaluer les limites du domaine de stabilité des cornéennes aux valeurs suivantes :

T°	:	520°C	à	594°C	
Maxi XCO <sub>2</sub>	:	0,09	à	0,17	dans la zone à grossulaire
		0,06	à	0,029	dans la zone à clinozoïsite
		0,06	à	0,16	dans la zone à wollastonite

## **CHAPITRE IV**

**ETUDE MINERALOGIQUE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE**

**DES SKARNS ET ENDOSKARNS**



## 1/ INTRODUCTION

Dans ce chapitre est étudiée la transformation métasomatique des roches aboutissant à la formation des skarns de percolation présents à Salau.

Il existe trois types de roches dont la transformation aboutit à l'apparition de zones successives à tendance monominérale. Il s'agit des marbres, des cornéennes calciques et des roches magmatiques.

Il est impropre d'utiliser dans chacun de ces trois cas le terme de skarn. Il existe des termes plus spécifiques : skarnoïdes, endoskarns, exoskarns, qui peuvent, et doivent être utilisés. Cependant il n'existe toujours pas de définition claire pour l'ensemble de ces termes. Il me semble donc souhaitable pour une bonne compréhension de cette étude, d'explicitier ces noms, avant d'aborder l'étude proprement dite.

## 2/ DEFINITIONS

### - SKARN

C'est un terme norvégien utilisé par les mineurs pour désigner la gangue silicatée riche en fer et magnésium d'un minerai. Il a été introduit en géologie par Goldschmidt afin de caractériser les minéraux constitutifs de cette gangue stérile formée par apport d'éléments dans des marbres.

Skarn est donc un terme qui inclut une idée génétique : "roche formée par apport d'éléments dans des marbres et aboutissant à l'apparition de silicates calciques" (Fonteilles, 1968), mais c'est un terme qui inclut également une idée de composition, puisque l'on parle de silicates calciques. Calcium et silicium doivent être donc des éléments constitutifs des skarns.

A cela vient s'ajouter un caractère géométrique lié au mode de formation des skarns de percolation. Korzhinskii, (1970) a montré que les skarns de percolation résultent d'une suite de réactions tendant à équilibrer un fluide siliceux pouvant contenir du fer, du magnésium et de l'aluminium... avec une roche carbonatée. Ces réactions sont concentrées à des fronts : zones de faibles épaisseur transversale où se produisent tous les échanges entre fluide et solide. On obtient ainsi une succession de zones ; ces zones ont tendance à être monominérales. On comprend à partir de ces considérations que la meilleure définition d'un skarn de percolation peut être : "roche constituée d'une succession de zones de minéralogie restreinte et essentiellement calco-silicatée, formée à partir de rééquilibrages successifs entre un fluide et un marbre".

De ceci on déduit qu'il sera toujours possible de mettre en évidence l'existence d'une zonation dans un skarn. Cette zonation pourra être formée par

la succession de zones métriques, visibles alors sur l'affleurement, mais également de zones millimétriques autour des minéraux. Il est donc de fixer une l'échelle des phénomènes.

Ceci posé on trouve dans la littérature divers adjectifs tendant à préciser le contexte de formation des skarns, mais auxquels s'attachent des aspects qui ne sont pas toujours clarifiés.

#### - SKARNS MAGNÉSIENS

Ce terme s'emploie dans la littérature essentiellement pour préciser la nature du substrat sur lequel se développent les skarns : marbre dolomitique. Il s'oppose en cela à skarn calcique.

Il existe dans la littérature Est-européenne un complément de sens apporté au terme magnésien. Il s'appuie sur une idée selon laquelle ces skarns seraient liés au stade précoce de la mise en place d'un granite.

Il existe également une série de préfixes qui ajoutés à skarn sont censés en préciser le contexte.

Ceci est le cas de exoskarn et endoskarn, utilisés pour différencier, dans une zone de contact entre une roche magmatique et une roche sédimentaire, un skarn formé sur la roche sédimentaire : exoskarn, d'un skarn formé sur la roche intrusive : endoskarn.

C'est dans ce sens que nous utiliserons endoskarn. Quand cela ne sera pas précisé il s'agira toujours d'exoskarns.

On rencontre également dans la littérature des pays de l'Est de l'Europe les termes episkarns et aposkarns. Je n'utiliserai pas ces termes afin de simplifier la nomenclature.

Afin de différencier le processus majeur régissant la formation des zones constitutives d'un skarn on utilise le terme skarn de diffusion par opposition au skarn de percolation. Dans le premier cas la succession des zones se produit le long d'un gradient continu de potentiel chimique, résultant de la diffusion des constituants de la roche, au sein d'un fluide immobile ou très faiblement mobile, vers une roche contiguë de composition différente. La vitesse de diffusion est supérieure à la vitesse de percolation du fluide dans la roche.

Les skarns de diffusion sont constitués d'associations de zones de faible épaisseur : quelques millimètres séparées par des fronts diffus. Les zones apparaissant au sein des bancs carbonatés des barrégiennes sont des skarns de diffusion.

Le terme skarn de percolation s'applique au cas où les éléments doivent leur mobilité à celle du fluide. On obtient ainsi des zones dont l'épaisseur (distance perpendiculaire aux deux fronts limitants) peut atteindre plusieurs dizaines de mètres.

Enfin on rencontre dans la littérature un terme dont le sens ne paraît pas clairement établi : il s'agit de skarnoïdes.

Employé pour la première fois par Korzhinskii il servait à décrire des roches dont la minéralogie est identique à celle de skarns, mais qui n'en possèdent pas les aspects de zonalité et de réduction du nombre de phases (Vlad, 1974). Ce terme a servi également à décrire des skarns formés sur une roche rubanée (Fontailles et Machairas, 1968).

Actuellement ce terme semble être employé pour définir des roches formées aux dépens de substrats pauvres en calcite (marnes, tuffs calcareux, grauwackes, etc.), dans ce sens voir G. Van Marcke, 1983, Cheilletz, 1984, M. Dubru, 1986.

Devant l'ambiguïté attachée à ce terme, Fontailles et al. (in prep.) conseillent l'abandon de ce terme. Il ne sera pas employé dans la suite du texte.

Nous nous tiendrons aux seuls termes :

Skarn : s'appliquant aussi bien aux roches métasomatiques zonées, formées sur un marbre pur que sur un marbre rubané (cornéenne calcique).

Endoskarn : roche métasomatique calcique, formée sur une roche magmatique et associée au développement des skarns sur l'encaissant.

Ce dernier terme est utilisé car il est à mon avis nécessaire de différencier clairement les deux types de substrats : sédimentaires et magmatiques. En effet, alors qu'il est très facile de déterminer la zonation et de mettre en évidence le caractère métasomatique des skarns, ceci devient plus délicat dans le cas des endoskarns. Enfin, il reste difficile de montrer la contemporanéité entre skarn et endoskarn.

### 3/ LES DIFFERENTS TYPES DE SKARNS A SALAU

Les skarns observés à Salau se forment sur deux types de roches :

- des marbres graphiteux (10 à 15% de la totalité des roches transformées),
- des marbres rubanés ou cornéennes calciques (cf. chapitres précédents).

Le développement exact de ce phénomène en regard de l'ensemble des phénomènes d'altération est délicat à estimer. Il est en effet difficile de reconnaître si la roche, maintenant altérée, était au départ déjà un skarn

ou encore une cornéenne calcique.

### 3.1 LES SKARNS SUR MARBRES GRAPHITEUX

Ce premier type de skarn a fait l'objet d'une étude dans la thèse de P. Soler (1977). Les roches forment soit des amas de pyroxène (hédénbergite) emballés dans le marbre, soit des veines.

Dans ce dernier cas, la zonation établie par Soler est :

Marbre graphiteux	Marbre blanchi	Hédénbergite	Grenat	Granite ou endoskarn
----------------------	-------------------	--------------	--------	-------------------------

Il s'agit du cas le plus fréquent. La zone d'hédénbergite est de loin la mieux développée. Elle jouxte systématiquement le marbre blanchi. Cette dernière zone peut être de faible épaisseur, mais on observe également en mine des secteurs où tout le graphite contenu dans le marbre a disparu (niveaux 1230, R<sub>1</sub> ; 1640).

Il m'a été possible d'observer d'autres types de zonation sur le marbre :

- zonation faisant intervenir la wollastonite. Un échantillon récolté dans les haldes, a permis d'observer le système de zone suivant :

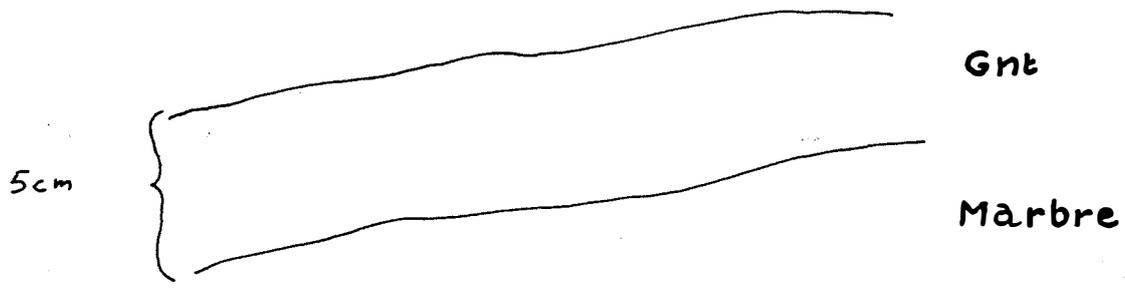
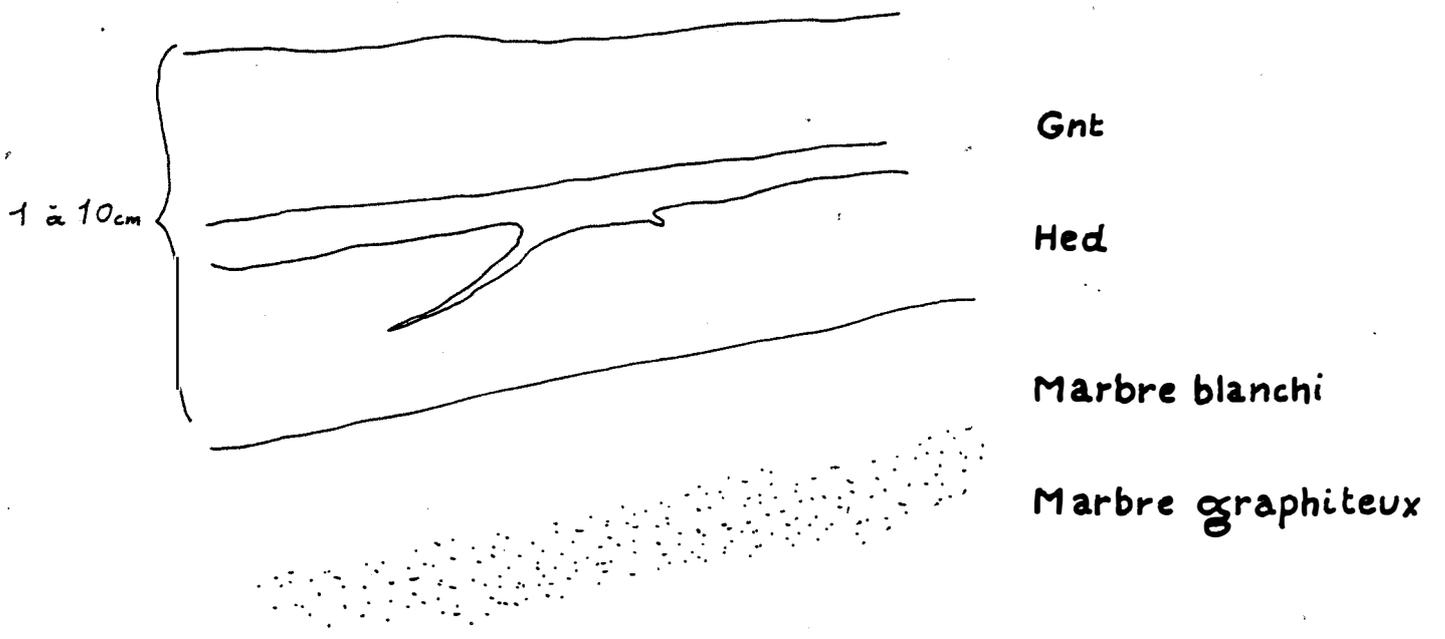
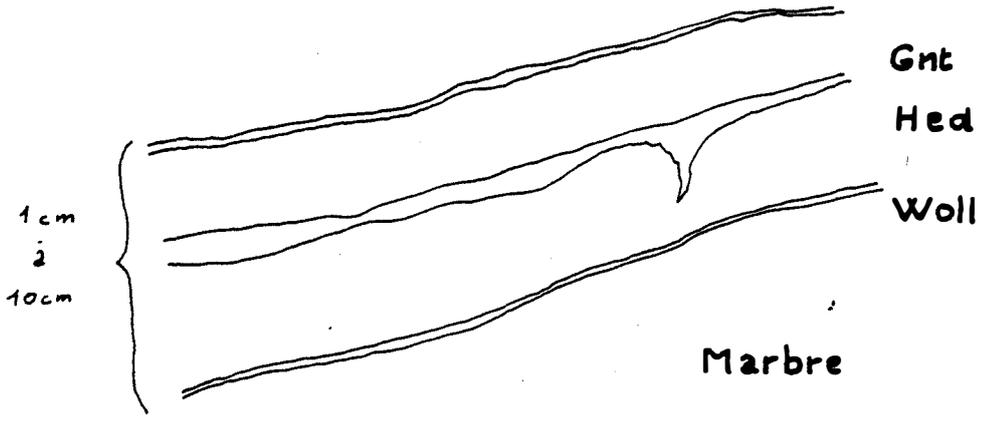
Marbre blanchi	Wollastonite	Hédénbergite	Grenat Veine
-------------------	--------------	--------------	-----------------

Les rapports observés précédemment entre les zones sont conservés. La zone de wollastonite a une épaisseur de quelques millimètres.

Ce type de zone est relativement rare et n'a été reconnu clairement que sur un seul échantillon : ex 10. Toutefois, on peut observer un fin liseré de quartz et calcite entre la zone d'hédénbergite et le marbre blanchi, ceci sur plusieurs échantillons. Cet assemblage peut correspondre au résultat de la réaction de déstabilisation de la wollastonite en présence de gaz carbonique. Un tel phénomène est d'ailleurs observé sur l'échantillon ex 10. On peut donc penser que la wollastonite était assez souvent bien développée à l'origine dans les skarns, mais l'action de l'altération a eu pour effet de faire disparaître ce minéral.

FIGURE 75

LES DIFFERENTS TYPES DE SKARNS FORMES SUR LES MARBRES GRAPHITEUX



- Système de zone réduit.

Le second type de zonation observée est qualifié de réduit car on y observe le grenat directement au contact du marbre. Il n'est pas possible de reconnaître le pyroxène dans cet échantillon.

Cette observation a été faite en mine en un seul point : au niveau 1230 au fond de la recoupe numéro 1. Il s'agit du secteur dénommé Quer de l'aigle situé au Sud-Est du quartier Véronique. Le marbre environnant ne contient pas, ou plus de graphite.

Au même endroit on a pu observer des filons de granodiorite injectés dans le marbre. Ces filons sont transformés en endoskarns. L'épaisseur de ces filons est du même ordre que celle de la zone de grenat décrite : quelques centimètres. Il est possible en fait que le grenat se forme en partie sur l'endoskarn, et pas uniquement sur le marbre.

Nous avons donc deux systèmes de zones différents se développant clairement sur le marbre graphiteux ou non, et un skarn pour lequel la formation directement sur le marbre n'est pas clairement établie (fig. 75).

- Localisation

L'ensemble de ces skarns a été observé en mine. Ils se développent de façon systématique à proximité du granite.

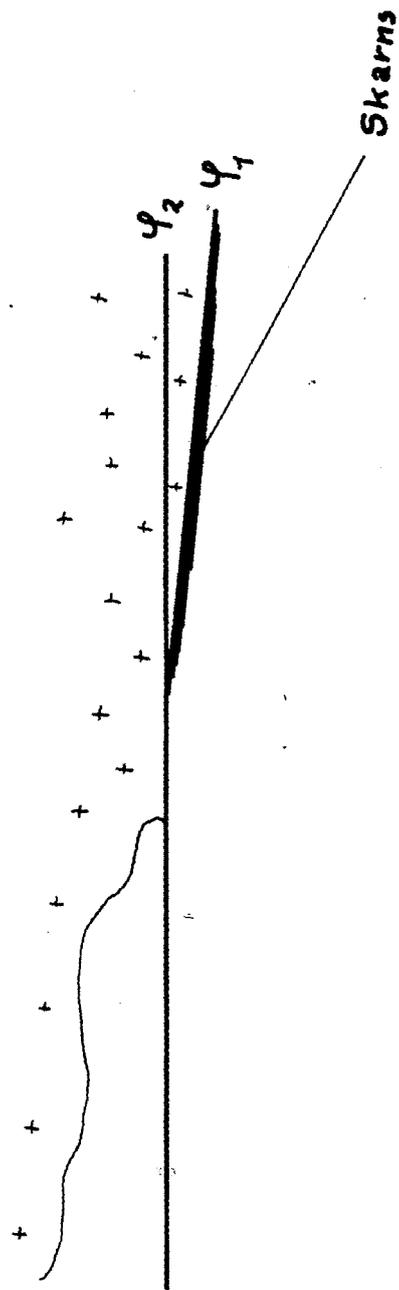
Dans l'ensemble de la formation du bois d'Anglade, ainsi que dans le sommet de Véronique et dans sa partie Est il a été reconnu que des gouttières ou golfes formaient des zones favorables au développement des skarns (Soler, 1977 ; Kaelin, 1982). Dans la partie basse et Ouest de Véronique les skarns sur marbre graphiteux se développent dans le secteur Est, situé au sud d'un plan de faille à pendage nord noté phi 2 par Kaelin (1982). On observe alors une lame de skarn (maintenant altérée) développée au contact de la granodiorite. Cette lame constitue un plan subvertical à pendage Sud orienté Est-Ouest. Il correspond au plan phi 1 de Kaelin (1982) (Fontailles et al., in prep.) (fig. 76).

### 3.2/ SKARNS SUR CORNEENNES CALCIQUES

Ce type de skarn avait déjà été reconnu par Soler (1977) qui ne l'a cependant pas étudié dans le détail.

L'aspect le plus typique présenté par cette roche, et qui permet le plus aisément de le rapporter à un skarn, est constitué par des veines sécantes sur la lithologie initiale des cornéennes calciques. La minéralogie de ces veines est similaire à celle des skarns formés sur le marbre graphiteux : le centre de la veine est constitué par du grenat, alors que la périphérie contient grenat et

FIGURE 76  
SITUATIONS DES SKARNS PAR RAPPORT A PHI 2



pyroxène ou amphibole.

Sur l'affleurement cela se présente comme une fissure, remplie de grenat rouge sombre, autour de laquelle se développe un halo sombre sur un fond clair.

Bien que de prime abord, les relations entre la roche de départ et le skarn semblent compliquées, il est possible d'observer en lame mince une zonation dont la séquence respecte la minéralogie initiale des cornéennes calciques.

Deux systèmes de zones ont ainsi pu être différenciés :

-a/ skarn à pyroxène

Le premier de ces systèmes se développe sur une alternance de lits de clinozoïsite et de lits de clinopyroxènes, communs dans les cornéennes calciques (cf. chapitres précédents).

Suivant la composition du lit la nature des zones formées varie.

Sur la clinozoïsite, se forme directement le grenat, alors que sur le clinopyroxène se forment un autre pyroxène, puis le grenat.

Dans le premier cas le sphène initialement contenu dans les lits de clinozoïsite disparaît.

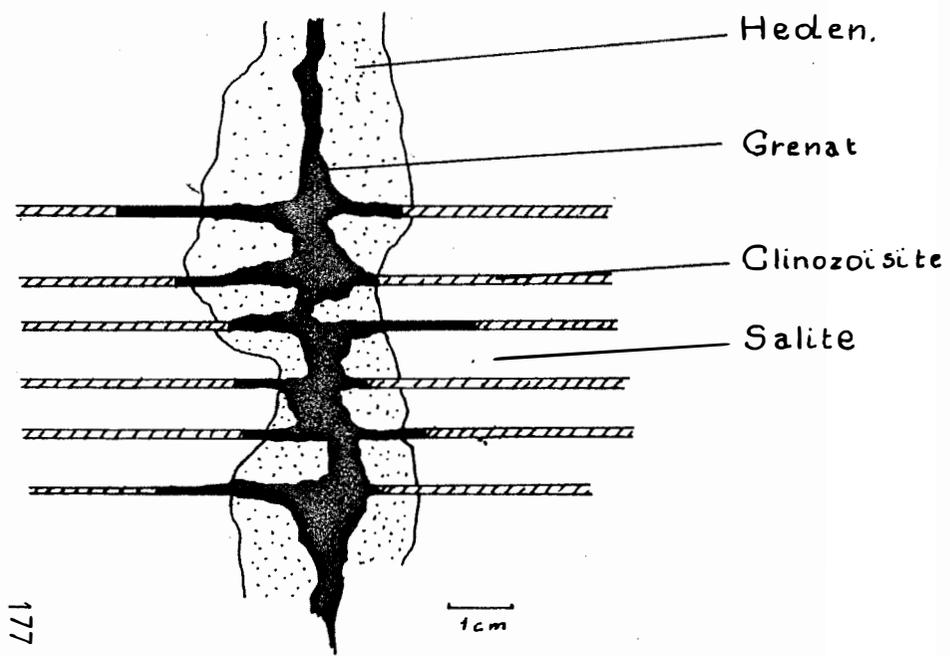
On obtient donc un skarn correspondant au schéma suivant :

Clinozoïsite + sphène | Grenat ) veine

Clinopyroxène | Pyroxène II | Grenat ) veine

Alors que la zone de grenat peut pénétrer loin dans les lits de clinozoïsite elle est toujours très peu développée sur les lits de pyroxène (fig. 77).

La formation d'un skarn a été également observée sur une cornéenne calcique constituée de bancs pluricentimétriques de calcite et de petits lits silicatés dont la puissance ne dépasse que rarement le centimètre, correspondant aux péli-tes contenues dans les barrégiennes. Ces lits sont ici constitués de grenat, vésuvianite et salite. Le développement du skarn sur cette roche se marque par le développement d'une zone de plusieurs centimètres de pyroxène vert sombre (hédenbergite) sur la calcite, à un front net. On retrouve dans la zone de pyroxène les lits silicatés observés dans les cornéennes, mais le grenat, rose pâle dans ces dernières, est ici rouge sombre dans le skarn, et la vésuvianite a disparu.



177

FIGURE 77  
SKARN DEVELOPPE SUR LES  
CORNEENNES CALCIQUES

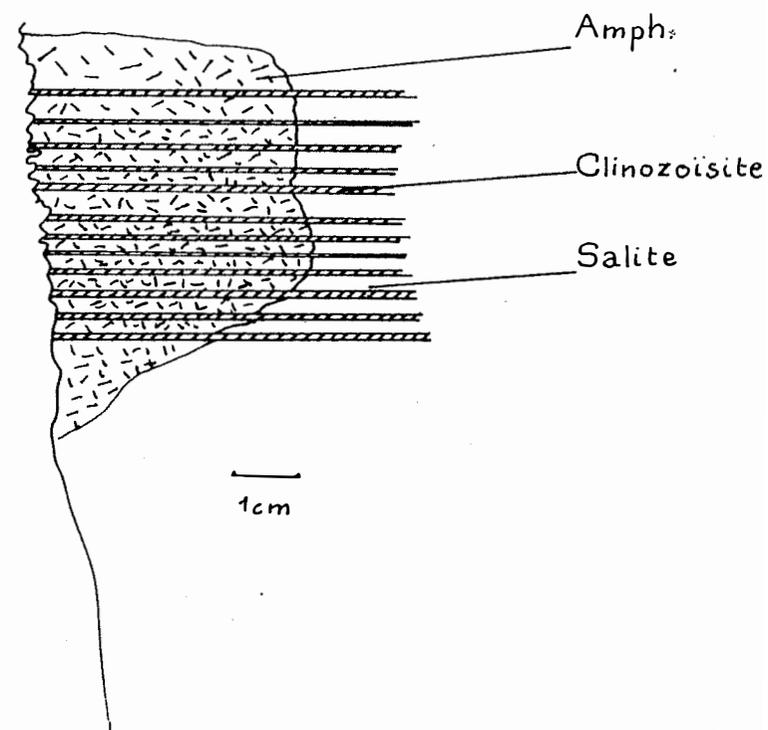
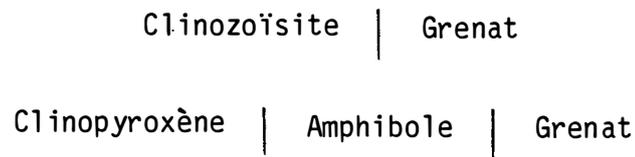


FIGURE 78  
DEVELOPPEMENT DE L'AMPHIBOLE  
SUR LES CORNEENNES CALCIQUES

#### -b/ Skarn à amphibole

Le skarn considéré ici n'est observé qu'exceptionnellement, et est généralement moins bien développé que le skarn décrit précédemment. On retrouve le même type de zonation, mais ici le pyroxène est absent, et c'est de l'amphibole qui se développe sur la salite.

Le système de zones devient donc :



Les veines à partir desquelles se développent les skarns à amphibole sur les cornéennes calciques, sont plus fines que les fissures autour desquelles se forme le skarn à pyroxène.

L'amphibole se développe sous forme d'un chevelu intergranulaire ténu. Ceci étant, il n'est pas possible de mettre en évidence un front net entre le lit de pyroxène et un lit composé essentiellement d'amphibole. Il subsiste toujours du pyroxène avec l'amphibole.

Sur un échantillon (ex 1) il a pu être observé le développement d'amphibole secondaire sur une alternance de lits de clinozoïsite et clinopyroxène, à partir d'une discontinuité structurale de la roche (joint stylolithique ?). Seul le pyroxène est affecté par la transformation, la clinozoïsite ne subit aucune altération.

Le grenat n'a pas été observé dans cet échantillon (fig. 78).

#### -c/ Localisation

Les skarns sur cornéennes sont situés à proximité du contact avec le granite. Dans le quartier Véronique ils sont situés dans le compartiment Nord défini par le plan de faille phi 2. On ne peut donc pas observer les rapports directs avec les skarns formés sur le marbre. Nous verrons cependant au cours de l'étude, que les caractères géochimiques et minéralogiques de ces deux skarns sont très voisins.

#### -d/ Caractère métasomatique

Le caractère métasomatique des skarns formés sur les marbres ne fait aucun doute (Fontailles et Machairas, 1968, Soler, 1977). La formation de zones mono-minérales à partir de veines, sécantes sur la lithologie initiale des roches, ainsi que la nature des minéraux formés (silicates ferro-alumineux), implique

l'apport d'éléments par un fluide réagissant avec la calcite du marbre.

Les skarns formés sur les cornéennes calciques présentent également dans le détail une zonation à tendance monominérale. Les minéraux constitutifs de ces zones sont similaires à ceux des skarns formés sur les marbres. De plus l'aspect sécant de ces skarns sur la lithologie originelle des cornéennes implique une circulation de fluides développant les zones observées autour des fissures.

L'étude géochimique menée plus loin permettra de mettre en évidence les différents apports, nécessaires à la formation de ces skarns. Mais avant cela étudions tout d'abord la composition minéralogique des skarns.

#### 4/ MINERALOGIE DES SKARNS

##### 4.1/ LA WOLLASTONITE

Située entre le marbre blanchi et le pyroxène, la puissance de la zone de wollastonite est toujours inférieure à 0,5 cm. Généralement retromorphosée en quartz et calcite, quand elle subsiste, la wollastonite forme de très fines baguettes maclées de quelques microns de long.

Sa composition est celle du pôle pur :  $\text{CaSiO}_3$ .

##### 4.2/ LE PYROXENE

L'habitus du pyroxène formé dans les skarns dépend du substrat.

- Sur les marbres, il forme de grands cristaux allongés selon c. Dans les masses de pyroxène, on observe des amas fibroradiés que l'on peut rapprocher des structures en peigne décrites par M. Fontailles (1962).

- Sur les cornéennes, le pyroxène se développe sur la salite primaire. Le pyroxène néoformé respecte la forme et la taille initiale des grains. On note cependant une augmentation de l'indice et de la biréfringence des grains de pyroxène au cours de la transformation.

- Composition chimique.

Les pyroxènes formés dans les skarns appartiennent tous à la série diopside - hédénbergite - johannsénite. La teneur en johannsénite est toujours faible : 10% maximum, généralement inférieure à 5%.

Dans les skarns formés sur les cornéennes calciques, il est possible de trouver toutes les compositions intermédiaires entre un pôle salitique, correspondant à la composition du pyroxène des cornéennes, et un pôle hédénbergitique presque pur. (fig. 79).

Sur les marbres par contre le pyroxène formé est une hédénbergite presque

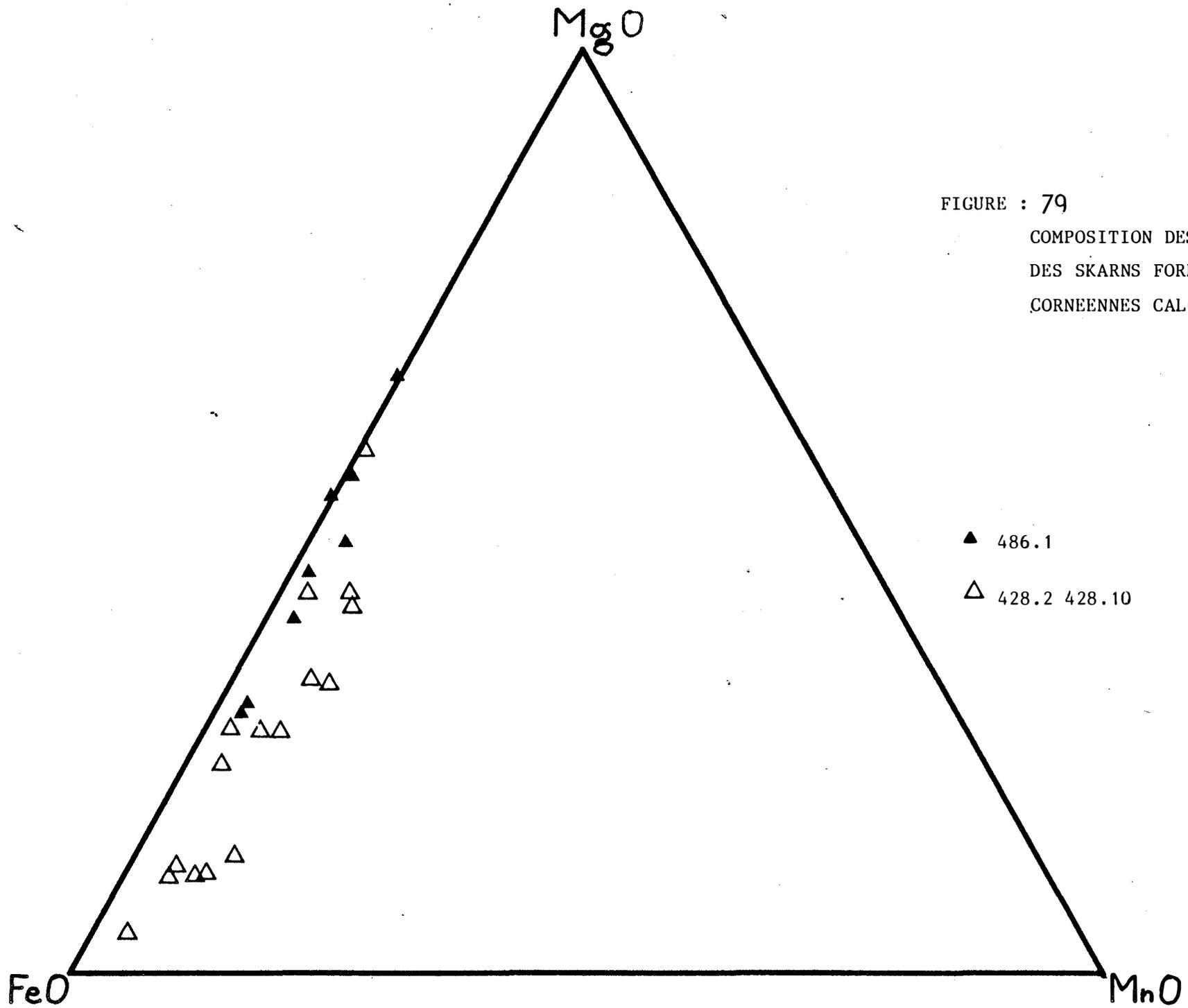


FIGURE : 79

COMPOSITION DES PYROXENES  
DES SKARNS FORMES SUR LES  
CORNEENNES CALCIQUES

▲ 486.1

△ 428.2 428.10

pure (fig. 80), et ce quel que soit le système de zone observé dans le skarn (présence ou non de wollastonite dans la zonation).

C'est là l'un des traits majeurs différenciant les skarns formés sur les marbres des skarns formés sur les cornéennes calciques.

Dans tous les cas, le pyroxène contient très peu d'aluminium, et il n'a pas été possible de mettre en évidence la présence de fer ferrique en calculant un éventuel déficit de charge.

#### 4.3/ LE GRENAT

Apparaissant généralement au coeur du système de zone, le grenat des skarns est macroscopiquement rouge sombre. On l'observe la plupart du temps au coeur des veines de skarn traversant la roche. Le grenat peut aussi se développer au niveau du contact marbre - granite, le soulignant ainsi (niveau 1458). Cependant, ce type d'observation reste assez rare.

En lame mince ce grenat est peu coloré, mais a la particularité de présenter dans certains cas une anisotropie marquée. On peut alors distinguer dans le grenat des zones d'anisotropie variables. Ces zones peuvent être soit concentriques, soit former des secteurs plus ou moins réguliers comme dans le grenat, du type des secteurs décrits par Lacroix dans le faciès pyrénéite (Lacroix, 1892).

Plusieurs auteurs ont tenté de déterminer les causes de cette biréfringence sans qu'il ait été possible d'arriver à une conclusion argumentée sans équivoque (Verkaeren 1971). En voici les principales.

Les grenats anisotropes appartiennent généralement à la série grossulaire andradite, pouvant contenir plus ou moins d'almandin, (Deer - Howie - Zussman, 1982). Certains auteurs ont supposé que la biréfringence de ces grenats serait liée à la substitution des terres yttriques au calcium. Ceci nécessite de fortes teneurs en terres rares lourdes, qui ne correspondent pas aux teneurs mesurées sur les grenats à Salau.

Verkaeren (1971) a montré que les grenats biréfringents étaient plus riches en grossulaire que les grenats isotropes associés, plus riches en andradite.

Fraga et al. (1982) estiment que la relation d'ordre à courte distance entre calcium et aluminium serait à l'origine de la biréfringence des grenats. Cette relation, augmentant l'ordre de répartition des cations dans la structure du minéral, en diminue la symétrie. On passe donc d'une symétrie cubique d'où isotropisme, à une symétrie inférieure d'où anisotropisme.

Les analyses effectuées sur les différents types de grenats à Salau ont montré que le grenat anisotrope est plus riche en andradite et en almandin que

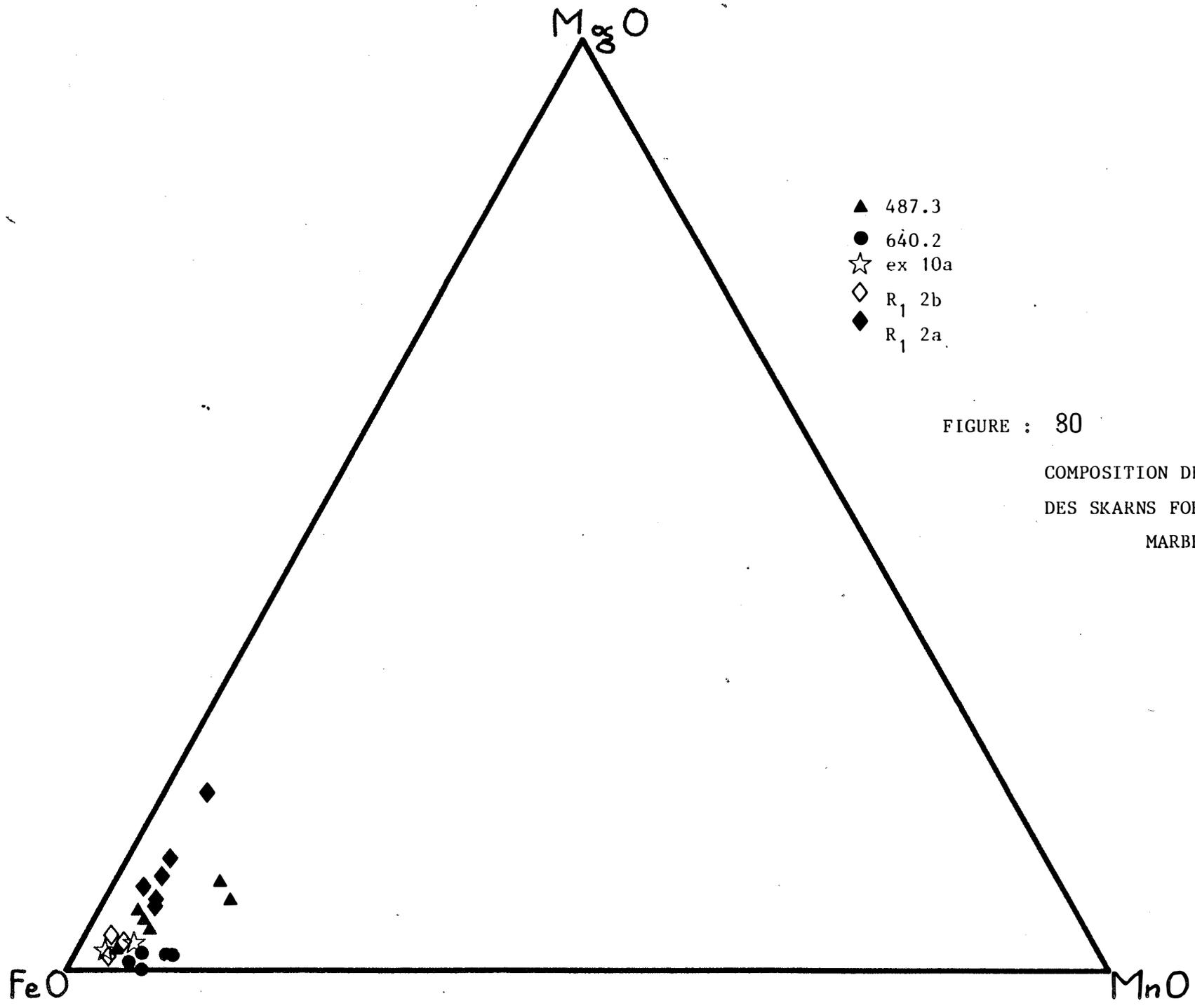


FIGURE : 80

COMPOSITION DES PYROXENES  
DES SKARNS FORMES SUR LE  
MARBRE

le grenat des cornéennes calciques, isotrope.

Nous verrons plus loin qu'il est possible de mettre en évidence une évolution de la composition des grenats hydrothermaux.

Dans le but de mettre en évidence des variations de la structure cristalline une étude de diffraction X a été faite sur Dosophatex, appareillage mis au point à l'École des Mines de St Etienne par M. Fillit. Cet appareil permet de faire de la diffraction des rayons X sur des échantillons texturés et sur une surface de l'ordre du  $\text{cm}^2$ . J'ai pu délimiter sur une lame polie deux zones d'un même minéral, l'une isotrope, l'autre pas.

Les résultats obtenus ont confirmé ceux fournis par l'analyse à la microsonde concernant les variations de composition. Il n'a par contre, pas été possible de mettre en évidence une variation de la structure du minéral : décalage de raie, apparition de raie nouvelle, ou variation relative de l'intensité des différents pics. L'étude se poursuit.

A la vue des résultats obtenus l'anisotropie du grenat ne peut être reliée à un simple problème de composition chimique, bien que ceci semble jouer un rôle. Les conditions de formation du grenat sont certainement en grande partie responsables du caractère optique de celui ci.

Le fait que les grenats des skarns de Salau présentent souvent une anisotropie peut provenir de la conjonction de ces deux faits, en relation avec les observations suivantes :

- unité de composition : grenats généralement calciques,
- unité de processus de formation : phénomène hydrothermal.

Il semble que l'idée qui cherche à expliquer l'anisotropie du grenat à partir de relations d'ordre désordre entre calcium et aluminium au sein de la structure du grenat, (Fraga et al. ; 1982) soit le modèle proposé le plus cohérent à mon avis, avec le schéma esquissé plus haut. En effet, ce modèle fait à la fois appel à une notion de composition du grenat, et également à un phénomène de croissance induisant les relations entre cations.

Il reste cependant à démontrer tout ceci de manière irréfutable, et si possible de manière à quantifier les conditions de formation de tels grenats comme Hariya et Kimura (1978) ont tenté de le faire.

Je pense en effet que cet aspect du grenat souvent observé dans les skarns dépasse le seul aspect insolite du phénomène. L'anisotropie traduit une modification de la structure du grenat. Cette modification de structure implique des variations dans le modèle de solution solide employé, surtout si l'on peut mettre en évidence des relations d'ordre à courte distance entre les cations. Ceci est d'une importance non négligeable si l'on tient à modéliser la formation

des skarns. Il faut en effet connaître la nature de la solution solide du grenat pour déterminer son énergie de formation, si le grenat est biréfringent c'est bien que sa structure est modifiée par rapport au grenat cubique et que son ordre de symétrie diminue, d'où des implications sur le modèle de solution solide à choisir.

- Composition chimique

Le grenat formé dans les skarns appartient à la solution solide grossulaire - andradite - spessartine - almandin. En gros sa composition est proche du pôle grossulaire et peut être définie par le domaine :

Gro 79	Andra	11,5	Spess 5	Alm 5,3
Gro 82	Andra	13,5	Spess 1,3	Alm 3,3
Gro 77	Andra	17,5	Spess 1,7	Alm 4

Ce grenat est légèrement plus riche en andradite et nettement plus riche en spessartine et almandin que le grenat des cornéennes calciques.

Dans le détail on peut noter des différences de composition suivant la roche sur laquelle se forme le grenat (fig. 87).

- Quand il est directement au contact de la calcite le grenat est plus riche en grossulaire (ech. R<sub>1</sub>. 1a).
- Quand il se forme sur le pyroxène le grenat est plus riche en spessartine et almandin (ech. 486. 12b, 475. 1c, ex 10a, R<sub>1</sub> 2a).
- Quand il se forme sur la clinozoïsite le grenat est plus riche en andradite (ech. 486. 1d).

On peut voir là l'empreinte de la roche sur la composition du produit résultant de l'interaction fluide-roche.

On peut également trouver les effets d'une transformation du grenat primaire des cornéennes calciques. On observe en effet sur la figure 86, des compositions intermédiaires entre celles correspondant aux grenats contenus dans les cornéennes et celles correspondant aux grenats des skarns. Une partie de ces grenats proviennent de la lame 486.1a : (cornéenne proche d'un skarn), et de la lame 486.1d le skarn en question. Cela va bien dans le sens d'une modification du grenat contenu dans la cornéenne, par le fluide formant le skarn.

Le même type de phénomène est présenté par l'échantillon 487.3b.

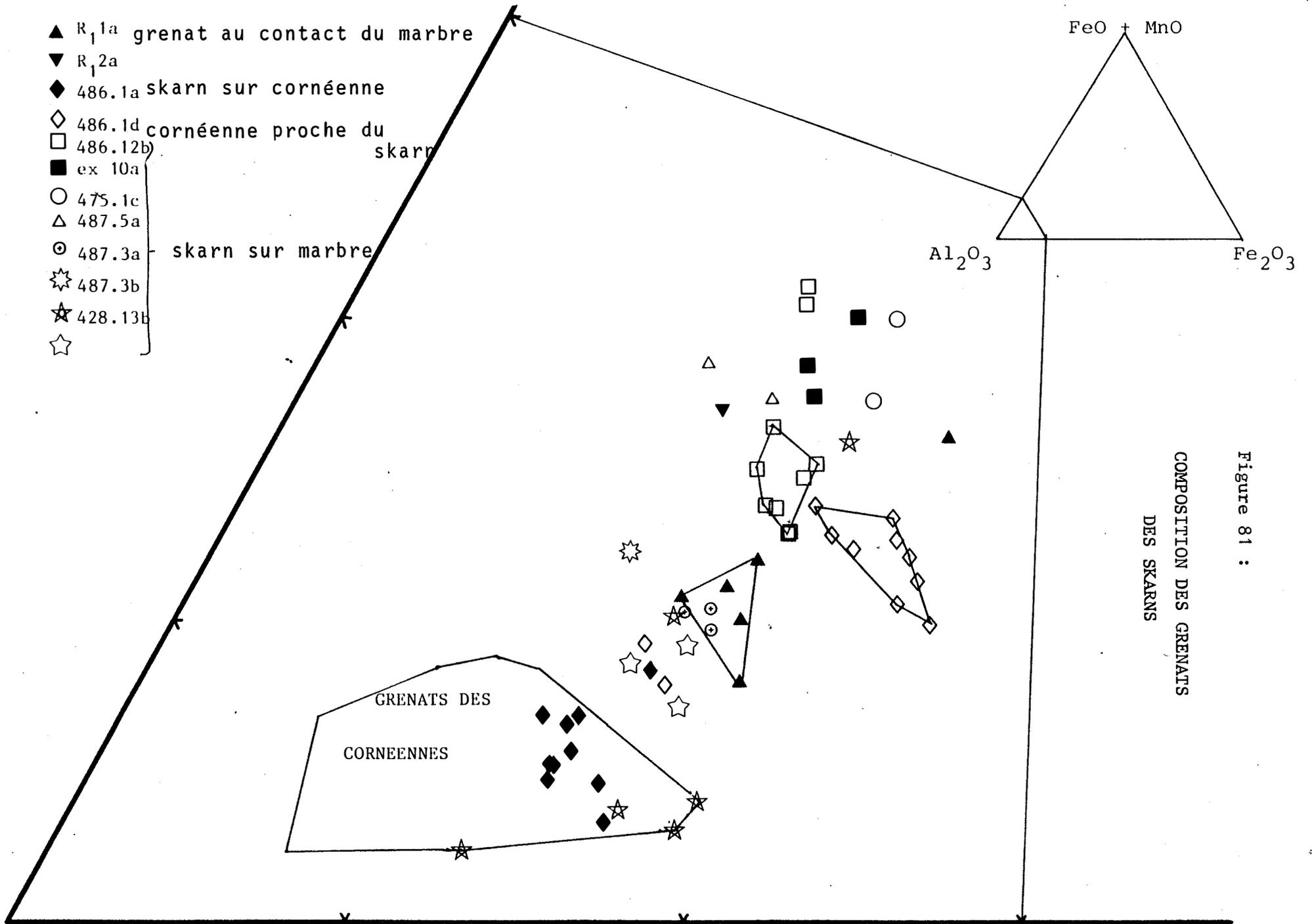


Figure 81 :

- L'augmentation de la teneur en almandin et spessartine se fait en faveur du fer, le rapport Fe/Mn des grenats de skarn est en effet supérieur à 1. Il varie de 1,5 à 3,39 pour 486.1d.

Par contre, des grenats de l'échantillon 486.12b présentent un rapport Fe/Mn voisin de 1 et en fait fréquemment inférieur à 1.

Une telle tendance n'est pas retrouvée dans les autres échantillons. Il apparaît donc que le rapport Fe/Mn du grenat est contrôlé localement.

- Contrairement aux grenats des cornéennes, les grenats de skarn sont exempts de magnésium. Le constituant pyrope n'apparaît donc pas.

- Un des traits caractéristiques des grenats de skarn concerne leur teneur en fluor. On note en effet des teneurs allant jusqu'à 0,9% de fluor dans les grenats de l'échantillon 487.12.

De telles teneurs ont déjà été reconnues sans qu'il ait été possible de localiser la position du fluor dans la structure du grenat. (Valley et al., 1983, Kwak et al., 1981).

Une hypothèse envisageable est de penser que le fluor occupe le site tétraédrique de la silice, comme cela est le cas du groupement OH dans l'hydrogrossulaire. On pourrait ainsi avoir une solution solide hydrogrossulaire - fluorogrossulaire.

J'ai tenté de caractériser la présence de groupements OH dans le grenat par spectrométrie infra-rouge. Les résultats ont été négatifs, aucune bande d'absorption correspondant à celle de la liaison O-H n'a pu être détectée.

Une tentative de détermination de la position du fluor au sein de la structure du grenat, par Résonance Magnétique Nucléaire a également été tentée par M. Dereppe (Louvain la Neuve) sans succès jusqu'à présent.

Au vu des analyses il est impossible de noter un déficit de silice ou de quelque autre élément, cela est en partie dû aux trop faibles teneurs en fluor.

La question reste en suspens.

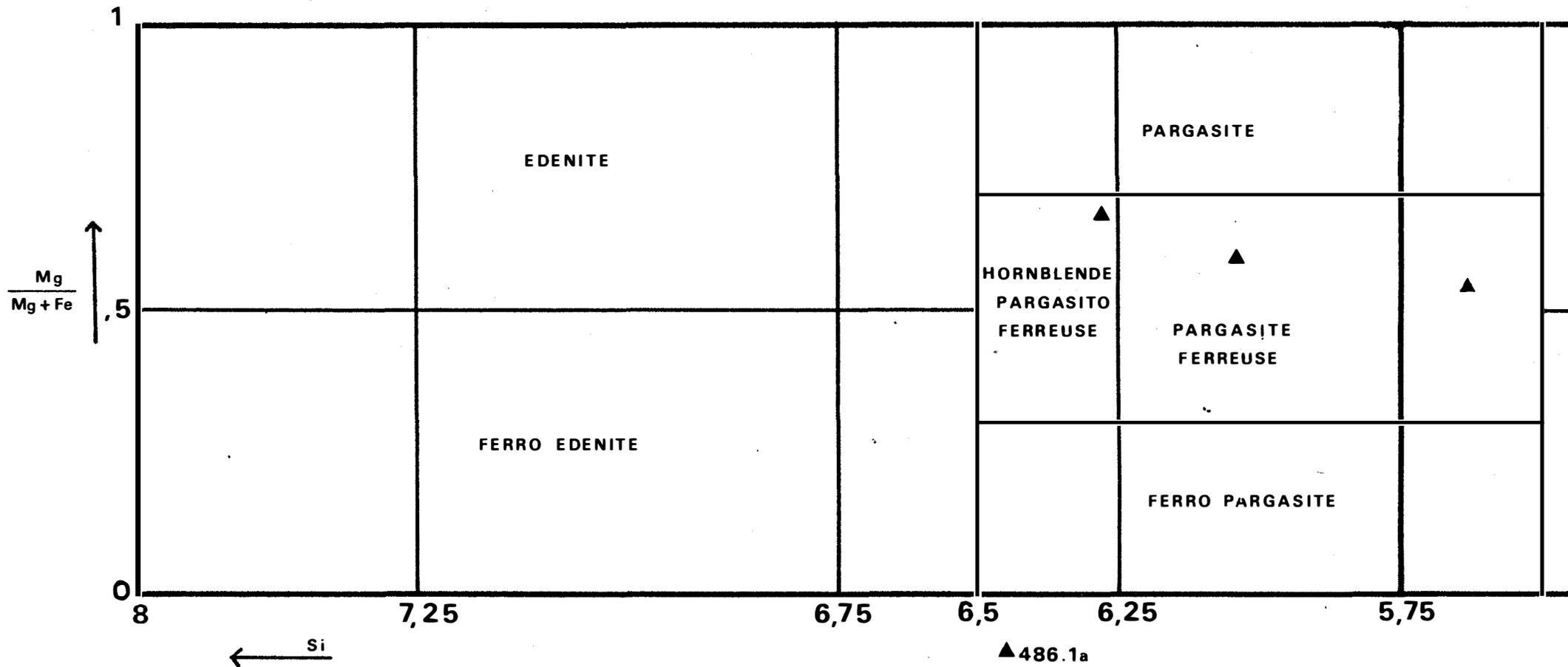
- Le rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  varie de 0,23 à 0,4. Il a tendance à augmenter par rapport à celui du grenat des cornéennes calciques.

On a en fait, une nette augmentation de la teneur en fer et manganèse au détriment du calcium et de l'aluminium par rapport au grenat des cornéennes calciques.

Dans les skarns formés sur le marbre, le grenat semble marquer une augmentation de la teneur en fer trivalent et en aluminium de la roche.

FIGURE 82  
 COMPOSITIONS DES AMPHIBOLES DANS LA LAME 486.1A

(Ca+Na) >> 1,34    Na < ,67    (Na+K) >> ,5    Ti < ,5



187

#### 4.4/ L'AMPHIBOLE

Il n'est pas toujours évident de mettre en évidence, des relations de zonalité faisant intervenir l'amphibole. Elle apparaît généralement après la formation des skarns et se forme alors sur le pyroxène, que celui-ci soit de la salite (éch ex 1) ou de l'hédenbergite (486.12b).

Le seul échantillon où l'amphibole peut apparaître associée à un skarn l'échantillon 486.18, où l'amphibole forme la zone externe développée autour d'une fissure contenant du grenat.

Les cristaux que forme l'amphibole sont aciculaires et de petite taille. Faiblement colorés en lame mince ils sont vert bouteille macroscopiquement. Ceci les différencie bien de la salite, mais ne permet pas de distinguer amphibole et hédenbergite à l'oeil nu.

Dans un cas tout à fait particulier (éch. 486.1a), on trouve une pargasite ferreuse (fig. 82). Il s'agit d'une veine d'amphibole observée au voisinage d'une veine de skarn se développant sur une cornéenne calcique. Il est possible de reconnaître la clinozoïsite au centre de la veine.

Cette amphibole est riche en titane, et également en fluor : les teneurs sont voisines de 0,8%. Elle ne contient pas de chlore. Il n'a pas été possible de distinguer les relations entre cette veine et le skarn adjacent.

Les formules structurales obtenues à partir de trois analyses sont données dans le tableau 7 :

Si	AlIV	AlVI	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti
6,04	1,96	0,73	1,69	2,47	0,03	2,08	0,47	0,39	0,09
6,28	1,72	0,57	1,48	2,87	0,03	2,12	0,62	0,16	0,06
5,63	2,37	1,01	1,78	2,11	0,03	2,03	0,71	0,28	0,11

Tableau 7 : Formules structurales des pargasites de l'échantillon 486.1a, calculées sur 22 oxygènes et 2 OH.

#### 4.5/ PHASES TARDIVES ASSOCIEES AUX SKARNNS

Dans tous les skarns on peut observer des phases de transformation des roches postérieures à la formation des skarns. Les phases minérales formées au cours de ces phénomènes sont :

- le grenat
- le quartz

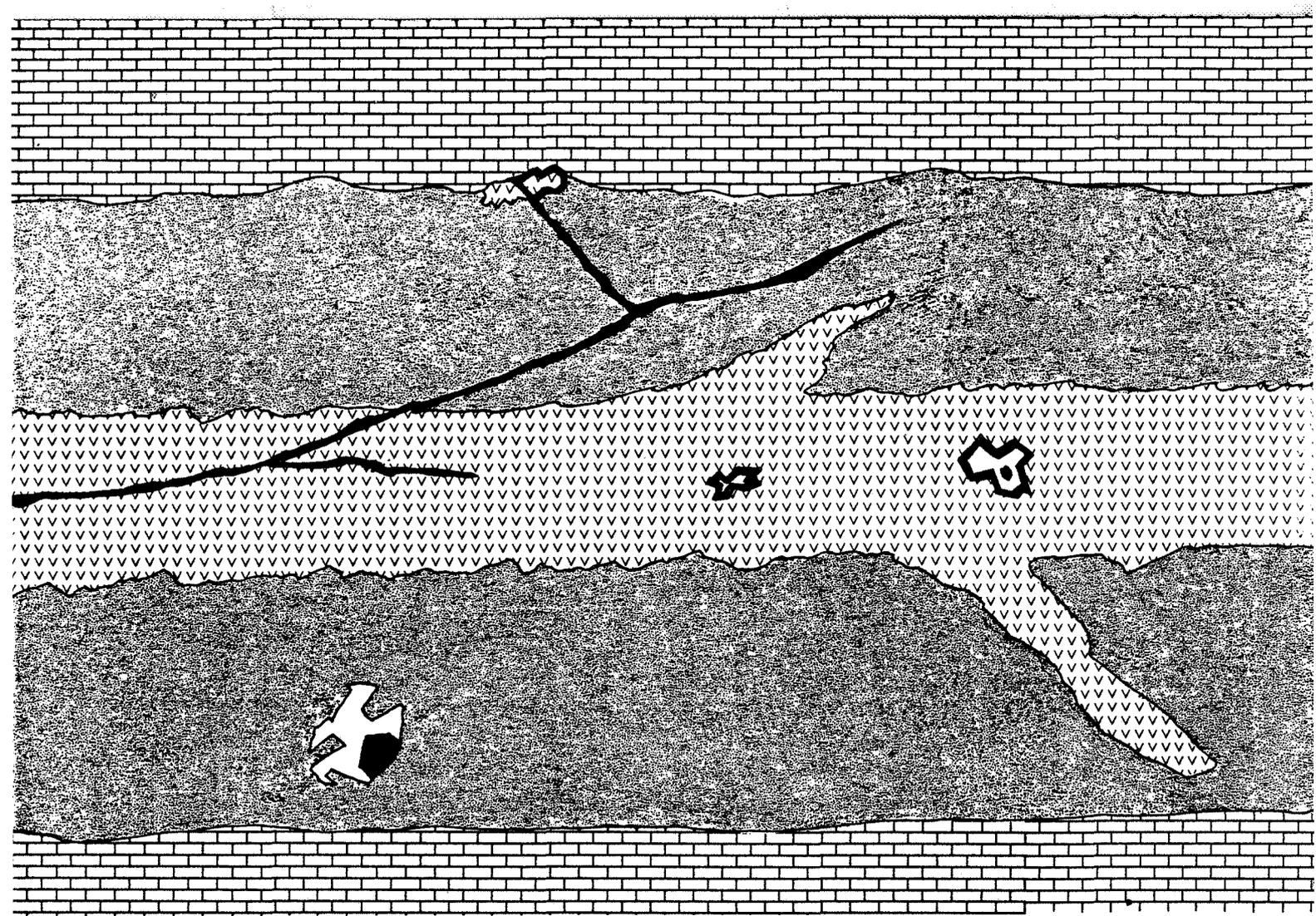
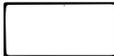


FIGURE 83 :  
SITUATION DU GRENAT TARDIF DANS LES SKARNS

**LEGENDE**

-  calcite
-  pyroxène
-  grenat
-  grenat tardif
-  quartz

- la calcite
- la scheelite
- des sulfures.

#### -a/ Le grenat tardif

Dans tous les skarns il est possible de rencontrer un grenat rouge vif macroscopiquement, très coloré et isotrope en lame mince, et ce dans des situations souvent identiques d'un échantillon à l'autre.

Ce grenat remplit généralement des fissures, sécantes sur l'ensemble du système de zones formant le skarn, ou cristallise dans des géodes formées au sein de la zone à hédenbergite ou à grenat lors de l'augmentation de la porosité (fig. 83).

Quand il est associé au grenat de skarn, le grenat tardif a tendance à former une zone tout à fait externe sur le grenat préexistant. Ce dernier peut être altéré en clinozoïsite, le grenat tardif est préservé d'une telle altération.

Tous les caractères texturaux présentés par le grenat tardif amènent à penser qu'il s'agit d'un minéral précipité au sens de Korzhinskii (1970).

Cette notion s'applique aux minéraux précipités à partir de solutions pénétrant dans une zone ouverte où la pression devient inférieure à la pression solide. Dans ce cas les solutions sont susceptibles de précipiter un minéral. (voir aussi Soler, 1977).

Le grenat tardif appartient à la solution solide grossulaire - andradite - spessartine - almandin (fig. 84). Il est enrichi en ces deux derniers composants par rapport aux grenats précoces.

Il est possible de rencontrer toutes les compositions intermédiaires entre le grenat de skarn et un grenat riche en almandin et spessartine. Cependant l'ensemble des analyses semble définir deux zones distinctes entre lesquelles la densité de point diminue. Ceci est particulièrement net quand on considère les analyses faites sur un échantillon donné, par exemple 486.1d, où on observe deux domaines de composition bien distincts. Dans l'échantillon 486.12 on peut par contre trouver des grenats de composition intermédiaire. Ces compositions peuvent correspondre à un rééquilibrage du grenat de skarn, ceci n'est cependant pas systématique, car il est possible d'observer dans ce même échantillon un grenat de skarn bordé d'un grenat tardif, et passer des deux domaines de composition de manière tout à fait discontinue.

Dans d'autres cas (ech. 458.3 fig. 85) on pourra observer toute la gamme de composition entre les deux domaines. L'évolution de la composition des grenats semble alors montrer un trajet qui ne correspond pas à un simple mélange entre

- ▲ 486.1d
- 486.12b
- ◇ R<sub>1</sub> 1a
- △ R<sub>1</sub> 2
- ex 10a
- ☆ 475.1c

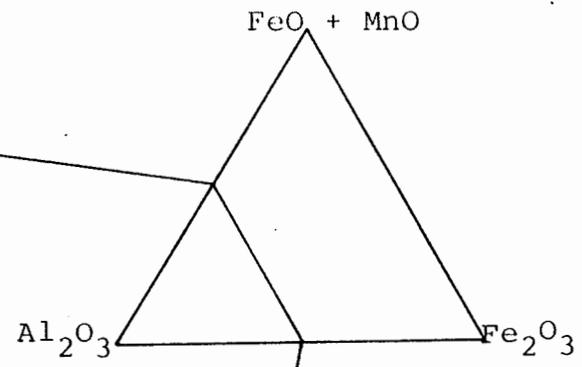
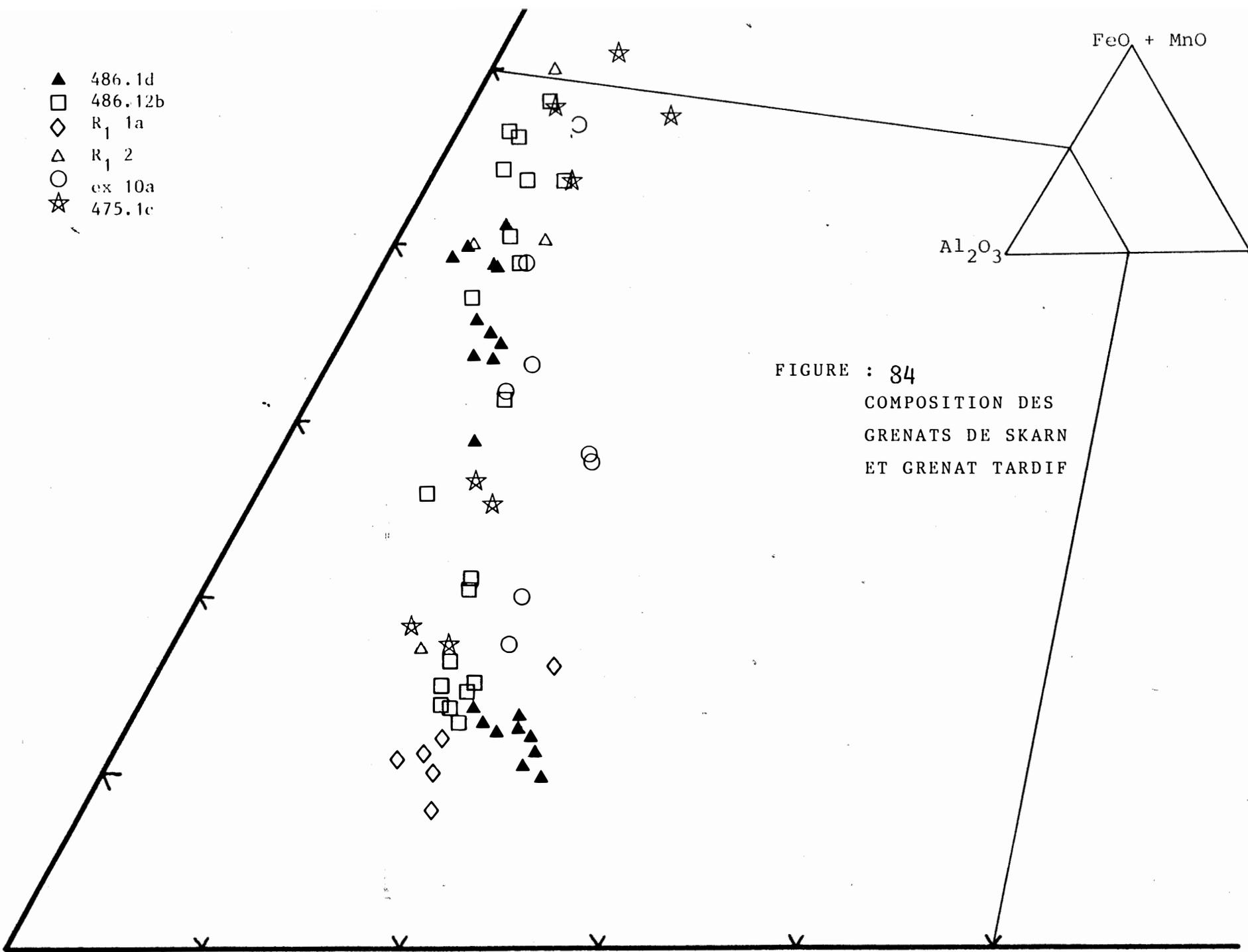


FIGURE : 84  
 COMPOSITION DES  
 GRENATS DE SKARN  
 ET GRENAT TARDIF



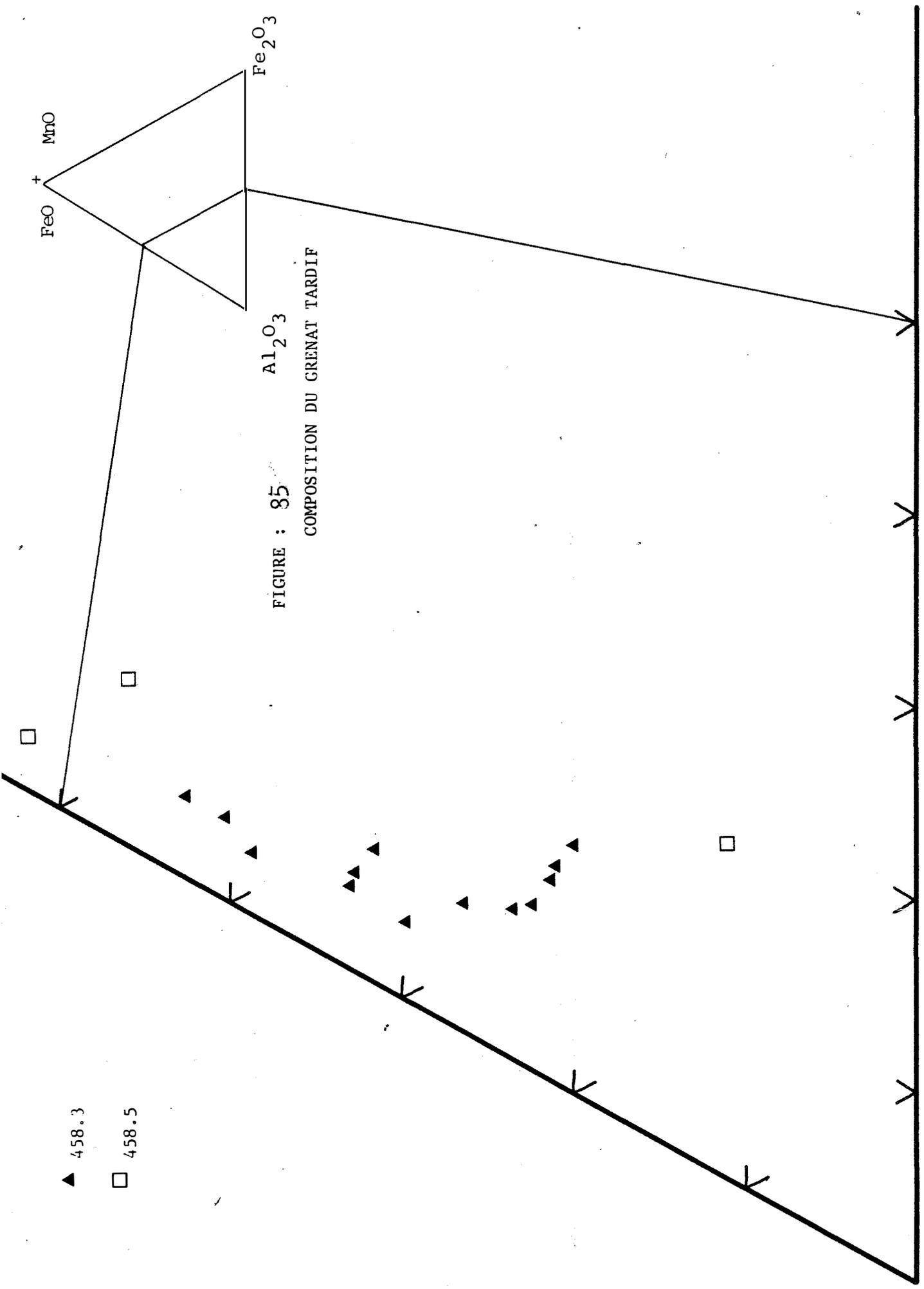


FIGURE : 85  $Al_2O_3$   
COMPOSITION DU GRENAT TARDIF

▲ 458.3  
□ 458.5

grenat de skarn et grenat tardif. Le phénomène apparaît alors comme quelque chose de continu.

Enfin dans certains cas il est possible de n'observer que du grenat tardif. Ceci est le cas de l'échantillon 428.14 (fig. 86). Un tel échantillon présente en fait une altération très marquée : l'ensemble de la roche est silicifié, et les grenats de skarn qui auraient pu être préservés sont altérés en épidote.

Le caractère tardif de ce grenat peut se déduire de cette observation ; les fluides d'altération n'arrivent pas à rééquilibrer le grenat tardif, ce qui semble traduire une certaine compatibilité entre le fluide altérant les grenats II, et le grenat riche en almandin et spessartine.

Le grenat tardif est également plus pauvre en fluor que le grenat de skarn. Le fluide à partir duquel doit précipiter le grenat tardif présente la particularité de transporter l'alumine. Il possède ce caractère en commun avec le fluide qui forme le grenat dans les skarns formés sur les marbres. En fait on peut se poser la question suivante : le grenat tardif est-il précipité à partir du fluide formant les skarns, le grenat de skarn n'étant que le résultat d'une réaction entre le fluide et la zone aval ?

Cela n'est certainement pas le cas. En effet, le grenat tardif est appauvri en fer trivalent par rapport aux grenats des skarns. Or, quand les skarns se forment sur le marbre, le fer est contenu dans le fluide, la teneur en fer du grenat est donc fonction du potentiel chimique du fer dans le fluide. De plus le milieu serait plutôt réducteur, le graphite réduisant les fluides par la réaction :



Donc les variations de composition des grenats semblent bien correspondre à une évolution du fluide, et le grenat tardif dans ce cas précipite à partir d'un fluide différent du fluide skarnifiant, la transition entre skarns et phases tardives pouvant se dérouler en continu (ech. 458.3) ou pouvant être marquée par une absence de circulation (ech. 486.1d).

La présence de grenats présentant des compositions similaires à celle du grenat tardif a déjà été signalée dans plusieurs gisements (Fontailles et al. 1985). Cette composition, et particulièrement la teneur en manganèse est considérée par cet auteur comme caractéristique d'une origine magmatique, des fluides responsables de la cristallisation de tels grenats.

Bien que cela ne puisse-t-être montré clairement, il semble qu'une phase précoce de minéralisation soit liée à la cristallisation de ce grenat.

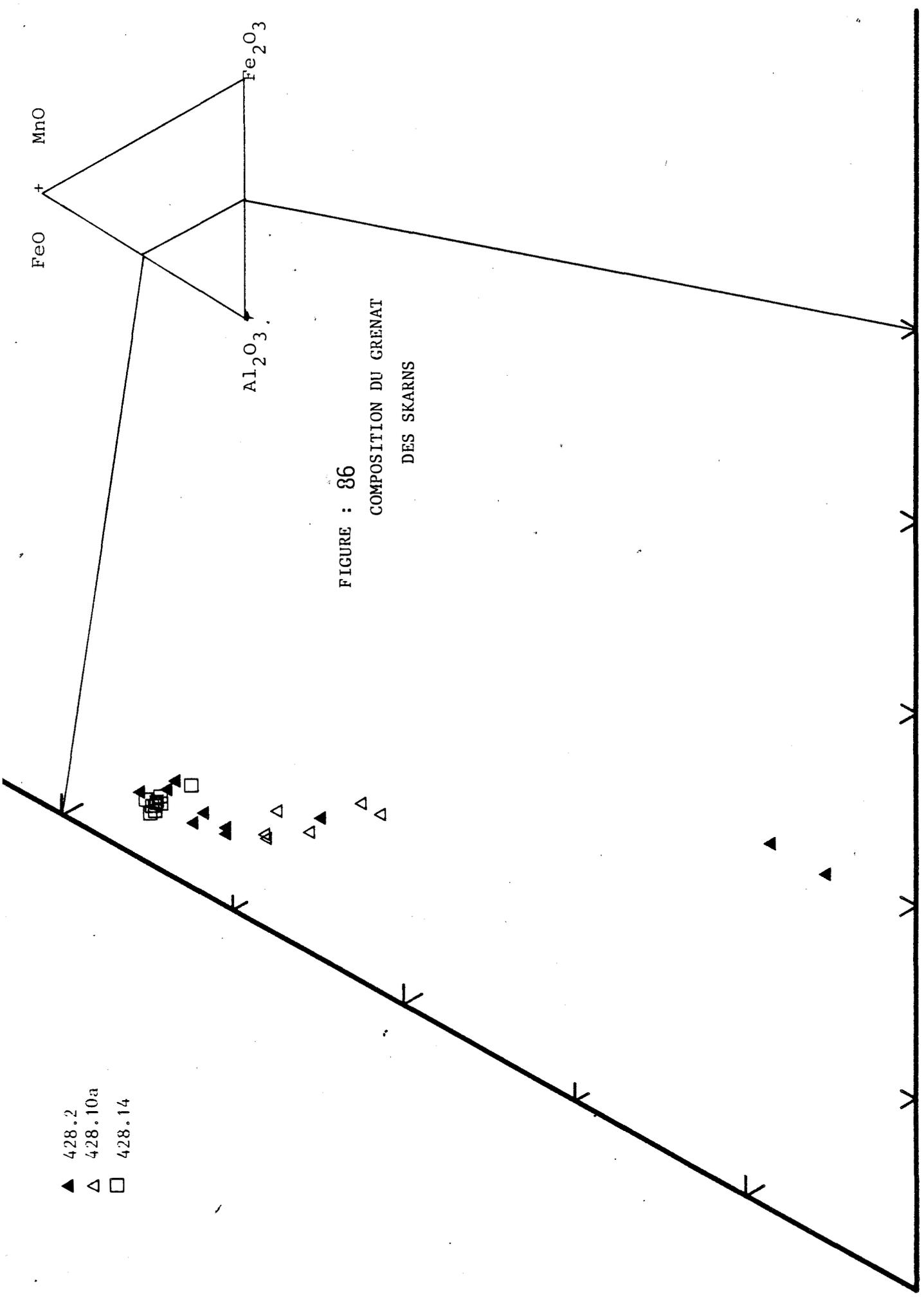


FIGURE : 86  
 COMPOSITION DU GRENAT  
 DES SKARNS

- ▲ 428.2
- △ 428.10a
- 428.14

Les courbes de terres rares d'un grenat tardif et de la scheelite associée, semble montrer une certaine contemporanéité.

-b/ La scheelite

Il est très tentant de lier le grenat tardif à la scheelite observée dans les skarns. En effet les zones de cristallisation de celle-ci sont les mêmes que celles occupées par le grenat. Mis à part la cristallisation dans des veines, on retrouve la scheelite dans les mêmes cavités géodiques que le grenat, et comme lui, la scheelite cristallise en s'ancrant sur les cristaux de pyroxène, présentant alors des faces cristallographiques orientées vers l'intérieur de la cavité. La scheelite a donc bien cristallisé dans des vides à partir de fluides.

-c/ Le quartz et la calcite

Ces deux minéraux sont clairement postérieurs à la scheelite et au grenat tardif : ils remplissent les cavités dans lesquelles ont cristallisé les deux phases antérieures. Le fluide déposant le quartz à ce stade semble redissoudre le pyroxène que l'on observe alors fragmenté en plages individualisées, noyées dans le quartz. Les différents fragments provenant d'un même cristal initial de pyroxène conservent une extinction commune.

Toutefois, il est possible d'observer des alternances récurrentes (Guy 1981) de lits de quartz et de lits formés de petits cristaux automorphes de pyroxène, qui traduisent une syncristallisation du quartz et du pyroxène. Comme ces alternances sont situées à proximité de zones où le pyroxène massif est en voie de dissolution, je suppose que la solution qui forme le quartz est susceptible de se saturer localement en pyroxène, qu'elle déposera plus loin en association avec le quartz.

La calcite est subordonnée au quartz, il est possible cependant d'observer le remplissage de cavités en partie par le quartz et en partie par la calcite.

-d/ Les sulfures

Il s'agit essentiellement de la pyrrhotite, mais aussi de la sphalérite, de l'arsénopyrite, et de la molybdénite. Ces phases apparaissent comme clairement postérieures à la formation des skarns. Elles sont toujours interstitielles entre les fragments de pyroxène. La cristallisation de tous ces sulfures est à relier à une phase tardive caractérisée par l'abondance du soufre. Le pyroxène peut être préservé au cours de ce développement de sulfures. Toutefois ces

derniers décrivent alors un réseau de veinules recoupant les cristaux de pyroxène. Nous étudierons ce phénomène plus loin.

## 5/ GEOCHIMIE

L'étude géochimique des skarns a pour but de mettre en évidence les apports et les départs d'éléments, ainsi que les éventuelles redistributions.

### 5.1/ IDENTITE DES FLUIDES

Les skarns étudiés sont formés sur deux substrats différents (sur cornéennes et sur marbres). La succession des zones diffère suivant le type de roche affecté par la métasomatose. Cependant d'un point de vue minéralogique ces deux skarns sont identiques, mis à part le fait que les pyroxènes des skarns formés sur les cornéennes calciques présentent un domaine de solution solide continue entre salite et hédénbergite.

On constate de plus que les zonations observées dans les deux types de roches sont assez semblables. Ces zonations résultant de l'interaction de fluides avec les roches, les similitudes observées amènent à considérer que les skarns formés sur les cornéennes calciques et ceux formés sur les marbres sont liés à un même fluide. L'étude géochimique devra nous permettre de confirmer cette hypothèse.

### 5.2/ PROBLEMES LIES A L'ALTERATION

Comme pour les cornéennes calciques l'étude géochimique des skarns se heurte à l'oblitération des phénomènes par l'altération postérieure. Il faudra donc toujours discuter les compositions des échantillons en faisant attention à bien distinguer les différents stades.

Le fait d'étudier la formation de skarns sur des substrats différents permet de comparer l'action d'un fluide sur des roches de composition différentes. Cela permet de déterminer quels sont les éléments susceptibles d'être apportés par le fluide, et ce dans quelles proportions.

### 5.3/ CHOIX D'UN CRITERE DE DIFFERENCIATION

Le titane et le zirconium sont deux éléments qui présentent un caractère inerte au cours de la formation des cornéennes calciques. S'il en est de même au cours du processus métasomatique, on peut penser que les skarns formés sur les cornéennes calciques se différencieront de ceux formés sur les marbres, sur un diagramme titane - zirconium.

FIGURE 87 :

Diagramme titane - zirconium  
des skarns formés sur les cornéennes calciques

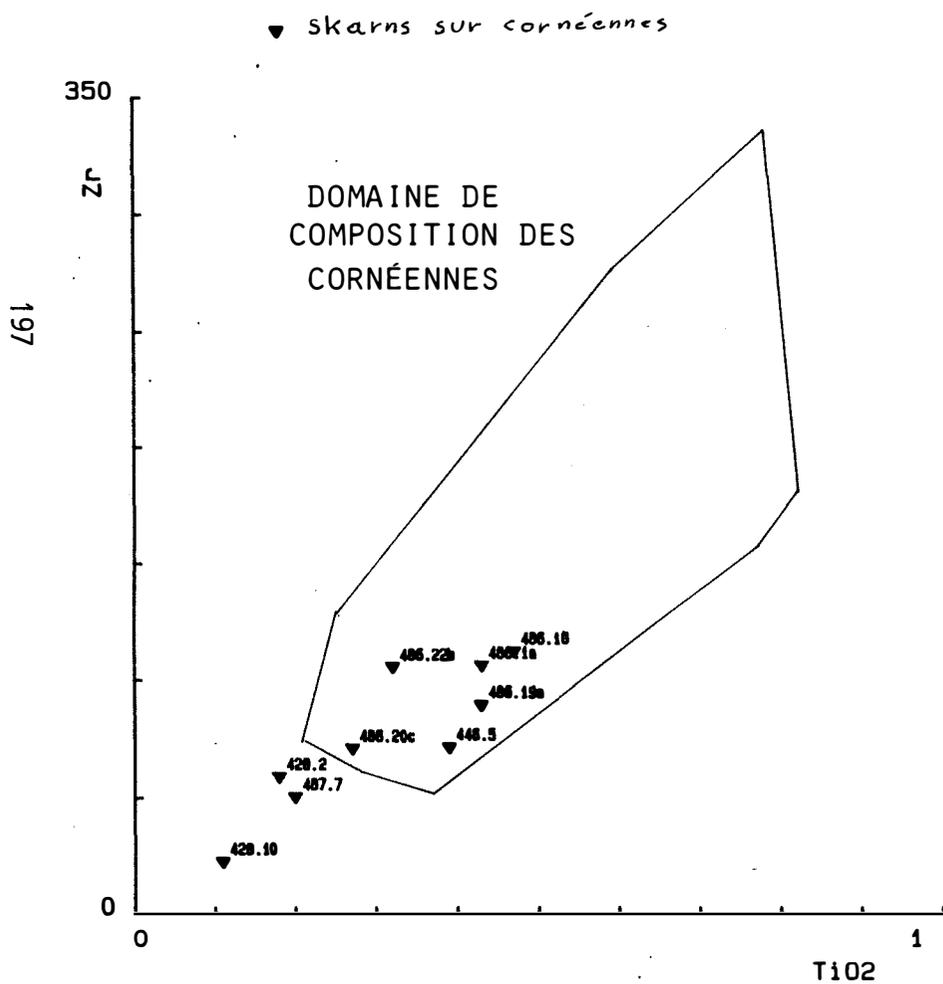
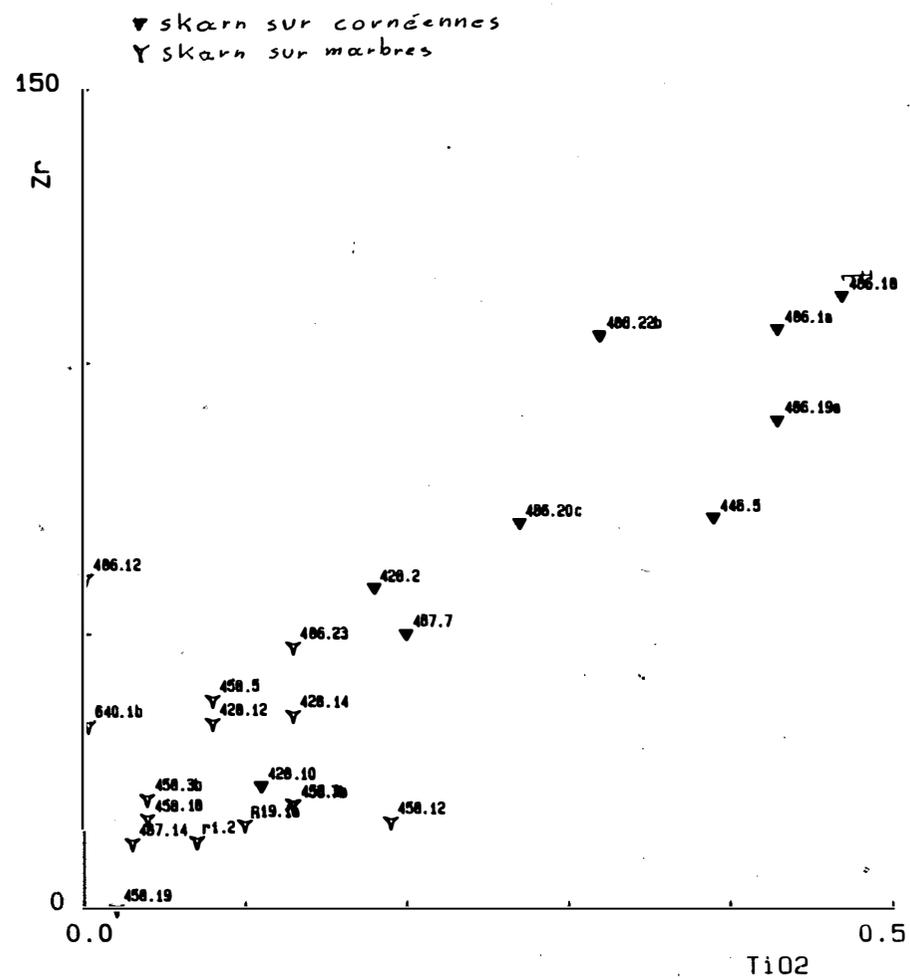


FIGURE 88 :

Diagramme titane zirconium  
des skarns formés sur les cornéennes calciques  
et des skarns formés sur les marbres



#### -a/ diagramme titane - zirconium

Si on compare les skarns aux cornéennes sur lesquelles ils se forment, on remarque (fig. 87) que la corrélation observée initialement dans les barrégiennes est conservée. Les skarns sont en effet situés dans le même domaine que les barrégiennes.

La comparaison d'un échantillon de skarn avec un échantillon de cornéenne prélevé au contact de ce skarn, montre que les teneurs en titane et zirconium diminuent dans le skarn. Il ne semble pas que le rapport initial soit changé. Cela implique que les variations de teneurs observées sont liées à une dilution de la cornéenne calcique au cours de la formation des skarns. Cette dilution peut varier selon les échantillons : ainsi si on observe de fortes variations dans les échantillons 486.19 et 486.22, ces mêmes variations demeurent faibles dans l'échantillon 486.1.

Si on compare les fortes variations de teneurs observées dans les skarns à celles observées lors de la formation de l'amphibole secondaire dans les cornéennes calciques on remarque une certaine similitude de la pente de la droite.

Les fortes variations des teneurs en titane et zirconium sont donc apparemment régies par les mêmes lois dans les skarns et les cornéennes, correspondant à des phénomènes postérieurs aux skarns.

- Si sur le diagramme titane - zirconium, on compare les deux types de skarn, on constate qu'ils occupent des domaines bien distincts : (fig. 88). Comme on pouvait s'y attendre les skarns formés sur les calcaires sont très pauvres en titane et zirconium, ils ont pratiquement les mêmes teneurs que les calcaires.

Les deux éléments qui viennent d'être étudiés permettent de bien différencier les deux types de skarn. Cependant on ne peut différencier sur ces diagrammes les différentes zones formées sur les marbres. Sur la figure 88 on observe un chevauchement des domaines formés par les analyses des zones de pyroxène (ech. R1.2, 486.12, 640.1b, 458.18, 458.19, R19.1a) et des zones de grenat (ech. 428.14, 458.3a, 458.7b), ainsi que par les échantillons présentant un mélange de grenat et de pyroxènes dans des proportions variables.

#### -b/ Diagramme titane - alumine

Les skarns formés sur les cornéennes ne présentent pas de modification du rapport  $TiO_2/Al_2O_3$  initial (fig. 89). Les deux domaines se superposent et coïncident avec le domaine initial des barrégiennes.

Comme auparavant, les échantillons de skarns présentent des teneurs



différentes de celles des cornéennes calciques associées. Ici encore les fortes variations sont liées à l'altération de la cornéenne : l'échantillon 486.1 n'étant pas altéré présente peu de variation entre skarn et cornéenne.

Les deux types de skarn se distinguent bien sur le diagramme titane - alumine (fig. 90). Et cette fois on distingue très nettement les différentes zones formées sur le marbre, la distinction est faite à partir de la teneur en alumine qui augmente avec la proportion de grenat contenue dans la roche. On a donc un apport d'aluminium dans les calcaires. La teneur en titane ne varie pas suivant la proportion de grenat contenue dans les skarns, l'apport d'alumine se fait à titane constant. L'aluminium est incorporé dans les grenats des skarns.

Cela n'est pas le cas dans les cornéennes où on observe une corrélation entre titane et alumine. Le fluide métasomatique n'affecte pas les teneurs en alumine des cornéennes.

Minéralogiquement ceci est traduit par la transformation de la clinozoïsite en grenat.

#### 5.4/ LES ELEMENTS CORRELES AU TITANE DANS LES CORNEENNES

##### -a/ Le niobium

Dans les cornéennes le niobium est corrélé au titane. Ceci n'est plus le cas dans les skarns se formant sur les cornéennes (fig. 91). Seuls les échantillons altérés présentent une variation des teneurs en niobium. La formation des skarns sur les cornéennes se produit sans apport de niobium.

Dans les cornéennes calciques le sphène est le seul minéral susceptible de contenir de fortes quantités de niobium, cela se traduit par une corrélation titane - niobium. Dans les skarns le sphène n'est plus observé dans les lits de grenats formés sur la clinozoïsite. Par contre le sphène subsiste dans les lits de pyroxène. Dans les skarns formés sur les cornéennes calciques le niobium se distribue entre sphène et grenat.

La corrélation titane niobium ne peut exister dans les skarns formés sur les marbres, le titane étant absent. Par contre, on observe une corrélation entre l'alumine et le niobium (fig. 92). La zone la plus interne du skarn est la plus riche en niobium, on peut penser que cet élément est incorporé dans le grenat, comme le montre la figure 92 les échantillons contenant le plus de grenat sont les plus riches en niobium. Les teneurs (35 ppm) mesurées sont tout à fait compatibles avec les données de Vlasov, (1966).

Il est intéressant de noter que les zones internes des skarns formés sur les marbres sont plus riches en niobium que les skarns formés sur les cornéennes. Ceci doit être lié au fait que les analyses de ces derniers sont faites sur

FIGURE 91 :

Diagramme titane - niobium  
des skarns formés sur les cornéennes calcaïques

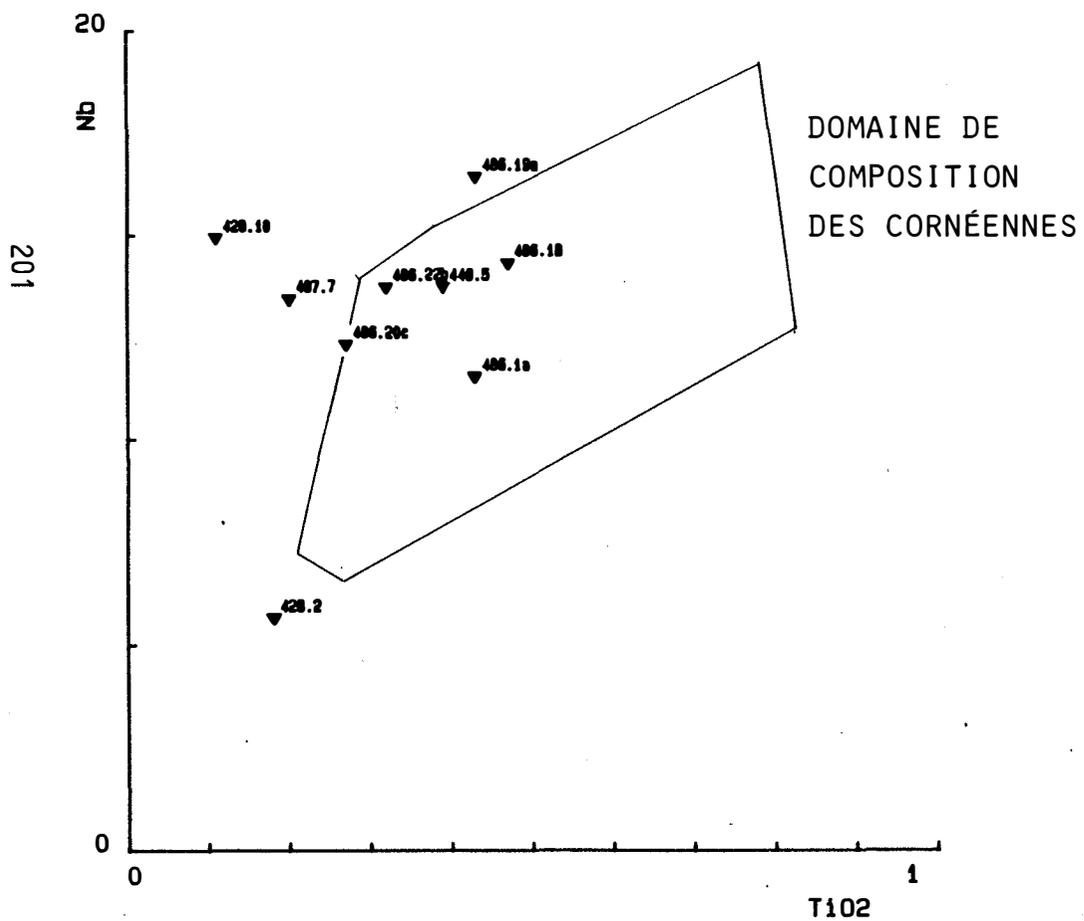


FIGURE 92 :

Diagramme titane - niobium  
des skarns formés sur les cornéennes calcaïques  
et des skarns formés sur les marbres

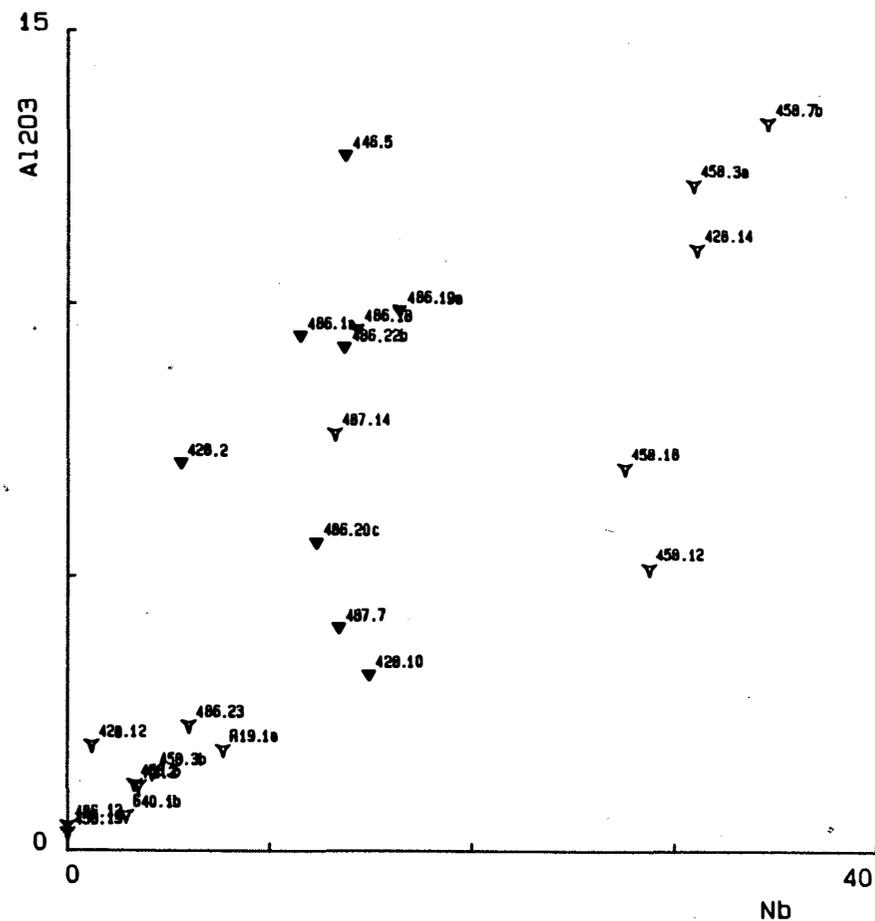


FIGURE 93 :

Diagramme titane - yttrium  
des skarns formés sur les cornéennes calciques

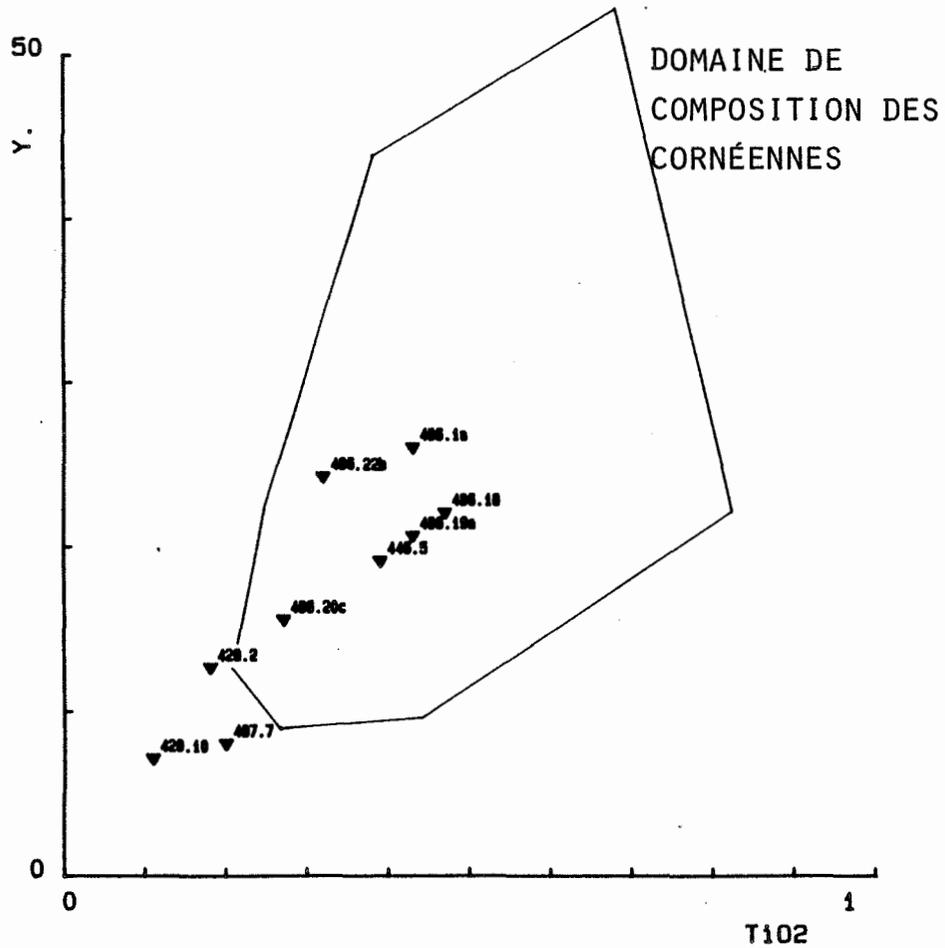
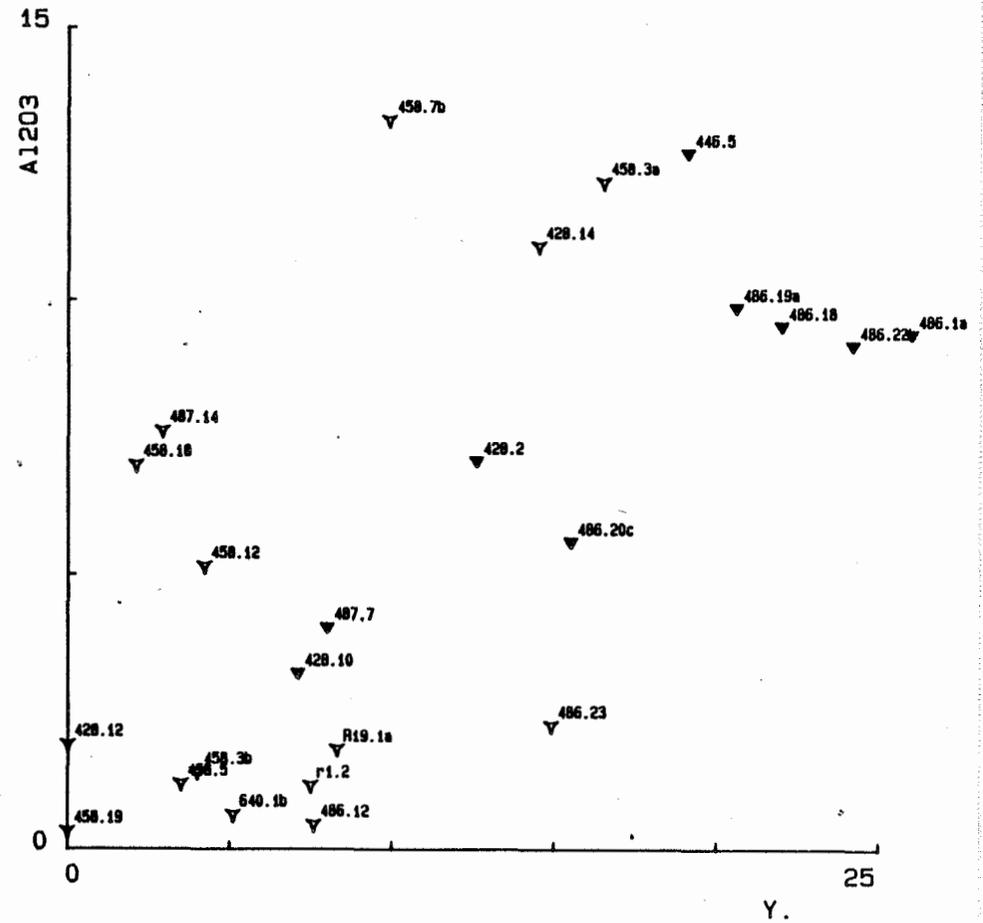


FIGURE 94 :

Diagramme titane - yttrium  
des skarns formés sur les cornéennes calciques  
et des skarns formés sur les marbres



des échantillons contenant l'ensemble du skarn, et ne permettent pas d'obtenir des analyses de grenats purs.

#### -b/ L'yttrium

Dans les cornéennes, le titane et l'yttrium ne sont pas corrélés. Par contre, ceci est le cas dans les skarns (fig. 93). On n'observe pas par ailleurs les signes d'un apport ou d'un lessivage de cet élément au cours de la formation des skarns.

- Dans le diagramme yttrium - alumine on note une corrélation dans les skarns formés sur les marbres (fig. 94). La dispersion observée aux faibles teneurs est due aux problèmes analytiques. L'échantillon 458.7b, qui n'est pas sur la droite de corrélation, est altéré, l'échantillon 486.23 contient de fortes quantités de calcite, sa position dans le diagramme n'est pas expliquée.

Les teneurs initiales des marbres étant très faibles on en déduit que le fluide apporte de l'yttrium dans les skarns. La corrélation observée peut signifier que cet élément est situé dans le grenat. On connaît en effet des teneurs élevées en yttrium dans ce type de minéral (Yoder et Keith, 1951).

L'yttrium dans les skarns formés sur les cornéennes calciques est également contenu dans le grenat. La corrélation titane yttrium est en fait liée à la présence simultanée de ces deux éléments dans le grenat, d'où la corrélation yttrium alumine (Fig. 94).

### 5.5/ ELEMENTS CORRELES A L'ALUMINE

#### -a/ La silice

Initialement la silice est corrélée à l'alumine dans les cornéennes. Ce n'est plus le cas dans les skarns. On observe une dispersion des points correspondant à ces derniers (fig. 96). Cette dispersion se marque pour les échantillons les plus pauvres en alumine, par un enrichissement en silice.

Cet enrichissement n'est pas à lier forcément à la formation des skarns. Nous avons signalé que le quartz précipite dans les vides apparaissant au cours de l'altération postérieure à la formation des skarns, induisant ainsi une forte augmentation des teneurs en silice.

Les différentes transformations observées dans les skarns ne nécessitent pas toutes d'apport de silice : ainsi la formation de grenat sur la clinozoïsite, ainsi que celle de l'hédenbergite sur la salite ne nécessitent pas d'apport de silice au cours de la réaction. Par contre la transformation de la calcite nécessite un tel apport. Cette silice peut provenir du matériel détritique contenu dans la roche. Mais le développement des skarns à partir de veines sécantes sur

FIGURE 95 :

Diagramme alumine - silice  
des skarns formés sur les cornéennes calciques

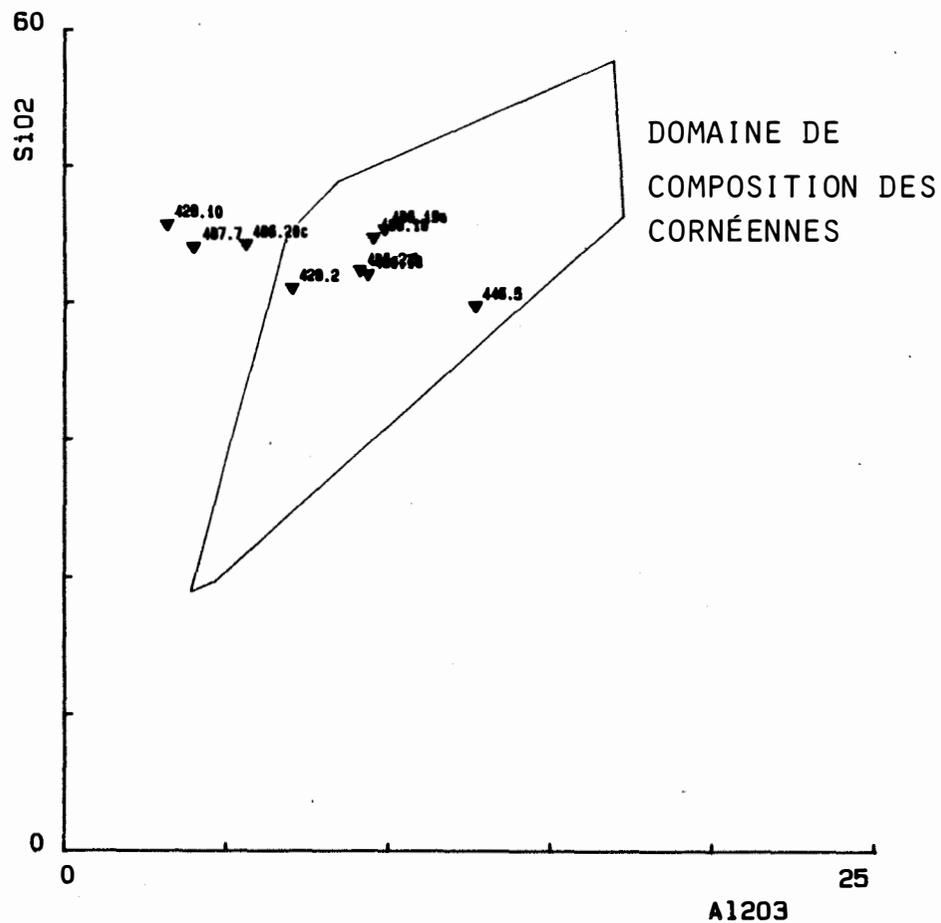
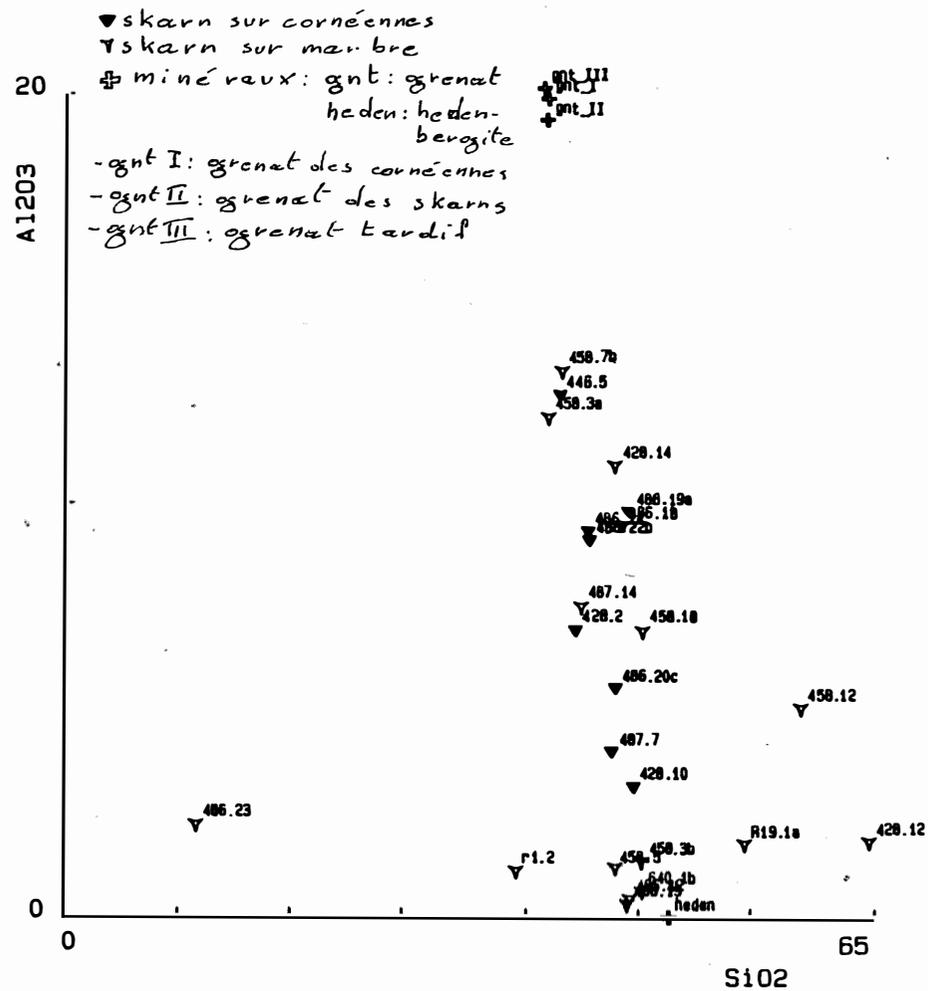


FIGURE 96 :

Diagramme alumine - silice  
des skarns formés sur les cornéennes calciques  
et des skarns formés sur les marbres



la lithologie, dans des zones où la calcite prédomine montre qu'il est nécessaire de trouver une autre source de silice. Celle-ci pourrait provenir de la transformation des silicates préexistants. Si on considère que la formation des skarns sur les cornéennes est accompagnée d'une diminution de volume, une partie de la silice libérée pourrait entrer dans le bilan de la transformation de la calcite. Ici encore cette source ne peut être importante : la structure des cornéennes, ainsi que la taille des lits, étant conservée dans les skarns. Ceci implique que dans les zones où la calcite prédomine, la silice est apportée par le fluide.

Lors de la formation des skarns sur les marbres, l'apport de silice au cours de la formation des skarns est évident. La formation de silicates sur un calcaire ne peut se faire sans cela.

Par contre, au sein de la colonne de skarn la teneur en silice est susceptible de varier. Sur la figure 96, la teneur en silice diminue de la zone de pyroxène vers la zone de grenat. Ceci est liée à la quantité de silice contenue dans les minéraux constituant les zones.

On note également que les skarns formés sur les cornéennes sont situés sur la même lignée silice - alumine que les skarns formés sur les marbres. Cela confirmerait bien que les règles régissant la formation des skarns seraient les mêmes, quels que soient les supports.

La formation des skarns sur les cornéennes calciques nécessite donc l'apport d'une partie de la silice par le fluide. Les échantillons clairement silicifiés : 428.12, 458.12, sont situés en dehors de la lignée, et correspondent à des altérations postérieures.

L'échantillon 486.23 montre les effets d'une dilution par la calcite.

#### -b/ Le fer

Sur le diagramme fer - alumine les skarns et les cornéennes se distinguent nettement, les skarns étant plus riches en fer que les cornéennes (fig. 97).

On note également que les cornéennes situées à proximité des skarns sont enrichies en fer. Il semble donc que l'apport de fer soit graduel. Cela concorde avec l'enrichissement en fer progressif de la salite.

Dans les skarns formés sur le marbre la zone de pyroxène est plus riche en fer que la zone de grenat. Les skarns formés sur les cornéennes ont des teneurs en fer intermédiaires à celles des deux zones formées sur le marbre, ceci résulte du mélange grenat pyroxène dans ces échantillons (fig. 98).

FIGURE 97 :

Diagramme alumine - fer  
des skarns formés sur les cornéennes calciques

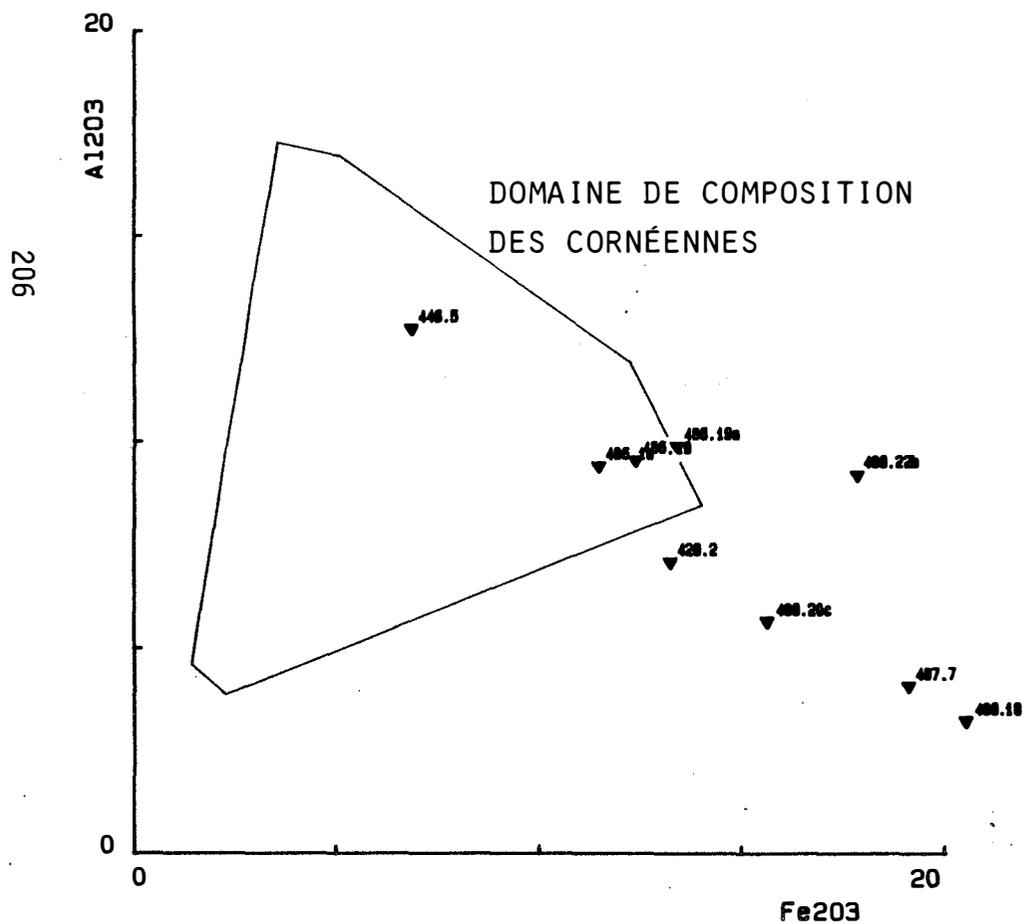
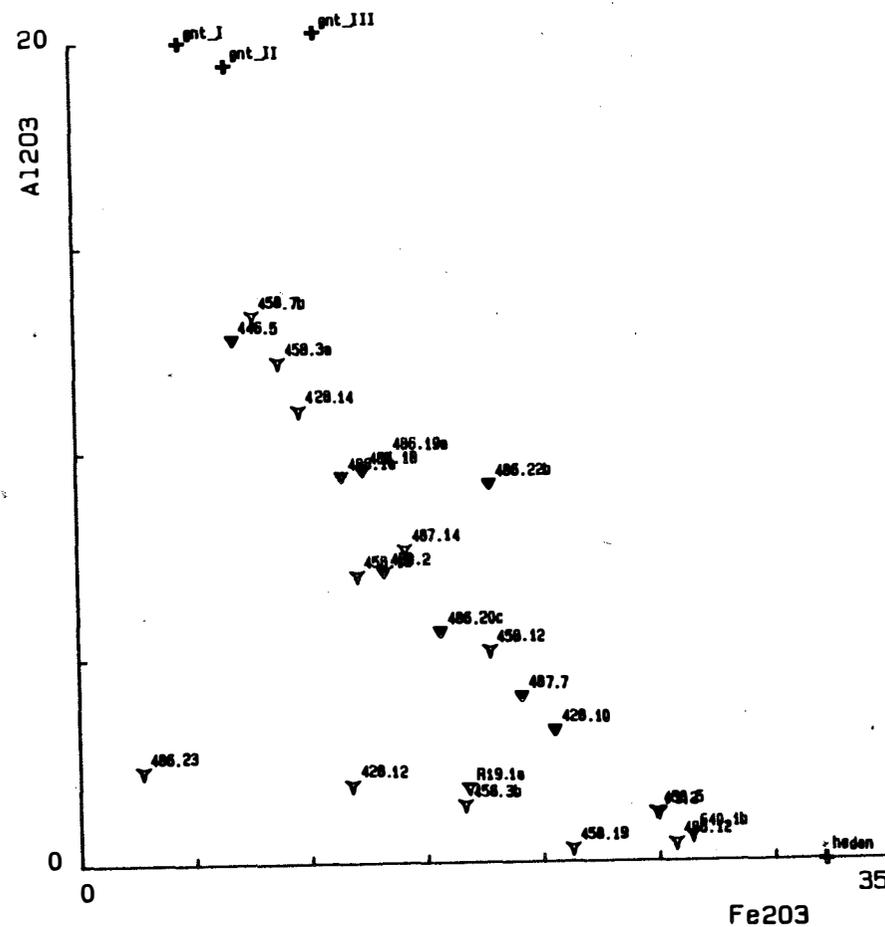


FIGURE 98 :

Diagramme alumine - fer  
des skarns formés sur les cornéennes calciques  
et des skarns formés sur les marbres



## 5.6/ LES AUTRES ELEMENTS ENRICHIS

### -a/ Le manganèse

Il est enrichi dans les deux skarns. Cependant, alors que dans les cornéennes l'apport de manganèse se fait sans suivre de loi bien définie, dans les marbres celui-ci est clairement lié à l'apport d'alumine.

Le manganèse peut aussi bien être introduit dans le pyroxène (johansénite) que dans le grenat (spessartine). Il semble donc que ce soit dans le grenat qu'il se fixe préférentiellement.

Cela peut aussi être lié à la présence de grenat tardif particulièrement riche en spessartine.

### -b/ Le gallium

Comme pour le manganèse, on note un enrichissement en gallium dans les skarns formés aussi bien sur les cornéennes que sur les marbres. Il y a apport de gallium au cours de la formation des skarns. On observe une corrélation alumine - gallium dans les skarns formés sur le marbre (fig. 99). Cela coïncide avec la substitution gallium - aluminium fréquemment observée. Le gallium serait donc concentré dans la zone de grenat seul minéral alumineux formé dans les skarns. Une telle corrélation est liée à la substitution du gallium à l'aluminium dans les sites octaédriques des alumino-silicates, comme cela a déjà été noté.

## 5.7/ LES ELEMENTS LESSIVES

Le calcium est évacué des cornéennes aussi bien que des marbres. Cela correspond dans les deux cas à une destruction de la calcite. Le calcium ainsi libéré n'est pas entièrement réemployé, et est en partie évacué des skarns.

## 5.8/ LES ELEMENTS CONSTANTS

### -a/ Le magnésium

Il reste constant par rapport à l'alumine dans les skarns formés sur les cornéennes. Par contre, dans les skarns formés sur les marbres, le magnésium semble enrichi dans la zone de pyroxène, alors que la teneur semble décroître dans la zone de grenat. L'enrichissement observé dans la zone de pyroxène correspond au développement d'une amphibole secondaire sur le pyroxène (fig. 100).

### -b/ Les alcalins

Déjà lessivés lors de la formation des cornéennes calciques, ils sont en très faible quantité dans les marbres. Les skarns n'en contiennent pas.

FIGURE 99 :

Diagramme alumine - gallium  
des skarns formés sur les marbres  
et sur les cornéennes calciques

- ▽ skarn sur marbre
- ▼ skarn sur cornéennes

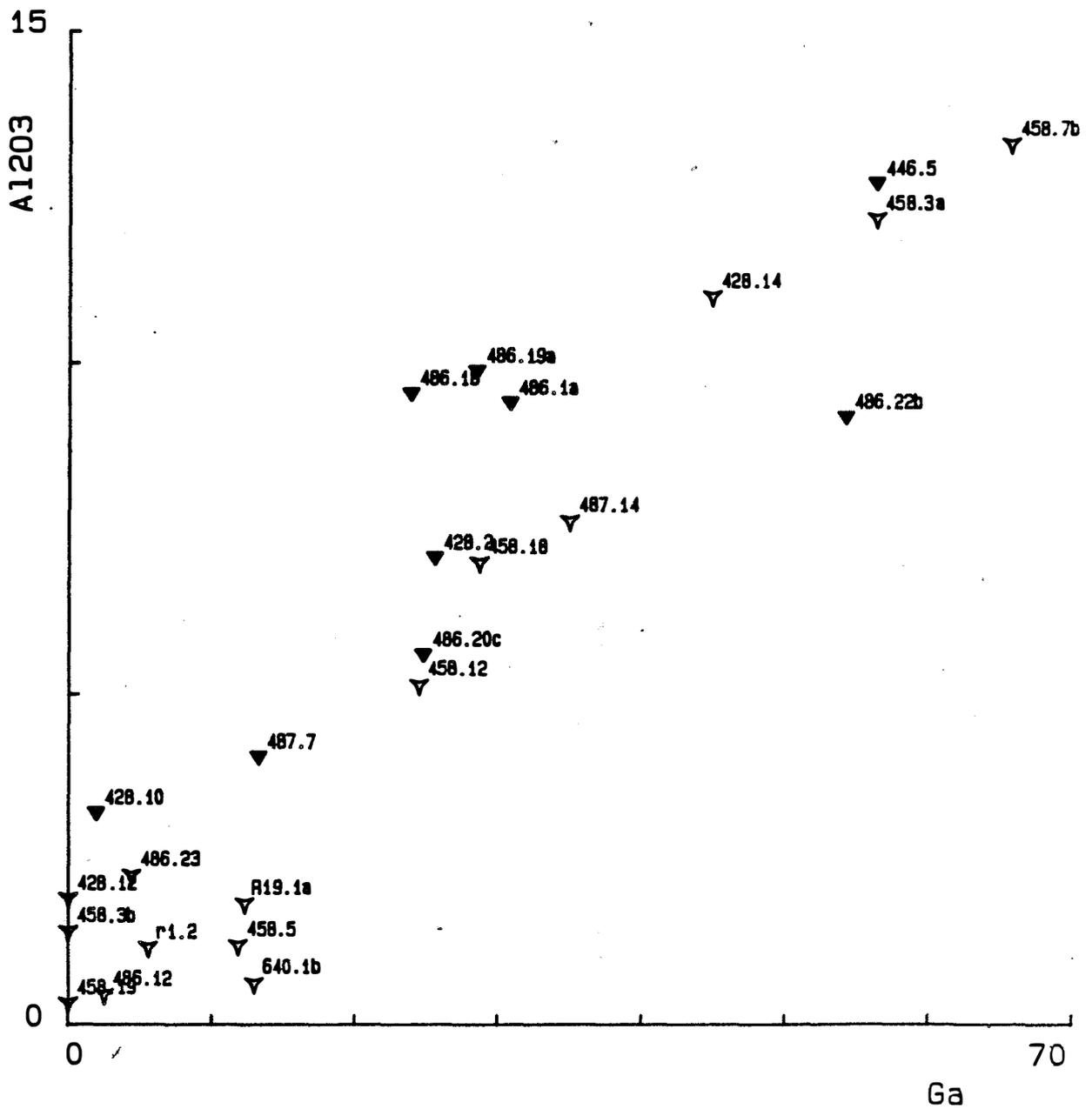
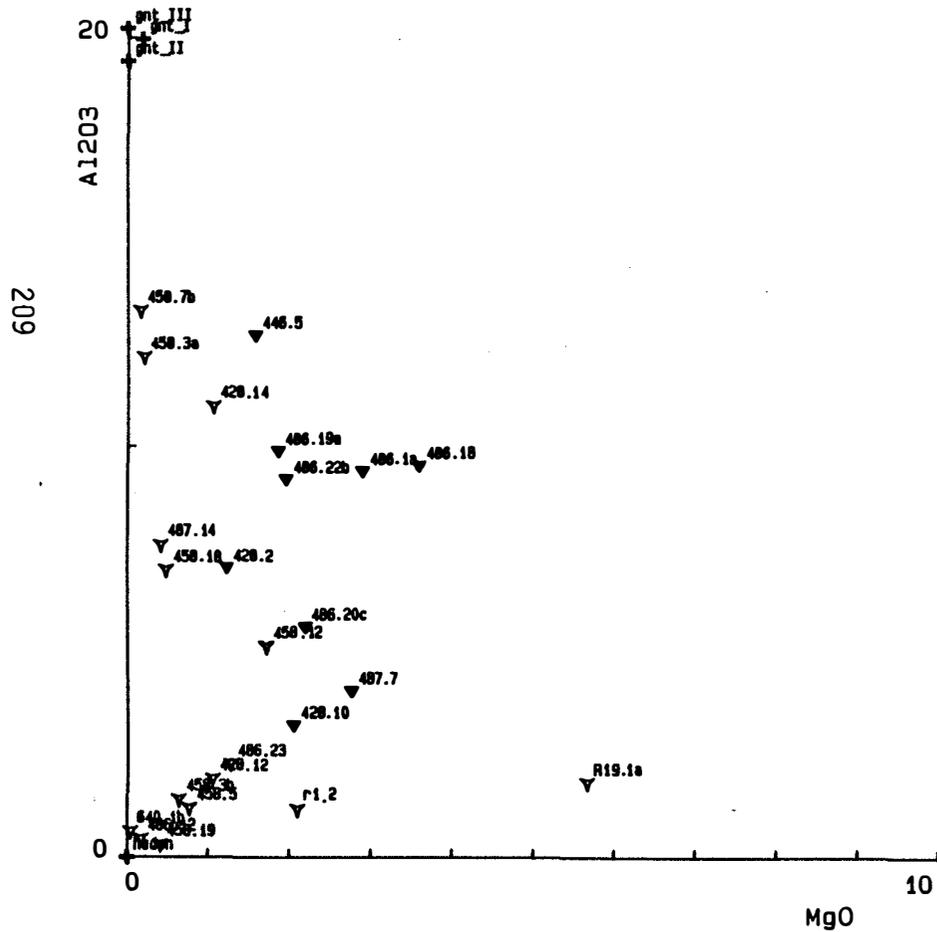


FIGURE 100 :

Diagramme magnésium - alumine  
des skarns formés sur les cornéennes calcaïques  
et des skarns formés sur les marbres

Diagramme alumine - manganèse  
des skarns formés sur les cornéennes calcaïques  
et des skarns formés sur les marbres



-c/ Les métaux de transition

Les métaux dosés (mis à part le fer) : nickel, cuivre et zinc présentent de fortes variations d'un échantillon à l'autre. Les échantillons présentant de fortes teneurs en zinc ou cuivre ont subi une altération postérieure aux skarns particulièrement intense. Ce type d'altération est observé dans tous les échantillons de telle sorte qu'il est difficile de dire si les variations de teneurs en cuivre et zinc sont liées à la formation des skarns ou à l'altération postérieure.

-d/ Le plomb

Ce constituant ne présente pas de variation lors de la formation des skarns.

## 5.9 LES TERRES RARES

-a/ Les skarns formés sur les cornéennes calciques

Les spectres de terres rares des skarns sont superposables aux spectres des cornéennes calciques. (fig. 101). La teneur en terres rares de ces skarns est donc liée à celles des cornéennes, le passage du fluide n'affecte pas les teneurs en terres rares des roches. Ceci coïncide avec les observations faites à Costabonne sur les skarns formés sur les micaschistes et cornéennes calciques (Le Guyader, 1982).

- Sur les minéraux séparés on peut observer des variations de la forme des spectres de terres rares :

- Le grenat.

Les spectres de terres rares des grenats normés aux valeurs des chondrites (fig. 102), présentent une légère différence suivant qu'il s'agit de grenats de cornéennes ou de grenats de skarn. Cette différence porte essentiellement sur l'anomalie en europium, faiblement positive dans les grenats de cornéennes elle est absente à négative dans les grenats de skarn.

L'allure générale du spectre ainsi que la teneur globale en lanthanides est difficile à comparer étant donnée la présence de vésuvianite dans les cornéennes, vésuvianite susceptible de subsister dans les concentrés de grenats lors de la séparation. Toutefois, l'échantillon de grenat 1165a semble relativement pur, et permet ainsi une comparaison.

On voit essentiellement que dans les skarns, les grenats sont appauvris en terres rares légères, avec une diminution du fractionnement de celles-ci. Les terres rares lourdes ne semblent pas modifiées.

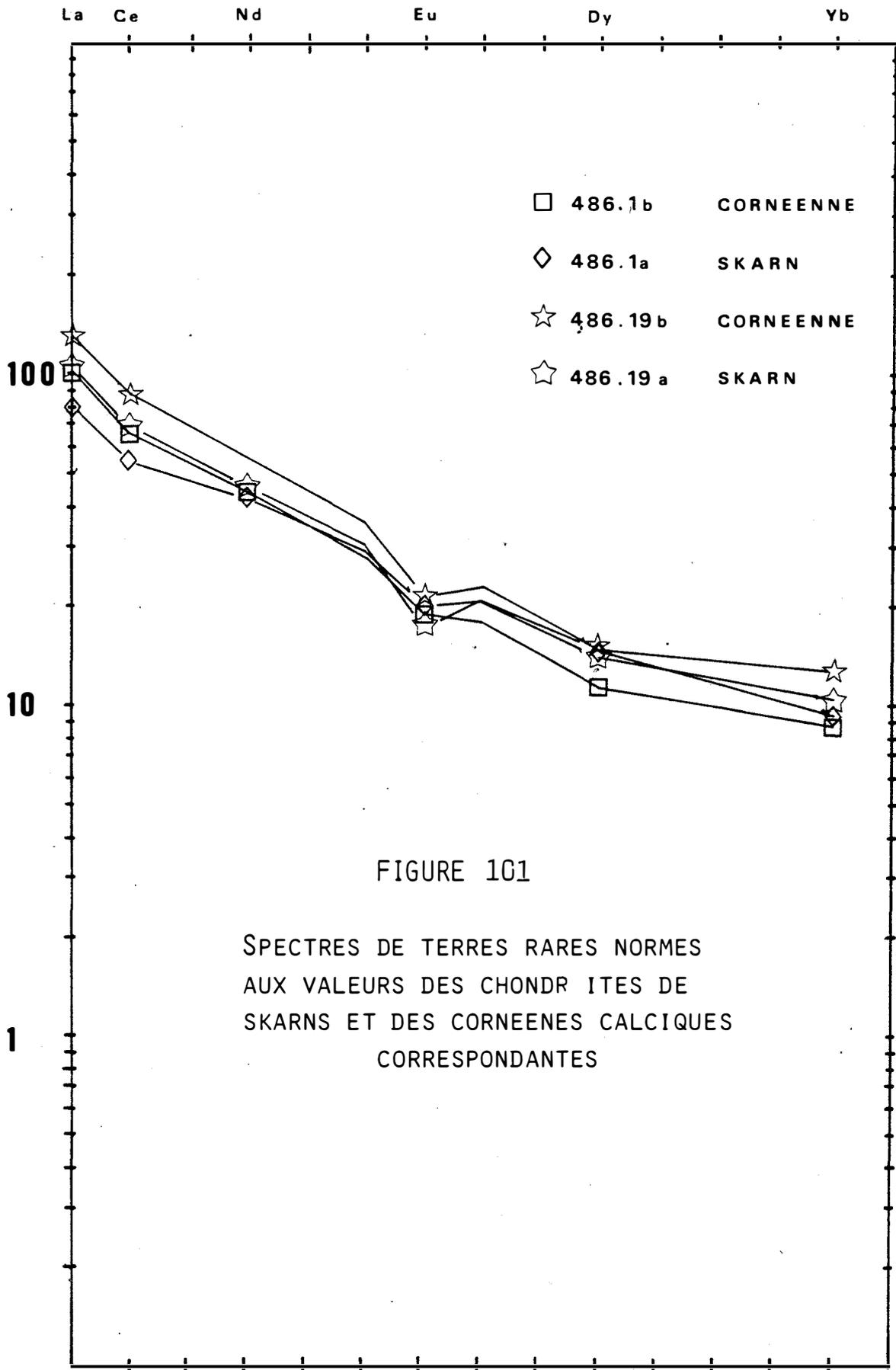
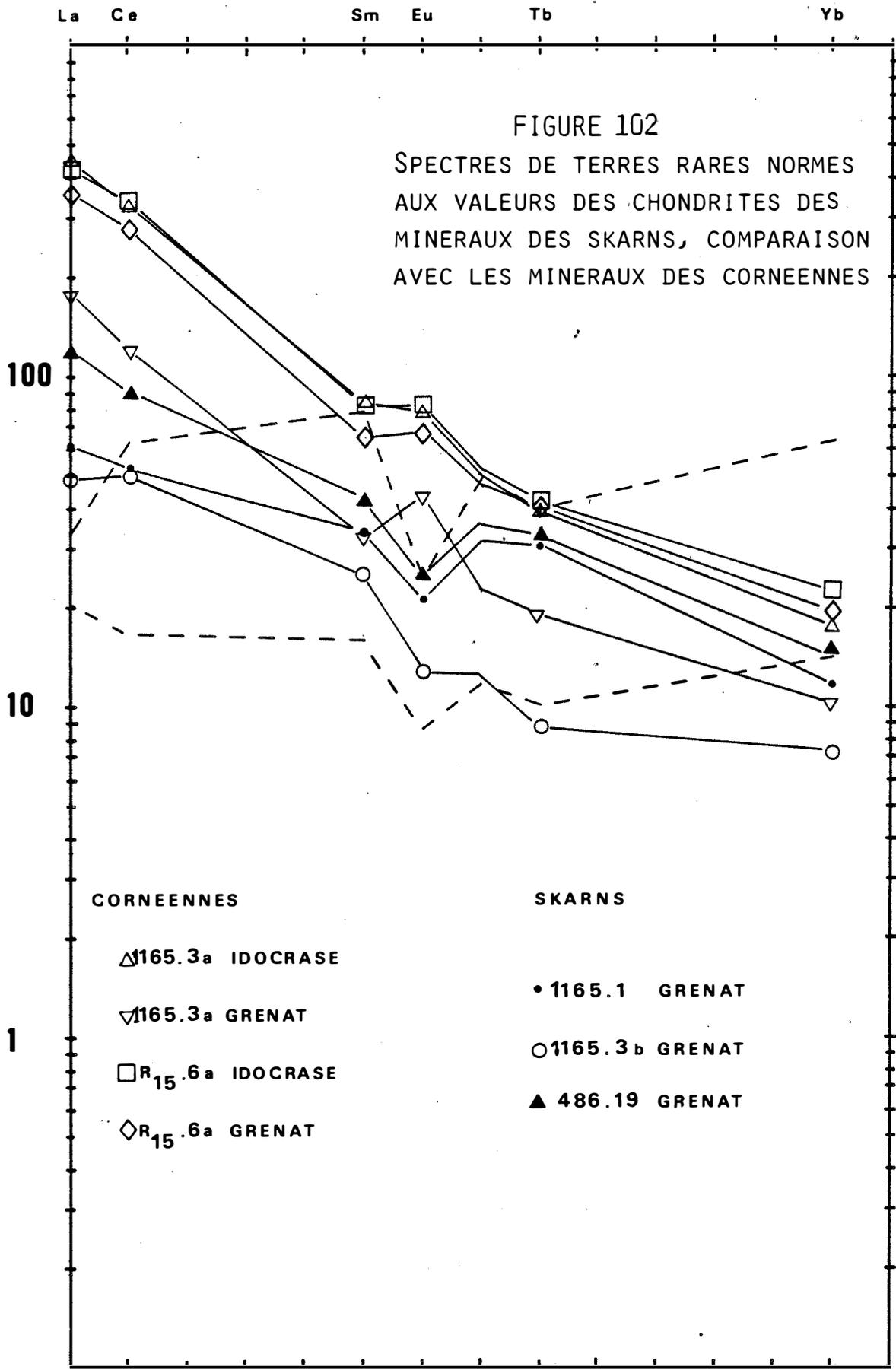


FIGURE 101

SPECTRES DE TERRES RARES NORMES  
 AUX VALEURS DES CHONDRITES DE  
 SKARNS ET DES CORNEENES CALCIQUES  
 CORRESPONDANTES



Cette différence peut provenir du fait que le grenat des skarns se forme également sur la clinozoïsite des cornéennes, et non pas seulement sur vésuvianite et grenat.

Si on compare le spectre du grenat de skarn avec celui du mélange clinozoïsite - pyroxène des cornéennes prélevées dans l'échantillon 1165.3, on remarque que le spectre du grenat de skarn se situe entre ceux du grenat et du mélange salite-clinozoïsite des cornéennes. Certaines teneurs, en particulier celles du lanthane et de l'europlum, étant les mêmes que celles de la clinozoïsite.

On peut donc penser que les terres rares des grenats de skarn sont hérités de la clinozoïsite, du grenat et de la vésuvianite des cornéennes calciques. Cependant les terres rares légères sont toujours moins fractionnées dans le grenat de skarn que dans les minéraux des cornéennes, ceci peut être interprété comme une redistribution des terres rares entre les divers minéraux constituant les skarns.

#### -b/ Skarns sur marbre

Le marbre au départ est pauvre en terres rares (fig. 103). Le spectre est peu fractionné, et aucune anomalie en europium n'est visible.

Lorsque se forme le pyroxène, la teneur générale en lanthanides diminue. Par contre on observe une forte anomalie positive en europium.

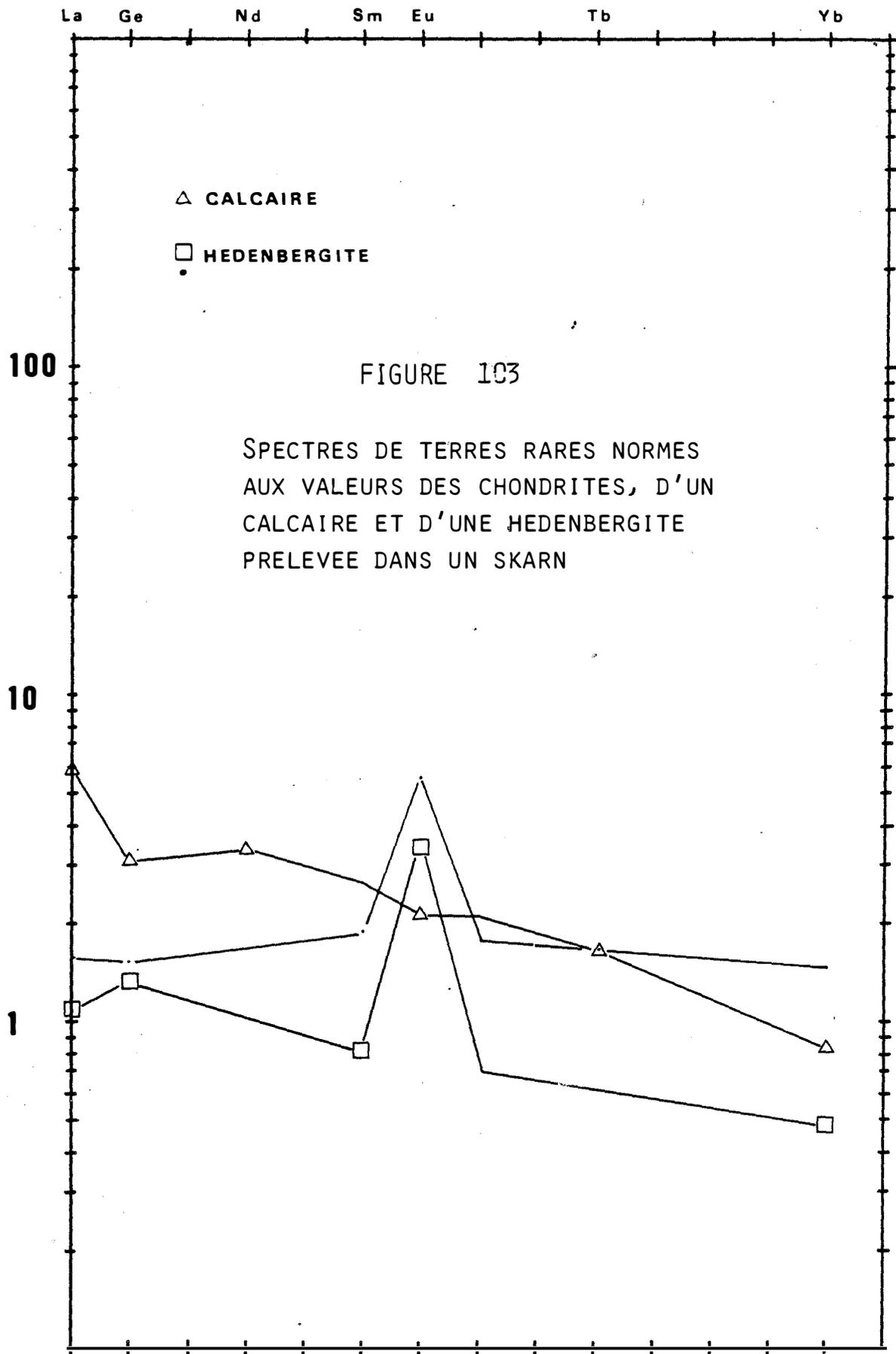
L'anomalie positive en europium ne peut qu'être héritée du fluide, puisque les marbres ont un spectre plat. On en déduit donc que le fluide doit posséder une anomalie positive en europium.

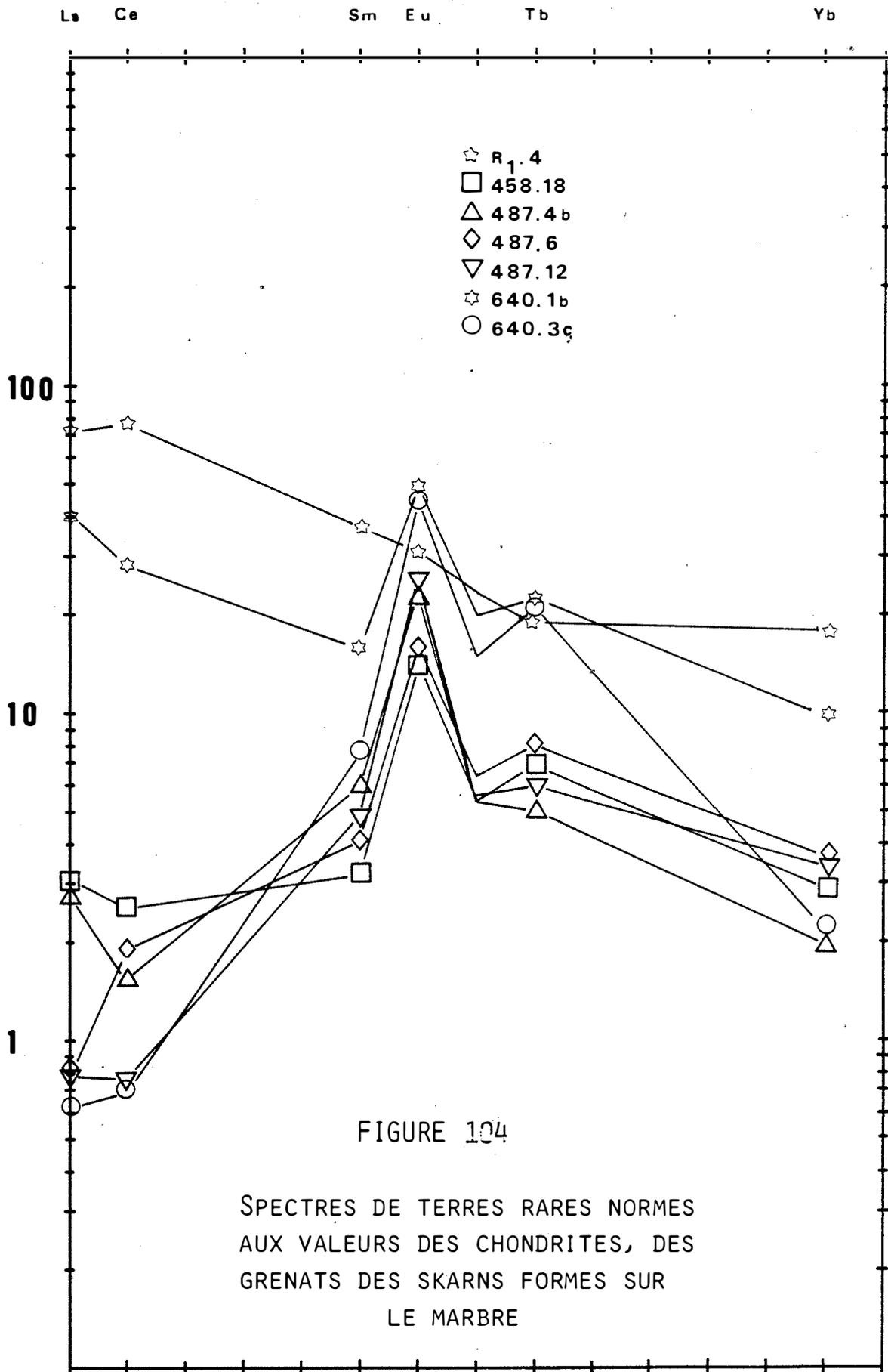
- Les pyroxènes formés sur des marbres calcitiques à Costabonne (skarn à wollastonite) ne présentent pas d'anomalie en europium (Le Guyader, 1982).

- Dans les grenats des skarns, les terres rares lourdes sont nettement enrichies par rapport aux marbres et au pyroxène (fig. 104). L'anomalie positive en europium est toujours observée, et paraît être du même ordre que celle présentée par le pyroxène. Par contre l'allure générale du spectre est modifiée : alors que les teneurs en lanthane - cérium sont du même ordre de grandeur que dans le pyroxène, le samarium est nettement enrichi, conférant au spectre une allure marquant un enrichissement progressif des terres rares légères, du lanthane au samarium.

Le spectre des grenats présente un faible fractionnement :

le grenat apparaît plus riche en terres rares lourdes qu'en terres cériques. Ceci peut être relié aux coefficients de partage des terres rares entre grenat et fluide. D'après L. Rimbault (comm. pers.) ceci est justifié par l'expérience qui montre que le partage entre fluide et grenat se fait nettement





en faveur de ce dernier pour les terres rares lourdes. Cela est également observé pour le partage des terres rares entre grenat et liquide silicaté, nettement en faveur des terres yttriques (Irving 1978, Harrison 1980). Cela montre que le partage des terres rares entre un liquide et le grenat se fait en faveur des terres rares lourdes dans une gamme importante de température. On déduit de ces observations que le fluide formant les skarns devrait être pauvre en terres rares lourdes, et présenter une forte anomalie en europium.

Le fluide métasomatique apporte donc des terres rares. Les faibles teneurs observées dans le pyroxène sont à lier à des coefficients de partage inférieurs à 1 (Irving, 1978).

Il est intéressant de noter que le grenat formé dans les skarns à wollastonite de Costabonne (Le Guyader 1982), présente un spectre de terres rares comparable à ceux des grenats observés à Salau. Comme le partage de terres rares entre fluide et grenat semble être peu sensible à la température, on peut supposer que dans les deux cas les fluides avaient des spectres similaires.

Deux grenats présentent des spectres particuliers : il s'agit des échantillons R<sub>1.4</sub> et 640.1b.

Dans le premier cas le grenat est directement au contact de la calcite. Le grenat est très altéré dans l'échantillon, il est possible que l'allure du spectre soit liée à cette altération. Nous avons vu également que ce grenat pouvait se former en partie sur un endoskarn. Les teneurs en terres rares observées dans ce grenat confirment cette hypothèse. Le spectre pourrait alors être en partie hérité de la granodiorite sur laquelle s'est développé le grenat.

Le deuxième grenat a été obtenu par séparation à partir d'une pyroxénite massive (ech. 640.1b). Cet échantillon a été prélevé au même endroit que 640.3c qui est une veine de skarns dont le grenat présente des teneurs en terres rares plus faibles. Sa teneur en fer relativement élevée suggère qu'il s'agit du grenat tardif.

## 6/ LES REACTIONS METASOMATIQUES

L'étude géochimique a permis de déterminer quels sont les éléments qui varient au cours de la formation des skarns, et de préciser dans quel sens se fait cette variation.

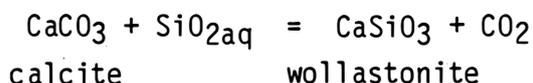
A partir du bilan de matière nous allons maintenant pouvoir écrire les réactions impliquées dans les phénomènes métasomatiques.

## 6.1/ SKARN SUR MARBRE

Etudions tout d'abord la formation des différentes zones sur le marbre. Le volume de la roche est susceptible de varier au cours de ces transformations, l'observation ne nous permet pas de mettre en évidence ces variations. On peut penser cependant, vue la porosité présentée par la zone d'hédenbergite, que s'il existe une variation de volume, celle-ci se fera dans le sens d'une diminution. Il nous faudra donc tester les variations de volume impliquées par les réactions envisagées.

### -a/ Formation de la zone de wollastonite

Cette zone se forme directement sur le marbre. Elle nécessite un apport de silice et un départ de CO<sub>2</sub>. La réaction théorique s'écrit alors :



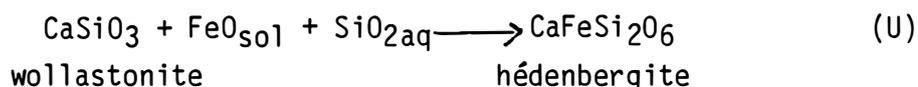
Si on considère que la réaction se produit sans variation de la quantité de calcium contenu dans la roche, on remarque que la formation de wollastonite s'accompagne d'une augmentation de volume négligeable : 39,93 cm<sup>3</sup>/mole pour la wollastonite à la place de 36,93 cm<sup>3</sup>/mole pour la calcite, soit une augmentation de 8%.

Le remplacement d'une mole de calcite par une mole de wollastonite apparaît donc comme raisonnable.

Le faible volume occupé par la zone de wollastonite dans la séquence du skarn n'a pas permis d'en mesurer la densité et d'en faire l'analyse. On ne peut donc vérifier cette hypothèse.

### -b/ La zone d'hédenbergite

Cette zone peut se former soit sur la wollastonite, soit sur le marbre. Dans le premier cas si on considère que la réaction se produit sans variation de la quantité de calcium contenue dans la roche, on écrit :

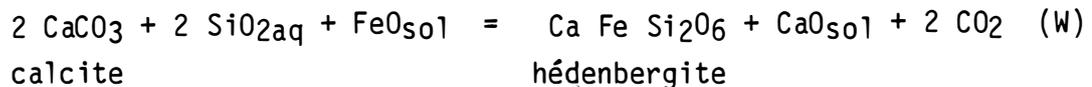


Cependant cela implique une forte augmentation de volume : de 36,93 cm<sup>3</sup>/mole pour la wollastonite on passe à 68,27 cm<sup>3</sup>/mole soit presque le double. Ceci ne concorde pas avec les observations faites, qui tendraient plutôt à

montrer que le volume diminue. On est amené à écrire la formation de pyroxène à partir de deux moles de wollastonite. La réaction devient alors :



La transformation se fait cette fois en conservant la quantité de silice initiale, mais il est nécessaire d'évacuer du calcium. La formation d'hédenbergite sur la calcite amène aux mêmes constatations : une mole de pyroxène se forme à partir de deux moles de calcite par apport de fer et de silice et départ de calcium et CO<sub>2</sub>. La réaction s'écrit alors :



On note au cours de cette réaction une légère diminution de volume. On peut considérer que ceci entraîne une augmentation de la porosité. Cela est effectivement observé dans la zone d'hédenbergite où la porosité est nettement plus développée que dans le marbre.

L'apparition de la zone de wollastonite peut être contrôlée par la température ou par la fugacité de CO<sub>2</sub>. Si cette dernière devient trop importante (si le CO<sub>2</sub> ne peut être évacué suffisamment vite du système), la wollastonite ne pourra pas se former à température donnée, et ainsi le pyroxène pourra se former directement sur la calcite. C'est une des causes que l'on peut invoquer pour expliquer la formation d'hédenbergite directement sur le marbre.

Une seconde explication fait intervenir des considérations sur la vitesse de propagation des fronts. Si pour une variation d'un paramètre de réaction (température ou pression, etc...), la vitesse de propagation du front de formation du pyroxène sur la wollastonite devient plus rapide que celle de la formation de la wollastonite sur la calcite, la zone de wollastonite disparaîtra. Ce type de phénomène est utilisé pour expliquer la disparition d'une zone dans une séquence de skarn (B. Guy, 1979).

#### -c/ Formation de la zone de grenat

Le grenat semble se former exceptionnellement directement sur le marbre. La formation du grenat sur l'hédenbergite reste la règle générale dans la formation de ces skarns.

L'étude géochimique montre qu'il y a apport de manganèse et d'alumine, et

départ de magnésium et de fer lors de la transformation de l'hédenbergite en grenat.

En ce qui concerne le calcium et la silice, il n'est pas possible de quantifier les variations, les phénomènes d'altération étant responsables d'un apport ultérieur de ces deux oxydes.

Il ne nous est donc pas possible de fixer une variable dans la formation du grenat dans ce cas. La transformation du pyroxène en grenat pouvant s'accompagner d'une variation de volume qu'il n'est pas possible d'estimer, il nous faut utiliser la teneur en un constituant qui serait fixe au cours de la réaction. Un tel élément n'existe pas dans les marbres. Il n'est donc pas possible de trouver l'écriture de la réaction de formation du grenat dans les skarns développés aux dépens du marbre.

## 6.2/ SKARNS SUR CORNEENNES

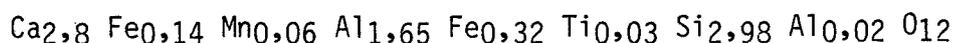
### -a/ Formation de l'hédenbergite

L'hédenbergite se forme sur la salite et la calcite des cornéennes calciques. Lorsqu'elle se forme sur la calcite, les réactions sont du même type que celles envisagées dans les marbres. Dans le cas où la salite se transforme en hédenbergite, cela ne nécessite comme modification qu'un apport de fer et un départ de magnésium. Ceci se fait progressivement, on observe en effet toute la gamme de composition entre salite et hédenbergite.

### -b/ Formation du grenat

Dans les cornéennes calciques la clinozoïsite et le sphène se transforment en grenat au cours de la formation des skarns.

Le grenat formé sur la clinozoïsite a la composition suivante (moyenne de 7 analyses) :



Ce grenat est relativement riche en andradite (16%). Le volume molaire d'un tel grenat est, en considérant un modèle de solution solide idéale entre grossulaire et andradite (Perchuk et Aranovich, 1979) :

$$V_{\text{grenat}} = 125,295 + 6,35 X_{\text{and}}^{\text{grenat}} = 126,311 \text{ cm}^3/\text{mole}$$

La clinozoïsite sur laquelle il se forme a la composition (moyenne de 8 analyses) :



en chaux par rapport aux cornéennes. Une transformation à calcium constant induirait une diminution du volume de 35% ce qui ne correspond pas à l'observation.

Le problème peut être contourné en considérant que le calcium provient de la calcite toujours présente dans les cornéennes. La destruction de ce minéral étant proportionnellement plus importante que la formation du grenat, le bilan fait apparaître une diminution de la teneur en calcium.

Ceci amène à considérer que l'hypothèse d'une transformation de la clinozoïsite en grenat à volume constant est cohérente.

On a vu également que les cornéennes contiennent du grenat. Celui-ci va se rééquilibrer au cours du phénomène de skarnification, et donner le grenat analysé dans les skarns.

Contrairement au pyroxène il n'a pas été possible de trouver toute la gamme de composition entre ces deux grenats. L'échantillon 486.1 n'a permis de déterminer que trois types de grenats :

Le premier type rencontré dans les cornéennes, est représenté par 9 analyses faites sur l'ensemble de la surface des grenats développés sur la clinozoïsite à la fin de la formation des cornéennes.

Le grenat intermédiaire est représenté par 3 analyses faites aussi bien dans le skarn que dans la cornéenne.

Enfin le grenat de skarn est représenté par 9 analyses faites uniquement dans le skarn, le grenat étant analysé dans la veine ainsi que dans les lits constitués initialement par la clinozoïsite.

grenat de cornéennes	grenat inter.	grenat skarn
Gross 86,2	Gross 84,8	Gross 77,17
And 10	And 10,5	And 16,07
Spess 0,5	Spess 0,66	Spess 2,05
Alm 2,3	Alm 3,22	Alm 4,81
Pyrope 0,7	Pyrope 0,67	Pyrope 0

Ceci est visible sur la figure 87.

Le rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  augmente des cornéennes aux skarns en même temps que la teneur globale en fer. On peut penser que cela est lié à des conditions plus réductrices.

On note également une diminution de la teneur en calcium contrebalancée par une augmentation de la teneur en fer ferreux et en manganèse. Un fait marquant

est aussi la disparition du constituant pyrope dans le grenat de skarn. Cela semble être un des traits caractéristique de ce grenat. Cela peut traduire les conditions de formation particulières de ce grenat : basse pression.

### 6.3/ CONCLUSIONS

L'exercice consistant à écrire les réactions telles qu'elles doivent se produire, en utilisant comme contraintes les compositions réelles des minéraux présents, amène à faire des hypothèses diverses sur la constance du volume ou des teneurs en oxydes au cours de ces réactions. Ce sont les implications liées à ces hypothèses qui vont permettre de choisir entre telle ou telle réaction, et finalement définir la nature des apports et des départs.

### 7/ L'ENDOSKARN

Comme il a été signalé auparavant, les transformations métasomatiques semblent affecter le granite. Ceci a déjà été observé à Salau par P. Soler (1977).

La détermination de la nature métasomatique de l'endoskarn se fait essentiellement à partir des relations spatiales existant entre une roche interprétée comme résultant de l'altération du granite, et les skarns. La roche résultant de l'altération de la granodiorite consiste en l'assemblage clinozoïsite - amphibole. D'après Fonteilles et Machairas (1968), cet assemblage n'est pas primaire, mais correspond à l'altération de l'association clinopyroxène épidote observé par ces auteurs. Dans les échantillons étudiés, il n'a jamais été possible d'observer l'association primaire décrite par Fonteilles et Machairas, toutefois le développement de l'amphibole peut effectivement présenter les aspects d'une pseudomorphose de clinopyroxène.

On observe dans certains échantillons différents types de zonations, où la tendance à la diminution du nombre de phases est généralisée, ainsi on passe de la granodiorite à une roche constituée par l'association biphasée clinozoïsite - amphibole. Ceci renforce la similitude entre skarns et endoskarns.

Enfin une similitude minéralogique a pu être observée sur un échantillon récolté par J.L. Kaelin. On note le développement de grenat sur un endoskarn à partir d'une fissure. Le grenat se forme d'abord sur la clinozoïsite, puis sur l'amphibole, le remplacement se fait à des fronts nets. On obtient la succession de zones suivante :

Clinozoïsite Amphibole | Clinozoïsite Grenat | Grenat

On peut penser que la roche à clinozoïsite - amphibole constitue une zone de cet endoskarn.

- La relation entre skarn et endoskarn est importante à déterminer. En effet il est nécessaire de savoir si les variations de composition de la granodiorite se produisent pour les mêmes éléments, et selon un même mécanisme (apport ou lessivage) que dans l'encaissant, auquel cas la source du fluide est à considérer comme étrangère aux deux roches. Par contre, si les modifications de composition du granite contrebalancent celles de l'encaissant, on peut trouver dans le granite la source des éléments apportés dans celui là.

Le granite prélevé au contact des skarns est toujours altéré. Cette altération ne se traduit pas forcément par la formation de l'assemblage clinozoïsite - amphibole. On peut rencontrer des roches où l'altération a pour effet le développement de sulfures. La roche présente dans ce cas de fortes teneurs en sulfures, chlorites et clinozoïsite, et peut être minéralisée en scheelite, à l'inverse de la roche à clinozoïsite - amphibole qui elle n'est jamais minéralisée.

#### 7.1/ PETROGRAPHIE

L'association clinozoïsite amphibole a pu être observée au coeur d'une veine de skarn formé sur le calcaire (Soler, 1977). C'est une des observations qui ont amené cet auteur à considérer cet assemblage comme endoskarn.

- Il ne m'a jamais été possible d'observer clairement la formation de l'assemblage clinozoïsite - amphibole sur un granite sain. Les rares fois où il a été possible de prélever en un même endroit, endoskarn et granodiorite, ces deux roches étaient toujours séparées par une zone d'altération formée après le développement de l'endoskarn. Cette altération se marque par une séricitisation des feldspaths.

La formation d'épidote a été observée aussi bien sur le feldspath que sur la biotite chloritisée. Le développement d'amphibole n'a pu être observé que sur la biotite chloritisée. Ceci démontre : qu'il existe plusieurs stades au cours desquels se développe l'épidote, que l'assemblage clinozoïsite - amphibole n'est pas primaire dans l'endoskarn.

Le contact entre le granite altéré et la roche à clinozoïsite - amphibole ne présente pas de front net microscopiquement. La clinozoïsite est en cristaux plurimillimétriques xénomorphes. L'amphibole forme des plages pouvant marquer

$$(Ca+Na) \gg 1.34 \quad Na < 0.67 \quad (Na+K) < 0.67 \quad Ti < 0.5$$

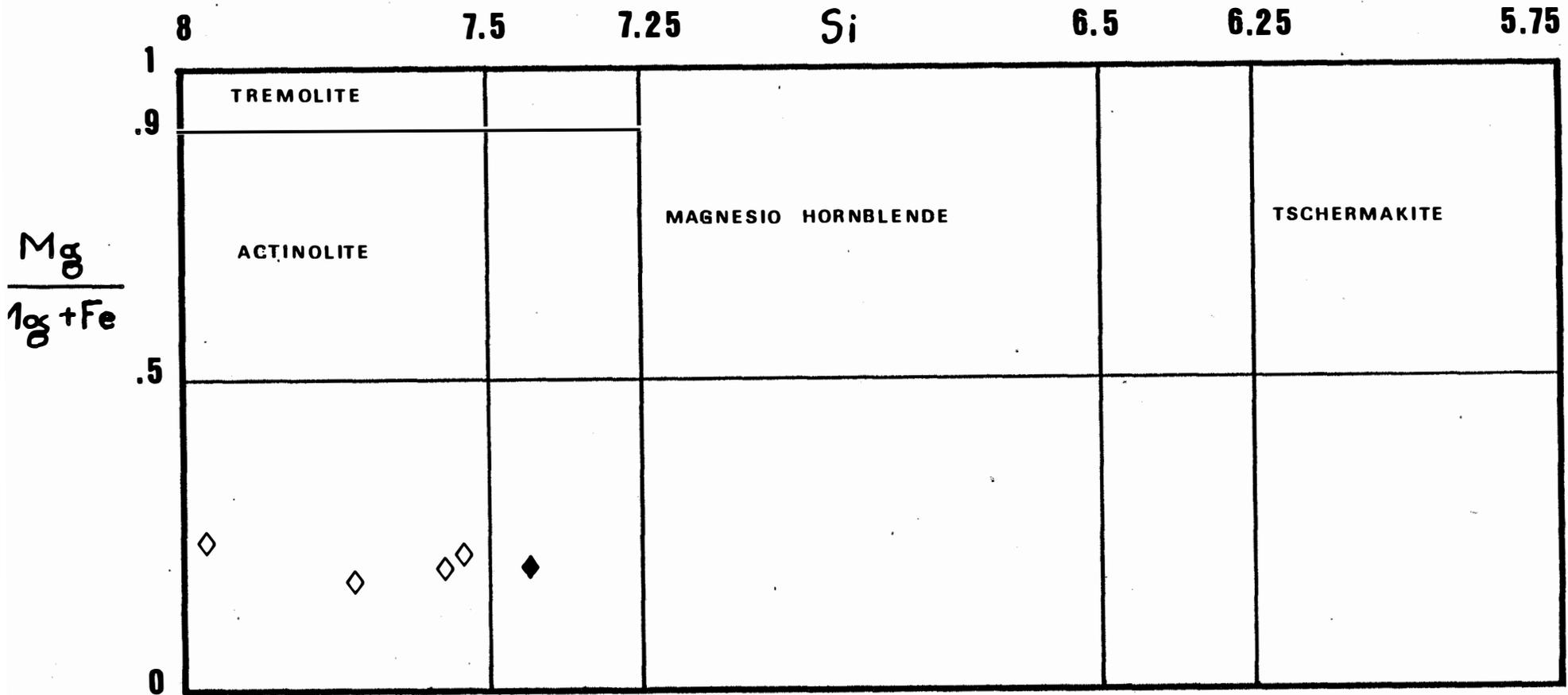


FIGURE 105

COMPOSITION DE L'AMPHIBOLE DE L'ENDOSKARN

◆ KSA 306  
◇ KSA 309

une pseudomorphose de clinopyroxène. Les successions des stades de substitution du granite par l'endoskarn suggère que celui-ci était déjà cristallisé lors de sa transformation.

- Différents types de zonations on pu être observés dans l'endoskarn :

. 1ere séquence.

Elle fait intervenir le grenat en plus de clinozoïsite et amphibole.

La succession des zones a été donnée auparavant.

Entre la zone de grenat + amphibole et la zone de clinozoïsite + amphibole se développe une zone de quartz. Celle-ci apparaît comme étant tardive sur la séquence, en effet elle contient des reliques de grenat aussi bien que de clinozoïsite. Le contact entre les deux zones semble avoir été un lieu de passage de fluides privilégié, puisque le développement de quartz à ce niveau est observé sur tous les échantillons.

. 2e séquence.

On observe fréquemment une accumulation d'apatite au niveau du contact endoskarn encaissant. La zonation est dans ce cas :

encaissant	clinozoïsite	amphibole +	clinozoïsite	+	apatite	clinozoïsite	+	clinozoïsite	+	amphibole
------------	--------------	----------------	--------------	---	---------	--------------	---	--------------	---	-----------

Dans la dernière zone sont associées à la paragenèse : l'allanite, le sphène et le zircon. Le sphène est fréquemment intimement associé à l'amphibole. Cette dernière présente fréquemment les signes d'une transformation en clinozoïsite, ce faisant, le passage entre les zones de clinozoïsite et clinozoïsite - amphibole est graduel, la taille de cette dernière décroissant progressivement. La clinozoïsite peut, par endroits, présenter des textures reliques d'amphibole.

Ce type de zonation n'est certainement pas uniquement d'origine métasomatique, et contient des associations minérales héritées d'accumulations

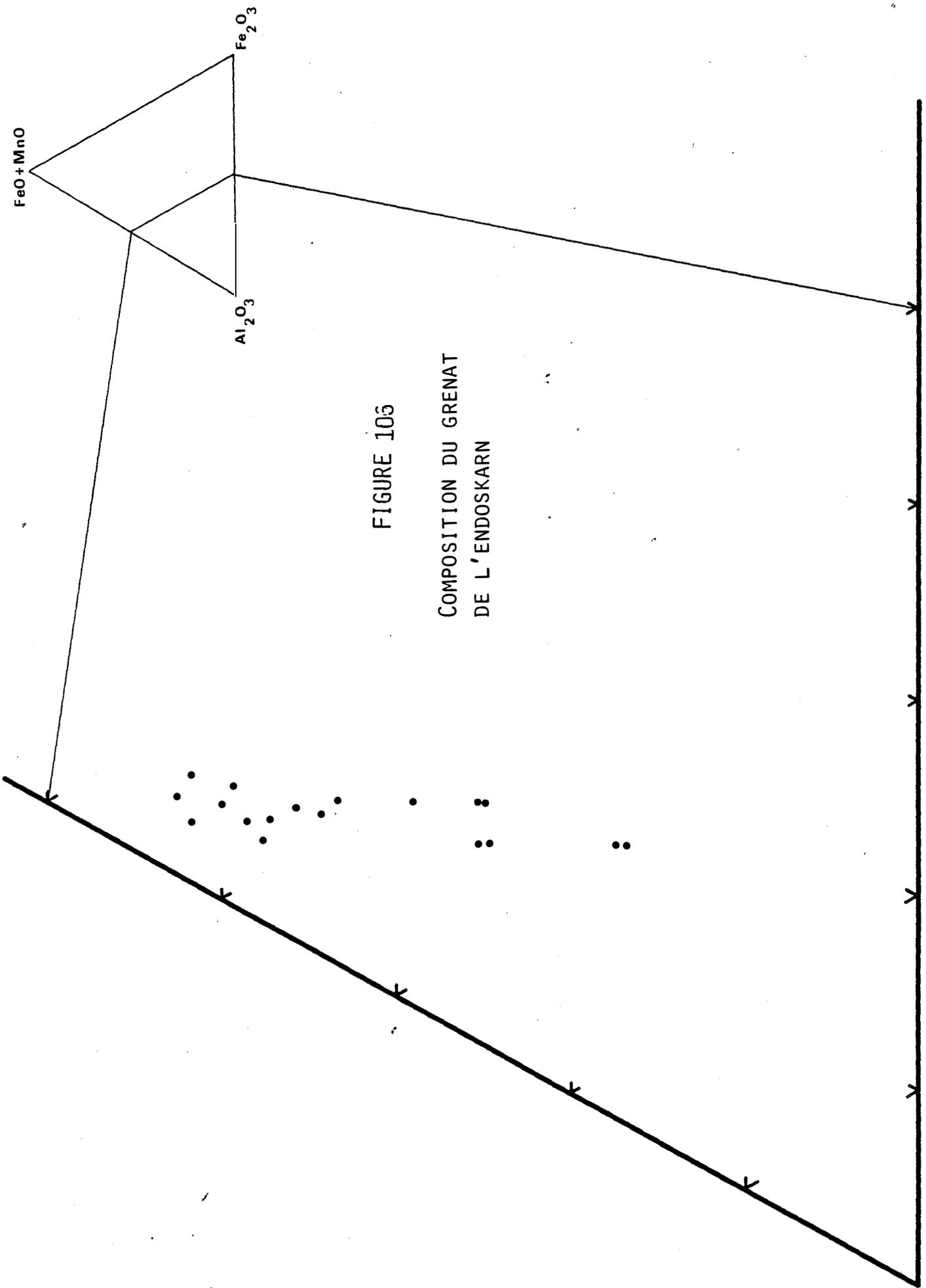


FIGURE 105  
 COMPOSITION DU GRENAT  
 DE L'ENDOSKARN

au niveau du contact granodiorite - encaissant. Cela explique la répétition de certaines associations tel clinozoïsite - amphibole.

- L'amphibole présente dans l'endoskarn est une ferroactinolite, voire pour une analyse (KSA306) une hornblende ferroactinolitique (Fig. 105).

- Le grenat correspond plutôt au grenat tardif, bien qu'une analyse soit située dans le domaine des grenats de skarn (fig. 106).

## 7.2/ GEOCHIMIE DE L'ENDOSKARN

L'étude géochimique des endoskarns repose en premier lieu sur l'étude géochimique de la granodiorite. Il existe trois publications sur ce sujet : Soler (1977), Raimbault (1981 ; à paraître). Ce dernier auteur a montré que l'on pouvait considérer l'existence d'une seule lignée au sein de laquelle sont différenciés cinq faciès :  $\gamma_1$  à  $\gamma_5$ . Le titane est choisi comme critère de différenciation.

J'ai repris le même critère de différenciation pour l'étude de l'endoskarn. Ceci malgré les accumulations de sphène notées auparavant, en effet toutes les teneurs sont modifiées dans les endoskarns. Ainsi ceux ci apparaissent plus riches en hafnium et zirconium que la granodiorite, cela semble traduire soit une accumulation de zircons, soit une diminution du volume des roches lors de la formation de l'endoskarn.

Afin de comparaison, des échantillons de granodiorite ont été prélevés en même temps que les endoskarns. De même sont introduits dans cette étude des échantillons de granodiorite albitisée. Ces échantillons sont constitués essentiellement de feldspaths (albite), et de quartz. Accessoirement on y observe de la chlorite et de la muscovite.

Les relations entre les différents échantillons de granodiorite sont les mêmes que celles observées par L. Raimbault.

- Sur le diagramme titane - zirconium (Fig. 107) on retrouve quatre des cinq groupes définis dans la granodiorite par L. Raimbault (à paraître). En plus j'y ai placé des analyses de granodiorite albitisée 1165.2, R<sub>15.5a</sub>, R<sub>15.5b</sub> qui se caractérisent, à teneur en titane donnée par des teneurs en zirconium à peine supérieures à celles de la granodiorite (en particulier 1165.2).

Les endoskarns sont situés soit dans la lignée des granites : 1165.4a ;  $\gamma_5$  KSA 309d ;  $\gamma_3$ , soit semblent enrichis en titane et zirconium : 428.1a et b, 486.20a. Ce dernier trait n'étant pas caractéristique des endoskarns il est à

FIGURE 107 :

Diagramme titane - zirconium  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée

- ▽ granodiorite
- ◆ granodiorite feldspathisée
- ▼ endoskarn

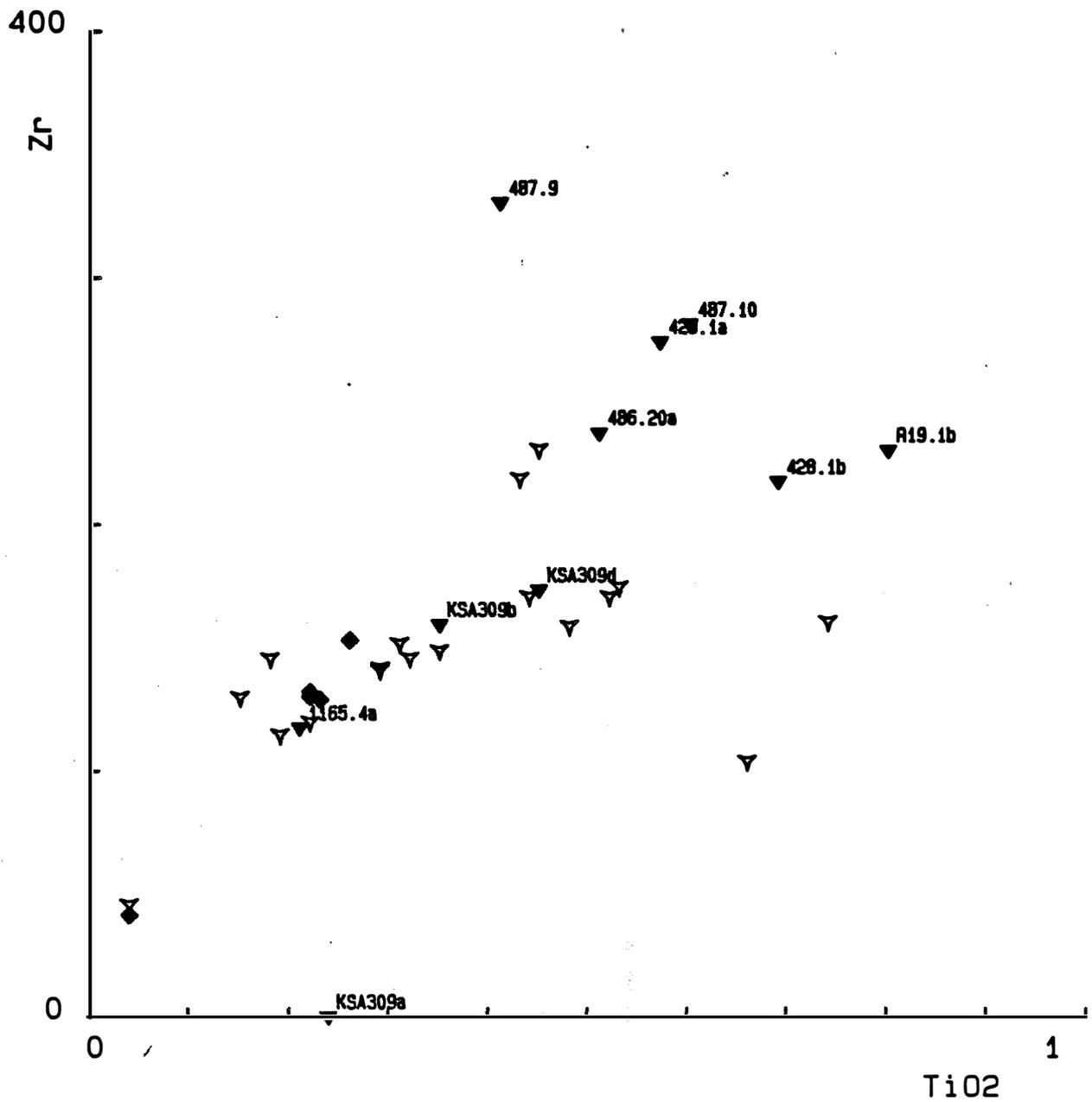
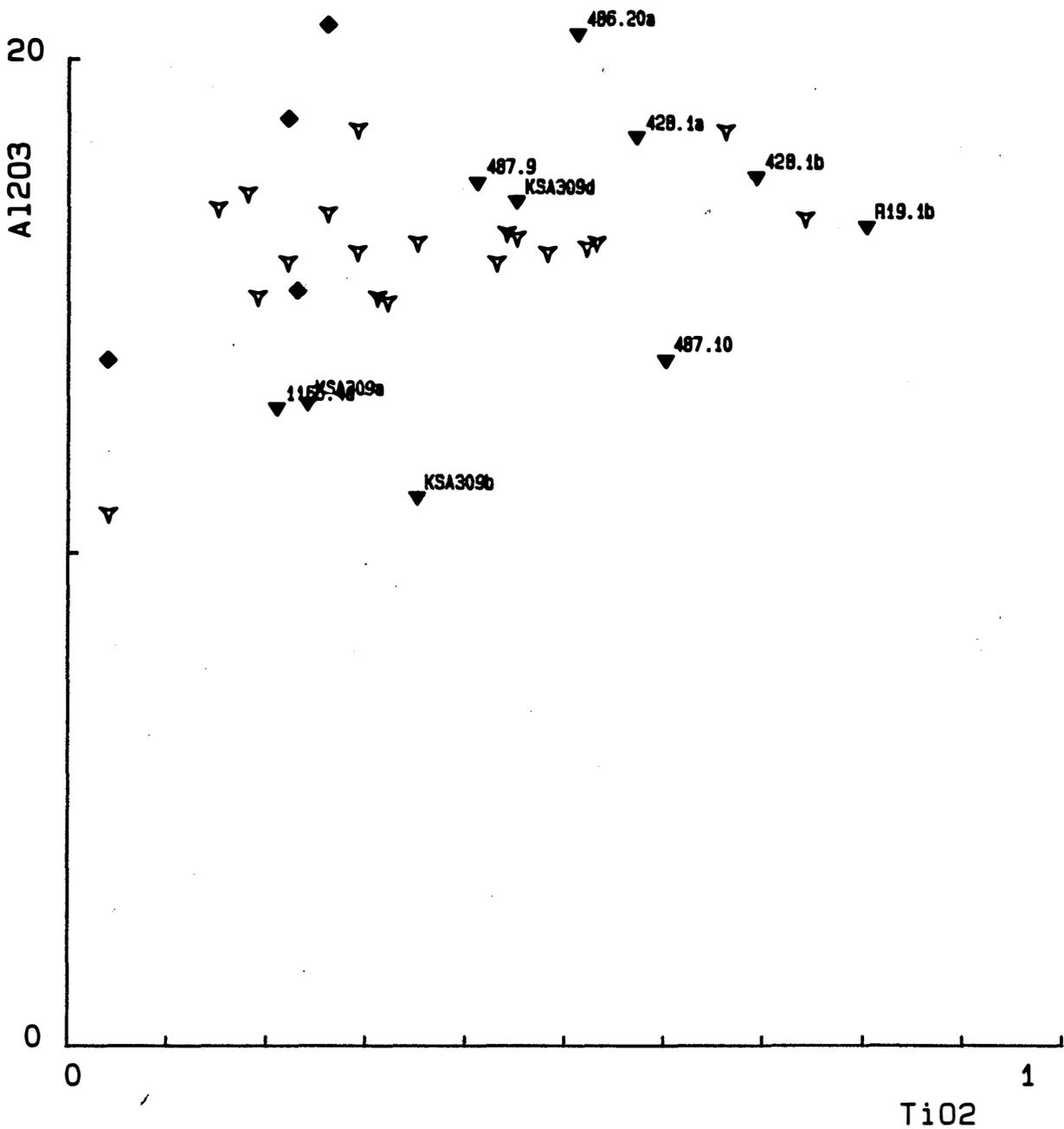


FIGURE 108 :

Diagramme titane - alumine  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée



relier à des accumulations locales de sphènes et de zircon, où à une variation locale du volume de ces roches.

On peut donc en conclure que ni le titane ni le zirconium ne sont affectés par la formation de l'assemblage clinozoïsite - amphibole sur le granite. On peut ainsi en déduire le faciès auquel appartient le granite transformé, et par là montrer que le même assemblage minéralogique se forme sur tous les types de granite observés dans l'apex de La Fourque.

- Dans le diagramme titane - alumine (Fig. 108), les endoskarns forment un amas d'où il est impossible de sortir une tendance commune à ces roches. Une légère augmentation de la teneur en alumine peut être observée dans les échantillons KSA 309d, 428.1a et b, 486.20a. L'échantillon 1165.4a présente pour sa part un appauvrissement en alumine lié à une dilution due à l'envahissement de la roche par le quartz. Ceci est le cas également des échantillons KSA 309b et KSA 309a correspondant aux zones à grenat, et amphibole et grenat respectivement, se développant sur KSA 309d.

- Nous avons vu précédemment que le gallium est lié à l'augmentation de la teneur en alumine des skarns. Qu'en est-il dans les endoskarns ? On observe sur le diagramme gallium - alumine (Fig 109), que pour l'ensemble, les endoskarns sont enrichis en gallium. Il semble se dessiner une anticorrélation, mais le nombre d'analyses demeure insuffisant pour permettre de trancher sur la signification de cette observation.

Les albitites, bien qu'enrichies en alumine ne présentent pas le même caractère que les endoskarns.

Sur le diagramme titane - silice (Fig. 110), on note un net appauvrissement en silice des endoskarns par rapport à la granodiorite. Les granodiorites albitisées demeurent quant à elles dans le même domaine que les roches formant l'apex.

- Par contre, le fer est un élément qui est nettement enrichi dans l'endoskarn (fig. 111), alors que la granodiorite albitisée est plus pauvre que les divers faciès de la granodiorite.

- Alors que l'ensemble des échantillons de la granodiorite présentent une très bonne corrélation titane - magnésium, les endoskarns présentent des variations de la teneur en magnésium liée à la teneur en titane : les fortes

FIGURE 109 :

Diagramme gallium - alumine  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée

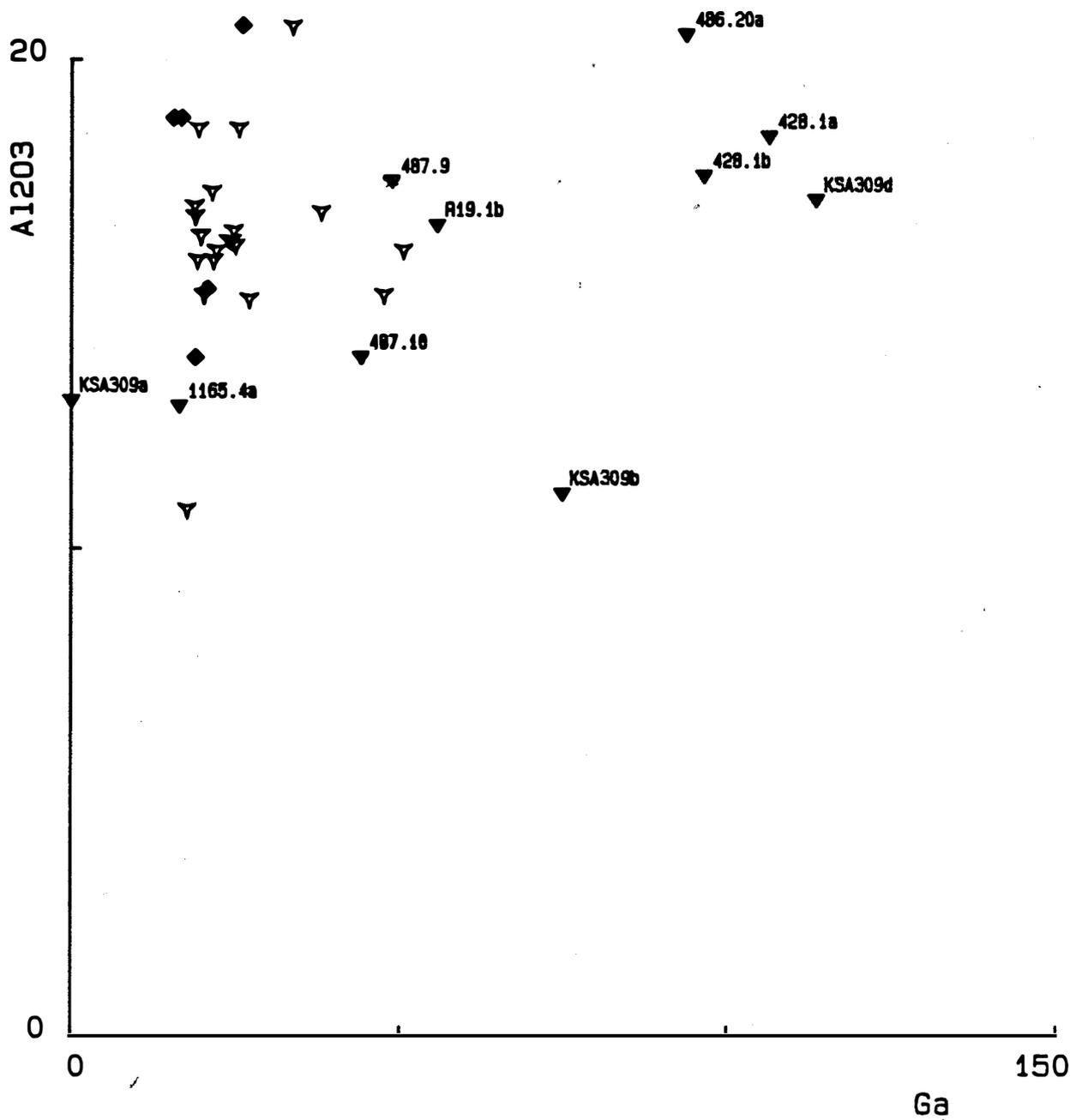


FIGURE 110 :

Diagramme titane - silice  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée

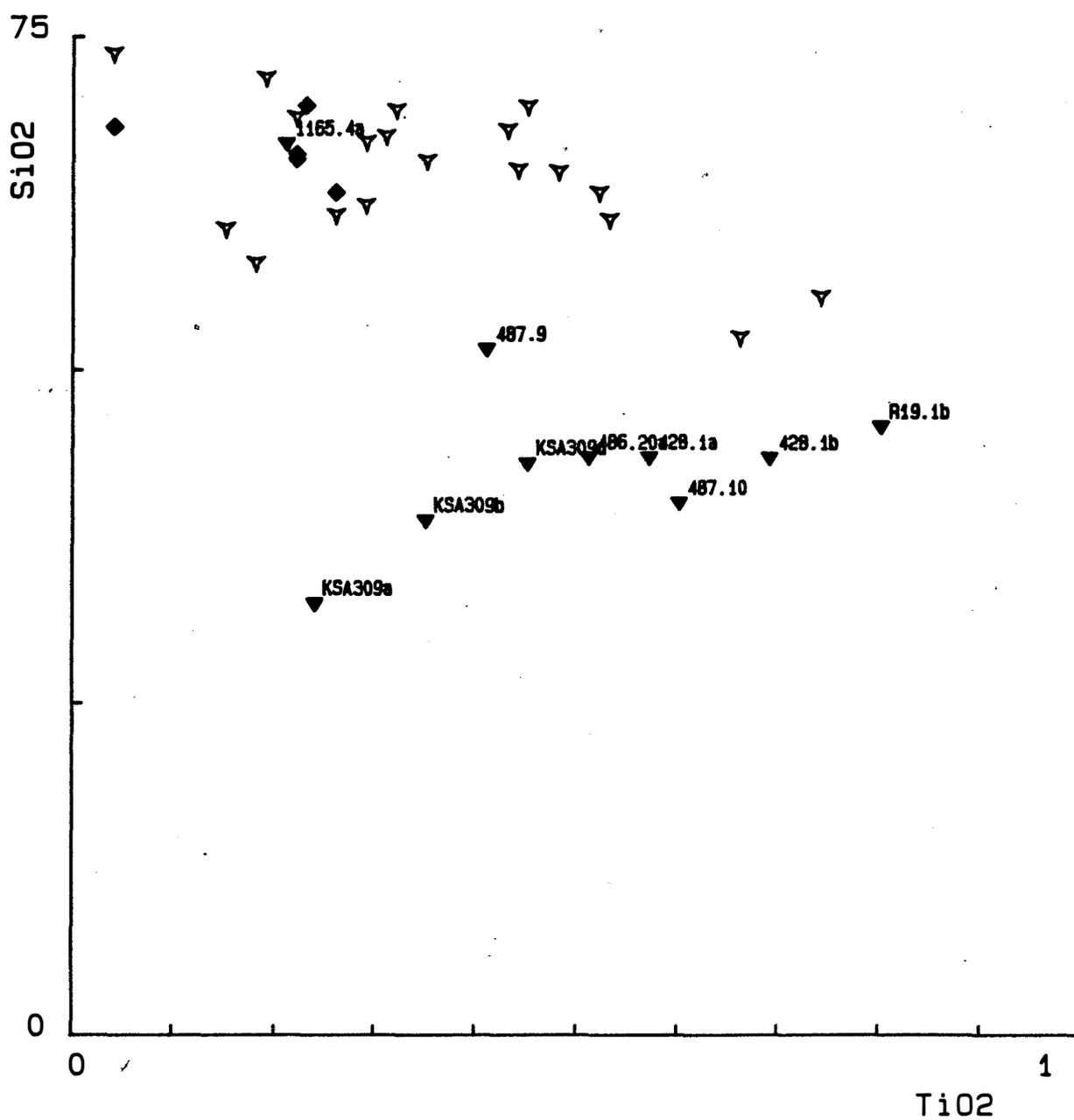


FIGURE 111 :

Diagramme titane - fer  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée

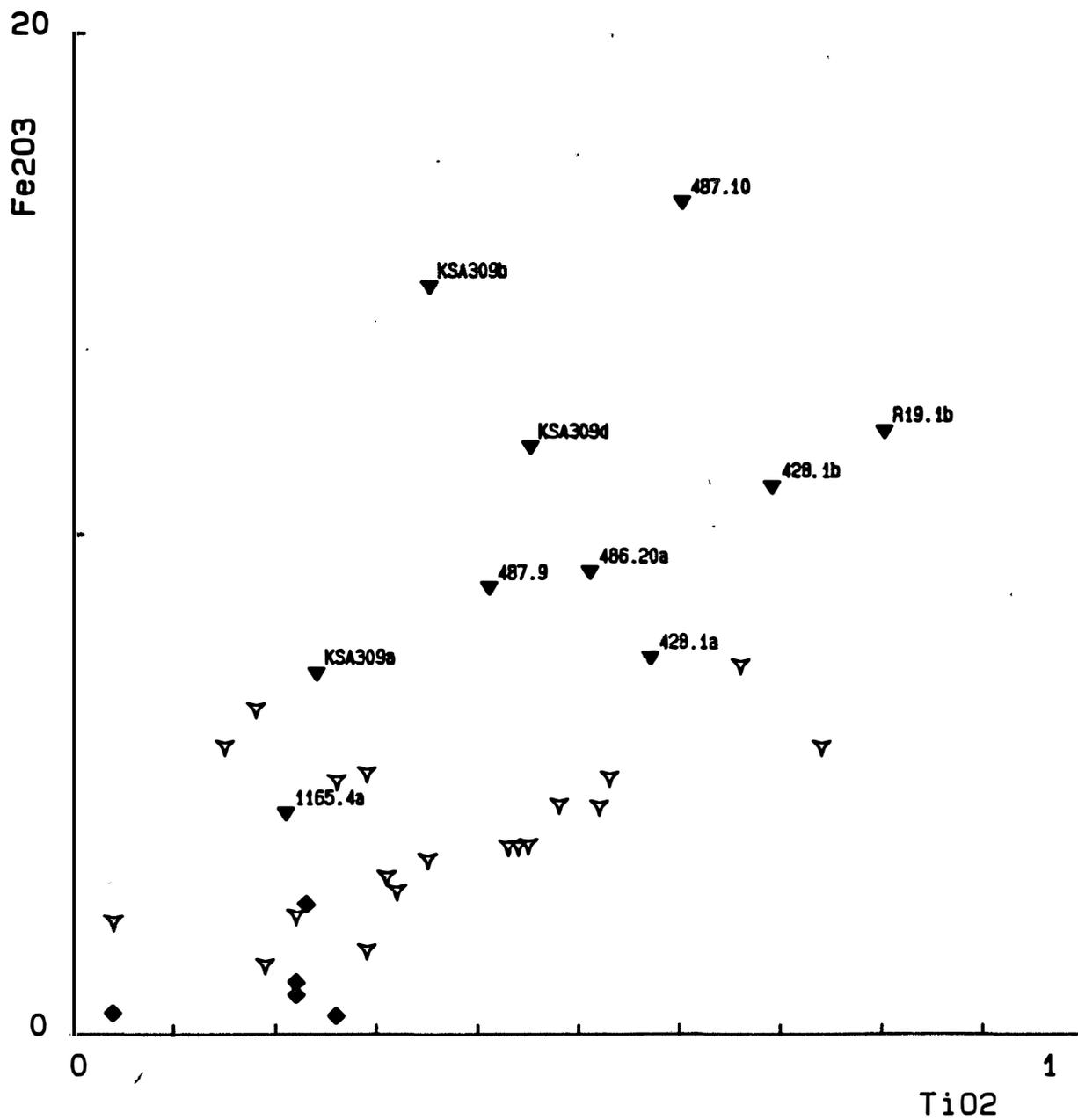


FIGURE 112 :

Diagramme titane - magnésium  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée

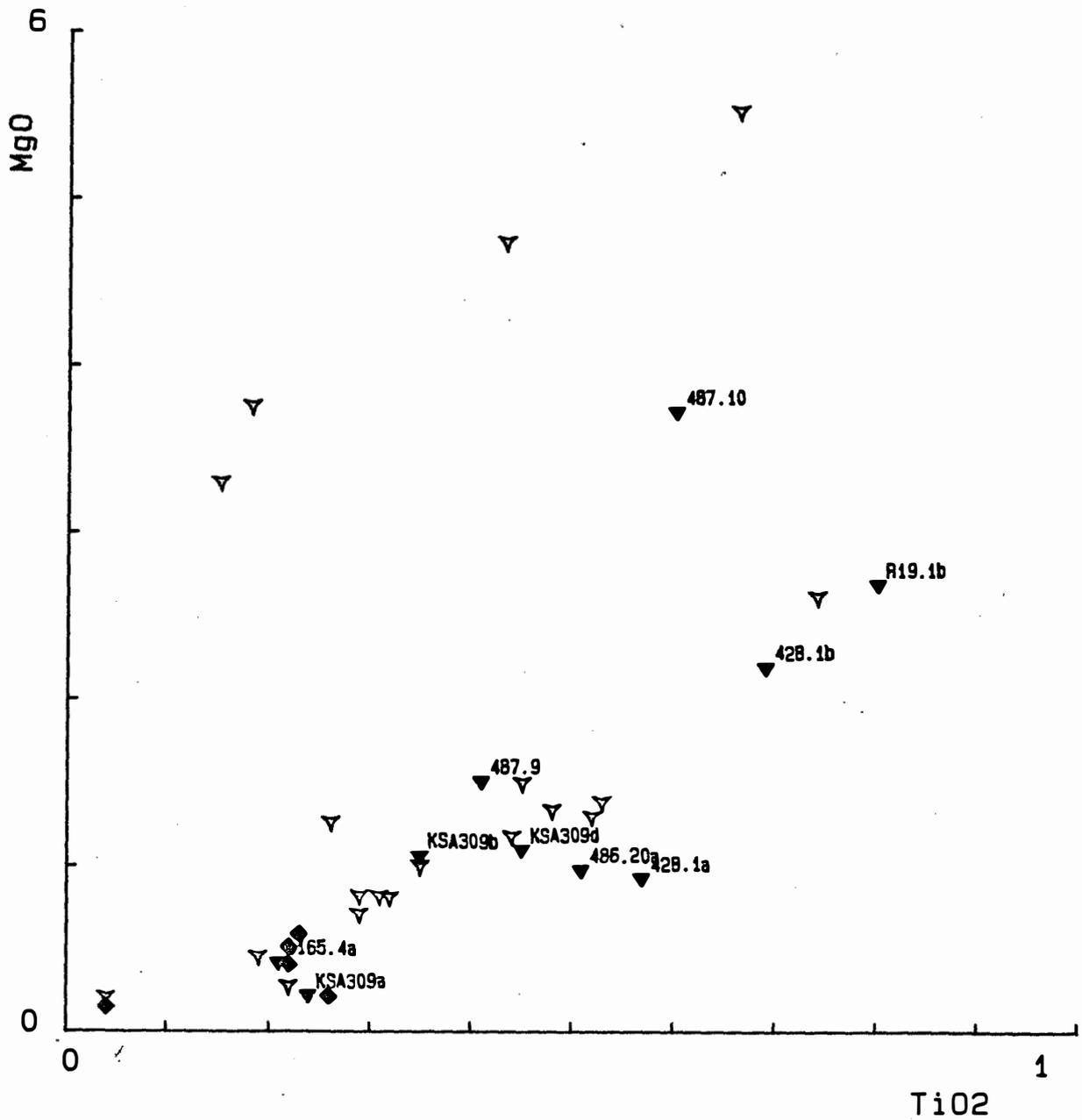


FIGURE 113

DIAGRAMME TITANE - NIOBIUM DE LA  
GRANODIORITE ET DES ALBITITES

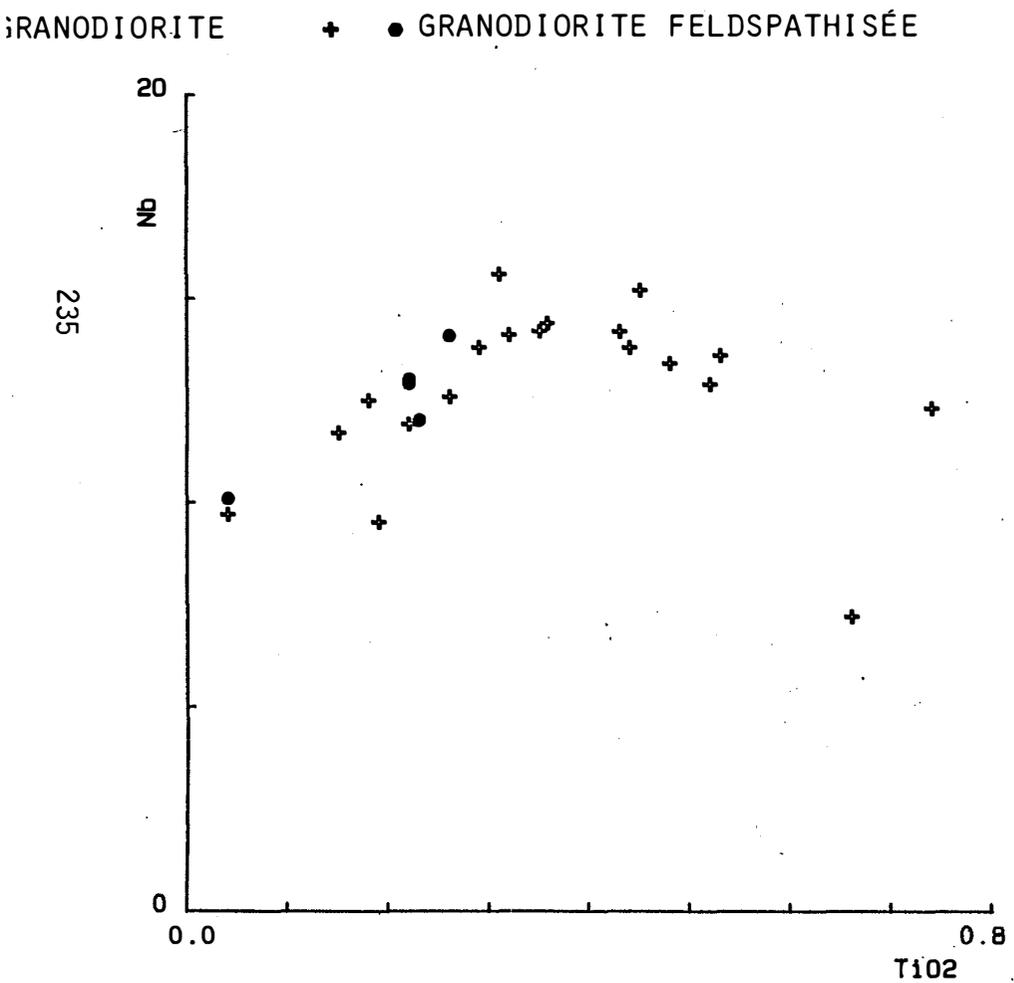


FIGURE 114

DIAGRAMME TITANE - NIOBIUM DES ENDOSKARNS

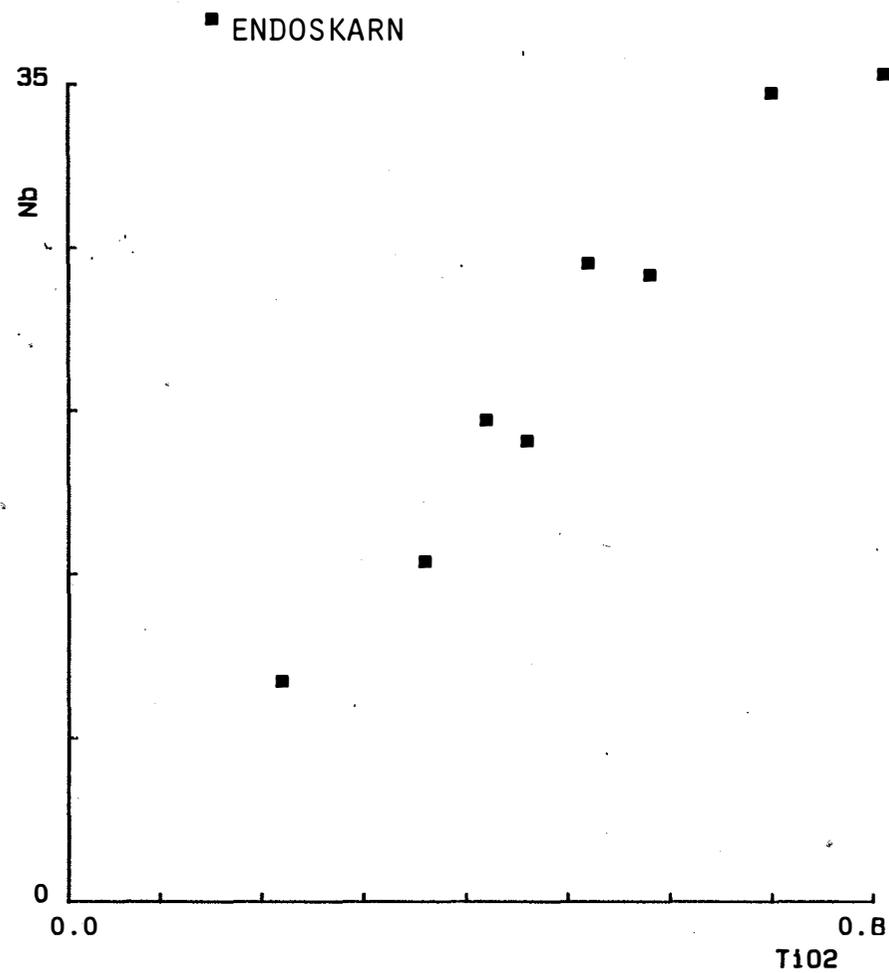
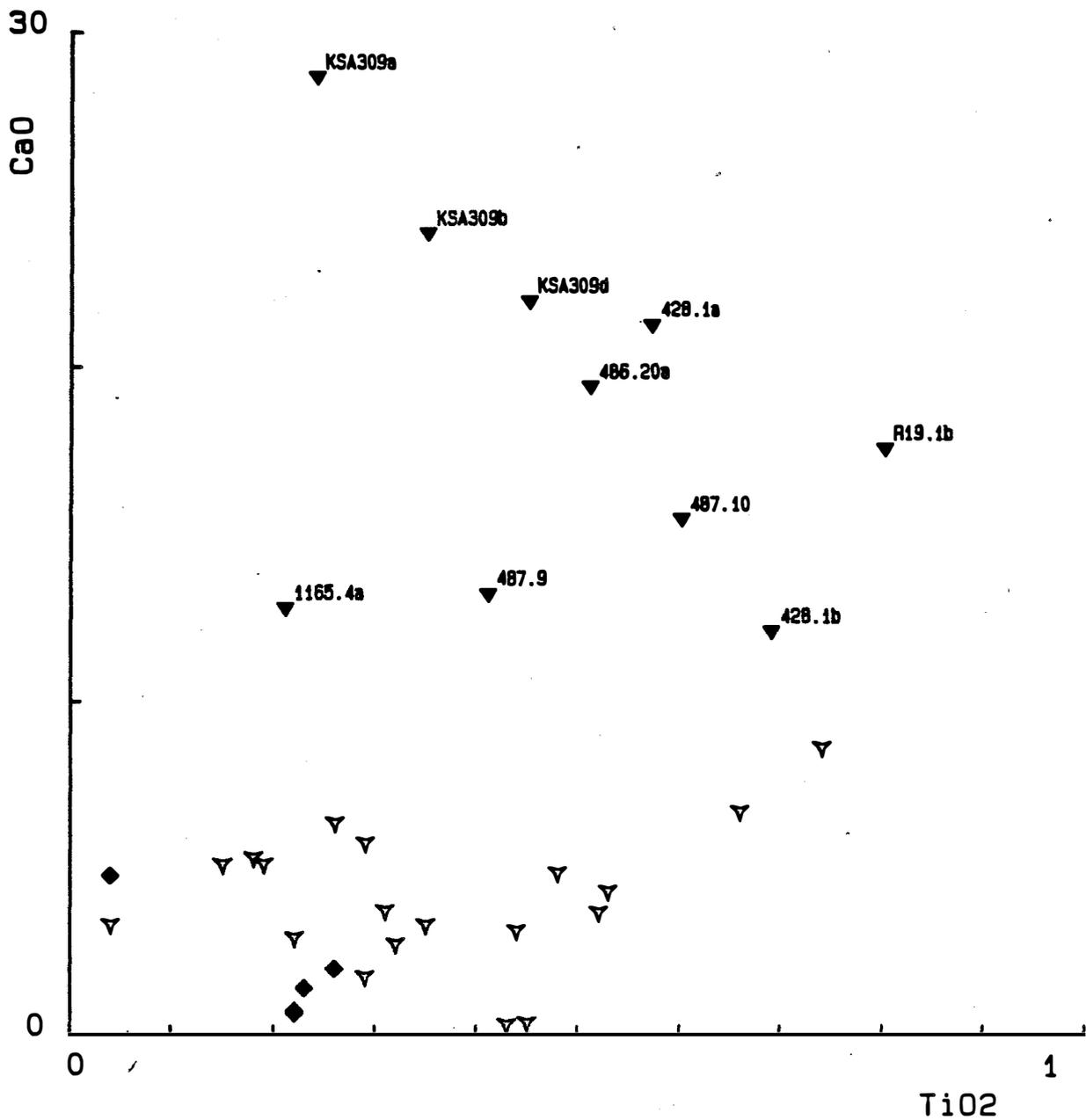


FIGURE 115 :

Diagramme titane - calcium  
des skarns formés sur la granodiorite  
comparaison avec la granodiorite  
et la granodiorite feldspathisée



teneurs sont situées dans la prolongation de la corrélation des granites, alors que les teneurs en titane du même ordre que celles de la granodiorite sont liées à de faibles teneurs en magnésium (Fig. 112). Ceci pourrait confirmer l'hypothèse d'une variation de volume des roches au cours de la formation de l'endoskarn : l'enrichissement simultané résultant d'un phénomène d'anti dilution.

- Les alcalins : sodium potassium et rubidium, sont lessivés dans les endoskarms.
- Le manganèse et le calcium sont clairement enrichis dans l'endoskarn.
- Le phosphore ne semble pas affecté.

- Le niobium.

Cet élément présente un comportement remarquable suivant qu'il se situe dans l'endoskarn ou la granodiorite. Alors que dans celle-ci titane et niobium ne sont pas corrélés, on note une très bonne corrélation titane - niobium dans l'endoskarn (Fig. 113 et 114).

Ceci s'explique si on considère que, au cours de la destruction de la biotite présente dans la granodiorite, lors de la formation de l'endoskarn, le titane libéré va former du sphène. Ce minéral va alors pouvoir pomper au cours de sa cristallisation, le niobium présent dans le fluide. On obtiendra alors une parfaite corrélation entre titane et niobium.

Le niobium est le seul élément présentant ce caractère. On peut penser dès lors, que les lois de distribution des autres éléments au sein de l'endoskarn sont plus complexes.

En particulier, l'yttrium et le strontium présentent un enrichissement dans l'endoskarn, sans que ceci ne soit corrélé au titane ou à l'alumine.

## 8/ COMPARAISON SKARNS ENDOSKARN

L'étude qui vient d'être faite sur les skarns et endoskarms permet de mettre à jour de nombreuses similitudes.

- Tout d'abord, les roches sont associées spatialement et résultent dans tous les cas de l'action d'un fluide sur la roche primaire.

- D'un point de vue minéralogique on a vu que le même minéral (grenat) peut se développer aussi bien sur le marbre, les cornéennes calciques, que dans

l'endoskarn. La gamme de composition présentée par le grenat n'est pas la même dans tous les cas. Cela montre que l'influence du substrat se fait encore sentir à ce niveau. Les compositions présentées dans chaque cas sont toutefois assez proches pour considérer que dans tous les cas le grenat résulte d'une réaction entre un fluide unique et les différentes roches étudiées.

- Mais c'est surtout une comparaison géochimique qui permet de montrer toutes les similitudes existant entre skarn et endoskarn.

Dans les deux cas, les éléments dont les teneurs varient dans la roche métasomatique par rapport à la roche de départ sont les mêmes :

Si, Fe, Mn, Ca, Na, K, Nb, Ga, Y, Rb, Sr.

Dans les deux roches les alcalins sont lessivés.

Les éléments enrichis dans les deux types de roches sont Fe, Nb, Ga, Mn. L'yttrium est enrichi dans les skarns formés sur le marbre et dans l'endoskarn, les skarns formés sur les cornéennes ne présentent pas de variation notable.

Enfin un certain nombre d'éléments sont enrichis dans un type de roche et appauvris dans l'autre. Le silicium, lessivé dans l'endoskarn est enrichi dans les skarns.

Le calcium à l'inverse est enrichi dans l'endoskarn et appauvri dans les skarns, le strontium est déplacé dans le même sens.

Ceci s'explique très bien si on considère qu'un fluide de composition similaire agit dans chaque type de roche. Ce fluide possède une composition telle qu'il est sous saturé en calcium par rapports aux marbres et aux cornéennes calciques. Son action sur les marbres et les cornéennes se traduira donc par un lessivage du calcium. Alors que sur la granodiorite, roche ne contenant pas de calcium, le passage du fluide aura pour effet d'enrichir la roche en cet élément.

Le mécanisme d'enrichissement de l'encaissant en silice, et d'appauvrissement de la granodiorite répond de la même logique. Il s'agit en fait dans tous ces échanges, d'harmoniser les teneurs de la roche avec celle du fluide dont la composition est telle qu'elle tamponne dans les roches les teneurs en silice et en chaux.

Enfin l'aluminium apparaît enrichi uniquement dans les skarns formés sur le marbre.

- Tout ceci amène à considérer que, comme le faisaient prévoir les relations spatiales, skarns et endoskarns résultent bien d'un même phénomène lié à la circulation d'un fluide unique pour les deux roches. Ce fluide cependant va réagir différemment selon la roche rencontrée, ainsi que les minéraux formés, laissant ainsi des teneurs ainsi que des corrélations interélémentaires variant selon le substrat.

## 9/ QUELQUES CONSIDERATIONS SUR LE FLUIDE

L'étude minéralogique et géochimique des skarns et des endoskarns va nous permettre de tirer quelques hypothèses sur la nature du fluide responsable de la formation de ces roches. Certaines idées ont déjà été discutées par P. Soler (1977), notamment les paramètres physiques du fluide, ainsi que le modèle de constitution du système de zone dans les skarns formés sur les marbres.

Les paramètres physiques ne seront pas rediscutés ici. En effet mon étude n'apporte pas de données fondamentalement différentes de celles ayant permis à P. Soler de fixer un domaine pression-température de formation des skarns. Les valeurs obtenues par cet auteur sont :

Pression : 2 Kbars

Température : 412° C

Le fluide impliqué dans les processus métasomatiques, circule au niveau du contact intrusif - encaissant. Ceci peut être déduit des relations skarn - endoskarn. Ceux ci sont souvent associés, et ne se forment qu'en certains endroits discontinus et communs entre les deux roches. Il n'a pas été observé en première approximation, de variation dans la nature des zone formées par le skarn en liaison avec la position de ceux ci dans le gisement, le fluide semble donc agir sur les roches, de la même façon en tout lieu. La zonation des skarns est en gros parallèle au contact entre pluton et roches encaissantes. La granodiorite n'a été transformée en endoskarn qu'au niveau de ce contact, et alors qu'elle était déjà cristallisée. Le fluide ne peut donc provenir de l'intrusif contigu aux skarns.

Il semble donc que le fluide circule per ascensum, au niveau du contact granodiorite encaissant, percolant les roches perpendiculairement à sa direction de propagation.

## 10/ COMPOSITION DU FLUIDE

Le fluide qui circule entre la granodiorite et l'encaissant peut être considéré en équilibre avec les roches juste contiguës, c'est à dire la zone interne de l'exoskarn (zone à grenat) et endoskarn initial (clinozoïsite-clinopyroxène. Nous avons vu que le grenat peut se former aussi bien sur l'endoskarn, que sur le marbre ou les cornéennes, sa composition étant identique dans les trois cas. Ceci amène à considérer que le terme ultime du rééquilibrage entre fluide et roche est caractérisé par ce grenat, et que la composition de celui-ci nous permettrait de remonter à la composition du fluide source.

Malheureusement il nous manque les divers coefficients de partage, fluide - grenat nous permettant de procéder à partir de la composition du grenat à la détermination de celle du fluide, en connaissant température et pression.

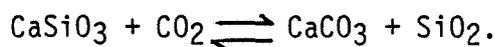
- La phase fluide.

Mis à part les espèces en solution, le fluide lui-même est constitué d'un mélange de divers composants qui, en première approximation peuvent être : H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, HCl, HF, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>.

Il est clair que la majeure partie du fluide est constituée d'eau. La teneur des autres constituants fixera la teneur en eau par la relation :

$$X_{H_2O} = 1 - (X_{CO_2} + X_{O_2} + X_{HCl} + X_{HF} + X_{H_2SO_4} + X_{CH_4} + X_{NH_3} + X_{H_2}) \quad (35)$$

La teneur en CO<sub>2</sub> doit au départ être faible. Nous avons vu en effet que le graphite contenu dans les marbres est lessivé par le fluide. De plus, il est possible par endroit d'observer une zone de wollastonite. La fugacité de CO<sub>2</sub> dans ce cas est fixée par la réaction :



Ce qui à 400°C et P<sub>fluide</sub> = 2 kb donne comme valeur maximum de la fraction molaire de CO<sub>2</sub> : 0,02.

A la sortie de cette zone de wollastonite, le fluide se charge en CO<sub>2</sub> par destruction de la calcite, puis au front suivant par destruction du graphite. Si localement le fluide se charge en CO<sub>2</sub> à tel point que le potentiel de cet élément augmente au sein du skarn, ceci peut amener la déstabilisation de la wollastonite, expliquant ainsi la rareté de cette zone.

La teneur en CO<sub>2</sub> à la source doit être proche de celle dans la zone de

wollastonite, en effet aucun front ne fait intervenir de  $\text{CO}_2$ . Il serait cependant faux d'en conclure que le  $\text{CO}_2$  ne s'échange pas à ces fronts. Cependant il est fort probable que cet échange est très faible, assurant ainsi l'hypothèse de départ.

- La fugacité d'oxygène du fluide impose le rapport  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  dans le fluide. Ce rapport peut avoir une influence sur la composition du grenat. Il n'existe pas actuellement de données permettant, à partir de la composition du grenat, de remonter à la fugacité d'oxygène du fluide. En fait, la composition du grenat ne dépendant pas uniquement du rapport  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  du fluide mais également de l'activité du calcium et de l'aluminium en solution, il n'est pas possible actuellement de déterminer les valeurs de ces facteurs.

- La fugacité de  $\text{HCl}$  est très difficile à appréhender. Si la présence de chlore en forte proportion ne fait aucun doute (cela est nécessaire pour complexer les éléments en solution) il n'existe pas de minéraux du chlore permettant de remonter à  $f_{\text{HCl}}$ . L'analyse des inclusions fluides serait la méthode la plus efficace.

- Il en est de même pour  $\text{HF}$  que pour  $\text{HCl}$ . Sa présence ne fait aucun doute, et est traduite par la présence de fluor dans le grenat. Malheureusement on ne connaît pas le coefficient de partage du fluor entre fluide et grenat.

Le rapport fluor/chlore du fluide ne peut non plus être approché par la composition des minéraux, le rapport présenté par ces deux éléments dans les minéraux étant différent de celui du fluide il est nécessaire d'avoir à sa disposition les valeurs des divers paramètres susceptibles d'influer sur le partage de ces deux espèces entre fluide et minéraux.

Les teneurs des autres constituants de la phase fluide ne peuvent être évaluées à partir des paragénèses observées.

- La teneur en silice du fluide à son entrée dans le système est inférieure à la teneur de saturation.

En effet le quartz est lessivé dans le granite, au cours de la formation de l'endoskarn. On peut cependant penser que le fluide est proche de la saturation, vu le rapide dépôt de quartz dans les cavités formées dans les skarns.

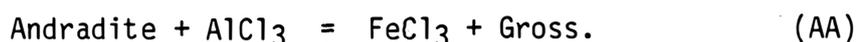
Outre la silice, le fluide apporte du fer, du manganèse et de l'aluminium. Le fer est concentré dans la zone d'hédenbergite, la formation du grenat

sur le pyroxène entraîne un déplacement de ce constituant et un dépôt au front pyroxène calcite.

La teneur en fer du fluide à sa source, est donc inférieure à celle que laisse supposer la composition du pyroxène. Ceci est uniquement dû aux coefficients de partages entre fluide et minéraux constitutif d'une zone des divers constituants. Il y a en effet interaction locale au sein de chaque zone entre ces divers coefficients. Ces interactions sont fonctions de la nature des minéraux et de la composition du fluide.

On peut tenter de remonter au rapport  $Fe^{3+}/Al$  du fluide à partir de la composition du grenat.

Perchuk et Aranovich (1979) ont déterminé expérimentalement le coefficient de distribution de ces constituants pour des températures de 500 à 580°C et des pressions variant de 1 à 2 kbars. Celui-ci est déterminé à partir de la réaction d'échange :



La solution solide de grenat est considérée idéale. Ceci apparait correspondre à une bonne approximation de la réalité pour ces auteurs.

Le coefficient de distribution est donné par la relation :

$$K_D = \frac{X_{Fe}^{aq} (1 - X_{Fe}^{gr})}{(1 - X_{Fe}^{aq}) X_{Fe}^{gr}} \quad (36)$$

L'expression de la valeur du  $K_D$  est donnée par l'équation :

$$K_D = \exp \frac{347,635 - 8,653 (T - 500) + 0,126 (P - 1000)}{1,987 (T + 273)} \quad (37)$$

La température est en degré Celsius, et la pression en Bars.

On obtient à 2 Kbars et 400°C les résultats suivants :

$X_{Fe}^{gr}$	$X_{Fe}^{aq}$
0.1	0,20
0.15	0,285.

Ces valeurs sont à prendre avec précaution, les expériences ayant été

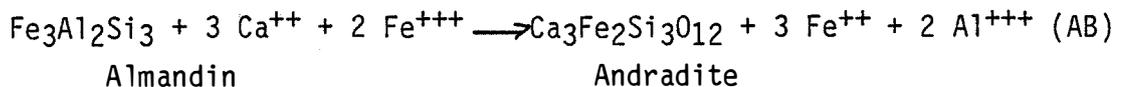
faites dans des conditions différentes de celles régissant la formation des skarns : températures plus élevées et système fermé.

De plus, les grenats analysés à Salau contiennent des teneurs non négligeables en spessartine et almandin, constituants n'entrant pas dans les grenats étudiés par Perchuk et Aranovich.

Toutefois, le grenat pouvant cristalliser dans des cavités, on peut penser que dans certains cas il se forme directement à partir d'un fluide. Ce fluide n'a certainement pas les mêmes caractéristiques que le fluide impliqué dans les expériences de Perchuk et Aranovich, mais on peut penser que le  $K_D$  calculé à partir de celles-ci fournit une bonne approximation de la teneur en fer du fluide.

En particulier il semble, à la vue des résultats expérimentaux et de la composition du grenat que la teneur en alumine du fluide soit supérieure à sa teneur en fer ferrique.

- Le rapport fer ferreux fer ferrique du grenat devrait nous permettre de déterminer la fugacité d'oxygène. Il faut pour cela considérer la réaction :



La loi d'action de masse est donnée par la relation :

$$\begin{aligned} \text{Log } K_{\text{AB}} &= \text{Log } a_{\text{and}} + 2 \text{Log } a_{\text{Al}^{3+}} + 3 \text{Log } a_{\text{Fe}^{2+}} - \text{Log } a_{\text{alm}}^{\text{gnt}} - \\ &\text{Log } a_{\text{Ca}^{++}} - 2 \text{Log } a_{\text{Fe}^{3+}} \end{aligned} \quad (38)$$

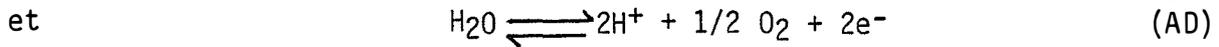
ceci si on considère que la solution solide andradite almandin est idéale. Cela n'est certainement pas le cas dans la réalité et il faut alors faire intervenir un coefficient d'activité dont les valeurs nous sont inconnues.

De même il est nécessaire de connaître les spéciations du calcium et de l'aluminium en solution.

Pour simplifier l'écriture des équations nous considérerons que le mélange andradite almandin est idéal, et que les activités des diverses espèces en solution sont connues.

$$\text{d'où : } \frac{3}{2} \text{Log } \frac{a_{\text{Fe}^{2+}}}{a_{\text{Fe}^{3+}}} = \text{Log } K_{\text{AB}} + \text{Log } a_{\text{alm}} + 3 \text{Log } a_{\text{Ca}} - 2 \text{Log } a_{\text{Al}} \quad (39)$$

Ceci couplé à :



dont les coefficients de réaction sont respectivement :

$$K_{AC} = \frac{f_{\text{Fe}^{3+}} \cdot a_{e^-}}{f_{\text{Fe}^{2+}}} \quad (40)$$

et

$$K_{AD} = \frac{a_{\text{H}^+}^2 \cdot a_{\text{O}_2}^{1/2} \cdot (f_{e^-})^2}{a_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (41)$$

$$\text{d'où } 1/2 \text{ Log } a_{\text{O}_2} = \text{Log } K_{AD} + 2 \text{ Ph} + 2 \text{ Pe} + \text{Log } a_{\text{H}_2\text{O}}. \quad (42)$$

Pe est déterminé à partir de (AC) et (AD) :

$$1/2 \text{ Log } a_{\text{O}_2} = \text{Log } K_{AD} + 2 \text{ Ph} - \text{Log } a_{\text{H}_2\text{O}} - 4/3 (\text{Log } K_{AB} + \text{Log } a_{\text{Alm}} \quad (43)$$

$$- \text{Log } a_{\text{Alm}} + 3 \text{ Log } a_{\text{Ca}^{++}} - 2 \text{ Log } a_{\text{Al}^{3+}}) - \text{Log } K_{AC}.$$

On voit en outre que le rapport fer ferreux/fer ferrique, et la fugacité d'oxygène ne peuvent être connus que si l'on connaît le Ph de la solution, ainsi que l'activité du calcium et de l'aluminium en solution. De plus, il est nécessaire de connaître le modèle de solution solide du mélange andradite - almandin. Toutes ces données ne sont pas en notre possession, en particulier le modèle de solution solide et les activités des divers constituants en solution.

Il est nécessaire donc de déterminer ces divers paramètres, expérimentalement afin de pouvoir déterminer la fugacité d'oxygène à partir de la composition du grenat.

- Le fluide en équilibre avec le grenat contient nécessairement du calcium en solution, et ce en dessous du seuil de saturation en calcite. Il n'est cependant pas possible de déterminer si la teneur en calcium est un caractère propre à la source du fluide, ou si le calcium est incorporé dans le fluide au cours de son ascension par des échanges avec les roches encaissantes.

- La teneur en alcalins est certainement très faible, ce qui se traduit par les lessivages de Na, K, et Rb dans toutes les roches traversées par le fluide.

- Enfin, nous avons vu que l'yttrium, le gallium et le niobium étaient clairement apportés au cours de la formation des skarns sur les marbres. La teneur de la roche va dépendre essentiellement des coefficients de partage, fluide - minéraux, donc de la teneur du fluide, mais aussi de la nature de la phase contenant l'élément en question.

Le gallium est de par sa nature substitué à l'aluminium dans le site octaédrique des silicates (Vlasov, 1964). Dans les skarns il sera donc contenu dans le grenat et dans l'endoskarn dans la clinozoïsite, et le grenat quand il est présent.

On a vu que les deux types de skarns sont enrichis en gallium par rapport à leurs substrats, et que leurs teneurs en gallium sont similaires. Par contre, les endoskarns sont plus riches. On peut penser que la clinozoïsite peut contenir plus de gallium que le grenat. Ceci semble montré par l'échantillon KSA 309 b dans lequel le grenat remplace la clinozoïsite. La roche est alors plus pauvre en gallium, mais aussi en aluminium, le grenat contenant moins d'alumine que la clinozoïsite, ceci peut expliquer la différence de teneur.

L'yttrium est également contenu dans le grenat des skarns formés sur les marbres. Il en est de même dans les skarns formés sur les cornéennes. Par contre dans l'endoskarn l'yttrium semble contenu dans le zircon. Dans l'endoskarn, la teneur en yttrium va donc dépendre de la teneur en zircon, alors que dans les skarns, cette même teneur va dépendre de la proportion de grenat. On tire des teneurs des différentes roches que le zircon est susceptible de contenir plus d'yttrium que le grenat.

Ceci concorde avec les données de Vlasov (1964).

- Le niobium.

Clairement contenu dans le sphène des cornéennes calciques, les skarns se forment sur celles-ci le contiennent dans le grenat (corrélation niobium - alumine). On a donc eu destruction du sphène au cours de la formation du skarn et incorporation du niobium dans le grenat, sans qu'il eût été nécessaire d'en apporter.

C'est également le grenat qui contient le niobium des skarns formés sur les marbres. Les fortes teneurs rencontrées dans ceux-ci s'expliquent par la forte proportion de grenat contenu dans les échantillons.

Dans la zone constituée de clinozosite et d'amphibole, correspondant à l'endoskarn, nous avons vu que le sphène est la phase contenant le niobium, et les teneurs observées nécessitent un apport. On note ici que les teneurs des skarns et celles des endoskarns sont identiques.

- Les terres rares.

Il est extrêmement délicat, voire hasardeux de vouloir retrouver à partir des teneurs de minéraux, les spectres de terres rares du fluide. Ceci d'abord parce que les spectres des minéraux des skarns formés sur les cornéennes sont hérités de ces dernières, et qu'ensuite il n'y a pas à ma connaissance de travaux sur les coefficients de partages des terres rares entre fluides aqueux et grenat.

Cependant, d'après les travaux de Harris et Wood (1980) le grenat semble concentrer préférentiellement les terres rares lourdes aux terres rares légères.

Si cette tendance se conserve dans tous les cas de figure (ce qui reste à démontrer) on observe effectivement un enrichissement des terres lourdes par rapport aux terres légères dans le grenat des skarns formés sur le marbre. Ne connaissant pas les coefficients de partage on ne peut dire si le fluide a un spectre plutôt plat ou effectivement fractionné.

L'anomalie en europium du grenat semble par contre impliquer une anomalie positive dans le fluide (Le Guyader, 1983).

Le grenat tardif.

La présence d'un grenat de composition particulière, ainsi que les relations particulières observées entre ce grenat et le grenat primaire dans les skarns amènent à considérer le grenat tardif à part.

Ce grenat est clairement postérieur aux skarns qu'il recoupe et antérieur aux altérations. Il ne peut être placé dans la zonation des skarns. On le trouve généralement dans les fissures ou dans des cavités géodiques au sein du pyroxène comme du grenat. Il est alors associé au quartz. Dans les cavités géodiques il peut se former en se calant sur les minéraux préexistants, présentant alors les aspects d'une croissance en direction du coeur de la cavité : présence de faces cristallines. Il peut aussi être sous forme de cristaux automorphes dans le quartz. Il a été dans ce cas observé en association avec le sphène dans les cornéennes (ech. 486.1d).

Ceci le fait apparaître comme un minéral précipité. Sa nature et sa composition le rapprochent du grenat des skarns.

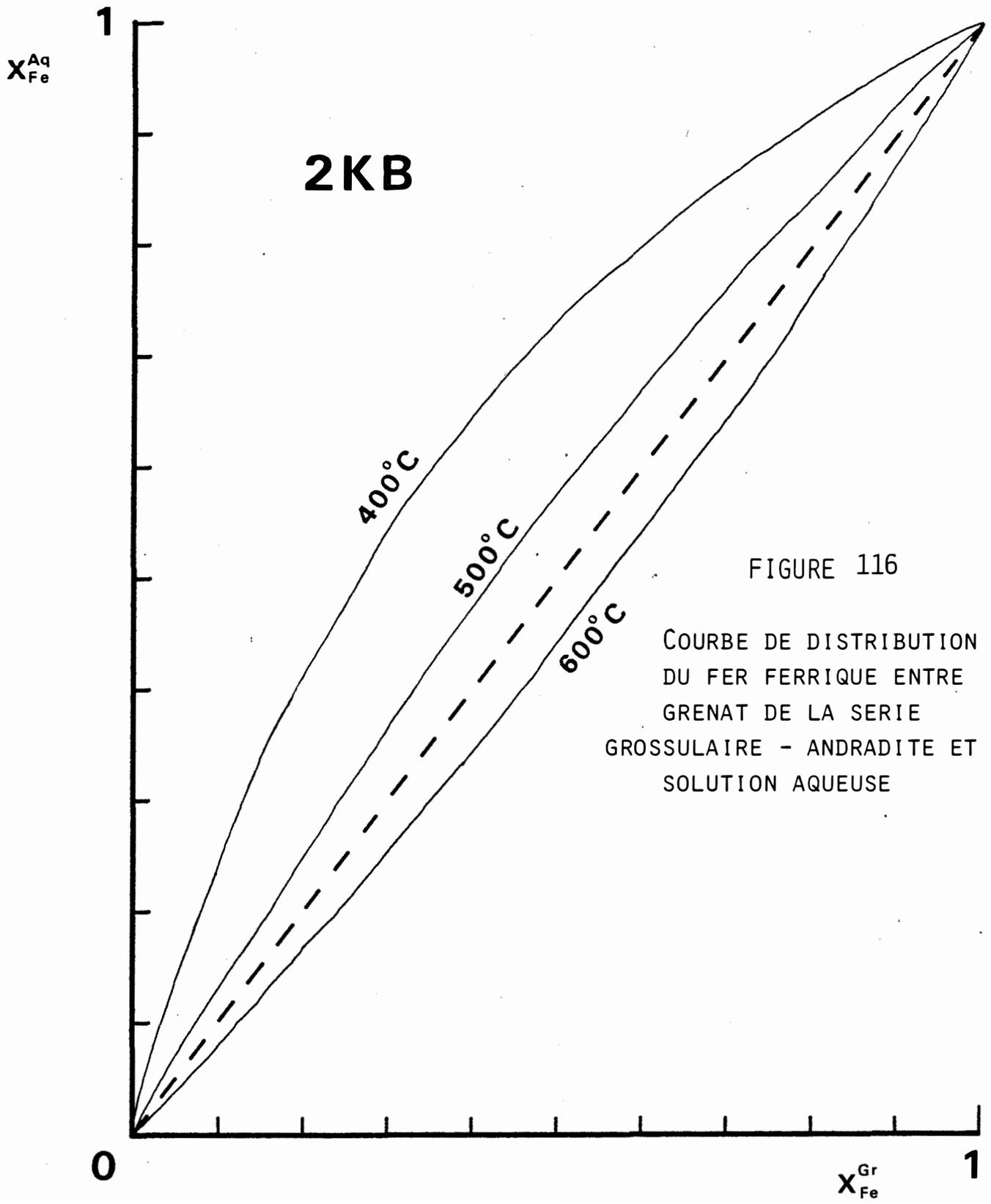


FIGURE 116

COURBE DE DISTRIBUTION  
 DU FER FERRIQUE ENTRE  
 GRENAT DE LA SERIE  
 GROSSULAIRE - ANDRADITE ET  
 SOLUTION AQUEUSE

Rien ne permet de dire que ce grenat tardif précipite à partir du fluide responsable de la formation des skarns.

Il peut (nous l'avons vu) exister une discontinuité entre les deux grenats (skarn et tardif). Ceci amène à considérer deux fluides, ou une évolution d'un fluide. Certains échantillons (428.13) ne contiennent que du grenat tardif. Il s'agit d'échantillons altérés (silicification). Le grenat tardif pourrait être lié à cette phase d'altération ou lui être juste antérieur. Dans ce dernier cas il résiste à la silicification alors que les deux grenats antérieurs (cornéennes et skarns) sont lessivés.

La variation de la composition peut être due alors soit à une variation de la composition du fluide qui serait alors plus riche en fer ferreux et en manganèse (plus réducteur donc), soit à une variation des paramètres physiques : pression température. Les travaux de Perchuk et Aranovitch montrent en effet (fig. 116), que pour un fluide de composition fixée, une diminution de la température entraîne une diminution de la teneur en fer trivalent du grenat en équilibre avec ce fluide. Entre les deux grenats on observe bien ce phénomène, un tel mécanisme peut donc être invoqué.

Aucune observation ne permet de choisir en faveur d'une hypothèse plus que de l'autre, d'autant plus que les deux mécanismes peuvent être couplés.

Il faut noter que la scheelite observée dans les skarns se forme dans les cavités de la même façon que le grenat tardif. Bien que ces deux minéraux ne soient pas corrélés, cette similitude peut amener à les considérer comme synchrones. Les observations faites n'ont pas permis d'établir clairement une telle relation.

- L'amphibole signalée dans l'étude minéralogique des skarns apparaît comme clairement postérieure et résultant de la circulation de fluides plus tardifs.

## 11/ CONCLUSION

Contrairement à la formation des cornéennes calciques, la formation des skarns nécessite un apport important des différents constituants. La nature métasomatique de ces roches ne fait aucun doute.

L'étude géochimique semble indiquer que le même fluide est responsable de la formation des skarns sur les marbres et sur les cornéennes. L'étude menée sur l'endoskarn semble montrer que la formation de celui ci est contemporaine de la formation des skarns.

La composition de ces roches est tamponée à partir de la composition du fluide. Cela se traduit par une augmentation des teneurs en silice, et une diminution des teneurs en calcium dans les roches carbonatées, alors que l'on observe l'inverse dans la granodiorite.

Le potentiel du fer dans le fluide est tel que les teneurs en fer des roches augmentent quelque soit le milieu.



## **CHAPITRE V**

### **ETUDE MINERALOGIQUE PETROGRAPHIQUE GEOCHIMIQUE**

#### **DES ALTERATIONS**



## 1/- INTRODUCTION

Comme il a été plusieurs fois mentionné au cours de cette étude, la presque totalité des roches observées en mine, et une bonne partie de celles prélevées aux environs, sont altérées. Cette altération généralisée ne paraît pas liée à un seul phénomène. Une succession de paragenèses peut être proposée dans les différentes roches.

Les roches affectées sont de natures différentes et correspondent aux différents types étudiés jusqu'à présent, à savoir :

- les cornéennes calciques
- le calcaire
- le granite
- les différents skarns.

En fait, les skarns eux-mêmes peuvent être considérés comme résultant d'une altération dont le caractère particulier a justifié leur examen à part.

Les barrégiennes, au sens strict, n'ont jamais été affectées par une altération autre que celle aboutissant à la formation des cornéennes calciques.

Il est possible que certaines altérations soient antérieures à la formation des skarns. La question se pose pour certaines transformations observées dans la granodiorite.

La chronologie dans les différentes paragenèses d'altération est particulièrement délicate à établir. La détermination de la succession des phases d'altération repose essentiellement sur des observations pétrographiques. Le succès du travail repose alors sur le choix des échantillons, ceux-ci devant fournir le maximum de renseignements : présence simultanée de plusieurs stades d'altérations discernables. De tels échantillons sont rares et il est fréquent de n'observer que le dernier stade d'altération ayant affecté la roche, et effacé les stades antérieurs.

On peut s'attendre à ce que la minéralogie acquise au cours des processus d'altération, dépende de la nature de la roche affectée. Nous verrons qu'en fait cela n'est pas toujours le cas, et que, par moment, il est très difficile de reconnaître dans la roche altérée la nature de la roche de départ. Il faut dans ce cas argumenter à partir de la minéralogie observée la nature initiale de la roche transformée.

Enfin, et c'est là l'une des justifications de ce travail, une de ces phases d'altération, ou une succession d'un certain nombre d'entre elles, est responsable d'un apport de tungstène qui a justifié l'exploitation de la bordure sud de

l'apex granodioritique de la Fourque, de 1971 à 1986. L'arrêt de l'exploitation n'est pas dû à un épuisement des ressources (dont l'extension demeure toujours inconnue) mais à une conjoncture économique internationale particulièrement défavorable. La chronologie et le mécanisme de mise en place de cette minéralisation sont des connaissances qui dans l'avenir doivent permettre d'optimiser la recherche au sein du gisement d'Anglade, ainsi que de faire des comparaisons avec d'autres gisements du même type.

## 2/- ALTERATIONS DES SKARNS ET DES CORNEENNES CALCIQUES

Les altérations observées dans les cornéennes calciques et dans les skarns sont similaires. Elles sont toutes postérieures aux phénomènes métasomatiques responsables de la formation des skarns.

On peut distinguer deux grands types d'altération, d'après la nature du minéral prépondérant formé à chaque stade. Il s'agit d'un développement de quartz d'une part, et d'un développement de sulfures d'autre part.

### 2.1/ ENVAHISSEMENT DES ROCHES PAR LE QUARTZ

Le développement de quartz dans les roches se produit au cours de plusieurs stades : ceci peut être mis en évidence par l'observation de petits cristaux de quartz (millimétriques) dans les espaces intergranulaires et dans les fractures affectant de gros cristaux de quartz de première génération, brisés et fracturés.

Le stade d'altération le plus précoce observé dans les skarns, consiste en une cristallisation du quartz, correspondant à un stade précoce de ce type de phénomène, dans les cavités correspondant à la porosité acquise par les roches au cours de la formation des skarns. A ce stade, le quartz est associé au grenat tardif, à de la scheelite précoce, ainsi qu'à des sulfures (pyrrhotite essentiellement et chalcopyrite rare).

Il n'est pas observé de veines de quartz dans les cornéennes calciques ou dans les skarns, comme cela est le cas dans la granodiorite. Il a pu être observé une seule fois (au niveau 1458) des veines de quartz traversant la granodiorite, passant dans les marbres à des veines de grenat. Il n'a pas été possible de prélever d'échantillons à cet endroit. Du grenat a été observé alors aux épontes des veines de quartz dans la granodiorite, à proximité du marbre. La présence de grenat dans ces veines confirme que celles-ci se forment à un stade précoce dans la granodiorite. Il reste toutefois à déterminer la composition du grenat pour savoir s'il s'agit de grenat primaire de skarn (peu probable vu le contexte), ou de grenat tardif.

Certaines veines de quartz, recoupant la granodiorite, sont stériles. Elles se différencient d'un stade précoce de minéralisation de la granodiorite : filon de quartz noir à scheelite décrit par J.L. Kaelin (1984).

Le développement de quartz dans les skarns peut apparaître synchronique de ces veines stériles, en remarquant que dans les deux cas le quartz est associé au grenat tardif.

Dans les skarns, la présence de cristaux automorphes de grenat, noyés dans le quartz permet de considérer ces deux minéraux comme synchroniques à ce stade.

Les minéraux primaires des skarns sont peu modifiés à ce stade. Le grenat reste intact, alors que l'hédenbergite se fragmente en petites plages noyées dans une matrice quartzreuse. Le pyroxène n'est pas transformé, et on retrouve la forme initiale des cristaux d'hédenbergite constituant les skarns. L'extinction des plages étant commune, il n'est pas possible de considérer que la fragmentation des cristaux soit liée à un phénomène tectonique. En effet un tel mécanisme devrait déplacer les fragments brisés, et il ne serait alors plus possible d'observer d'extinction commune dans les différentes plages. On est amené à considérer que la fragmentation des grands cristaux est liée à un phénomène de dissolution de ceux-ci soit avant, soit au cours du développement du quartz, sans variation de composition du pyroxène.

On peut dans certains cas observer le pyroxène sous forme de petits cristaux automorphes trapus, d'environ 10 microns, noyés dans le quartz. Ceci peut être interprété comme le résultat d'un développement de quartz dans une zone très poreuse.

Sur deux échantillons (458.18, 458.19) il a été observé des alternances récurrentes de lits de quartz et de lits de petits cristaux automorphes de pyroxène. Ce type de roche a déjà été observé dans d'autres skarns (Van Marcke 1982) et a fait l'objet d'études de la part de B. Guy (1981).

Ces alternances sont rapprochées des structures dissipatives de Prigogine (Nicolis et Prigogine ; 1977).

Selon B. Guy, (1981), ces structures sont liées à la réaction entre un fluide et une roche monominérale. Les conditions imposées au cours de cette réaction sont telles que deux minéraux (A et B) sont susceptibles de se former simultanément. Les lois régissant les phénomènes irréversibles montrent qu'il va dès lors exister une compétition entre ces deux minéraux. Les effets de cette compétition se traduisent par la formation d'alternances récurrentes de type A B A B.

L'interprétation que je ferais à Salau sur les échantillons observés est légèrement différente.

Nous avons vu que l'on considère une phase d'altération, dont le résultat principal en un lieu donné, est une dissolution du pyroxène et une cristallisation du quartz, résultant de la réaction entre fluide et pyroxène.

Au cours de ce phénomène, les teneurs des éléments constituant l'hédenbergite vont augmenter dans le fluide circulant dans cette zone d'hédenbergite. En même temps la silice incorporée dans le fluide sera immédiatement retirée de celui-ci du fait de la cristallisation du quartz. Si le fluide reste suffisamment longtemps en contact avec l'hédenbergite, il arrivera un moment où, ayant dissous une forte quantité de pyroxène, le fluide sera en équilibre avec celui-ci. Les teneurs des constituants de l'hédenbergite dans le fluide peuvent alors dépasser le seuil de la saturation, en aval des zones de dissolution. Dès lors ce fluide sera capable, dans des conditions de température et de pression données, de reprécipiter de l'hédenbergite dans ces zones.

Si le système est considéré fermé, le phénomène ne peut aboutir qu'à un arrêt de la précipitation de quartz à cet instant, et le fluide est alors en équilibre avec l'hédenbergite.

Par contre si on considère que le système est ouvert, il y aura toujours à l'entrée de celui-ci un fluide capable de dissoudre le pyroxène et de précipiter le quartz. Cependant, au cours de sa progression dans le système, ce fluide atteindra les conditions énoncées auparavant, et à ce moment pourra être en équilibre avec le quartz, ou avec l'hédenbergite. C'est dans de telles conditions que pourront se former les alternances récurrents de quartz et d'hédenbergite observée dans les skarns altérés. Ces alternances marquent en fait une oscillation de la composition du fluide entre une saturation par rapport au quartz, et une saturation vis à vis de l'hédenbergite.

Cette interprétation implique :

-d' une part que le pyroxène est encore stable dans les conditions de pression et de température imposées au système. Ceci démontrerait donc que la phase de silicification est un phénomène relativement précoce, puisque encore susceptible de former une phase observée dans les skarns.

-d'autre part que la composition du fluide est telle qu'aucun de ses constituants ne réagit avec ceux contenus dans l'hédenbergite pour former une phase de composition ou de nature différente à ce stade.

Le phénomène de dissolution-recristallisation explique également la présence de cristaux automorphes de pyroxène noyés dans le quartz, sans que pour autant l'association quartz-hédenbergite ne corresponde à un assemblage primaire dans les skarns.

Le caractère d'équilibre entre fluide et hédénbergite n'est pas constant tout au long de la silicification. Si cette tendance est observée dans plusieurs échantillons, il apparaît dans d'autres une destabilisation de l'hédénbergite en même temps que précipite le quartz. Ceci se traduit par une altération du pyroxène en amphibole, et la cristallisation, parfois très abondante, de la calcite.

Le développement de quartz apparaît donc comme un processus complexe, présentant des variations locales, marquées par un changement dans la nature des minéraux associés, nature dépendant du stade d'évolution du phénomène, et de la roche affectée.

## 2.2/ Développement précoce de sulfures

Le développement massif de sulfures dans les skarns est également observé à un stade où les minéraux constitutifs de la roche initiale ne sont pas rétomorphosés. Cette observation permet de déduire que le dépôt de ces sulfures se fait à un stade précoce.

Les sulfures reconnus à Salau sont : la pyrrhotite, la chalcopryrite, la sphalérite, la pyrite, le mispickel et la molybdénite. Le bismuth natif a été signalé par P. Soler (1977).

Au stade précoce correspond une paragenèse uniquement sulfurée. On y trouve tous les sulfures décrits auparavant, avec une nette prédominance de la pyrrhotite.

Les sulfures apparaissent dans tous les types de roches, sous forme de remplissage de fentes, et d'espaces intergranulaires.

Le développement de ces fentes est favorisé par un phénomène tectonique. On observe en effet la cristallisation massive de sulfures dans des skarns déjà silicifiés. Or nous avons vu que dans le quartz, les reliques du pyroxène dessinaient encore la forme du cristal initial. Par contre, quand on note un développement important de sulfures, les débris de pyroxène contenus ne dessinent plus les formes observées dans le quartz. De plus les larges plages de quartz sont cataclasées, et on note, entre des gros grains de quartz fracturés, ainsi que dans ces fractures, la cristallisation de quartz en petits grains.

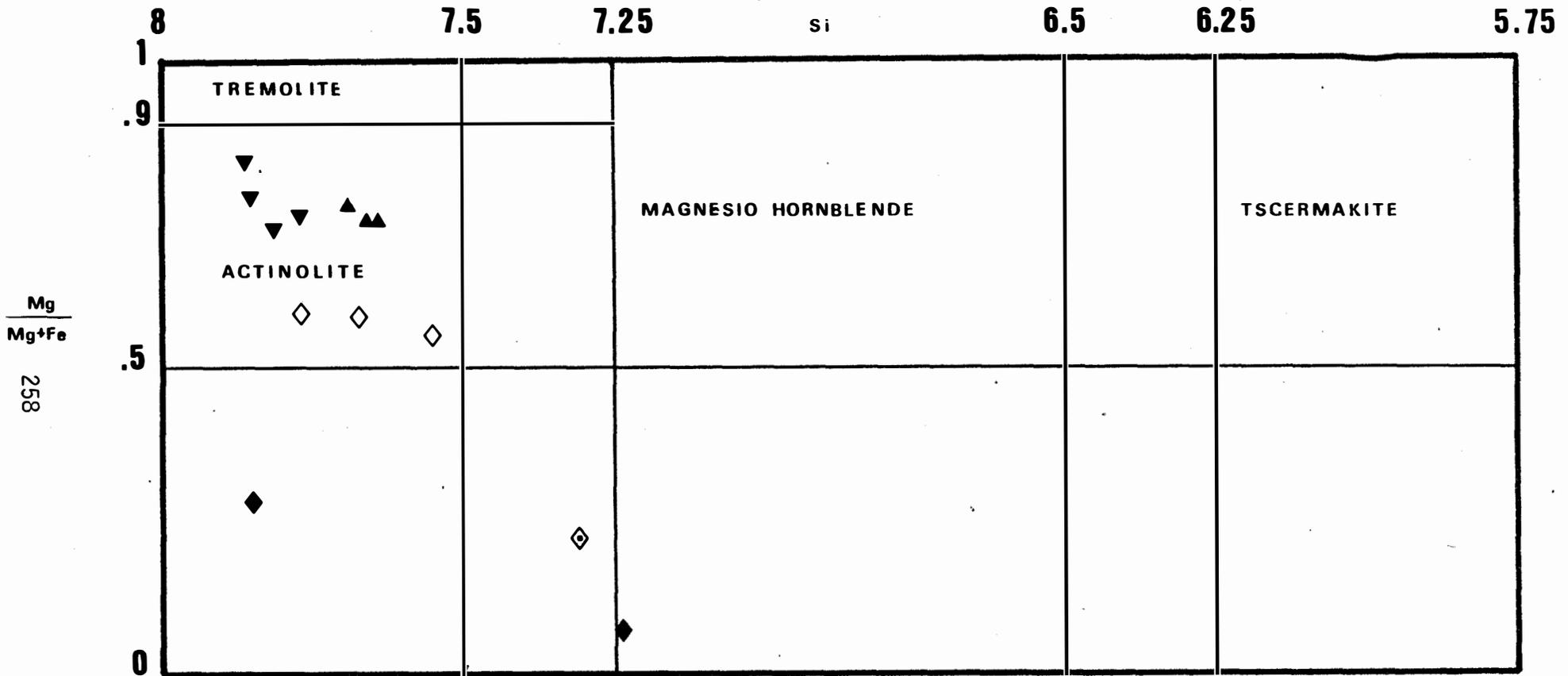
L'antériorité de la silicification sur la sulfuration est marquée dans ce cas par la cristallisation des sulfures dans les fissures affectant le quartz.

Cette antériorité concerne les débuts et fins de la silification et du développement des sulfures. Les durées des deux phénomènes permettent de supposer que durant une certaine période, sulfures et quartz sont contemporains.

FIGURE 117

COMPOSITIONS DES AMPHIBOLES FORMEES AU COURS DE L'ALTÉRATION SUR LES SKARNS

$(Ca+Na) \gg 1.34$      $Na < 0.67$      $(Na+K) < 0.5$      $Ti < 0.5$



- ▲ 640 2 b
- ◆ 486 12 b
- ◇ 475 1a
- ◇ 475 1c
- ▼ 458 2a

La phase de sulfuration affecte essentiellement les skarns, et plus particulièrement ceux formés sur le marbre. On observe des limites nettes entre zones sulfurées et marbre intact. A ces fronts peut apparaître le mispickel. Il n'est pas possible dans ces cas de déterminer si les sulfures se forment aux dépens de skarns totalement transformés, la limite sulfures marbre marquant le front hédénbergite marbre initial, où si les sulfures peuvent se former directement sur le marbre.

Le quartz est toujours associé à ce stade de développement de sulfures, qui peut apparaître alors comme la succession d'un stade où seul le quartz se dépose, et confirme l'hypothèse de contemporanéité de quartz et sulfures émise plus haut.

### 2.3/ Amphibolitisation.

Le développement d'amphibole dans les diverses roches étudiées, déjà signalé au cours de cette étude, est un phénomène fréquent lié à l'altération des roches sédimentaires formant l'encaissant de la granodiorite.

La formation d'amphibole affecte essentiellement le pyroxène. Dans la zone d'hédénbergite des skarns on peut distinguer deux familles de composition chimique des amphiboles (Fig. 117). Cette distinction se fait suivant la nature du minéral prépondérant développé au cours de l'altération :

- on observe la formation d'une amphibole ferrifère sur l'hédénbergite, quand le quartz envahit les skarns. Ceci correspond donc à un stade où le pyroxène n'est plus stable, ce qui confère à ce stade de dépôt du quartz un aspect tardif. Outre la teneur élevée en fer, cette famille d'amphibole présente des compositions où les teneurs en alcalins et en chlore sont plus fortes que dans la seconde famille d'amphibole. Ces caractères chimiques en font une ferro-actinolite (486.12 b, 1 analyse) pouvant aller jusqu'à la ferro-hornblende (486.12 b, 1 analyse).

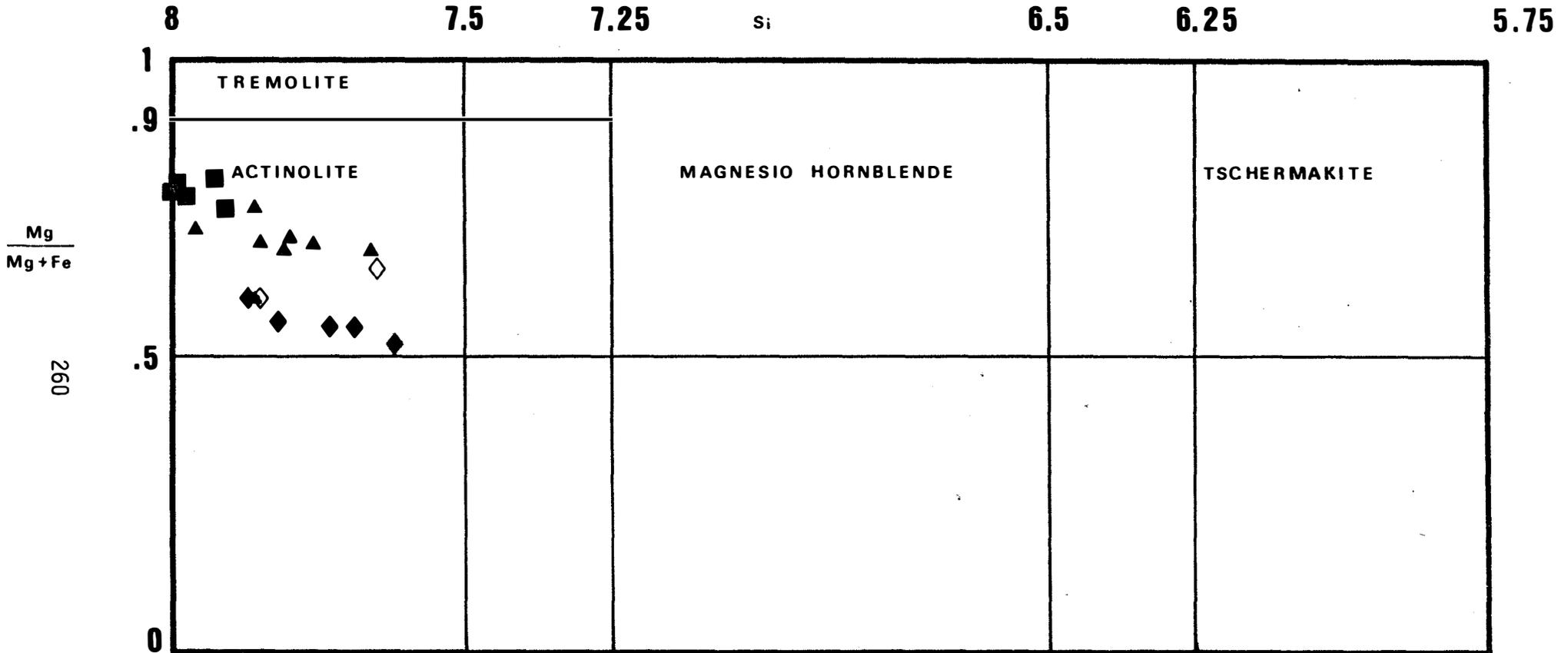
- La seconde famille d'amphibole est caractérisée, relativement à la première, par une forte teneur en magnésium et fluor. Sa teneur en aluminium n'est jamais suffisante pour que son domaine de composition diffère de celui de l'actinolite.

On observe sur la figure 118, que les analyses correspondant aux divers échantillons forment des nuages distincts. Il n'a pu être mis en évidence de loi générale justifiant une telle répartition.

FIGURE 118

COMPOSITIONS DES AMPHIBOLES FORMEES SUR LES CORNEENNES CALCIQUES AU COURS DE L'ALTERATION

$$(Ca+Na) \geq 1.34 \quad Na < 0.67 \quad (Na+K) < 0.5 \quad Ti < 0.5$$



- ▲ ex1a
- ◆ ex4c
- ◇ 446.1c
- R15.7e

Cette amphibole est associée a un développement massif de sulfures dans les skarns. Le pyroxène n'est plus stable à ce stade, qui apparait donc postérieur aux phénomènes décrits plus haut.

Dans les cornéennes calciques on ne recontre que le second type d'amphibole. Celle ci se développe : en association avec le quartz dans des zones de lessivage important de la roche, ou en bordure de ces zones par transformation du pyroxène dans les cornéennes calciques. Ce stade de dépôt de quartz apparait similaire à celui décrit dans les skarns où on observe la transformation de l'hédenbergite au cours du dépôt de quartz.

Le stade primaire de développement de quartz n'a pas été observé dans les cornéennes calciques.

Dans les marbres il est possible d'observer en bordure des skarns envahis par les sulfures, la formation d'une amphibole riche en magnésium.

La formation d'amphibole dans les cornéennes calciques revêt un caractère particulier. On se rappelle en effet qu'au cours de l'étude géochimique des cornéennes calciques, un certain nombre d'échantillons se distinguaient par des teneurs légèrement différentes en divers constituants, du reste de la population, et surtout des barrégiennes. Or dans la majeure partie des cas on observe une amphibolitisation de ces échantillons.

Ceci se traduit par une augmentation de la teneur en titane, en zirconium, silicium, fer, magnésium, yttrium de ces échantillons.

On note également une modification du spectre de terres rares lors de l'amphibolitisation. Ainsi dans l'échantillon 1165.4, la partie amphibolitisée (1165.4 b) présente un spectre différent des autres parties constituant l'échantillon.

Ces enrichissements, correspondent à un lessivage des autres constituants, ayant pour effet une antidilution, les rapports présentés par les constituants, apparemment enrichis, restant constants.

En contre partie on peut noter dans les échantillons fortement silicifiés de faibles teneurs relatives en titane (ech. 446.6, 486.20 b) correspondant à une dilution par le quartz.

#### 2.4/ Développement tardif de sulfures

On observe un stade de développement de sulfures au cours duquel sont associés à la pyrrhotite, des silicates hydroxylés. Ce stade s'observe

essentiellement dans les cornéennes calciques et les skarns. On observe alors toujours le développement de l'association clinozoïsite - sulfures, en moindre proportions toutefois que sur la granodiorite altérée, et également la transformation en amphibole du pyroxène, quand la roche n'a pas subi de silicification tardive.

On peut penser que le phénomène d'épidotisation du grenat est, au moins en partie, lié à ce stade. Le grenat tardif est toujours épargné par cette altération.

Le grenat a été préalablement fissuré, ces fissures sont remplies par de la calcite. L'épidotisation survient par la suite et peut emprunter les mêmes zones de circulation que le fluide ayant déposé la calcite.

Le quartz et la calcite semblent être des phases accompagnant plus ou moins erratiquement ce stade de sulfuration.

## 2.5/ Altération tardive.

La phase de sulfuration est suivie par une série d'altérations développant essentiellement des silicates et de la calcite. Elles s'organisent comme suit :

### - Altération potassique.

Cette altération se traduit par le développement de microcline dans les roches. C'est à ce stade qu'on peut relier au moins une partie du feldspath potassique observé dans les cornéennes calciques. L'aspect tardif peut être très net dans certains échantillons où on observe le remplacement d'un banc d'épidote par le microcline, le remplacement se faisant à un front net.

### - Altération tardive.

La phase finale de l'altération se traduit par le développement de chlorite, et par le remplissage de fentes constitué par calcite, quartz, chlorite pulvérulente, actinolite, pyrrhotite et de gros cristaux de scheelite.

## 3/- ALTERATION DE LA GRANODIORITE

### 3.1/ Altérations précoces

Ces phénomènes d'altération affectent tous les échantillons de granodiorite. Ces altérations se traduisent par une séricitisation des feldspaths et une chloritisation de la biotite. Ces phénomènes ont déjà été reconnus par

reconnus par Soler, (1977), et Rimbault, (1981). Dans les deux cas ces auteurs en arrivent à la même conclusion ; à savoir : il s'agit là des premiers épisodes d'altération, correspondant certainement à un seul et même phénomène. On note en effet que les échantillons où subsiste la biotite contiennent un feldspath dans lequel la séricitisation est peu poussée, alors que les échantillons fortement chloritisés présentent une séricitisation poussée des feldspaths.

La transformation de la biotite en chlorite s'accompagne d'une formation de minéraux du titane. La sagénite semble être la phase associée à l'altération précoce.

On peut observer des restes de biotites formant des fuseaux dans la chlorite néoformée. Le passage entre une zone où la biotite est conservée, et une zone où celle-ci est remplacée par la chlorite, est brutal.

La séricitisation du feldspath se fait de manière homogène sur l'ensemble du cristal.

La composition globale de la roche n'apparaît pas affectée par cet épisode.

Cet épisode d'altération est délicat à situer chronologiquement par rapport à la formation de l'endoskarn. Tous les échantillons récoltés présentent ce type d'altération.

Rimbault 1981 considère que trois phases précèdent la formation de l'endoskarn. Celles-ci sont dans l'ordre :

- albitisation
- altération alumino-potassique (muscovite)
- silicification.

L'examen approfondi des divers échantillons récoltés au cours de différentes études : Soler 1977, Kaelin 1982, Zahm ce travail, montre que les deux derniers épisodes sont postérieurs aux skarns.

L'albitisation n'a pas pour sa part pu être placée de manière indubitable dans la chronologie. Je n'ai jamais pu observer la formation d'albite sur un endoskarn, ni d'endoskarn sur une albitite. Il est peu probable que les deux phénomènes (albitisation et skarnification) soient synchrones.

Le mécanisme intime de l'albitisation n'a pas été étudié dans ce travail.

Louis Rimbault, (1981), décrit comme mode de transformation une altération préférentielle des feldspaths (plagioclases et microcline) en un oligoclase, la biotite peut subsister. Cet auteur n'a pu observer d'albitite pure. Seul l'échantillon 1165.2 correspond à ce type de roche, il est en effet constitué uniquement de feldspath alcalin.

Il n'a pas pu être mis en évidence l'existence de zonation, comme cela est le cas dans les albitites de St Arnac étudiées par M.L. Pascal (1979).

Si, comme le montre M.L. Pascal (1979), le titane reste un élément inerte au cours du phénomène d'albitisation, celui ci ne semble affecter que les faciès les plus évolués de la granodiorite. Ceci se traduit par de faibles teneurs en titane dans les roches albitisées.

### 3.2/ Développement de la calcite

Un type particulier d'altération est observé dans la granodiorite au contact de l'encaissant, il s'agit d'un développement important de calcite.

Ce développement de calcite est postérieur à la séricitisation des feldspaths : on peut observer des fissures à remplissage de quartz et de calcite traversant la granodiorite. Quand ces fissures traversent du feldspath séricitisé, on observe dans le feldspath, une zone correspondant à la continuation de la fissure, formée de feldspath non séricitisé. Il semble donc que la séricite soit détruite à ce stade.

La composition des échantillons affectés par cette altération montrent une augmentation de teneurs en calcium et en tungstène. Ceci correspond à un développement important de scheelite dans ces échantillons, certaines teneurs atteignant plus de 10 % en  $WO_3$ .

Le quartz est également associé à ce stade, de même que les sulfures, mais ceux ci demeurent généralement subordonnés.

### 3.3/ Muscovitisation

Les roches granodioritiques présentent un phénomène de muscovitisation.

On observe la formation de muscovite dans les espaces intergranulaires des grains de quartz.

La granodiorite comme l'endoskarn sont affectés par la muscovitisation, qui arrive à former des muscovitites.

Il n'a pas pu être mis en évidence, lors de l'étude de ce phénomène, de relations entre silicification et muscovitisation, comme cela a été observé pour l'amphibolitisation.

### 3.4/ Développement de sulfures dans la granodiorite

L'envahissement de la granodiorite par les sulfures s'observe que celle ci ait déjà été altérée, ou non.

A ce stade ce sont des silicates hydroxylés qui sont associés aux sulfures. Ces silicates sont : une biotite magnésienne, l'épidote, et une chlorite. Il est possible de reconnaître la formation d'albite à ce stade.

Ce stade d'altération présente tout d'abord la cristallisation simultanée de clinozoïsite et de sulfures en amas, au contact de masses de sulfures plus importantes. Une chlorite (brunsvigite selon Hey 1964) peut être associée à cette phase.

On peut observer le développement de sulfures directement sur la granodiorite. Il se traduit dans ce cas par la formation de petites plages de sulfures intersticiels accompagnées par une épidotisation des biotites lorsqu'elles subsistent, ou de la chlorite. On note également, associé à ce phénomène, la cristallisation d'une biotite magnésienne aux dépens de la chlorite.

Le développement de cette biotite magnésienne a également été observé dans une cornéenne calcique, silicifiée et affectée, dans la zone où se développe le quartz, par la cristallisation de sulfures.

Par endroits il semble que le tungstène soit remobilisé. On observe en effet des reliques de scheelite primaire dans de la calcite, le tout étant entouré par les sulfures.

### 3.5/ Altérations diverses

Plusieurs associations minérales différentes de toutes celles présentées jusqu'à maintenant ont pu être observées, sans qu'il ait été possible de les situer sans ambiguïté dans la succession des phases d'altération, ceci soit qu'elles aient été observées sur un trop faible nombre d'échantillons, soit qu'il n'ait pas été possible de parvenir à les placer dans la chronologie.

-veine de tourmaline.

Dans un échantillon de granodiorite a été observé une veine de tourmaline traversant la roche. L'échantillon ne présente aucun autre signe d'altération, mis à part la séricitisation des feldspaths et la chloritisation de la biotite. Autour de cette veine on a pu reconnaître la clinozoïsite se développant sur la granodiorite.

-Epidotites.

A l'extrémité Ouest du niveau 1486 a pu être observé une zone où se développe une épidotite massive. En lame mince on observe des cristaux automorphes d'épidote ferrifère. Ici la pyrite est associée à l'épidote, la scheelite n'a pas été observée. Il semble que ce soit la granodiorite qui ait été affectée par

la formation d'épidote. Ceci semble vérifié par des spectres de terres rares comparables dans les deux roches.

Cette épidotite est affectée par la muscovitisation. C'est la seule observation permettant de la situer par rapport aux altérations subies par la granodiorite.

#### -Développement de biotite

Sur un échantillon de granodiorite a pu être observé une veine à partir de laquelle se développe la biotite.

#### -Scapolite

Le scapolite a été observé en deux endroits, dans deux associations différentes.

Dans un cas il est associé à l'amphibole et au quartz. L'amphibole est une actinolite magnésienne. On observe également de la calcite rare.

Dans le deuxième échantillon il est sous forme d'inclusions automorphe dans une zone de grenat de skarn situé entre la granodiorite et le marbre. Pratiquement tout le scapolite est transformé en clinozoïsite, mis à part quelques reliques qui en ont permis la détermination.

Dans les deux cas il s'agit d'une meionite pratiquement pure, ne contenant pas de chlore.

#### 4/- ESTIMATION DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DU FLUIDE DE SULFURATION

Les associations formées au cours de la silicification ne m'ont pas permis de déterminer des conditions de formation à ce stade.

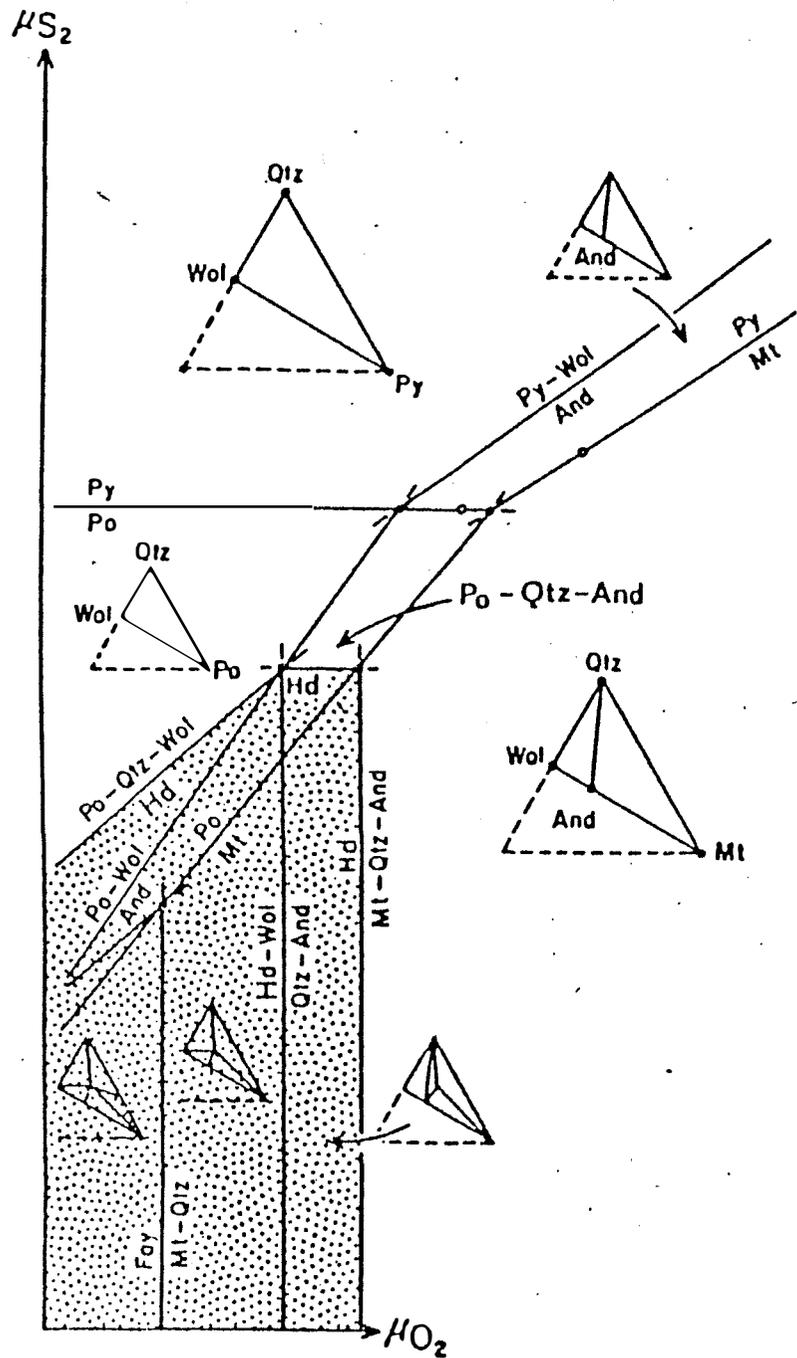
Par contre, la sulfuration des roches développe localement l'andradite sur l'hédenbergite (ech. R<sub>1</sub>.1c). Ce minéral et les associations observées, vont nous permettre de fixer certains paramètres de cristallisation.

La formation du grenat est contemporaine de la phase de sulfuration affectant le pyroxène. On note en effet des aspects clairs de syncristallisation d'andradite et de sulfures.

Le pyroxène présente, outre la transformation en andradite, une altération en calcite et un envahissement par le quartz et les sulfures. Ces derniers sont la pyrite et la pyrrhotite en équilibre.

(a)

T ≈ 600°C



267

(b)

T ≈ 350°C

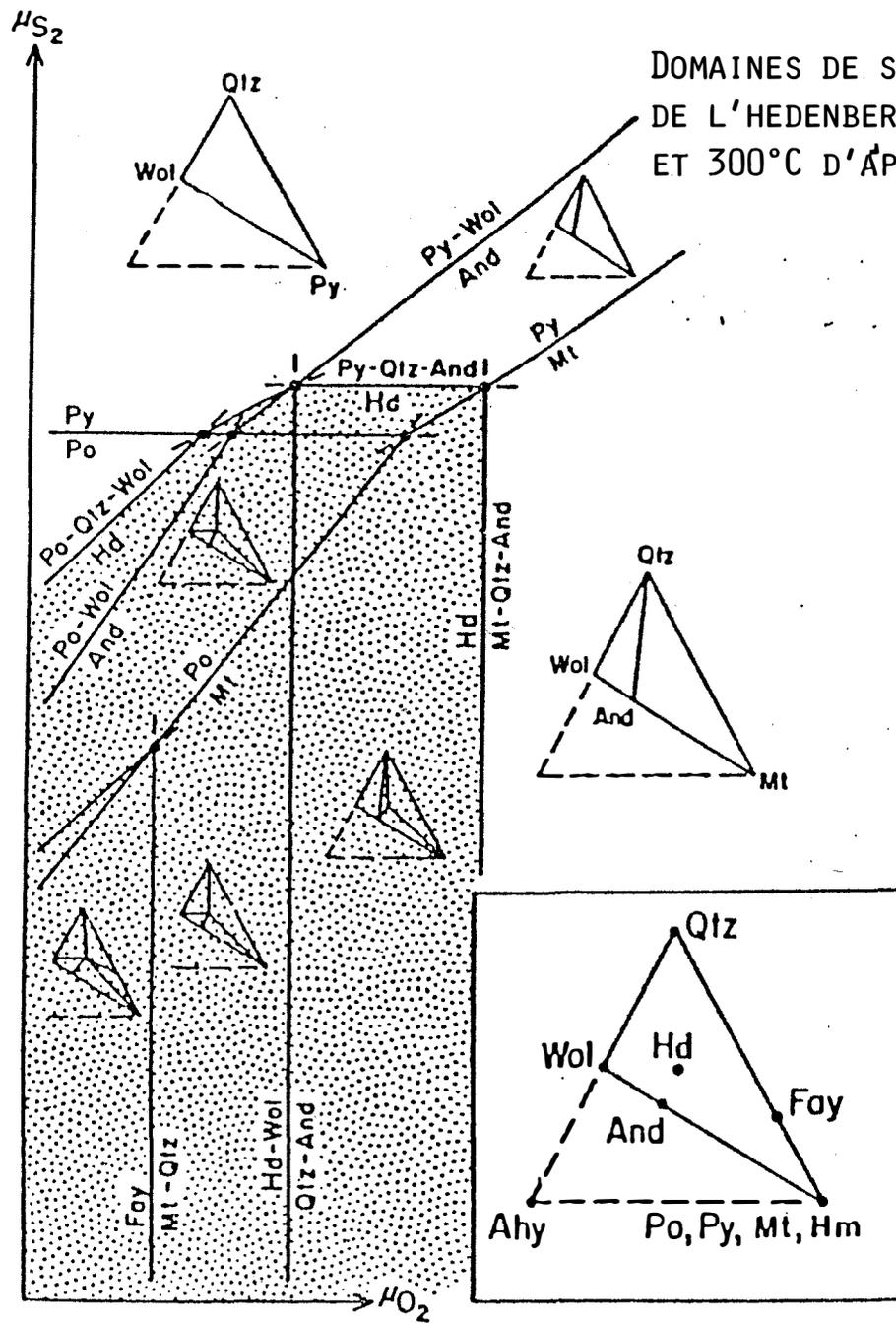
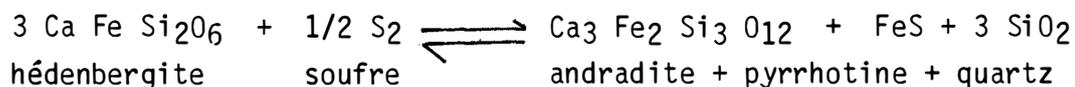


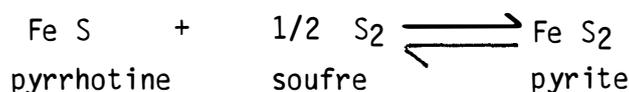
FIGURE 119

DOMAINES DE STABILITE DE L'HEDENBERGITE A 600°C ET 300°C D'APRES BURT 1972

Ce type d'association a été étudié par Burt (1972), qui montre que l'assemblage andradite-sulfure-quartz résulte de la transformation d'hédenbergite en présence de soufre suivant la réaction :



Si la fugacité du soufre augmente dans le milieu de transformation de l'hédenbergite, on observera la formation de la pyrite :



D'autre part Burt (1972) montre à partir de l'étude qualitative de plusieurs cas naturels, qu'aux basses températures (inférieures à 350°C) l'andradite n'est plus stable avec la pyrrhotine, et que dans ce cas le seul sulfure à cristalliser est la pyrite (fig. 119).

Cet examen théorique a donné lieu par la suite, à une série de travaux expérimentaux portant sur la réaction de déstabilisation de l'hédenbergite en présence de soufre. Trois travaux ont été publiés sur le même sujet : (Gamble, 1978, 1982 ; Burton et al., 1982).

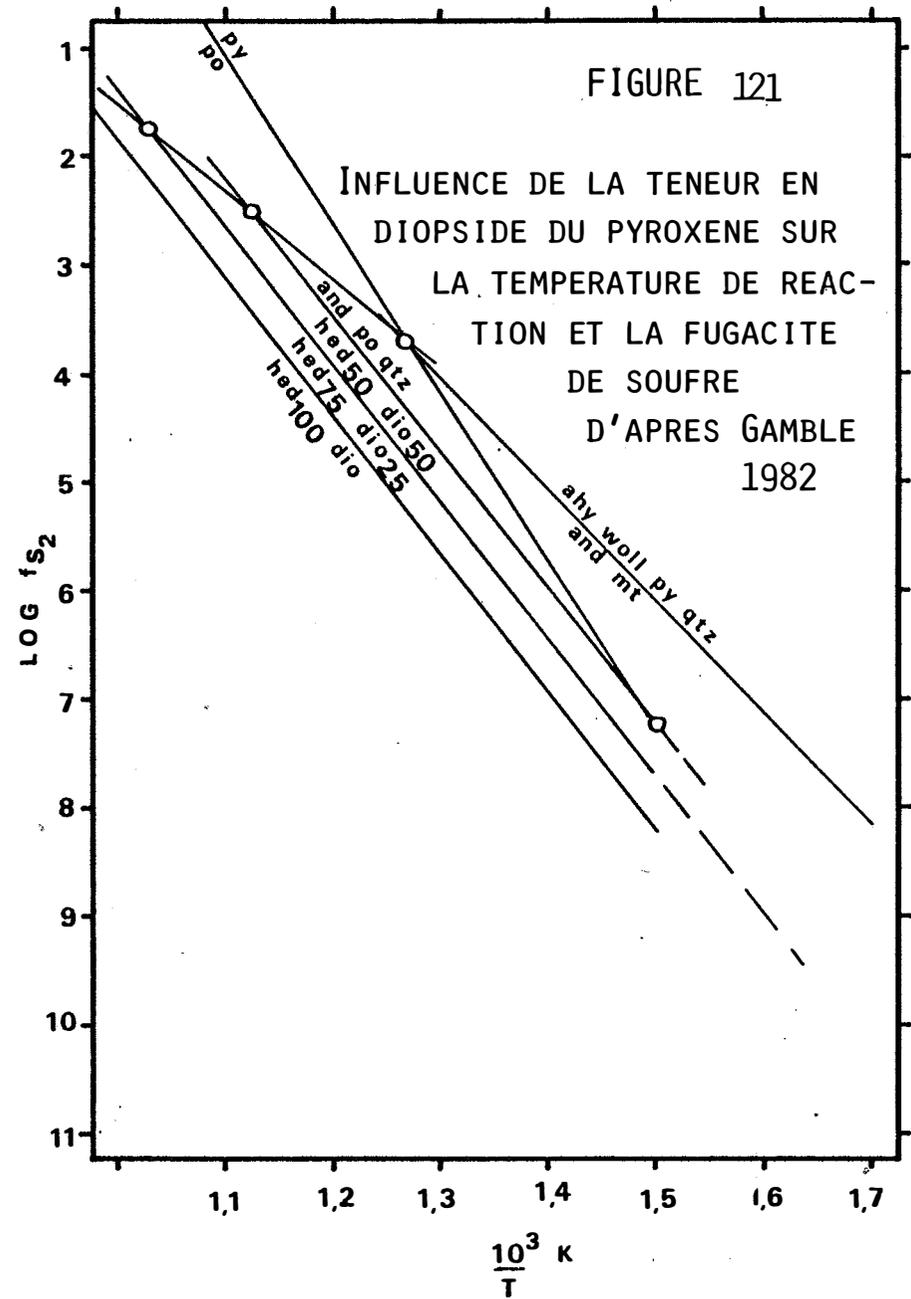
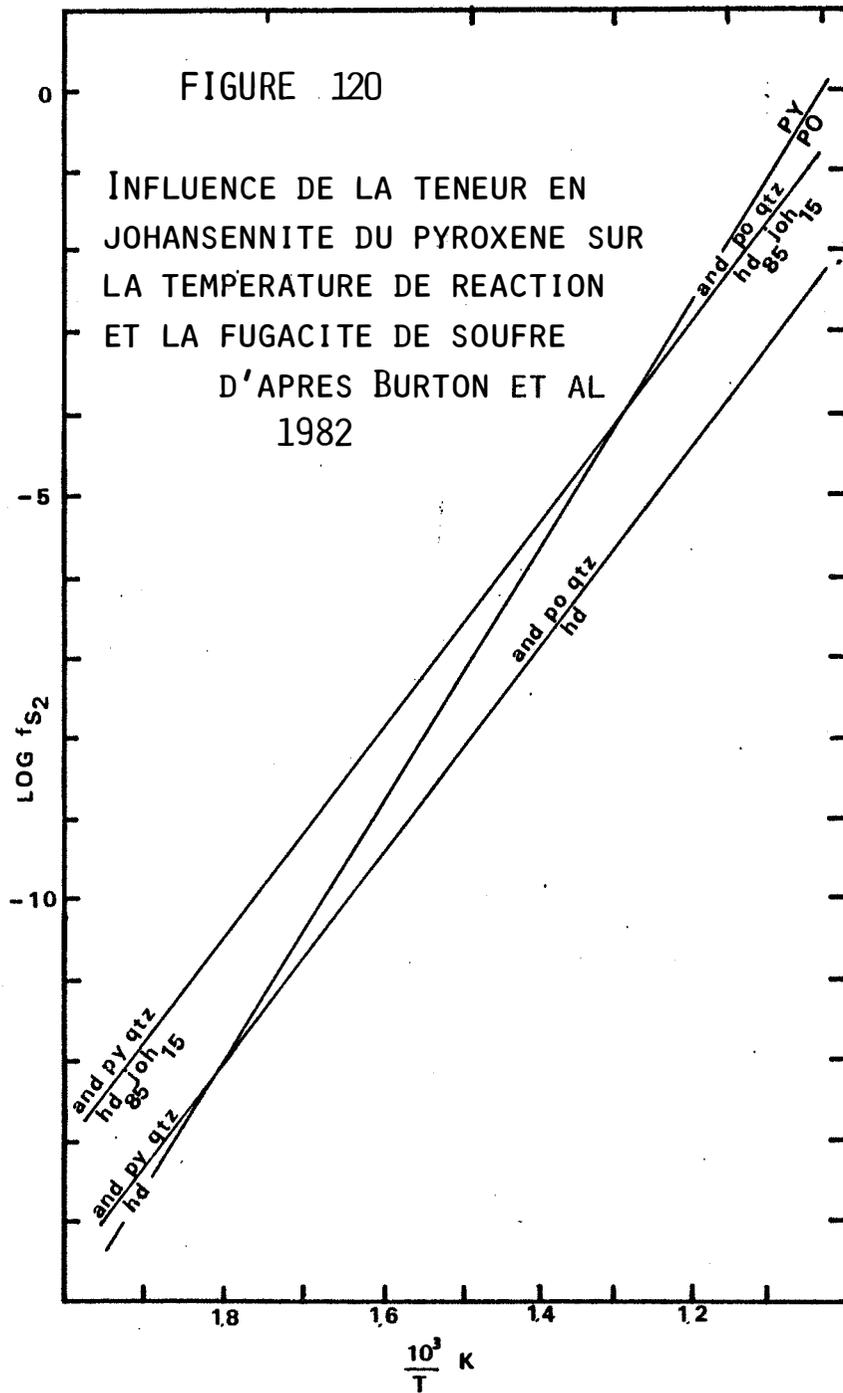
Les résultats obtenus par ces auteurs concordent les uns avec les autres, et les diagrammes obtenus sont les mêmes que ceux proposés par Burt (1972).

Puisque l'on a l'équilibre andradite-pyrite-pyrrhotine, on peut, à partir des résultats expérimentaux, en déterminer le domaine de stabilité.

- à 600°C l'andradite se déstabilise avant que n'apparaisse la pyrite.
- à partir de 288°C (Burton, 1982) l'hédenbergite réagit avec le soufre pour donner andradite, pyrite et quartz, sans qu'il soit possible de former la pyrrhotine.

Ces valeurs correspondent à une pression de 2 kb. Cette pression est celle estimée par Soler, au cours du phénomène de minéralisation (cf supra).

La composition du pyroxène va également jouer un rôle sur les conditions d'équilibre, le magnésium et le manganèse contenus dans ce silicate n'entrant pas dans les phases formées lors de la réaction.



Les travaux expérimentaux montrent que l'augmentation de la teneur en composant johannsenite du pyroxène augmente la température d'équilibre ou la fugacité de soufre (Burton et al. 1982) (fig. 120).

De la même manière l'augmentation de la teneur en diopside dans le pyroxène a les mêmes effets (Gamble, 1982) ; ceux ci étant cependant moins prononcés qu'auparavant (fig. 121).

SiO <sub>2</sub>	Al <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>
47,96	0,36	26,13	0,22	1,65	22,61	0,11	0,00	0,00
48,09	0,25	26,41	0,43	1,01	22,78	0,00	0,00	0,00
47,98	0,36	26,71	0,22	1,38	22,88	0,07	0,00	0,00

TABLEAU 10 :  
Composition du pyroxène de l'échantillon R<sub>1.1c</sub>

La composition du pyroxène en équilibre avec l'andradite (tableau 10) a été déterminée à la microsonde. Placée dans le diagramme construit par Burton (1982) (fig. 122), en supposant la loi linéaire, et en interpolant entre des valeurs correspondant aux compositions hed. 100 et hed. 85 Joh. 15, on obtient une droite montrant la relation entre la fugacité de soufre et la température à l'équilibre, de l'association andradite, hédenbergite, quartz, sulfure de fer, correspondant à un pyroxène de composition hed. 95, joh. 5.

Cette droite coupe en un point la droite donnant les conditions d'équilibre pyrite-pyrrhotine. A ce point on a les conditions minimales de stabilité de l'association andradite-pyrite-pyrrhotine-quartz.

En effet, à des températures inférieures la réaction ne pourra pas produire de pyrrhotine.

A des fugacités de soufre inférieures le pyroxène ne réagit plus pour former l'andradite.

Les coordonnées du point d'intersection sont :

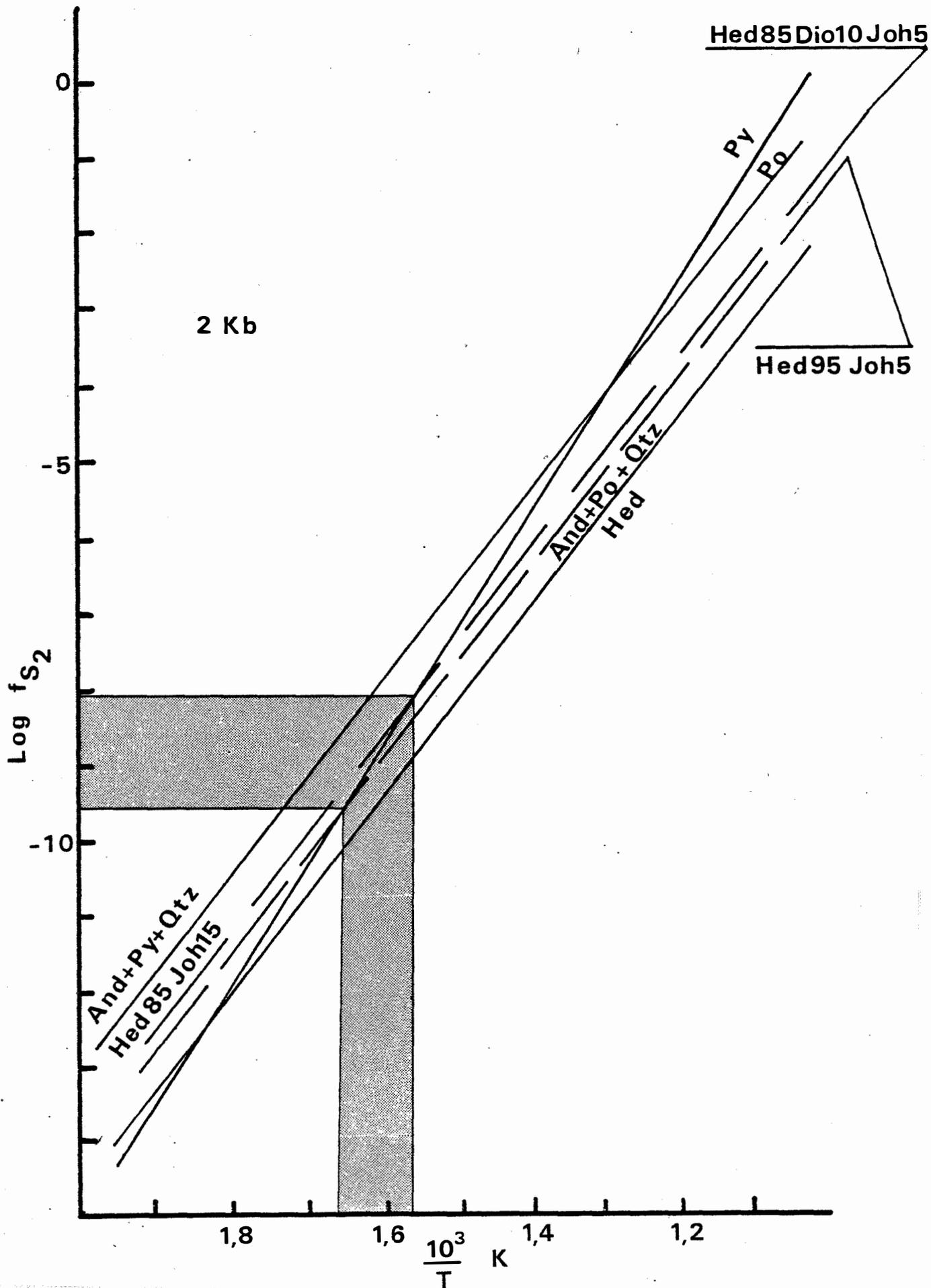
- température : 327°C

- Log fs<sub>2</sub> : - 9,64

pour une pression de 2 kb.

FIGURE 122

DOMAINE DE STABILITE DU PYROXENE RENCONTRE A SALAU



SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
48,80	0,15	25,78	1,26	1,37	21,84	0,07	0,00
48,16	0,25	24,57	1,19	1,52	22,72	0,11	0,00
48,50	0,28	25,45	1,14	1,14	22,71	0,12	0,15
49,35	0,00	22,01	3,15	1,29	23,11	0,08	0,00
48,50	0,38	24,73	1,41	0,99	22,97	0,05	0,00

TABLEAU 11 :  
Composition du pyroxène dans l'échantillon R<sub>1.2c</sub>

Revenons au gisement pour faire une nouvelle observation.

A proximité de l'échantillon précédent a été récolté un deuxième spécimen de skarn à hédénbergite. Mais dans celui-ci l'examen ne permet pas d'observer la formation d'andradite. Par contre pyrite et pyrrhotite sont toujours présentes à l'équilibre.

Le pyroxène n'a pas réagi pour former le grenat. On est en droit de penser, vue la proximité des deux échantillons et la présence des mêmes sulfures dans les deux cas, que le même fluide a été en contact avec les deux pyroxènes.

L'analyse du pyroxène contenu dans le deuxième échantillon montre (tab. 11), que celui-ci est plus pauvre en hédénbergite que le premier. Il réagira donc avec le soufre pour former l'andradite, à une température supérieure et à une fugacité de soufre plus élevée que le premier pyroxène décrit.

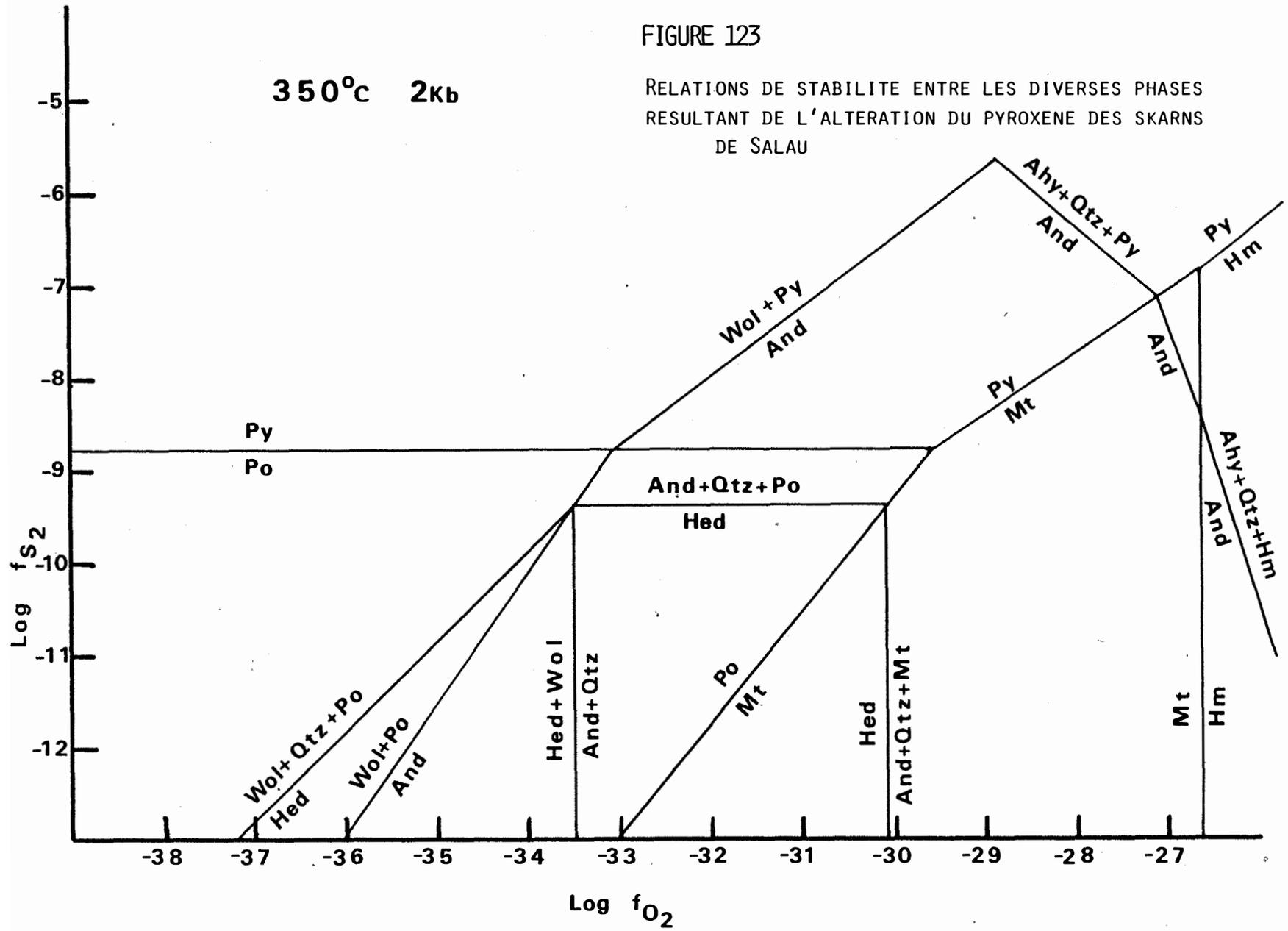
La composition du second pyroxène est :

hed. 85 dio. 10 joh. 5.

En combinant les données de Burton 1982 sur l'influence de la teneur en johannsenite du pyroxène, et celles de Gamble 1982 sur l'influence de la teneur en diopside du pyroxène, sur la sulfuration de celui-ci, on arrive à fixer une fourchette de température au sein de laquelle le pyroxène 1 va réagir, et le pyroxène 2 ne réagira pas, pour former de l'andradite.

La fourchette est la suivante :

T°	327°C	366°C
Log fs <sub>2</sub>	- 9,64	- 8,08
	min	max



Ceci est obtenu en combinant les conditions de début de réaction de pyroxène et soufre avec les conditions d'équilibre de pyrite et pyrrhotine.

Toutes ces valeurs correspondent à une pression de 2Kb.

Les conditions sont limitées au secteur d'échantillonnage, en raison de la présence de l'association pyrite-pyrrhotine qui n'est pas observée ailleurs dans le gisement.

Le secteur en question est situé au Sud-Est de l'apex, dans une zone mal connue appelée Quer de l'Aigle, qui selon Fonteilles et al. (à paraître) pourrait correspondre à la terminaison de la formation Nord. Nous sommes donc dans un secteur à part présentant peut être des conditions particulières. Cependant, la particularité ne touche certainement pas l'ensemble des caractères du fluide. En particulier, il paraît raisonnable de considérer que la température à ce stade varie peu dans l'ensemble du gisement, c'est-à-dire sur quelques centaines de mètres. Par contre, la fugacité de soufre peut varier, expliquant par là l'absence de pyrite dans le quartier Véronique.

Il ressort de cette hypothèse que l'on peut considérer que la température régnant dans le gisement devait être de l'ordre de 330° à 370°C.

On peut se fixer comme température moyenne dans le gisement : 350°C et tracer le diagramme  $\text{Log } f_{\text{S}_2} - \text{Log } F_{\text{O}_2}$  à 2 kb calculé à partir des données fournies par Gustafson (1973) Burton et al (1982) Gamble (1982) : figure 123.

Le domaine de stabilité de l'assemblage andradite-pyrite-pyrrhotine à 350°C 2 kb est donné par la droite d'équilibre pyrite-pyrrhotine, et est limité aux fortes fugacités d'oxygène par le domaine de stabilité de magnétite + soufre, et aux faibles fugacités d'oxygène par la limite de stabilité de l'andradite.

Les travaux de Taylor et Liou (1978) sur la stabilité de l'andradite permettent de fixer la valeur maximum de la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  à partir de la réaction



A deux kilobars l'andradite n'est stable qu'à des  $X_{\text{CO}_2}$  inférieurs à 0.05

Les conditions régnant dans le secteur du Quer de l'Aigle lors de la sulfuration sont résumées dans le tableau 12.

FACTEUR	Température	Pression	$f_{O_2}$	$f_{S_2}$	$X_{CO_2}$
VALEUR	350°C	2 Kb	-33,1 à -29,6	-8,78	0,05

**Tableau 12 :**

Conditions estimées régnant lors de la sulfuration des skarns dans la zone du Quer de l'Aigle.

### 5/- Etude de la minéralisation.

Nous allons en premier lieu décrire les structures guidant la minéralisation.

#### 5.1/ Structure du gisement.

L'étude faite par Kaelin (1982) et poursuivie par la suite (Fontailles et al. à paraître), a permis de distinguer plusieurs types de contrôles structuraux de la minéralisation.

Tout d'abord les charnières de plis de phase 2 sont le siège privilégié d'un développement de la minéralisation par création de vide (Kaelin, 1982). Les structures en forme de golfes, présentées par le contact intrusif - encaissant favorisent également la formation du minerai (Soler, 1977).

La tectonique cassante a permis le développement de minerai dans des zones d'ouvertures telle la famille de failles  $\gamma_1$  : failles ou plans de décollement du contact intrusion - encaissant.

Enfin une famille de faille affecte l'ensemble du gisement, décalant les différents corps de minerai (failles  $\gamma_2$ ). On aboutit de la sorte à la juxtaposition de deux types de minerai dans le quartier Véronique. Ceci est particulièrement visible au niveau 1486 où la partie située au Nord de la faille  $\gamma_2$  correspond à une minéralisation formée dans un fond de golfe, sur cornéennes calcaïques et granodiorite, alors que la partie située au Sud de la faille  $\gamma_2$  correspond à un minerai formé au niveau d'un contact calcaire - intrusif, dans un plan de décollement  $\gamma_1$ .

Dans la partie basse du quartier Véronique on retrouve les mêmes relations

$\Psi_1 - \Psi_2$ . Cependant le compartiment situé au Nord du plan  $\Psi_2$  ne correspond plus à un fond de golfe. Le minerai est toujours développé aux dépens des cornéennes calciques, mais ici ces dernières sont fracturées, et les contacts granodiorite-cornéennes sont orientés Nord Sud, perpendiculairement au plan  $\Psi_2$ . Ceci amène à une minéralisation discontinue dans cette partie du gisement.

On observe également une différence dans la taille des grains de scheelite : la minéralisation développée au Sud de  $\Psi_2$ , dans le plan  $\Psi_1$ , est constituée par de gros grains de scheelite (plusieurs millimètres) alors qu'au Nord la taille de ces grains excède rarement le millimètre.

#### 5.2/Nature de la roche support de la minéralisation.

Si, dans le compartiment Nord, il est facile de reconnaître la nature de la roche support de la minéralisation (les cornéennes calciques), dans le compartiment Sud, la nature de la roche est plus délicate à établir :

le minerai développé dans le plan  $\Psi_1$  est constitué essentiellement de sulfures englobant des nodules décimétriques de quartz ou de calcaire graphiteux. Au niveau 1194 on a pu observer aux extrémités est et ouest de la lame minéralisée, de façon nette des skarns composés essentiellement d'hédenbergite. Cette dernière se développe au contact calcaire-granodiorite, on peut penser qu'initialement, l'hédenbergite formait la totalité de la roche à cet endroit.

La présence de quartz et de sulfures amène à considérer que le skarn a subi une série de modifications au cours desquelles se forme le minerai. Nous avons au préalable divisé cette altération en deux phases : sulfuration et silicification. En lame mince on retrouve cette division sur des échantillons prélevés dans des zones de  $\Psi_1$ .

- Certains de ces échantillons présentent les deux phases. On observe alors de gros grains de quartz, polyphasés, pouvant contenir de la calcite. Dans ces grains on retrouve des reliques de pyroxène. Ce dernier est soit préservé, soit transformé en amphibole. La scheelite contenue dans ces quartz est automorphe.

Les sulfures englobent ces nodules. On ne retrouve jamais dans ce cas de pyroxène noyé dans les sulfures, seule de temps en temps subsiste l'amphibole.

La scheelite pour sa part est totalement englobée par les sulfures. Toutefois au contact de silicates hydroxylés (chlorite, clinozoïsite, biotite), la scheelite peut présenter des aspects de déstabilisation. Dans ce cas on note la disparition des faces cristallographiques qui sont attaquées : indentation

au niveau du contact scheelite chlorite.

- Dans certains échantillons la phase siliceuse n'est pas exprimée. On trouve alors un skarn composé de fragments d'hédenbergite pris dans une matrice de sulfures. La scheelite est alors rare, mais toujours en gros grains xénomorphes généralement associés à la clinozoïsite.

A partir de ces observations il semble se dessiner un découpage en trois temps de la minéralisation :

-phase précoce à la fin de la formation des skarns ; teneurs de l'ordre de 0,3%  $WO_3$ .

-phase de silicification apportant une partie du tungstène ; teneurs variant de 0,7% à 2,5%  $WO_3$ .

-phase de sulfuration enrichissant le minerais préexistant, ou formant un minerais primaire de réaction fluide - roche ; teneurs variant de 5% à 10%  $WO_3$ .

Le skarn primaire est pauvre en scheelite (teneurs de l'ordre de 0,3%  $WO_3$ ). La phase de silicification aboutit à la formation d'une roche contenant de 1 à 2% de  $WO_3$ , la présence de grains de scheelite automorphes, inclus dans le quartz amène à considérer ces deux minéraux synchrones.

Le développement de sulfures apparaît lié à un enrichissement du minerais préexistant, mais son rôle minéralisateur propre reste mal défini.

Lors de la phase de silicification, la scheelite apparaît comme un minéral précipité. Ceci est déduit de l'observation des cristaux automorphes dans le quartz. Il faut donc en conclure que le skarn est d'abord dissout, qu'il se forme des vides dans lesquels précipitent quartz et scheelite, le calcium nécessaire à cette dernière pouvant être pris sur place.

Les observations faites jusqu'à présent tendent à imposer comme hypothèse que le minerais formé dans les plans  $\gamma$  1 se développe essentiellement aux dépens des skarns formés sur le calcaire. Le mécanisme alors proposé est : dissolution des skarn, formation de vides remplis par le quartz et la scheelite. Le dépôt massif de sulfures se produit ultérieurement enrichissant localement le minerais.

J'ai toutefois pu prélever, toujours au niveau du plan minéralisé  $\gamma$  1, un échantillon présentant une minéralogie tout à fait particulière (ech. 409.1). Cet échantillon présente une partie pauvre en sulfures (409.1a) et une partie riche en sulfures (409.1b).

Dans 409.1a on observe essentiellement l'apatite et la scheelite, en cristaux centimétriques automorphes. Accessoirement sont présents : une chlorite, une biotite magnésienne, le quartz ainsi que la muscovite et quelques sulfures. Le feldspath est également présent.

Les contacts entre apatite et scheelite correspondent à des faces cristallines de la première. Quand la chlorite ou la biotite cristallisent au contact de la scheelite, cette dernière présente des signes de corrosion. La teneur en  $WO_3$  de cet échantillon est de 37,4%.

L'échantillon 409.1b présente un développement important des sulfures (pyrrhotine et chalcopyrite). La scheelite est nettement moins abondante que dans l'échantillon précédent ; la teneur en  $WO_3$  est de 13,1%.

Parallèlement à ceci on observe un développement important de muscovite et calcite. La scheelite subsiste en relique dans cet assemblage.

La formation des sulfures est accompagnée par celle du quartz, la scheelite ne semble pas affectée par le phénomène, elle subsiste dans l'état dans lequel elle se trouvait antérieurement.

Il n'a pas été possible de retrouver la nature de la roche originelle correspondant à l'échantillon 409.1. Il ne s'agit certainement pas d'un skarn, aucune relique de pyroxène n'est observée. Il reste alors deux possibilités :

- soit 409.1 correspond à la bordure de la granodiorite (au contact de laquelle il a été prélevé),
- soit cet échantillon s'est formé par précipitation des minéraux directement à partir du fluide.

La minéralogie formée au cours des phénomènes d'altérations (muscovite, apatite, feldspaths) semblent permettre de considérer que ce type de minerai se forme sur la granodiorite.

Ceci nous permet donc de montrer que dans les plans  $\gamma_1$  la minéralisations peut se former simultanément aux dépens de la granodiorite et aux dépens des skarns. Ceci n'est pas particulier à la minéralisation dans les plans  $\gamma_1$ , il été observé cette fois ci sans ambiguïté, la formation de minerai sur la granodiorite, dans le compartiment situé au Nord de la faille  $\gamma_2$ .

Une bonne observation du phénomène a pu être fait au niveau 1458. Dans une salle située dans la partie ouest de ce niveau on remarque un contact net entre minerai et marbre. L'examen du minerai permet de noter deux types différents, séparés par une bande de grenat. Le minerai situé à l'ouest de cette bande contient une forte quantité de scheelite en petits grains, et est au contact, à l'Ouest, avec la granodiorite.

Le minerai situé à l'Est de la bande de grenat contient peu de scheelite en gros grains. Cette roche est au contact du marbre.

Divers échantillons prélevés dans le minerai à gros grains de scheelite ont permis de montrer que celui ci se forme sur la zone d'hédenbergite du skarn formé sur le marbre, le pyroxène étant transformé en amphibole. On peut penser qu'une partie de ce minerai se forme directement sur le marbre, on observe des zones où le quartz déposé à ce stade n'est plus associé à de l'amphibole, et que la roche s'enrichit progressivement en calcite. Cette minéralisation semble correspondre au stade de silicification tardive, le pyroxène étant rétrotransformé en amphibole.

n° échantillon	teneur % W <sub>03</sub>
458.1	19,81
458.1a	19,79
458.7a	24,10
458.8a	23,69
458.8b	21,76
458.10	2,43
458.14a	13,31
458.17	0,97

TABLEAU 13 :

Teneurs des échantillons de granodiorite minéralisée prélevés au niveau 1458

Les échantillons prélevés dans le minerai à petits grains permettent de déterminer la nature de la roche support, à savoir la granodiorite. L'altération de cette roche s'est produite aussi bien au cours du dépôt de quartz, que de celui de sulfures. Ceci fournit des minerais très divers, présentant des variations très brutales à la fois de la minéralogie et de la teneur en tungstène.

On note parmi les altérations de la granodiorite, une muscovitisation des feldspaths, puis une silicification au cours de laquelle le quartz remplit les cavités. Ces cavités peuvent être tapissées par des sulfures. La scheelite est absente dans cette partie de l'échantillon. Elle n'apparaît que dans une zone sulfurée. La teneur y est cependant relativement faible (1% W<sub>03</sub>).

Les échantillons les plus riches sont donnés dans le tableau 13.

L'échantillon 458.7a a été prélevé au contact de la bande de grenat. Il est très riche en calcite et en scheelite, les sulfures sont accessoires.

L'échantillon 458.8 présente le même type de paragenèse, avec cette fois-ci une évolution de la morphologie des grains de scheelite. De centimétriques, ces dernières deviennent millimétriques à proximité du granite.

## 6/- COMPOSITION DE LA SCHEELITE.

Il a pu être distingué plusieurs types d'associations minérales dans lesquelles est impliquée la scheelite. Ces associations correspondent à la formation de minerai sur des substrats différents les uns des autres, dans ce cas les variations de paragenèse sont liées à la nature des différentes roches support de la minéralisation. Ces variations peuvent également être liées à différents stades de minéralisation. Dans ce dernier cas la composition du fluide varie d'un stade à l'autre, la scheelite résultant d'une précipitation à partir de ces fluides, il devrait être possible de trouver différentes compositions de scheelite en liaison avec ceux-là.

En particulier, comme il a été pressenti, s'il se forme une scheelite dans la granodiorite au cours de la silicification, et une scheelite au cours de la sulfuration dans les skarns et les calcaires, il devrait être possible de distinguer ces deux types.

Cependant la variations de composition de la scheelite restent limités de par la nature du minéral. C'est pour cela que nous limiterons notre étude aux constituants participant clairement à la structure du minéral.

### 6.1- Molybdène.

On sait qu'il existe une solution solide entre un pôle tungstique :  $\text{Ca WO}_4$  scheelite et un pôle molybdique :  $\text{Ca MoO}_4$  ; powellite.

Les analyses obtenues par activation neutronique ne permettent pas de tirer de conclusion.

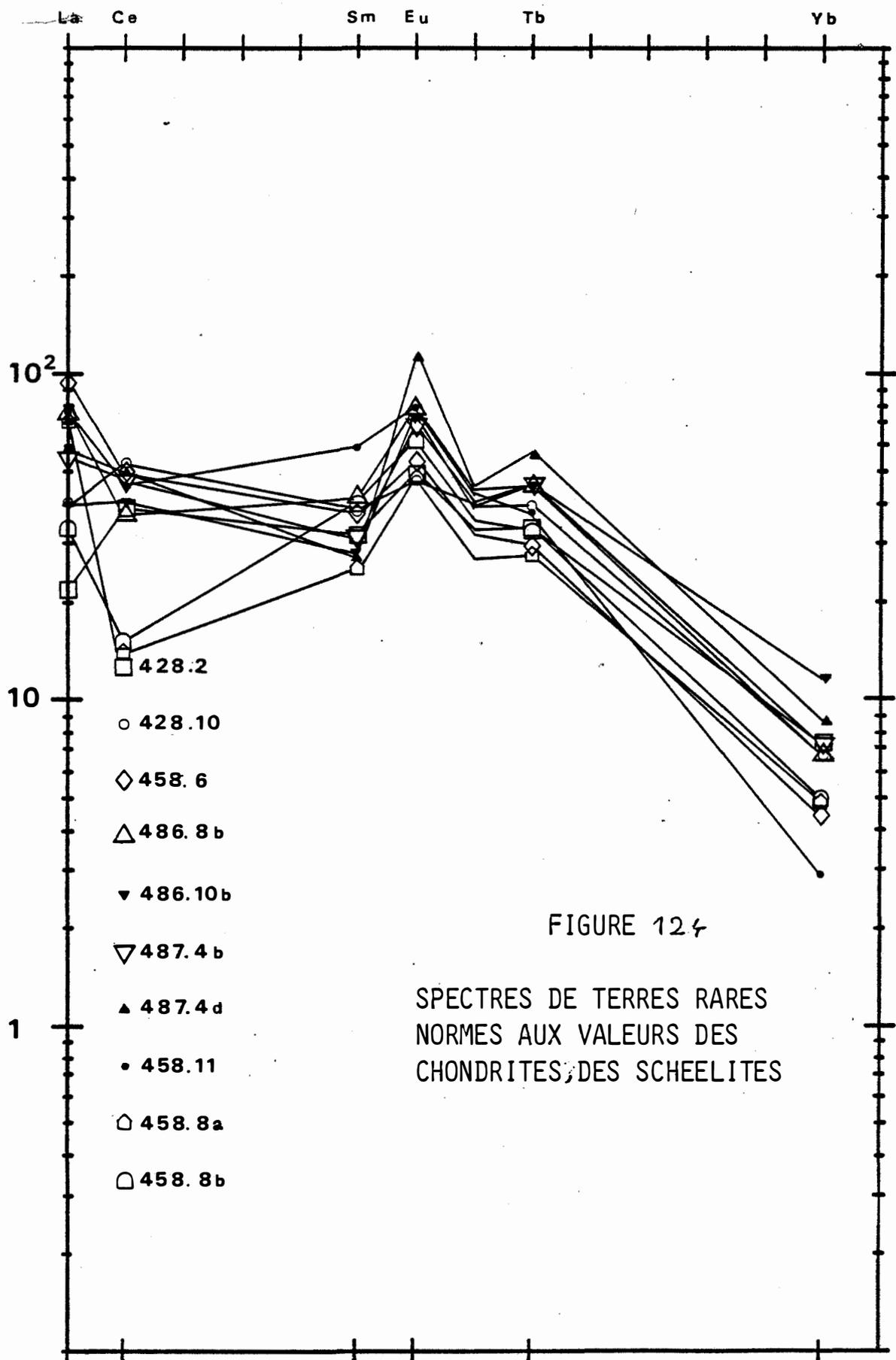
### 6.2- Terres rares

De tous les éléments dosés dans la scheelite, seules les terres rares apparaissent comme pouvant fournir des renseignements supplémentaires.

Les spectres de terres rares des scheelites normées aux chondrites présentent dans l'ensemble une bonne homogénéité (fig. 124).

Ils sont caractérisés par un faible fractionnement des terres rares légères, une anomalie positive en europium, et un fractionnement important des terres rares lourdes.

Ce type de spectre est observé dans des scheelites prélevées dans l'ensemble des roches minéralisées.



Trois échantillons se distinguent de l'ensemble décrit auparavant, il s'agit de 409.1a, 640.1a, et 640.2b ( fig. 125).

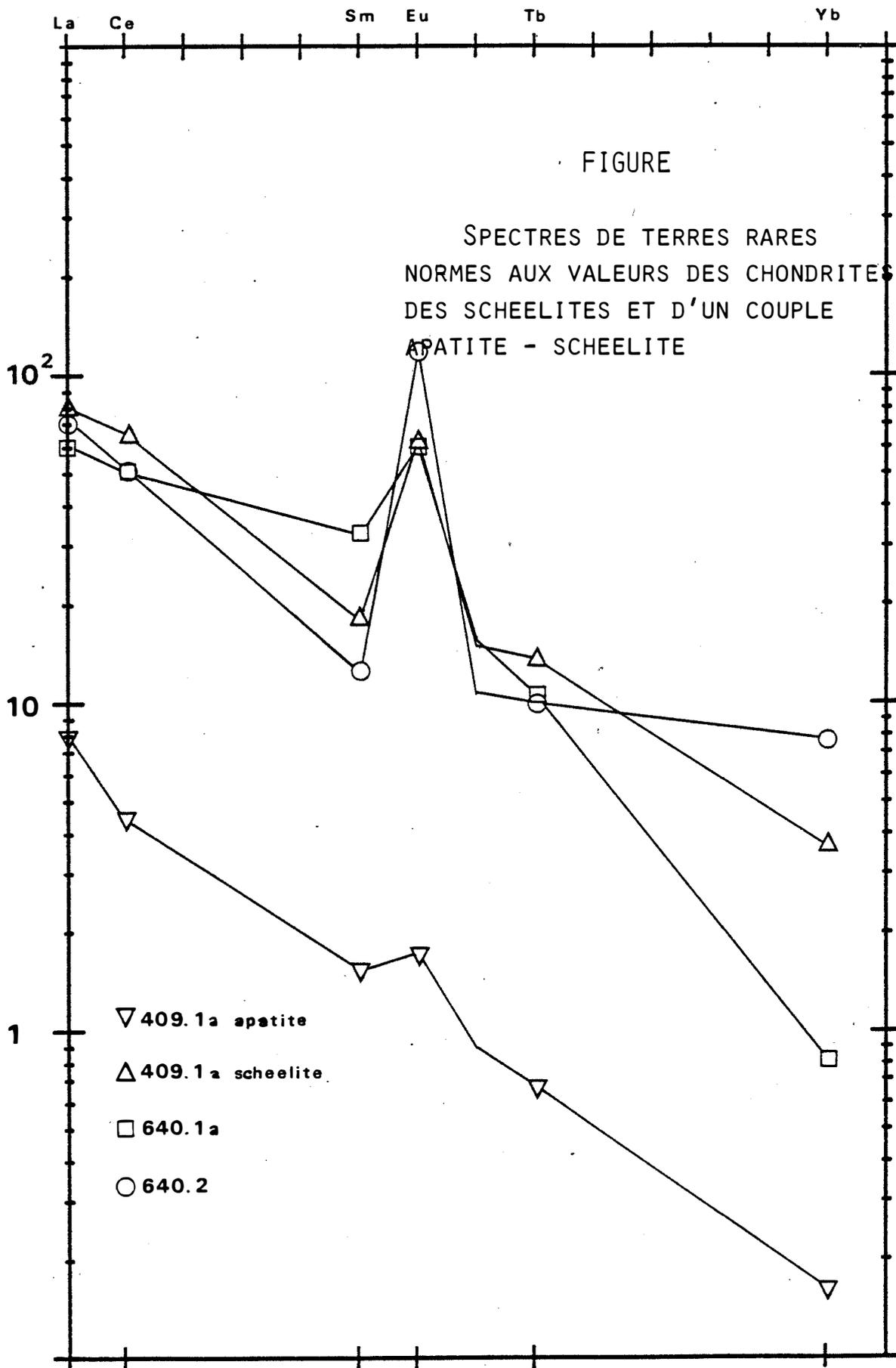
L'échantillon 409.1a a été préalablement décrit, la paragenèse présentée par cet échantillon (apatite-scheelite), le différencie des autres échantillons, cette différence se retrouve au niveau du spectre de terres rares de la scheelite qu'il contient.

Les terres rares légères présentent un fractionnement plus marqué que dans les échantillons précédents, l'anomalie en europium est plus forte, le fractionnement des terres rares lourdes est comparable au précédent.

Les deux autres échantillons correspondent à une scheelite prélevée dans un skarn formé sur le marbre (640.1a), et à une scheelite prélevée dans une roche minéralisée au contact de ce skarn (640.2b).

La scheelite 640.1a est contenue dans la zone d'hédenbergite, et apparaît clairement tardive par rapport à celle-ci. Par contre elle cristallise dans les mêmes cavités que le grenat tardif, et est possiblement synchrone de ce dernier. Il s'agit donc d'une scheelite précoce liée à la fin des phénomènes métasomatiques et au début des phénomènes d'altération. Cette scheelite possède un spectre où les terres rares légères présentent le même type de fractionnement que dans la première population décrite. Par contre elle se différencie par un très fort fractionnement des terres rares lourdes.

Les travaux de Rimbault et al (à paraître), ont montré que le coefficient de distribution des terres rares entre scheelite et grenat est nettement favorable au premier minéral en ce qui concerne les terres rares lourdes. Les terres rares légères sont, pour leur part, distribuées équitablement entre les deux minéraux. On pourrait donc expliquer la différence entre la scheelite 640.1b et les premières scheelites étudiées, par une syncristallisation de la scheelite précoce de 640.1b avec le grenat tardif, ceci entraînant alors une diminution de la teneur en terres rares lourdes d'une telle scheelite en comparaison d'une scheelite cristallisant seule à partir du même fluide. Cela n'est vrai que si le système est fermé, ou si grenat et scheelite cristallisent exactement en même temps (Rimbault comm. pers.). Ceci tendrait à montrer que le fluide minéralisateur a une composition constante tout au long de la cristallisation de la scheelite, et que des variations de composition de cette dernière seraient liées à des coefficients de partage entre phases à l'équilibre, des constituants en solution. Ces constituants se retrouvent alors piégés et isolés du fluide, dans les phases ayant cristallisé.



Ceci est infirmé par le spectre de terres rares de la scheelite 640.2b. Celle ci cristallise avec les mêmes minéraux que les divers échantillons étudiés jusqu'à présent, et pourtant elle présente un spectre différent de tous les autres : le fractionnement des terres rares légères y est plus marqué que dans les autres échantillons, celui des terres rares lourdes y est nettement moins marqué, enfin l'anomalie en europium y est plus forte que dans tous les autres échantillons.

On est donc amené à considérer que dans ce cas là au moins, la composition du fluide à partir duquel cristallise cette scheelite est différent de celle du fluide qui a traversé les autres échantillons.

L'étude de la teneur en terres rares des scheelites montre qu'il n'est pas possible de différencier clairement divers stades de minéralisation. On peut toutefois montrer que la scheelite précoce possède un spectre caractéristique n'impliquant pas nécessairement une variation de la composition du fluide, mais pouvant traduire une variation de la nature des paragenèses au cours du temps.

## 7/- CONCLUSION

Le phénomène d'altération apparait à travers cette étude comme un phénomène composite dont les stades, peuvent être différenciés à partir des associations minérales développées. Deux grands types d'altération se retrouvent à tous les stades : développement de quartz d'une part, et de sulfures d'autre part. A chaque stade les associations du quartz ou des sulfures traduisent le même phénomène:

- Un stade précoce où les minéraux primaires des skarns sont encore stables, aussi bien avec le quartz qu'avec les sulfures,
- un stade de rétro-morphose du pyroxène en amphibole,
- enfin un stade de développement de silicates hydroxylés associé au dépôt des sulfures. A ce stade le quartz semble moins abondamment développé qu'auparavant.

Le développement de sulfures et de quartz observé à tous les stades peut amener à considérer que les conditions locales imposent le dépôt de l'un ou de l'autre minéral. Il est cependant possible d'observer par endroits des aspects montrant que le dépôt des sulfures succède à celui du quartz dans le stade précoce.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



## BIBLIOGRAPHIE

- Arnold RG, 1962:** Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325°C to 743°C.  
Econ. Geol. 57 (72-90) 1962.
- Arnold RG, 1969:** Pyrrhotite phase relations below  $304^{\circ} \pm 6^{\circ}\text{C}$  at 1 atm total pressure.  
Econ. Geol. 64 (405-419) 1969.
- Autran A, Derré C, Fonteilles M, Guy B, Soler P, Toulhoat P, 1980:** Minéralisations liées aux granitoïdes -2<sup>e</sup> partie- La g n se des skarns   tungstène dans les Pyrénées.  
M m. B. R. G. M. N 99 2<sup>e</sup> partie 1980.
- Barnes HL, 1982:** Geochemistry of hydrothermal ore deposits.  
Longman editor second edition 1982.
- Barth T F W, 1963:** Contributions to the mineralogy of Norway. N  22. Vesuvianite from Kristiansand; other occurrences in Norway; the general formula of vesuvianite.  
Norsk. Geol. Tidsskr. 43 (457-472) 1963.
- Bird DK et Helgeson HC, 1981:** Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems. II-Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes.  
Am. J. Sc., 281, 576-614.
- Bowman JR, Essene EJ, 1982:** P-T-X(CO<sub>2</sub>) conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana.  
Am. Journ. of Sci. 282 (311-340) 1982.
- Brady JB, 1977:** Metasomatic zones in metamorphic rocks.  
Geochem. Cosmochem. Acta 41 (113-125) 1977.
- Burt DM, 1972:** Silicate-sulfide equilibria in Ca-Fe-Si skarn deposits.  
Carnegie Inst. Wash. Year Book. 71 (450-457) 1972.
- Burt DM, 1977:** Mineralogy and petrology of skarn deposits.  
Soc. Ital. Miner. Petro. Rediconti. 33 (859-873) 1977.
- Burton JC, Taylor LA, I-Ming Chou, 1982:** The  $f_{\text{O}_2}$ -T and  $f_{\text{S}_2}$ -T stability relations of hedenbergite and of hedenbergite-johannsenite solid solutions.  
Econ. Geol. 77 (764-783) 1982.
- Caralp L, 1838:** Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées Centrales (Haute Ariège, Haute Garonne, Vallée d'Aran).  
Thèse Toulouse, Durand, Fillons et Lagarde, 512p.

- Charruau, 1974 :** Relations entre les concentrations plombo-zincifères et la tectonique superposée du district de Hocque-Rabe-Saube-Carboire.  
Thèse 3e cycle, UPMC, Paris.
- Cheilletz A, 1984:** Caractéristiques géochimiques et barométriques des fluides associés à la scheelite et au quartz des minéralisations de tungstène du Jbel Aouam (Maroc Central).  
Bull. Min. 108, pp 367 à 376, 1985.
- Chernyshev L, 1980:** Theory of hydrothermal equilibria of minerals of variable composition.  
Geochem. Int. 1980.
- Coda A, Della Giusta A, Isetti G, Mazzi F, 1970:** On the crystal structure of vesuvianite.  
Atti. Accad. Sci. Torino, 105 (63-85) 1970.
- Cressey G, Schmid R, Wood B, 1978:** Thermodynamic properties of almandine-grossular garnet solid solutions.  
Contrib. Mineral. Petrol. 67 (397-404) 1978.
- Deer WA, Howie RA, Zussman J, 1967:** Rock-forming minerals.  
Longman London.
- Deer WA, Howie RA, Zussman J, 1982:** Rock-forming minerals.  
Longman London.
- Dempsey MJ, 1980:** Evidence for structural changes in garnet cause by calcium substitution.  
Contr. Min. Petr. 71 (281-282) 1980.
- Derré, 1973:** Relations chronologiques entre la mise en place du granite de Salau (Haute-Vallée du Salat, Pyrénées Ariégeoises) et les déformations du paléozoïque de la région.  
C.R. Acad. Sc., Paris, 277, Série D, 1279-1281.
- Derré, 1978:** Le gisement de scheelite de Salau dans son cadre géologique (Pyrénées).  
Sci. Terre, Nancy, Fr., XXII, 1, 5-68.
- Derré C, Fontailles M, Nansot LY, 1980:** Le gisement de scheelite de Salau, Ariège-Pyrénées.  
Société Minière d'Anglade, Salau : Gisements Français Fascicule E 9  
26e C. G. I. 1980.
- Dollase WA, 1972:** Mössbauer spectra and iron distribution in the epidote group minerals.  
Zeitschr. Kristallographie. 138 (41-63) 1973.
- Dubru M, 1986:** Pétrologie et géochimie des marbres à brucite et des borates associés au gisement de tungstène de Costabonne (Pyrénées Orientales, France).  
Thèse Doctorat, Université Catholique de Louvain, 443 p.

- Einaudi MT, Burt DM, 1982:** Terminology, classification, and composition of skarn deposits.  
Econ. Geol. 77 (745-755) 1982.
- Fisher G, 1978:** Rate laws in metamorphism.  
Geochem. Cosmochem. Acta 42 (1035-1050) 1978.
- Fonteilles M, 1976:** Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales).  
Thèse d'Etat. Univ. P et M Curie, Paris 1976.
- Fonteilles M, 1978:** Les mécanismes de la métasomatose.  
Bull. Minér. 101 (166-194) 1978.
- Fonteilles M, Machairas G, 1968:** Eléments d'une description pétrographique et métallogénique du gisement de scheelite de Salau (Ariège).  
Bull. B. R. G. M. (2), II, 3 1968.
- Fonteilles M, Garcia D, 1985:** Le grenat mixte grossulaire almandin (spessartine) comme indicateur d'une source magmatique proche dans les gîtes de type skarns à tungstène.  
C. R. Acad. Sc. Paris, t.300, Série II, n°16, 1985
- Fraga H, Gali S, Font Altaba M, 1982:** Sector zoning as a growth phenomenon and its influence in the optical properties of crystals. The case of Grossularite-andradite garnets.  
Estudios Geol. 38 (173-178) 1982.
- Frantz J, Mao H, 1976:** Bimetasomatism resulting from intergranular diffusion: I. A theoretical model for monomineralic reaction zone sequences.  
Am. Journ. Sci. 276 (817-840) 1976.
- Frantz J, Popp R, 1979:** Mineral-solution equilibria--I. An experimental investigation of complexing and thermodynamic properties of aqueous MgCl<sub>2</sub> in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-HCl.  
Geochem. Cosmochem. Acta 43 (1223-1239) 1979.
- Gamble RP, 1978:** The sulfidation of andradite and hedenbergite: An experimental study of skarn-ore genesis.  
Unpublished Ph. D. thesis, New Haven, Yale Univ. 226pp, 1978.
- Gamble RP, 1982:** An experimental study of sulfidation reactions involving andradite and hedenbergite.  
Econ. Geol. 77 (784-797) 1982.
- Greenwood, 1967:** Wollastonite : stability in H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada.  
Am. Mineral., 52, 1669-1680.
- Gruffat JJ, Guy B, 1984:** Un modèle pour les précipitations alternantes de minéraux dans les roches métasomatiques: l'effet autocatalitique des surfaces.  
C. R. Acad. Sc. Paris t. 299, Série II, n°14, 1984.

- Gustafson WI, 1974:** The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H.  
J. Petrol., 15, 455-496.
- Guy B, 1979:** Pétrologie et géochimie isotopique (S,C,O) des skarns à scheelite de Costabonne.  
Thèse de docteur ingénieur Ecole Des Mines de Paris 1979.
- Guy B, 1981:** Certaines alternances récurrentes rencontrées dans les skarns et les structures dissipatives au sens de Prigogine: un rapprochement.  
C. R. Acad. Sci. 292 (413-416) 1981.
- Guy B, 1984:** Contribution to the theory of infiltration metasomatic zoning; the formation of sharp fronts: a geometrical model.  
Bull. Miner. 107 (93-105) 1984.
- Guy B, Sheppard S, Fouillac AM, Le Guyader R, Toulhoat P and Fonteilles M, 1988:** Geochemical and isotopic (H, C, O, S) studies of barren and tungsten bearing skarns of the French Pyrenees.  
Mineral Deposits within the European Community, J. Boissonas and P. Omenetto editors, Springer Verlag, 53-75.
- Hariya Y, Kimura M, 1978:** Optical anomaly garnet and its stability field at high pressures and temperatures.  
J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, 18 (611-624).
- Harker RI and Tuttle OF, (1955):** Studies in the system CaO-MgO-Co<sub>2</sub>.  
part 1, part 2, Am. J. Sc., 253, 209-224, 274-282.
- Harrison WJ, Wood BJ, 1980:** An experimental investigation of the partitioning of REE between garnet and liquid with reference to the role of defect equilibria.  
Contr. Min. Petr. 72 (145-155) 1980.
- Helgeson HC, 1969:** Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.  
Amer. Journ. of Sciences. 267 (729-804) 1969.
- Helgeson HC et al, 1978:** Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals.  
Am. J. Sc., vol. 2781.
- Hey MH, 1954:** A new review of the chlorites. Min. Mag., 30, 277.
- Hochella MF, Liou JG, Keskinen MJ, Kim HS, 1982:** Synthesis and stability relations of magnesium idocrase.  
Econ. Geol. 77 (798-808) 1982.
- Holdaway MJ, 1972:** Thermal stability of aluminium-iron epidote as a function of  $f_{O_2}$  and iron content.  
Contr. Miner. Petr. 36 (307-340) 1972.
- Hsu LC, 1968:** Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria.  
Journ. of Petr. 9 Part 1 (40-83) 1968.

- Hsu LC, 1980:** Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at  $P_{H_2O} = 2Kb$   
Contrib. Mineral. Petrol. 71. (407-415) 1980.
- Huckenholz H, Hölzl E, Lindhuber W, 1975:** Grossularite, its solidus and liquidus relations in the  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  system up to 10 Kbar.  
N. Jb. Miner. Abh. 124 1 (1-46) 1975.
- Irving AJ, 1978:** A review of experimental studies of crystal liquid trace element partitioning.  
Geochem. Cosmochem. Acta, 42, (743-770) 1978.
- Ito J, Arem JE, 1970:** Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry.  
Amer. Min. Vol 55, pp 880 à 912, 1970.
- Joesten R, 1977:** Evolution of mineral assemblage zoning in diffusion metasomatism.  
Geoch. Cosmoch. Acta, 41, 641-670.
- Korzhinskii DS, 1959:** Bases physicochimiques à l'analyse des paragenèses minérales  
Trad. B. R. G. M.
- Korzhinskii DS, 1969:** Theory of metasomatic zoning.  
Clarendon press Oxford 1970.
- Kwak T, Askins P, 1981:** Geology and genesis of the F-Sn-W(-Be-Zn) skarn (wrigglite) at Moina, Tasmania.  
Econ. Geol. 76 (439-467) 1981.
- Lacroix A, 1892:** Minéralogie de la France.  
Tome I Baudry Paris.
- Leake B, 1978:** Nomenclature of amphiboles.  
Am. Min. 63 (1023-1052) 1978.
- Le Guyader R, 1982:** Elements traces dans les skarns à scheelite et les roches associées à Costabonne (Pyrénées Orientales, France), thèse Doctorat, 3e cycle, UPMC, Paris, 185 p., annexes 150 p.
- Mac Conell D, 1939:** Note on the chemical similarity of idocrase and certain garnets.  
Am. Min. 24, (62-63) 1939.
- Machtschki F, 1932:** Zur formel des vesuvian.  
Z. Krist. 81, (148-152) 1932.
- Manning PG, Tricker MJ, 1975:** Optical - absorption and Mössbauer spectral studies of iron titanium site - populations in vesuvianite.  
Can. Min. Vol 13, pp 259 à 265, 1975.
- Newton RC, 1966:** Some calc-silicate equilibrium relations.  
Amer. Journ. Sci. 264 (204-222) 1966.
- Nicolis G et Prigogine, 1977:** Self-organization in non-equilibrium systems.  
Wiley, 491 p.

- Norton DL, 1979:** Transport phenomena in hydrothermal systems : the redistribution of chemical components around cooling magmas.  
Bull. Min. Vol 102, pp 471 à 486, 1979.
- Norton DL, 1984:** Theory of hydrothermal systems.  
Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Vol 12, pp 155 à 177, 1984.
- Olesch, 1978:** Vesuvianite (idocrase) stability in the system CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O up to 5 Kbar. Abstracts of papers presented at IMAXth Gen. Meeting Novosibirsk 2, 177.
- Pascal ML, 1979:** Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées orientales).  
Thèse de docteur ingénieur de l'Ecole des Mines de Paris 1979.
- Perchuk LL, Aranovich LY, 1979:** Thermodynamics of minerals of variable composition : Andradite - Grossularite and Pistacite - Clinozoisite solid solutions.  
Phys. Chem. Minerals Vol 5, pp 1 à 14, 1979.
- Raimbault L, 1981:** Pétrographie et géochimie des roches du massif granodioritique de Salau.  
Travail d'option, Ecole des Mines de St Etienne, 79 p.
- Raimbault L, 1984:** Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute Corrèze, France). Thèse Ing. doct. Ecole des Mines de Paris, 482 p.
- Raimbault L et Kaelin JL, 1988:** Géologie, pétrographie et géochimie de la granodiorite de la Fourque et de ses faciès hydrothermalisés associés aux skarns à scheelite de Salau (Pyrénées, France).  
Bull. Mineral., 110, 6, 633-644.
- Rickwood P, 1968:** On recasting analyses of garnet into end-member molecules.  
Contr. Mineral. and Petrol. 18 (175-198) 1968.
- Rock N, Leake B, 1984:** The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences.  
Min. Mag. Vol. 48 (211-227) 1984.
- Rucklidge JC, Kocman V, Withlow SH, Gabe EJ, 1975:** The crystal structure of three canadian vesuvianites.  
Can. Min. 13, (15-21) 1975.
- Saxena SK, 1971:** Mg-Fe order-disorder in orthopyroxenes and the Mg-Fe distribution between coexisting minerals.  
Lithos Vol. 4, N° 3, (345-354) 1971.
- Shoji T, 1975:** Role of temperature and CO<sub>2</sub> pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralisation.  
Econ. Geol. 70 (739-749) 1975.
- Sobolev N 1964:** Classification of rock-forming garnets.  
Doklady Akad. Nauk SSSR, 157 n°2 (353-356) 1964.
- Soler P, 1977:** Pétrographie, thermochimie, et métallogénie du gisement de scheelite de Salau.  
Thèse de doct. ing. Ecole des mines de Paris 1977.

- Taylor B, Liou J, 1978:** The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids.  
A. Min. 63 (378-393) 1978.
- Thompson AB, 1974:** Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist.  
Journ. Petr. 16 (314-346) 1975.
- Toulhoat P, 1982:** Pétrographie et géochimie des isotopes stables (H, O, C, S) des skarns du Quérigut (Pyrénées).  
Thèse 3e cycle UPMC, Paris VI, 268 p.
- Valley JW, Essene E, Peacor D, 1983:** Fluorine bearing garnets in Adirondack calc-silicates.  
Am. Min. 68 (444-448) 1983.
- Van Marcke, 1983:** Pétrologie et géochimie des skarnoïdes du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées Orientales).  
Thèse Doctorat, Université Catholique Louvain, 293p., Annexes 150p.
- Verkaeren J., 1971:** Les grenats biréfringents des skarns à magnétite de San Leone (Sardaigne S.W.).  
Bull. Soc. Fr. Miner. Crist., 94, 492-499.
- Vidale R, 1969:** Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands.  
Amer. Journ. Sci. 267 (857-874) 1969.
- Vidale RJ et Hewitt DA, 1973:** "Mobile" components in the formation of calc-silicate bands.  
Am. Miner., 58, 991-997.
- Vlad S, 1974:** Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea.  
Ed. Ac. Bucharest, 119 p.
- Vlasov K, 1966:** Geochemistry of rare elements.  
Vlasov editor 2 volumes Israel program for scientific translations Jerusalem 1966.
- Walther J, Helgeson H, 1980:** Description and interpretation of metasomatic phase relations at high pressures and temperatures:  
1. Equilibrium activities of ionic species in nonideal mixtures of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O.  
Am. Journ. of Sci. 280 (575-606) 1980.
- Warren BE, Modell DI, 1931:** The structure of vesuvianite  
Ca<sub>10</sub>Al<sub>4</sub>(Mg,Fe)<sub>2</sub>Si<sub>9</sub>O<sub>34</sub>(OH)<sub>4</sub>.  
Z. Krist. 78 (422-432) 1931.
- Yoder et Keith, 1951:** Complete substitution of aluminium for silicon : the system 3MnO Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.3SiO<sub>2</sub>.3Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.5Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.  
Am. Min., 36, 519-533.
- Zharikov VA, 1982:** Physicochemical studies of wall-rock metasomatism.  
Geochem. Inter. 19 N°6 (124-152) 1982.



TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES



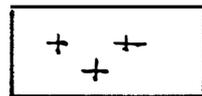
## LOCALISATION DES ECHANTILLONS

### PLANS DES NIVEAUX

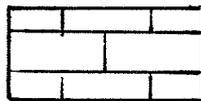
On trouvera dans les pages qui suivent les plans des niveaux 1428, 1446, 1458 et 1486 de la mine de Salau.

Ceux-ci ont été redessinés d'après les levés des géologues de la mine. Divers échantillons sont localisés.

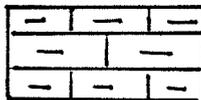
La légende simplifiée des termes géologiques est la suivante :



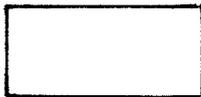
granite



marbres



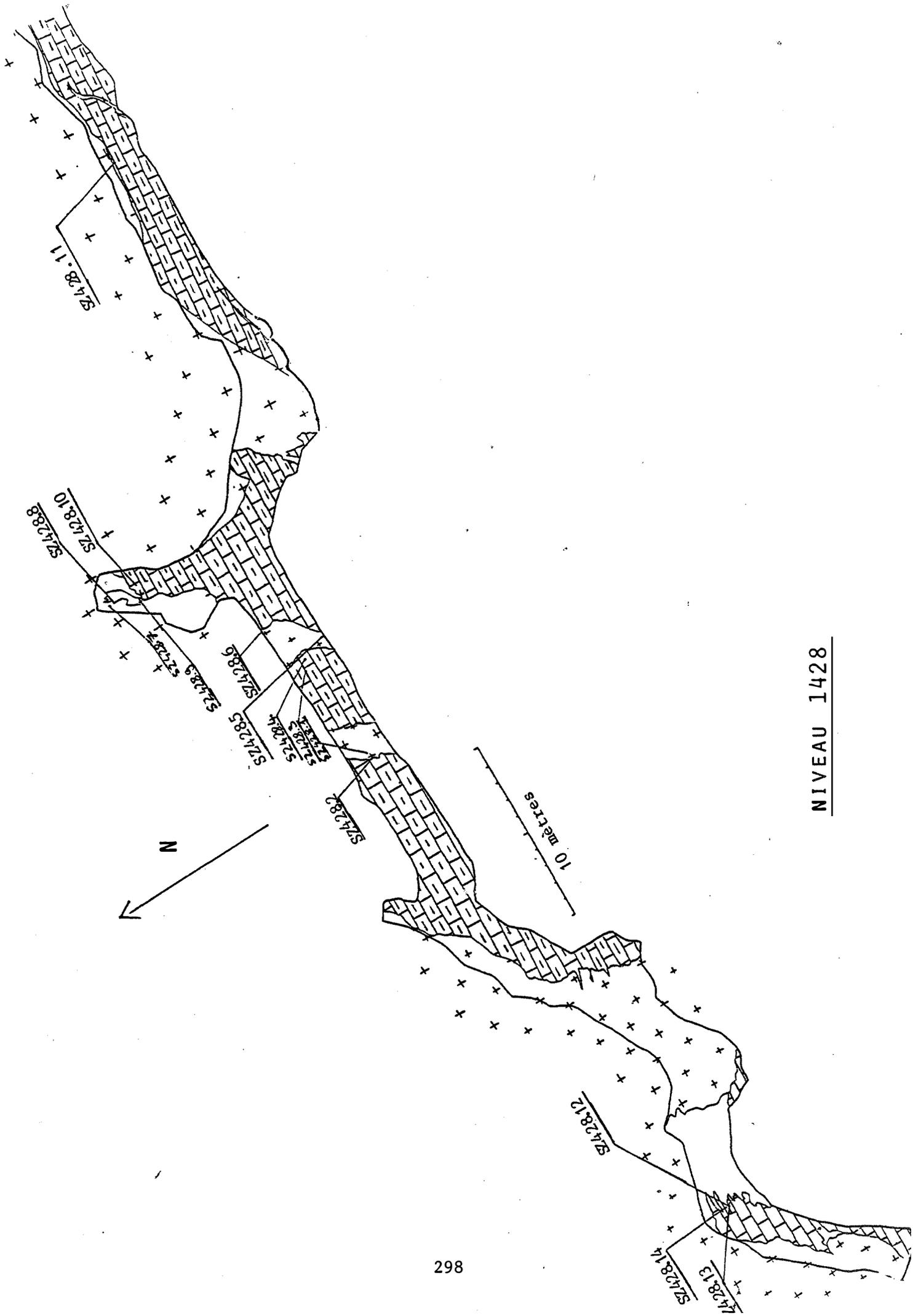
cornéennes calciques



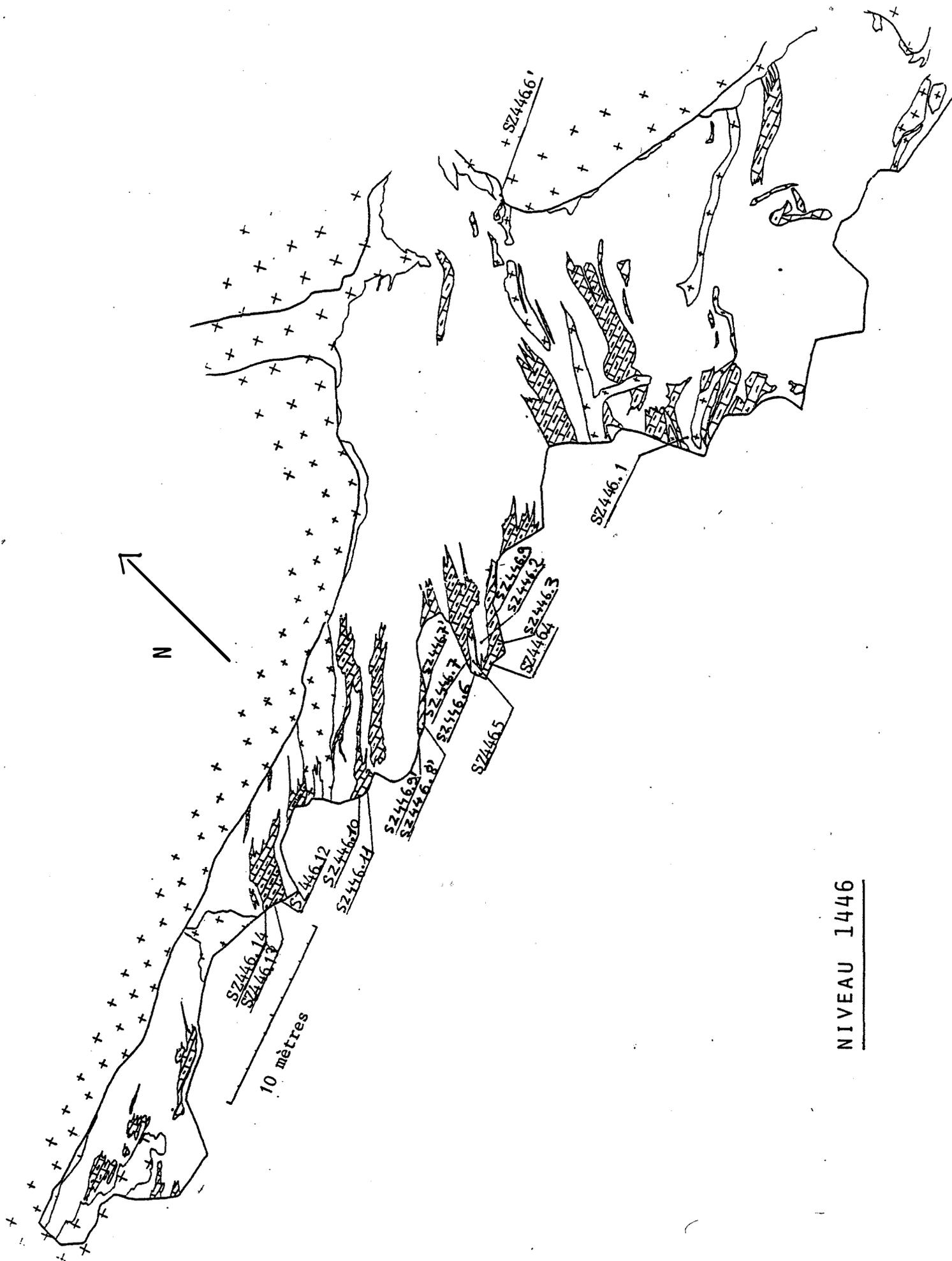
minerai (riche en pyrrhotite)

St

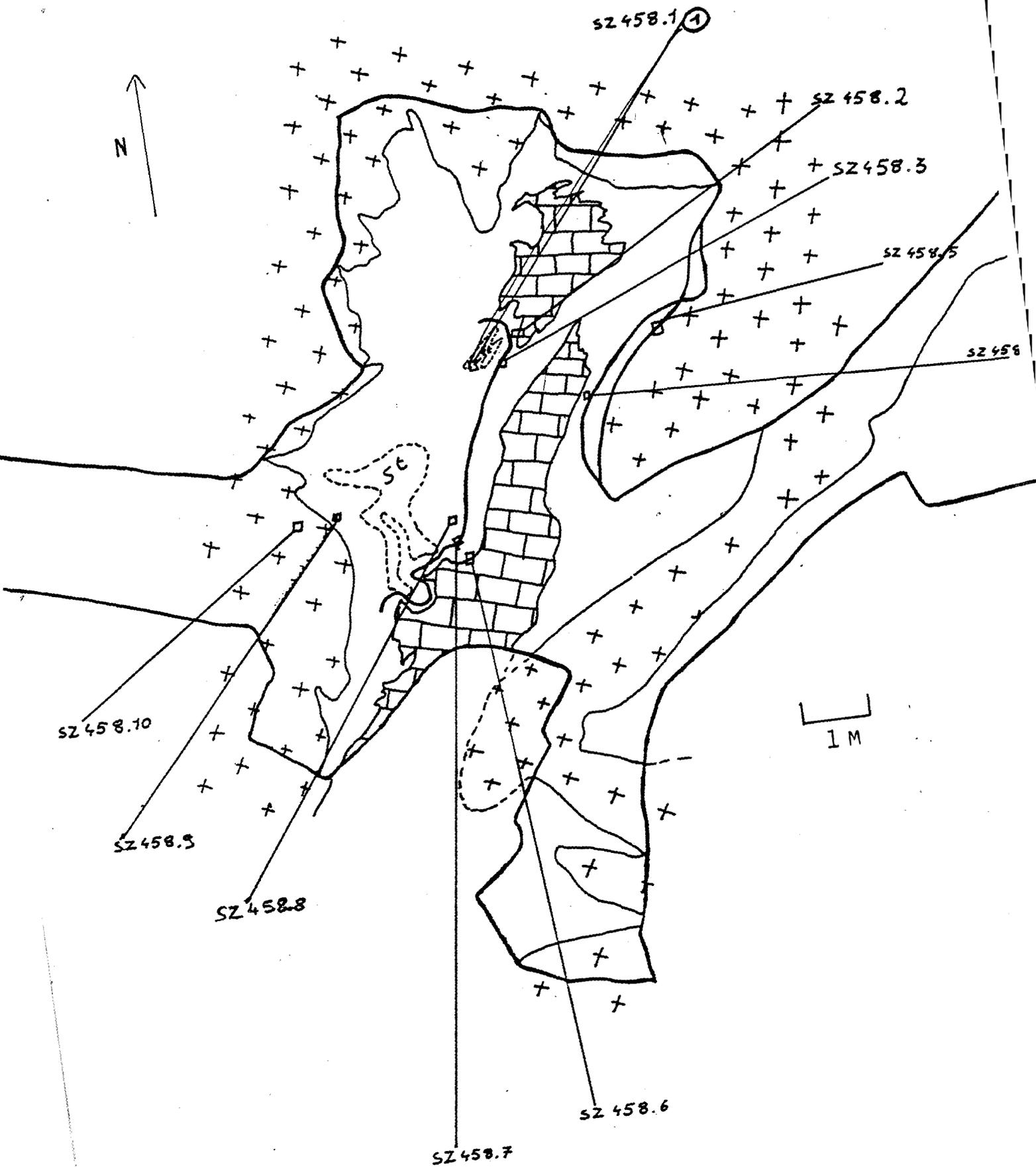
stérile



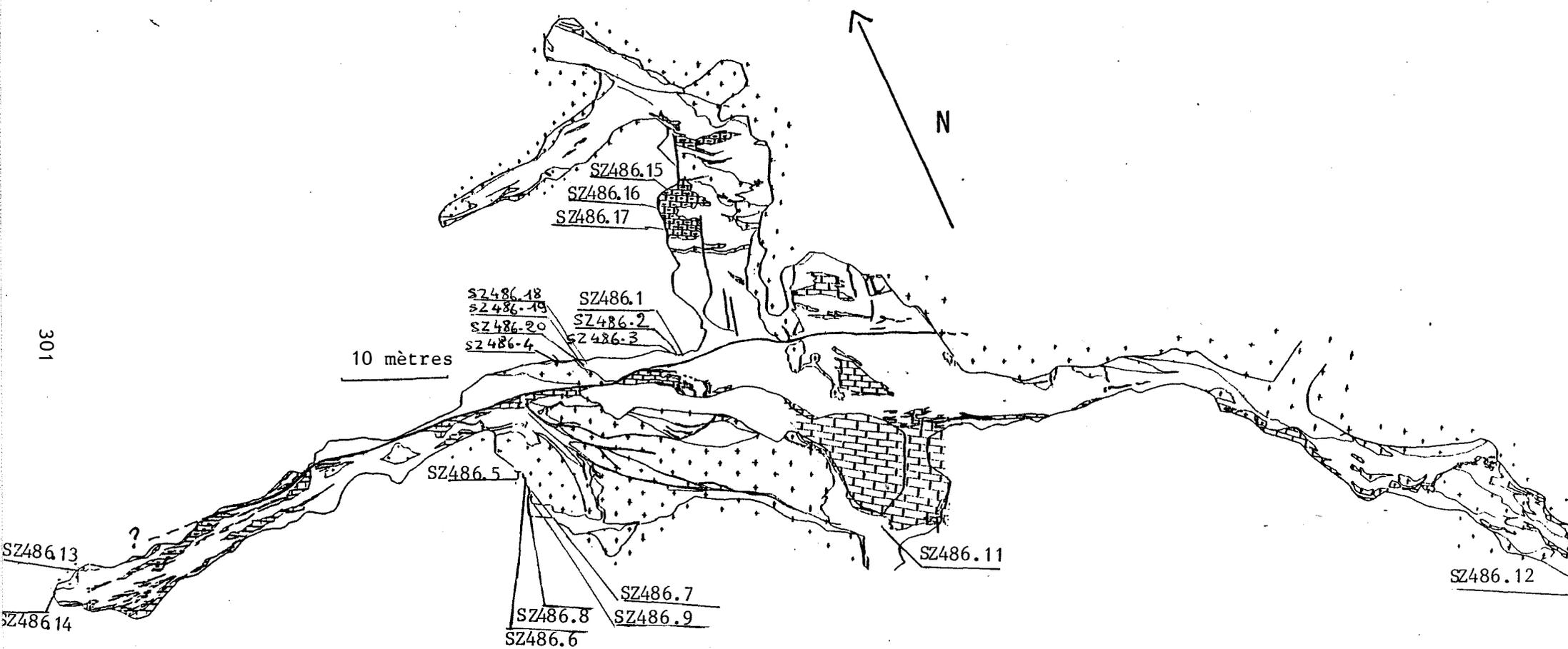
NIVEAU 1428



NIVEAU 1446



NIVEAU 1458



NIVEAU 1486

## Introduction aux tableaux de composition des roches

Les tableaux d'analyses des roches, donnés dans cette annexe, ont été établis à partir des résultats fournis par le spectromètre de rayons X du Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de St Etienne.

Les numéros d'analyses correspondent aux numéros des échantillons correspondants. Quand plusieurs analyses ont été faites sur un même échantillon, le numéro d'analyse est suffixé par une lettre de l'alphabet romain.

Le numéro d'échantillon correspond au lieu d'échantillonnage comme suit :

- ex : pour extérieur de la mine
- R1 : pour Recoupe 1 niveau 12 30
- R15 : pour Recoupe 15 niveau 12 30
  
- 1165 : pour niveau 1165
- 409 : pour niveau 1409
- 428 : pour niveau 1428
- 446 : pour niveau 1446
- 458 : pour niveau 1458
- 475 : pour niveau 1475
- 486 : pour niveau 1486
- 487 : pour niveau 1486 bis
- 640 : pour niveau 1640.

Le numéro suffixant le précédent est le numéro d'échantillonnage pour le niveau considéré :

Par exemple : "486.1a" est l'analyse a de l'échantillon 1-prélevé au niveau 1486.

La nature des échantillons est fournie avec les tableaux d'analyses.

Quand les cartes géologiques des niveaux considérés m'ont été fournies, on donne ci-après la carte d'échantillonnage sur fond géologique.

Pour les barrégiennes (trois premiers tableaux), on se reportera à la figure 5 p.12 et au tableau 2 p.22. Pour les autres tableaux, les renseignements de localisation etc. sont donnés en regard dans les pages qui suivent.

Les analyses sont données en pourcentage pondéra, en ce qui concerne les "majeurs" (SiO<sub>2</sub> à WO<sub>3</sub>) et en partie par million pour les "traces" et les terres rares (Ni à Yb).

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**  
**BARREGIENNES**

N° ech	SZex.5	SZex.6	SZex.7	SZex.8	SZex11	SZex14a	SZex14b	SZex15a	SZex15b
SiO <sub>2</sub>	27,21	35,10	43,97	23,62	22,63	53,51	33,86	29,29	10,23
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,44	0,61	0,31	0,27	0,69	0,49	0,44	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,28	8,42	11,75	5,73	5,61	14,17	10,62	8,45	2,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	3,74	2,24	3,02	1,61	2,43	3,61	4,15	1,50
MnO	0,04	0,07	0,07	0,08	0,04	0,03	0,05	0,09	0,09
MgO	1,32	1,92	1,28	3,85	1,23	1,35	1,82	0,78	0,57
CaO	34,23	26,59	21,09	31,89	41,11	13,16	27,69	27,25	44,82
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,28	1,27	0,47	0,81	1,84	0,63	0,13	0,21
K <sub>2</sub> O	0,80	1,10	1,78	1,74	0,81	4,33	2,63	1,97	0,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,10	0,12	0,09	0,28	0,12	0,13	0,07	0,08
PF	22,30	18,48	12,90	24,78	26,04	5,48	15,22	23,14	35,54
WO <sub>3</sub>	---	---	---	---	--	--	--	--	--
total	94,96	96,51	97,36	95,94	100,84	97,35	97,00	96,07	96,69

Ni	8,51		16,6	12,9		30,6	34,3	18,3	8,4
Cu	0,0		0,0	4,9		4,9	8,9	5,7	0,0
Zn	13,9		266,2	21,1		26,3	21,5	11,4	11,4
Ga	8,1		15,7	7,5		18,7	16,2	12,9	4,5
Rb	36,0		82,3	68,3		229,4	100,6	87,8	29,4
Sr	697,6		980,2	674,1		529,5	1014,6	423,5	802,1
Y	12,0		16,8	15,3		12,9	21,0	16,1	19,5
Zr	103,2		164,2	97,7		179,0	118,5	93,8	46,6
Nb	8,1		13,9	9,0		16,2	12,6	13,4	6,3
Hf	5,2		5,3	4,7		5,8	5,8	4,6	4,1
Pb	10,9		30,6	6,6		7,7	9,70	5,1	11,7
U	1,0		2,3	3,5		2,1	0,9	1,1	1,8

La				20,10				25,17	6,51
Ce				26,33				31,76	5,92
Nd				12,44				3,99	4,76
Sm				2,01				0,10	---
Eu				0,32				0,78	0,31
Dy				2,66				2,59	1,97
Yb				1,16				1,21	0,71

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**

**BARREGIENNES**

N° ech	SZex16a	SZex16b	SZex20	SZex21	SZex24a	SZex24b	SZex26a	SZex26b	
SiO <sub>2</sub>	45,66	15,51	58,91	69,99	47,41	17,64	45,10	43,49	
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,21	0,84	0,70	0,72	0,19	0,65	0,68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,64	5,85	17,59	15,75	13,31	3,09	13,44	14,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	3,95	5,33	2,23	2,77	2,39	4,27	3,47	
MnO	0,06	0,25	0,05	0,03	0,04	0,08	0,05	0,05	
MgO	1,77	1,50	1,10	2,63	1,82	2,16	1,94	2,01	
CaO	6,21	37,09	2,70	0,24	16,57	39,61	16,74	17,53	
Na <sub>2</sub> O	0,81	0,46	0,85	0,98	1,02	0,35	0,90	0,98	
K <sub>2</sub> O	4,90	1,18	4,06	3,85	2,66	0,73	2,56	2,65	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,06	0,21	0,18	0,10	0,06	0,11	0,12	
PF	7,36	24,85	3,98	2,96	11,92	31,78	9,34	9,94	
W	--	--	--	--	--	--	--	--	
total	96,76	91,08	95,87	99,57	98,35	98,08	95,11	94,93	

Ni	33,6	18,7	37,1	19,3	27,9	8,5	44,7	36,1	
Cu	13,9	25,9	54,7	0,3	6,5	0,0	21,7	14,6	
Zn	63,5	42,3	42,1	20,8	38,8	34,6	39,8	42,5	
Ga	34,2	8,5	22,9	19,6	16,6	4,5	18,8	20,3	
Rb	215,1	47,4	136,9	130,5	104,5	44,1	113,2	117,6	
Sr	184,2	620,0	74,3	53,1	537,3	518,3	576,5	576,8	
Y	15,9	20,3	26,5	15,3	18,7	18,7	23,9	26,1	
Zr	163,7	41,1	247,1	293,2	214,6	88,4	150,8	158,3	
Nb	24,5	7,3	16,1	13,3	16,4	6,1	15,3	16,2	
Hf	5,1	3,9	7,1	7,1	2,4	1,7	1,2	4,6	
Pb	4,0	9,8	5,9	8,2	19,3	8,4	58,2	44,4	
U	0,0	1,8	2,1	2,7	2,4	1,7	1,2	4,6	

La	28,47	10,02	30,34	18,96	34,92	17,92	38,90	42,23	
Ce	47,38	11,98	50,87	31,68	46,23	23,36	50,01	56,22	
Nd	8,22	6,07	10,75	10,75	7,45	6,99	10,29	8,22	
Sm	5,02	0,73	6,33	4,50	3,48	---	4,57	4,57	
Eu	0,84	0,54	1,27	0,68	0,70	0,78	0,93	1,14	
Dy	1,75	6,21	1,93	1,35	3,58	3,01	4,42	4,78	
Yb	0,99	1,34	1,30	0,85	1,53	1,09	1,92	1,99	

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:

BARREGIENNES

N° ech	SZex16a	SZex16b	SZex20	SZex21	SZex24a	SZex24b	SZex25a	SZex26b	
SiO <sub>2</sub>	45,66	15,51	58,91	69,99	47,41	17,64	45,10	43,49	
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,21	0,84	0,70	0,72	0,19	0,65	0,63	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,64	5,85	17,59	15,75	13,31	3,09	13,44	14,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	3,95	5,33	2,23	2,77	2,39	4,27	3,47	
MnO	0,06	0,25	0,05	0,03	0,04	0,08	0,05	0,05	
MgO	1,77	1,50	1,10	2,63	1,82	2,16	1,94	2,01	
CaO	6,21	37,09	2,70	0,24	16,57	39,61	16,74	17,53	
Na <sub>2</sub> O	0,81	0,46	0,85	0,98	1,02	0,35	0,90	0,98	
K <sub>2</sub> O	4,90	1,18	4,06	3,85	2,66	0,73	2,56	2,65	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,06	0,21	0,18	0,10	0,06	0,11	0,12	
PF	7,36	24,85	3,98	2,96	11,92	31,78	9,34	9,94	
WO <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	
total	96,76	91,08	95,37	99,57	98,35	98,08	95,11	94,93	

Ni	33,6	18,7	37,1	19,3	27,9	8,5	44,7	36,1	
Cu	13,9	25,9	54,7	0,3	6,5	0,0	21,7	14,6	
Zn	63,5	42,3	42,1	20,8	38,8	34,6	39,8	42,5	
Ga	34,2	8,5	22,9	19,6	16,6	4,5	18,8	20,3	
Rb	215,1	47,4	136,9	130,5	104,5	44,1	113,2	117,6	
Sr	184,2	620,0	74,3	53,1	537,3	518,3	576,5	576,8	
Y	15,9	20,3	26,5	15,3	18,7	18,7	23,9	26,1	
Zr	163,7	41,1	247,1	293,2	214,6	88,4	150,8	158,3	
Nb	24,5	7,3	16,1	13,3	16,4	6,1	15,3	16,2	
Hf	5,1	3,9	7,1	7,1	2,4	1,7	1,2	4,6	
Pb	4,0	9,8	5,9	8,2	19,3	8,4	58,2	44,4	
U	0,0	1,8	2,1	2,7	2,4	1,7	1,2	4,6	

La	28,47	10,02	30,34	18,96	34,92	17,92	38,90	42,23	
Ce	47,38	11,98	50,87	31,68	46,23	23,36	50,01	56,22	
Nd	8,22	6,07	10,75	10,75	7,45	6,99	10,29	8,22	
Sm	5,02	0,73	6,33	4,50	3,48	---	4,57	4,57	
Eu	0,84	0,54	1,27	0,68	0,70	0,78	0,93	1,14	
Dy	1,75	6,21	1,93	1,35	3,58	3,01	4,42	4,78	
Yb	0,99	1,34	1,30	0,85	1,53	1,09	1,92	1,99	

Cornéennes calciques

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
ex 1	Vallon menant au cirque d'Anglade	Cornéenne calcique, beige, présentant un joint stylolithique à partir duquel de l'amphibole se développe sur les lits de clinozoïsite.
ex 9	Vallon menant au cirque d'Anglade	Cornéenne calcique à lits centimétriques de pérites. Analyse de l'ensemble de la cornéenne.
ex 9a	Vallon menant au cirque d'Anglade	Analyse de la fraction péritique de l'échantillon ex 9.
ex 9a'	Vallon menant au cirque d'Anglade	Analyse de la fraction calcareuse de l'échantillon ex 9.
ex 9b	Vallon menant au cirque d'Anglade	Analyse de la fraction péritique de ex 9 après décarbonatation dans HCl
ex 9b'	Vallon menant au cirque d'Anglade	Analyse de la fraction calcareuse de ex 9 après décarbonatation dans HCl.
R15-1	Parement nord de la partie ouest de la recoupe 15 du niveau 1230	Cornéenne calcique à lits péritiques millimétriques. Roche massive très dure.
R15-2a	Parement nord de la partie ouest de la recoupe 15 du niveau 1230	Cornéenne calcique montrant un phénomène d'amphibolitisation des lits de clinozoïsite. Partie non amphibolitisée.
R15-2b	Parement nord de la partie ouest de la recoupe 15 du niveau 1230	Partie amphibolitisée de l'échantillon décrit au-dessus (R15-2a)

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:  
CORNEENNES CALCIQUES

N° ech	SZex1	SZex.9	SZex.9a	SZex.9b	ex.9a'	ex.9b'	R15.1	R15.2a	R15.2b
SiO <sub>2</sub>	49,08	29,53	41,31	20,23	36,19	54,56	39,02	42,28	33,02
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,38	0,57	0,21	0,33	0,41	0,51	0,44	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	7,75	11,67	4,11	8,41	11,44	9,36	9,55	7,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	2,95	3,34	2,48	4,10	6,27	5,88	5,51	6,04
MnO	0,12	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,24	0,15	0,19
MgO	3,95	3,21	3,58	2,92	4,47	7,75	6,23	3,19	4,03
CaO	20,10	32,87	24,02	39,51	29,87	16,98	27,43	26,67	30,97
Na <sub>2</sub> O	1,03	0,36	0,30	0,72	(0,05	(0,05	0,23	0,51	0,61
K <sub>2</sub> O	3,06	2,31	3,98	1,38	2,99	1,77	0,54	0,15	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,10	0,12	0,08	0,01	0,01	0,15	0,13	0,11
PF	2,26	17,86	9,12	22,02	0,53	0,80	8,92	10,84	15,08
WO <sub>3</sub>	--	---	---	---	---	---	--	--	--
total	101,34	97,52	98,31	94,10	99,59	100,14	98,59	99,43	98,15

Ni		20,0	24,3	10,6			24,6	22,9	27,8
Cu		17,0	10,7	0,8			8,9	0,0	6,5
Zn		89,3	57,2	37,0			776,4	1090,9	1624,8
Ga		10,1	15,3	6,1			13,8	14,0	8,3
Rb		88,6	142,0	45,9			15,5	3,0	33,8
Sr		06,0	761,0	929,0			554,4	783,5	427,1
Y		15,0	15,0	12,5			20,0	23,4	22,8
Zr		98,8	147,0	73,2			178,2	106,1	90,9
Nb		10,4	13,5	7,2			12,1	10,9	9,3
Hf		5,3	5,8	5,0			5,3	5,4	4,7
Pb		10,5	11,7	10,0			74,8	6,3	5,7
U		0,6	0,2	1,2			1,0	3,8	0,0

La		25,01	11,21					25,81	27,02
Ce		32,76	11,86					33,49	34,13
Nd		11,21	16,66					10,29	9,52
Sm		2,14	---					4,34	2,80
Eu		0,33	0,21					0,45	0,42
Dy		2,59	1,61					3,92	4,74
Yb		1,31	0,71					1,25	1,56

Cornéennes calciques

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
R15-3a	Parement nord de la partie ouest de la recoupe n° 15 du niveau 1230	Cornéenne calcique à lits millimétriques de clinozoïsite : 3 zones pluridécimétriques se différencient. La zone correspondant à cette analyse contient du grenat et de l'idocrase.
R15-3b	Idem	Zone claire sans grenat ni idocrase de l'échantillon R15-3.
R15-3c	Parement nord de la partie ouest de la recoupe n° 15 du niveau 1230	Zone contenant des lits d'idocrase et de grenat. Zone plus sombre que celle correspondant à l'analyse R15-3a.
R15-4	Parement sud, à 10 m de l'extrémité ouest de la recoupe n° 15 du niveau 1230	Cornéenne calcique à lits pélitiques millimétriques, roche claire très calcareuse.
R15-6a	13 m de l'extrémité ouest sur parement sud de la partie ouest de la recoupe 15 du niveau 1230	Cornéenne calcique présentant deux zones : une zone pélitique et une zone calcareuse. Analyse de la zone calcareuse.
R15-6b	Idem	Analyse de la zone pélitique de l'échantillon R15-7.
R15-7a	15 m de l'extrémité ouest sur parement sud de la partie ouest de la recoupe 15 du niveau 1230	Cornéenne calcique claire à fins lits pélitiques présentant une partie vert sombre. Analyse de la cornéenne claire.
R15-7b	Idem	Analyse de la partie vert sombre (amphibole) de l'échantillon R15-7.
1165-3a	niveau 1165	Cornéenne calcique sur laquelle se développent des skarns zonés à partir d'une fissure. Analyse de la cornéenne calcique située au contact du skarn.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:  
CORNEENNES CALCIQUES

N° ech	R15.3a	R15.3b	R15.3c	R15.4	R15.6a	R15.6b	R15.7a	R15.7b	1165.3a
SiO <sub>2</sub>	38,76	47,42	42,06	18,79	36,10	46,31	44,64	41,76	37,11
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,69	0,50	0,25	0,54	0,77	0,48	0,45	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,03	13,15	10,02	3,89	11,76	17,24	7,77	7,21	8,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	4,62	6,69	2,31	4,73	3,64	5,88	6,90	7,72
MnO	0,66	0,35	0,39	0,09	0,19	0,16	0,23	0,27	0,27
MgO	1,92	2,51	5,48	1,71	2,86	1,46	7,32	7,95	4,14
CaO	32,94	25,02	28,69	42,39	30,33	17,73	25,70	25,41	31,85
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,41	0,39	0,54	0,37	0,41	0,87	0,64	0,53
K <sub>2</sub> O	0,00	0,12	0,05	0,95	1,00	5,53	0,48	0,59	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,17	0,19	0,11	0,13	0,16	0,16	0,14	0,12
PF	9,24	6,26	6,00	28,44	8,96	4,00	6,50	7,08	8,44
WO <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
total	98,12	100,78	100,63	99,72	97,04	97,55	100,22	98,46	99,49

Ni	20,02	21,9	20,6	9,2	31,5	30,7	21,4	20,9	25,1
Cu	0,9	0,0	0,0	0,0	0,7	2,9	1,9	12,5	1,7
Zn	1831,9	1142,6	173,0	30,6	1205,3	2352,8	339,5	1691,0	210,9
Ga	18,0	19,2	18,8	5,0	16,4	33,3	9,4	10,6	16,8
Rb	3,4	3,4	2,8	35,6	28,9	114,6	11,3	14,7	5,1
Sr	291,6	802,0	640,7	694,8	665,0	732,1	410,1	419,4	316,2
Y	22,0	22,2	18,7	22,2	28,2	30,0	17,2	18,5	9,8
Zr	141,4	183,5	139,5	128,2	139,4	157,9	165,5	166,5	139,9
Nb	12,8	15,1	12,2	8,0	13,9	17,2	11,8	9,7	11,1
Hf	4,8	6,5	5,0	5,7	5,3	6,0	5,1	5,7	5,2
Pb	892,0	160,2	15,9	16,8	579,0	2115,0	7,8	7,9	4,9
U	0,0	1,8	1,5	3,2	0,0	0,0	1,2	2,5	2,3

La					36,83	47,65			
Ce					55,04	71,46			
Nd					26,36	33,44			
Sm					9,98	7,79			
Eu					1,21	1,54			
Dy					4,17	4,48			
Yb					1,90	1,93			

Cornéennes calciques

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
1165.4b	Niveau 1165 Partie ouest	Cornéenne calcique traversée par un filon d'aplite. Au contact de ce filon, on note le développement d'amphibole sur les lits millimétriques fournis par la clinozoïsite initiale. Partie contenant l'amphibole au contact de l'aplite.
1165.4c	Niveau 1165 Partie ouest	Partie à grenat - idocrase de l'échantillon 1165.4. Cette zone semble correspondre à un lit pélique décimétrique formant initialement les barrégiennes.
1165.4d	Niveau 1165 Partie ouest	Zone de cornéenne pauvre en grenat de l'échantillon 1165.4.
1165.4e	Niveau 1165 Partie ouest	Lit riche en grenat et idocrase, de l'échantillon 1165.4.
428.4	Niveau 1428 cf carte	Cornéenne calcique beige à lits millimétriques de clinozoïsite. Pas de grenat.
428.13	Niveau 1428 cf carte	Cornéenne calcique présentant des lits très fins de grenat et d'idocrase, dans une matrice essentiellement calcitique.
446.1a	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique présentant une zone très altérée : silice et sulfures. Le grenat et l'idocrase sont noirs Partie non altérée de l'échantillon
446.1c	Idem	Idem.
446.2	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique beige claire pauvre en grenat et idocrase.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:  
CORNEENNES CALCIQUES

N° ech	1165.4b	1165.4c	1165.4d	1165.4e	SZ428.4	428.13	446.1a	446.1c	446.2
SiO <sub>2</sub>	51,81	48,80	46,03	44,26	22,66	19,48	37,58	32,11	33,56
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,59	0,50	0,41	0,27	0,26	0,68	0,49	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,74	8,49	8,45	6,92	5,41	4,59	12,16	8,57	8,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,98	10,92	8,64	8,32	2,21	1,46	3,62	3,92	4,18
MnO	0,31	0,38	0,37	0,36	0,32	0,05	0,17	0,25	0,23
MgO	5,96	4,56	3,37	3,58	1,39	1,56	2,07	2,90	1,77
CaO	16,96	23,44	25,42	23,72	44,56	44,91	28,85	32,22	34,51
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,27	0,45	1,42	0,70	0,05	0,10	0,68	0,55
K <sub>2</sub> O	0,03	0,08	0,00	0,04	0,17	0,21	1,10	1,36	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,09	0,09	0,12	0,30	0,10	0,19	0,13	0,27
PF	0,92	2,00	4,84	3,22	23,44	25,52	12,40	17,92	15,46
WO <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
total	98,91	99,62	98,14	92,42	101,57	98,32	99,27	100,76	99,98

Ni	33,1	15,5	25,8	27,4	11,1	10,5	36,6	18,8	21,2
Cu	0,0	5,6	22,2	11,9	156,0	0,0	43,6	28,2	152,3
Zn	174,8	868,9	7406,4	2440,0	605,9	34,8	72,8	229,8	127,2
Ga	30,2	13,5	6,0	8,3	6,6	4,7	18,3	11,9	15,2
Rb	2,1	2,5	1,5	2,9	14,0	7,3	28,6		13,1
Sr	687,5	509,2	459,5	371,6	425,0	788,9	615,3	629,8	542,1
Y	26,4	18,0	26,6	24,5	10,2	9,0	52,7	30,5	26,7
Zr	336,2	275,1	235,8	186,5	71,4	92,2	168,0	173,0	121,9
Nb	19,2	16,0	13,2	11,6	7,0	6,6	16,4	11,9	11,3
Hf	8,9	8,4	7,6	5,5	4,8	4,5	5,8	6,3	5,9
Pb	6,6	6,3	36,6	17,7	78,6	11,0	9,3	63,2	13,8
U	4,0	2,0	1,9	2,6	9,9	2,4	1,6	0,2	7,1

La	39,69	26,29	26,37	24,25			55,38	35,30	36,92
Ce	55,72	38,12	37,98	35,35			78,37	51,71	52,12
Nd	33,40	13,05	8,22	18,43			40,28	26,10	26,04
Sm	7,32	4,76	5,70	4,52			8,54	11,60	10,42
Eu	0,47	0,32	0,42	0,40			2,23	1,54	1,12
Dy	8,10	8,17	7,34	7,35			4,51	4,32	4,07
Yb	2,32	1,60	2,23	2,14			3,01	1,97	1,87

Cornéennes calciques

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
446.3	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique sans grenat ni idocrase.
446.4	Niveau 1446 Cf Carte	Cornéenne calcique sans grenat ni idocrase.
446.6	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique au contact de la granodiorite. Au niveau du contact on note la présence d'un phénomène d'altération.
446.7	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique montrant un lit pélitique boudiné.
446.8	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique fortement calcareuse.
446.9	Niveau 1446 cf carte	Cornéenne calcique à lits millimétriques de clinozoïsite.
446.14	Niveau 1446 cf carte	Partie correspondant à un ancien lit pélitique, de cornéenne calcique, grenat et idocrase abondants.
486.1b	Niveau 1486 cf carte	Cornéenne calcique affectée par une skarnification à partir d'une de tension. Cornéenne calcique au contact du skarn.
486.15	Niveau 1486 cf carte	Cornéenne calcique à lits millimétriques de clinozoïsite. Grenat et idocrase sont absents.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:  
CORNEENNES CALCIQUES

N° ech	446.3	446.4	446.6	446.7	446.8	446.9	446.14	486.1b	486.15
SiO <sub>2</sub>	35,01	35,73	41,57	39,51	26,69	36,91	49,39	38,54	32,87
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,51	0,39	0,57	0,28	0,53	0,62	0,48	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,97	8,43	10,60	9,28	6,09	8,70	13,31	8,92	8,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,01	4,11	12,04	6,48	2,85	4,21	4,72	7,40	4,58
MnO	0,10	0,16	1,30	0,23	0,21	0,15	0,19	0,49	0,28
MgO	4,82	3,20	2,61	3,56	3,68	3,43	2,46	3,14	2,59
CaO	31,61	32,08	21,34	25,56	40,35	27,98	22,88	29,29	34,10
Na <sub>2</sub> O	0,52	0,61	0,00	0,73	0,16	0,37	0,07	0,41	1,36
K <sub>2</sub> O	2,27	1,68	0,00	1,30	0,10	1,89	1,23	0,02	1,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,30	0,11	0,14	0,08	0,13	0,13	0,12	0,27
PF	14,80	14,40	2,94	11,46	1,80	8,90	2,92	7,68	13,76
WO <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	0,24	--	--
total	101,75	101,20	93,07	99,01	82,39	94,18	98,92	96,44	99,91

Ni	21,8	17,9	19,7	21,9	16,7	16,12	36,4	18,0	15,8
Cu	0,0	22,3	591,8	313,6	28,1	3,0	10,4	11,1	0,0
Zn	100,6	140,9	970,5	72,8	273,1	152,3	947,2	1486,2	165,9
Ga	9,1	8,1	40,1	15,3	8,7	11,6	16,8	14,3	15,1
Rb	84,3	54,4	2,3	59,8	6,0	54,9	33,6	3,0	22,1
Sr	786,1	585,5	300,5	492,6	620,2	590,2	613,8	297,9	649,5
Y	17,7	28,6	31,7	29,8	18,7	30,1	23,4	22,7	31,4
Zr	102,2	211,3	102,0	252,2	60,7	218,8	142,9	111,9	193,7
Nb	9,4	12,1	12,3	13,8	13,9	13,8	16,1	11,9	13,3
Hf	4,9	6,2	6,5	7,6	4,3	6,5	5,3	5,1	6,0
Pb	16,3	7,1	15,0	7,8	55,2	44,6	9,2	6,1	34,3
U	7,5	6,9	0,0	2,7	6,8	1,5	2,9	0,7	1,6

La	26,44	33,76	25,96	35,50	20,33	36,70	39,59	32,83	40,30
Ce	36,77	50,78	40,24	56,27	22,33	54,86	59,45	51,26	61,49
Nd	17,93	24,24	20,53	27,78	13,05	26,75	26,72	25,18	28,34
Sm	11,43	9,80	10,49	9,91	10,48	8,37	9,96	9,55	8,10
Eu	0,86	1,46	0,97	1,56	0,83	1,57	1,09	1,33	1,64
Dy	2,54	4,31	5,28	4,69	3,11	4,77	3,84	3,42	5,01
Yb	1,30	2,02	2,26	2,25	1,04	2,09	1,79	1,76	2,18

Cornéennes calciques

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
486.16a	Niveau 1486 cf carte	Cornéenne calcique affectée par un phénomène d'altération au contact d'une fracture. Partie altérée.
486.16b	Niveau 1486 cf carte	Partie non altérée de l'échantillon 486.16.
486.19b	Niveau 1486 cf carte	Echantillon montrant le développement de skarns sur la cornéenne calcique. Cornéenne calcique non skarnifiée au contact du skarn.
486.20b	Niveau 1486 cf carte	Echantillon présentant le développement de skarns sur des cornéennes calciques situées au contact de la granodiorite. Cornéenne calcique non skarnifiée.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:  
CORNEENNES CALCIQUES

N° ech	486.16a	486.16b	486.19b	486.20b					
SiO <sub>2</sub>	36,95	57,55	46,12	45,89					
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,82	0,64	0,38					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,61	16,93	11,91	10,26					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,42	5,12	12,33	11,57					
MnO	0,35	0,15	0,38	0,24					
MgO	5,41	1,80	3,74	1,64					
CaO	27,39	9,59	23,09	20,39					
Na <sub>2</sub> O	1,17	4,72	0,47	0,37					
K <sub>2</sub> O	0,46	2,02	0,08	0,00					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,46	0,31	0,52					
PF	7,10	0,82	1,52	3,34					
W <sub>3</sub>	--	--	--	--					
total	96,79	100,05	100,92	94,59					

Ni	19,4	3,2	20,6						
Cu	36,1	54,5	1,6						
Zn	378,7	890,5	201,2						
Ga	16,5	23,0	23,9						
Rb	14,2	44,3	1,2						
Sr	454,2	537,9	428,6						
Y	28,4	22,2	26,6						
Zr	155,7	179,1	208,4						
Nb	13,8	12,8	15,7						
Hf	5,5	5,9	6,5						
Pb	11,6	8,5	6,9						
U	2,6	0,7	0,5						

La	37,31	34,73	42,32						
Ce	59,80	54,00	69,08						
Nd	29,52	26,89	32,54						
Sm	8,84	8,60	8,68						
Eu	1,67	1,88	1,52						
Dy	4,65	4,21	4,46						
Yb	2,00	1,90	2,59						

Calcaires

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
486.10a	Niveau 1486 cf carte	Contact entre calcaire et minéraux. calcaire pur, sans graphite.
487.4a	Niveau 1487.bis grande salle au débouché du plan d'accès	Contact entre roche siliceuse altérée, minerai massif, et calcaire pur. Calcaire pur.
640.1a	Niveau 1640 Parement sud	Skarn à hedenbergite massive, se développant sur du marbre blanc. Marbre.
640.2a	Niveau 1640 Parement sud	Skarn à hedenbergite massive, se développant sur du marbre blanc. Marbre.
640.3a	Niveau 1640 Parement sud	Skarn zoné à grenat, hedenbergite sur marbre blanc. Marbre recristallisé au contact du skarn.
640.3b	Niveau 1640 Parement sud	Marbre non recristallisé loin du skarn.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:

CALCAIRES

N° ech	486.10a	487.4a	640.1a	640.2a	640.3a	640.3b			
SiO <sub>2</sub>	0,69	2,07	0,17	0,07	0,00	0,00			
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	0,41	0,24	0,25	0,15	0,16			
MnO	0,07	0,22	0,08	0,08	0,04	0,04			
MgO	0,49	0,34	0,40	0,44	0,50	0,49			
CaO	54,30	54,20	54,80	55,80	55,92	56,00			
Na <sub>2</sub> O	0,92	0,62	0,60	0,60	0,63	0,74			
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,15	0,16	0,18	0,18	0,18			
PF	38,06	37,34	42,96	42,98	43,02	43,02			
total	95,96	95,87	99,41	100,48	100,41	100,71			

Ni	2,5	0,1	0,6	1,7	2,8	0,3			
Cu	19,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
Zn	22,9	97,7	20,8	29,9	6,8	7,7			
Ga	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0			
Rb	2,8	3,4	2,7	3,6	2,2	2,5			
Sr	239,1	125,6	162,2	147,2	176,7	169,3			
Y	0,1	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0			
Zr	11,7	10,9	10,9	10,2	10,9	12,0			
Nb	2,3	2,7	2,1	2,6	2,9	2,0			
Hf	2,9	3,2	2,4	3,0	3,1	3,5			
Pb	3,3	17,4	2,9	4,1	6,2	5,6			
U	4,4	1,6	2,2	1,6	1,9	2,2			

La	5,65								
Ce	12,05								
Nd	19,89								
Sm	11,46								
Eu	2,11								
Dy	0,29								
Yb	1,81								

Skarns

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
1165.3b	Niveau 1165	Skarns développés sur cornéenne calcique. Analyse 1165.3a
R1 2	Recoupe N° 1 du niveau 1230, extrémité sud	Skarn massif à hedenbergite sur marbre blanc. Association hedenbergite, pyrrhotite, <u>pyrite</u> .
428.2	Niveau 1428 cf carte	Skarn sur cornéenne calcique. Analyse de l'ensemble du skarn.
428.10	Niveau 1428 cf carte	Skarn massif à hedenbergite, pyrrhotite et grenat subordonnés.
428.12	Niveau 1428, puits de dépilage au 26.06.84	Hedenbergite massive développée sur cornéenne calcique essentiellement calcitique.
428.14	Niveau 1428, puits de dépilage au 26.06.84	Zone à grenat associée au skarn à hedenbergite de l'échantillon 428.12.
446.5	Niveau 1446 cf carte	Skarn sur cornéenne calcique.
458.5	Niveau 1458 cf carte	Echantillon d'hedenbergite développée sur du marbre au contact de la granodiorite ; échantillon 458.4
458.3a	Niveau 1458 cf carte	Echantillon de grenat provenant d'une bande de skarn formé sur marbre. Du côté du marbre: zone à hedenbergite silicatée (échantillon 458.2). Du côté granodiorite: minéral (échantillon 458.3b).

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:

SKARNS

N° ech	1165.3b	R1.2	SZ428.2	428.10	428.12	428.14	SZ446.5	458.5	458.3a
SiO <sub>2</sub>	42,14	36,29	41,02	45,73	64,71	44,22	39,73	44,09	38,79
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,07	0,18	0,11	0,08	0,13	0,39	0,08	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,45	1,17	7,05	3,20	1,91	11,01	12,71	1,20	12,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	24,99	13,25	20,55	11,77	9,70	6,85	24,87	8,82
MnO	0,63	1,03	2,05	1,00	0,49	2,31	2,26	1,53	2,62
MgO	2,54	2,10	1,22	2,04	1,05	1,05	1,57	0,77	0,19
CaO	27,59	24,61	21,59	20,35	11,35	21,29	24,86	21,29	25,34
Na <sub>2</sub> O	2,44	0,31	0,11	0,00	0,00	0,00	0,31	0,85	0,43
K <sub>2</sub> O	0,08	0,03	0,00	0,00	0,09	0,01	0,37	0,01	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,14	0,07	0,08	0,08	0,09	0,05	0,06
PF	3,16	2,42	3,72	0,66	1,22	3,68	6,74	0,00	2,86
WO <sub>3</sub>	0,11	0,01	0,00	2,53	0,39	0,00	0,00	0,34	2,05
total	101,70	96,26	90,49	96,18	93,29	93,73	96,34	95,97	94,84

Ni	21,0	30,3	16,2	20,5	9,1	15,12	22,6	12,2	10,3
Cu	19,0	50,0	1139,8	1612,5	1038,0	890,6	162,6	2221,6	5568,3
Zn	270,1	466,7	23,5	210,1	1356,9	85,8	342,9	529,8	8,6
Ga	23,1	5,6	25,5	1,9	0,0	44,7	56,2	11,8	56,1
Rb	3,2	4,3	5,3	3,1	3,0	3,8	2,6	4,1	3,8
Sr	107,4	74,4	79,4	86,8	89,9	146,7	185,3	32,4	30,9
Y	15,6	7,5	12,6	7,1	0,0	14,5	19,1	3,5	16,5
Zr	51,1	12,5	58,4	22,3	34,0	35,5	71,1	38,3	19,2
Nb	10,2	3,5	5,6	14,9	1,2	31,1	13,7	3,3	30,9
Hf	3,5	4,9	6,8	8,6	5,4	7,6	5,0	8,6	14,5
Pb	4,2	17,7	16,5	8,4	17,5	46,8	5,9	12,2	15,0
U	3,3	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0

La						9,72	23,99		
Ce						14,33	34,99		
Nd						9,55	17,49		
Sm						12,70	10,83		
Eu						0,79	1,24		
Dy						4,76	5,50		
Yb						1,22	1,58		

Skarns

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
458.5	Niveau 1458 cf carte	Echantillon d'hedenbergite développée sur du marbre au contact de la granodiorite ; échantillon 458.4
458.7b	Niveau 1458 cf carte	Skarns à grenat situé au contact de la granodiorite altérée et de la zone d'hedenbergite altérée.
458.12	Niveau 1458 cf carte	Skarn à hedenbergite développé sur calcaire.
458.18	Niveau 1458 cf carte	Skarn à grenat prélevé au contact de la granodiorite.
428.19	Niveau 1458 cf carte	Skarn à hedenbergite prélevé au contact du calcaire.
486.1a	Niveau 1486 cf carte	Skarn développé sur la cornéenne calcique (analyse 486.1b). Analyse de la totalité des zones
486.12	Niveau 1486 cf carte	Skarn à grenat situé au contact du calcaire. Contact anormal.
486.18	Niveau 1486 cf carte	Skarns sur cornéennes calciques, développés à partir de petites fissures.
486.19a	Niveau 1486 cf carte	Skarns développés sur les cornéennes calciques (analyse 486.19b) à partir de fissures. Analyse de la totalité des zones : grenat et pyroxène.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:

SKARNS

N° ecn	458.5	458.7b	458.12	458.18	458.19	486.1a	486.12	486.18	486.19a
SiO <sub>2</sub>	44,09	39,86	59,13	46,39	45,05	42,05	45,23	44,74	45,28
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,13	0,19	0,04	0,02	0,43	0,00	0,47	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	13,32	5,15	6,99	0,33	9,39	0,46	9,53	9,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,87	7,73	17,79	12,10	21,24	11,48	25,70	12,39	13,40
MnO	1,53	2,47	0,38	2,29	1,61	1,07	1,56	0,57	0,79
MgO	0,77	0,15	1,71	0,48	0,41	2,90	0,17	3,60	1,85
CaO	21,29	26,21	12,22	18,41	18,80	27,35	21,38	25,15	23,60
Na <sub>2</sub> O	0,85	1,37	0,22	0,28	0,37	0,47	0,00	0,43	0,18
K <sub>2</sub> O	0,01	0,04	0,05	0,02	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,13	0,07	0,04	0,16	0,09	0,27	0,27
PF	0,00	2,52	1,14	0,90	0,00	1,58	0,00	2,08	2,00
WO <sub>3</sub>	0,34	2,02	0,09	1,29	1,50	0,00	0,19	0,00	0,00
total	95,97	96,47	98,43	89,26	89,39	96,95	94,49	99,29	97,68

Ni	12,2	6,7	7,7	7,1	---	23,2	14,9	26,1	20,8
Cu	2221,6	3349,9	2157,9	1205,7	---	162,6	925,2	39,8	113,0
Zn	529,8	0,0	224,0	1840,2	---	1630,3	1531,9	170,0	74,8
Ga	11,8	65,5	24,4	28,6	---	30,7	2,5	23,8	28,4
Rb	4,1	3,4	3,2	5,2	---	3,4	0,00	3,0	2,7
Sr	32,4	48,9	68,9	51,0	---	103,7	12,8	307,6	271,7
Y	3,5	9,9	4,2	2,1	---	26,0	7,6	22,0	20,6
Zr	38,3	19,1	16,0	16,5	---	105,9	60,4	111,6	89,1
Nb	3,3	34,6	28,7	27,5	---	11,5	5,7	14,3	16,4
Hf	8,6	12,1	6,7	7,0	---	5,0	4,9	4,9	5,2
Pb	12,2	13,7	8,5	17,4	---	5,0	9,0	3,4	10,9
U	0,0	0,0	0,6	---	---	0,8	12,5	0,5	0,0

La						25,99			42,32
Ce						43,32			69,08
Nd						24,32			32,54
Sm						9,34			8,68
Eu						1,42			1,52
Dy						4,40			4,46
Yb						1,90			2,59

### Skarns

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
486.20c	Niveau 1486 cf carte	Skarns développés sur cornéennes calciques (analyse 486.20b) au contact de la granodiorite (analyse 486.20a).
486.22b	Niveau 1486 cf carte	Skarn sur cornéennes calciques
486.23	Niveau 1486 cf carte	Skarn formé sur la fraction calcaireuse des cornéennes calciques.
487.7	Niveau 1486bis. Galerie ouest du niveau	Skarn formé sur les cornéennes calciques.
487.14	Niveau 1486bis grande salle au débouché du plan d'accès au niveau	Granodiorite altérée envahie par le grenat.
640.1b	Niveau 1640	Skarn à hedenbergite développé sur le marbre pur (analyse 640.1a)

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:

SKARNS

N° ech	486.20c	486.22b	486.23	487.7	487.14	640.1b			
SiO <sub>2</sub>	44,24	42,16	10,61	44,03	41,51	46,22			
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,32	0,13	0,20	0,03	0,00			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,59	9,18	2,27	4,04	7,62	0,64			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	17,85	2,71	19,12	14,16	26,42			
MnO	1,28	0,67	0,26	0,56	1,69	2,14			
MgO	2,17	1,96	1,27	2,76	0,41	0,04			
CaO	24,79	18,47	46,49	20,17	22,12	22,79			
Na <sub>2</sub> O	0,59	0,49	0,62	0,45	0,94	0,00			
K <sub>2</sub> O	0,00	0,10	0,46	0,08	0,06	0,02			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,29	0,24	0,27	0,19	0,00			
PF	2,06	1,32	32,40	0,92	3,22	0,00			
WO <sub>3</sub>	--	0,24	---	0,90	2,52	0,27			
total	96,87	93,08	97,46	93,86	94,50	98,51			

Ni	11,3	18,8	7,5	17,4	12,2	9,4			
Cu	425,0	1774,5	53,5	601,1	2767,2	333,2			
Zn	99,7	211,3	194,5	10,4		863,9			
Ga	24,7	54,0	4,4	13,2	34,9	12,9			
Rb	1,8	8,8	18,9	3,8	4,6	0,00			
Sr	68,4	154,8	545,7	132,3	34,1	27,9			
Y	15,5	24,2	14,9	8,0	2,9	5,1			
Zr	70,5	104,7	47,8	49,9	12,0	33,5			
Nb	12,3	13,7	6,0	13,4	13,2	0,00			
Hf	5,1	7,5	4,5	6,0	11,1	6,7			
Pb	9,2	7,8	17,6	6,8	13,5	8,4			
U	1,7	3,8	0,0	2,1	0,0	6,3			

Roches d'origine magmatique

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
ex 2	Vallon du cirque d'Anglade	Roche microgrenue sombre filonienne.
ex 3	Vallon du cirque d'Anglade	Roche mise au contact de ex 2 par jeu de faille.
ex 18	Col de Crusoux	Roche microgrenue filonienne.
ex 19	Col de Crusoux	Roche microgrenue filonienne.
ex 25	Ravin du Cougnets	Roche microgrenue filonienne.
1165.2	Niveau 1165 Compartiment sud de la grande faille coupant la salle au débouché du plan d'accès.	Granodiorite altérée de teinte verte.
1165.5	Niveau 1165 Compartiment nord de la faille citée ci-dessus	Granodiorite saine.
1165.6	Niveau 1165 Dans la galerie ouest du niveau	Granodiorite altérée.
1230.1	Niveau 1230 entre recoupe 1 et recoupe 2 sur parement nord	Granodiorite.

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**  
**ROCHES D'ORIGINE MAGMATIQUE**

N° ech	ex2	ex3	ex18	ex19	ex 25	1165.2	1165.5	1165.6	1230.1
SiO <sub>2</sub>	52,52	46,69	68,15	69,91	55,59	63,34	69,85	56,22	64,07
TiO <sub>2</sub>	0,66	1,52	0,43	0,45	0,74	0,26	0,23	0,94	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,58	20,66	15,95	16,41	16,85	20,70	15,34	19,50	15,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,42	11,16	3,73	3,81	5,77	0,38	2,61	4,69	2,39
MnO	0,14	0,14	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,04	0,03
MgO	5,53	5,40	4,74	1,50	2,62	0,22	0,54	1,32	0,53
CaO	6,71	3,82	0,34	0,41	8,64	1,99	1,42	4,75	2,95
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,70	0,74	0,86	2,61	9,72	3,44	3,93	3,31
K <sub>2</sub> O	3,03	3,68	3,48	4,11	1,83	1,44	4,14	7,28	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,07	0,32	0,33	0,20	0,12	0,11	0,16	0,12
PF	2,66	3,86	2,50	2,74	2,40	1,36	1,24	0,80	1,00
W									
total	99,40	99,03	100,87	100,60	97,29	99,56	98,99	94,63	99,14

Ni	20,0	57,0	5,0	4,6	12,2	0,0	2,2	37,8	2,5
Cu	17,5	3,4	0,00	7,5	51,0	0,6	24,4	41,9	0,0
Zn	102,1	133,5	39,9	33,1	75,2	8,0	14,4	31,4	43,6
Ga	19,2	33,4	19,0	19,5	18,7	25,8	20,5	20,6	21,4
Rb	145,4	159,4	129,4	154,9	76,8	64,6	150,9	262,5	123,0
Sr	385,3	222,4	30,5	52,7	632,6	231,6	181,1	573,6	229,6
Y	16,2	22,2	23,2	26,2	28,7	1,5	5,8	19,8	4,3
Zr	103,5	88,5	218,6	231,3	161,0	153,3	129,4	155,7	120,0
Nb	7,2	13,1	14,2	15,2	12,3	14,1	12,0	19,8	11,9
Hf	4,0	3,6	6,4	6,4	5,9	5,4	4,6	5,3	4,7
Pb	6,7	6,2	4,3	9,5	41,4	7,7	14,6	17,6	28,8
U	0,0	0,0	5,6	5,5	5,2	10,4	3,9	2,0	3,7

La									
Ce									
Nd									
Sm									
Eu									
Dy									
Yb									

Roches d'origine magmatique

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
R15.5a	Niveau 1230 Recoupe N° 15 Parement est de la Recoupe	Granodiorite altérée présentant comme zonation : granodiorite chloritisée, bande d'oxyde de fer, granodiorite altérée. Granodiorite chloritisée.
R15.5b	Niveau 1230 Recoupe N° 15 Parement est de la recoupe	Granodiorite altérée de l'échantillon R15.5.
428.3	Niveau 1428 cf carte	Granodiorite au contact des cornéennes calciques.
428.5a	Niveau 1428 cf carte	Enclave de granodiorite altérée dans le minerai. La roche contient de la scheelite : granodiorite.
428.7a	Niveau 1428 cf carte	Granodiorite traversée par un "filon" de sulfures minéralisé en scheelite. Analyse de la granodiorite.
458.13	Niveau 1458 cf carte	Granodiorite.
458.16a	Niveau 1458 cf carte	Echantillon de granodiorite présentant une zone altérée. Analyse de la granodiorite.
458.16b	Niveau 1458 cf carte	Analyse de la zone altérée.

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**  
**ROCHES D'ORIGINE MAGMATIQUE**

N° ech	1230.1	R15.5a	R15.5b	428.3	428.5a	428.7a	458.13	458.16a	458.16b
SiO <sub>2</sub>	69,07	66,16	65,80	68,25	73,81	71,98	67,59	65,12	65,75
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,22	0,22	0,04	0,04	0,19	0,31	0,44	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	18,77	18,75	13,88	10,82	15,13	15,22	16,47	16,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	0,81	1,05	0,43	2,28	1,42	3,17	3,79	3,52
MnO	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,06
MgO	0,58	0,41	0,51	0,15	0,21	0,46	0,82	1,18	1,07
CaO	2,95	0,74	0,66	4,73	3,33	5,15	3,75	3,16	3,33
Na <sub>2</sub> O	3,31	8,83	8,97	4,16	3,32	3,75	3,30	3,34	3,06
K <sub>2</sub> O	3,36	2,61	2,25	5,13	1,25	0,95	2,55	2,38	2,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,11	0,11	0,07	0,07	0,09	0,21	0,21	0,17
PF	1,00	0,00	0,78	1,80	1,48	0,90	2,06	1,78	1,84
W					0,01		0,02		
total	99,14	98,86	99,25	98,87	96,90	100,18	99,36	98,01	97,82

Ni	2,5	0,3	0,7	0,2	0,0	1,9	3,3	7,1	5,1
Cu	0,0	63,0	0,0	4,5	4664,1	59,5	183,2	45,4	64,9
Zn	43,6	9,0	12,4	8,8	281,8	28,5	40,4	61,9	33,5
Ga	21,4	15,5	16,7	18,8	17,5	20,0	47,3	24,4	24,1
Rb	123,0	54,7	55,0	126,2	45,0	62,0	117,7	89,4	103,7
Sr	229,6	124,8	117,0	320,6	293,0	559,1	387,6	268,6	191,9
Y	4,3	3,4	2,7	11,5	3,6	3,3	6,4	9,9	7,0
Zr	120,0	132,0	129,9	41,5	46,0	114,8	151,6	170,8	148,7
Nb	11,9	12,9	13,0	10,1	9,7	9,5	15,6	13,8	14,2
Hf	4,7	4,6	4,4	3,1	11,6	4,4	5,5	5,5	5,7
Pb	28,8	11,2	9,8	13,7	10,2	11,3	8,6	14,9	10,0
U	3,7	4,2	4,6		3,9	4,9	3,0	4,2	4,2

Roches d'origine magmatique

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
486.7	Niveau 1486 cf carte	Filon aplitique.
486.9	Niveau 1486 cf carte	Granodiorite.
487.1	Niveau 1486bis extrémité ouest du niveau	Granodiorite riche en biotite.
487.2	Niveau 1486bis extrémité ouest du niveau	Enclave dans la granodiorite.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:  
ROCHES D'ORIGINE MAGMATIQUE

N° ech	486.7	486.9	487.1	487.2					
SiO <sub>2</sub>	67,19	69,59	61,37	65,01					
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,32	0,53	0,48					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,60	15,07	16,29	16,06					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	2,89	5,15	4,62					
MnO	0,03	0,04	0,10	0,06					
MgO	0,71	0,81	1,39	1,34					
CaO	1,78	2,75	4,32	4,88					
Na <sub>2</sub> O	5,47	4,32	3,21	3,93					
K <sub>2</sub> O	2,87	2,48	2,52	1,45					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,35	0,35	0,38					
PF	1,58	1,32	1,44	1,58					
W									
total	100,41	99,97	96,72	100,31					

Ni	0,3	5,2	3,1	1,9					
Cu	1,1	22,5	71,5	86,0					
Zn	21,9	30,7	269,7	102,4					
Ga	25,2	26,8	23,6	21,8					
Rb	116,6	106,2	83,3	52,0					
Sr	191,4	207,2	291,4	319,8					
Y	6,4	6,6	15,7	15,8					
Zr	142,1	145,9	175,3	159,0					
Nb	12,7	14,1	13,6	13,4					
Hf	4,7	5,1	4,5	5,5					
Pb	4,0	12,2	18,8	15,1					
U	3,6	5,7	4,0	4,0					

La	33,16	49,15							
Ce	54,32	77,94							
Nd	23,51	33,84							
Sm	11,05	9,89							
Eu	1,36	1,82							
Dy	1,36	1,54							
Yb	0,38	0,43							

Endoskarns

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
1165.4a	Niveau 1165	Analyse du filon de l'échantillon 1165.
R19.1b	Niveau 1230 Recoupe N° 19	Endoskarn .
428.1a	Niveau 1428 cf carte	Granodiorite à enclave skarnifiée Analyse du skarn sur granodiorite
428.1b	Niveau 1428 cf carte	Analyse du skarn sur l'enclave de l'échantillon 1428.1.
486.20a	Niveau 1486 cf carte	Endoskarn au contact de la cornéenne calcique (analyse 486.20b).
487.9	Niveau 1486bis grande salle au débouché du plan d'accès	Endoskarn.
487.10	Idem	Endoskarn.
487.12	Idem	Endoskarn à grenats zonés.
KSA 309a	Echantillon de JL. Kaelin récolté au niveau 1458	Echantillon d'endoskarn zoné. filon de grenat/ zone à grenat amphibole/ zone silicatée/ zone à clinozoïsite amphibole.

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**

**ENDOSKARNS**

N° ech	1165.4a	R19.1b	428.1a	428.1b	485.20a	487.9	487.10	487.12	KSa309a
SiO <sub>2</sub>	66,94	45,73	43,38	43,36	43,36	51,54	39,98	33,83	32,39
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,80	0,57	0,69	0,51	0,41	0,60	0,10	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,94	16,57	18,44	17,63	20,51	17,48	13,90	12,26	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	12,06	7,52	10,95	9,23	8,92	16,61	13,99	7,21
MnO	0,10	0,25	0,23	0,19	0,22	0,12	0,20	3,19	2,54
MgO	0,41	2,69	0,92	2,19	0,97	1,50	3,72	0,41	0,21
CaO	12,76	17,55	21,25	12,08	19,40	13,18	15,43	25,53	28,63
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,78	0,39	0,55	0,81	1,25	0,94	0,64	0,62
K <sub>2</sub> O	0,29	0,22	0,02	2,27	0,24	1,70	0,26	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,33	0,26	0,22	0,38	0,64	0,90	0,18	0,21
PF	1,22	1,80	2,48	3,48	0,16	2,42	3,50	2,32	0,26
WO <sub>3</sub>		0,06	0,01	---	0,36	---	0,78	0,64	---
total	99,56	98,93	95,62	93,82	98,66	99,28	96,94	93,10	94,11

Ni	2,0	7,9	9,4	12,3	4,5	8,3	24,1	7,3	
Cu	18,4	2227,9	209,0	725,9	377,8	544,9	507,3	5616,3	
Zn	84,2	316,9	40,8	184,8	0,0	9,6	634,8	527,8	
Ga	16,4	55,5	105,9	96,1	93,4	48,6	43,9	77,5	
Rb	4,2	14,2	3,4	125,0	7,4	84,8	14,1	4,1	
Sr	540,4	398,9	305,7	210,8	545,4	617,2	544,0	85,6	
Y	13,4	21,9	56,9	33,7	34,0	17,8	18,5	4,2	
Zr	117,2	230,2	274,2	217,4	236,5	330,2	280,7	23,8	
Nb	9,4	35,4	26,8	34,6	27,3	20,6	25,5	11,2	
Hf	4,4	12,2	7,6	7,1	8,2	8,9	10,1	14,3	
Pb	12,0	174,1	7,5	7,2	12,8	15,1	14,0	65,9	
U	3,8	9,9	5,5	4,3	3,8	2,2	7,0	0,0	

La	26,88								
Ce	37,62								
Nd	19,20								
Sm	3,90								
Eu	0,51								
Dy	2,58								
Yb	1,14								

### Endoskarns

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
KSA 309.b	Echantillon récolté par JL Kaelin au niveau 1458	Analyse de la zone à grenat amphibole de l'échantillon KSA 309.
KSA 309.c	Echantillon récolté par JL Kaelin au niveau 1458	Analyse de la zone silicifiée de l'échantillon KSA 309.
KSA 309.d	Echantillon récolté par JL Kaelin au niveau 1458	Analyse de la zone à clinozoïsite amphibole de l'échantillon KSA 309
486.13	Niveau 1486 cf carte	Endoskarns.
486.22c	Niveau 1486 cf carte	Analyse de la granodiorite au contact de la cornéenne calcique (analyse 486.22a et 486.22b).
487.8	Niveau 1486bis galerie ouest du niveau	Endoskarns.

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**

**ENDOSKARNS**

N° ech	KSA309c	KSA309d	486.13	486.21a	KSA309a	KSA309b	486.22c	487.8	
SiO <sub>2</sub>	51,96	42,96	47,93	43,36	32,39	38,65	38,93	55,55	
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,45	0,17	0,51	0,34	0,35	0,18	0,64	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	17,08	20,11	20,51	13,03	11,14	18,97	16,15	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,11	11,73	9,66	9,23	7,21	14,95	11,64	5,07	
MnO	0,94	0,41	0,13	0,22	2,54	3,73	0,31	0,17	
MgO	1,29	1,09	0,60	0,97	0,21	1,05	0,90	2,16	
CaO	12,57	21,95	13,73	19,40	28,63	23,95	21,17	13,86	
Na <sub>2</sub> O	0,93	0,73	1,21	0,81	0,62	0,67	0,61	3,25	
K <sub>2</sub> O	0,09	0,28	3,63	0,24	0,00	0,09	0,01	0,41	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,34	0,30	0,38	0,21	0,35	0,35	0,38	
PF	0,10	0,14	2,04	0,16	0,26	0,00	0,90	2,12	
WO <sub>3</sub>	---	---	0,00	0,36	---	---	0,00	---	
total	98,25	101,23	99,72	98,66	94,11	110,88	94,82	99,77	

Ni	8,2	3,9	3,7	4,5		3,4	12,5	5,8	
Cu	257,1	3,0	1206,2	377,8		74,6	473,9	100,3	
Zn	142,5	107,7	249,9	0,0		194,7	74,3	51,7	
Ga	17,3	113,2	95,4	93,4		74,7	100,7	25,4	
Rb	2,9	2,8	81,5	7,4		3,8	3,5	11,2	
Sr	20,3	454,8	743,9	585,4		25,1	556,8	606,6	
Y	15,4	17,3	4,8	34,0		18,2	23,8	21,7	
Zr	196,6	173,4	119,6	236,5		158,9	63,5	168,9	
Nb	12,8	19,7	25,2	27,3		14,5	11,4	15,8	
Hf	6,0	5,2	8,0	8,2		7,3	12,0	6,6	
Pb	4,6	7,1	48,8	12,8		12,1	12,9	9,0	
U	1,2	3,0	0,4	3,8		0,0	0,00	5,3	

La			39,38						
Ce			62,69						
Nd			29,15						
Sm			9,44						
Eu			1,49						
Dy			1,20						
Yb			0,78						

Roches d'origine hydrothermale

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
409.1a	Niveau 1409 Galerie est	Minerai à sulfures, apatite et scheelite. La scheelite est en gros cristaux plurimillimétriques. Amphibole et biotite sont également présents dans la roche.
409.1b	Niveau 1409 Galerie est	Partie moins riche en scheelite que 409.1a.
428.5b	Niveau 1428 cf carte	Minerai contenant des enclaves de granodiorite (analyse 428.5a) Analyse du minerai.
428.7b	Niveau 1428 cf carte	Filon de sulfures, traversant la granodiorite (analyse 428.7a) Analyse du filon.
446.1b	Niveau 1446 cf carte	Zone silicifiée minéralisée de cornéenne calcaïque (analyses 446.1a et 446.1b). Analyse de la zone minéralisée.
458.1	Niveau 1458 cf carte	Minerai développé aux dépens de la granodiorite. Roche à sulfures, scheelite, chlorite, amphibole.
458.2	Niveau 1458 cf carte	Minerai formé aux dépens de la zone d'hedenbergite. Roche à quartz pyrrhotite, scheelite rare et arseno-pyrite.
458.6	Niveau 1458 cf carte	Même type de roche que 458.2 mais prélevée au contact du calcaire.
458.7c	Niveau 1458 cf carte	Même type de roche que 458.1 mais prélevée au contact de la zone de grenat. (cf analyses 458.7a et 458.7b).

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**  
**ROCHES D'ORIGINE HYDROTHERMALE**

N° ech	409.1a	409.1b	428.5b	428.7b	445.1b	458.1	458.2	458.6	458.7c
SiO <sub>2</sub>	17,69	21,27	32,78	71,05	44,66	26,52	40,62	49,74	38,82
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,07	0,17	0,21	0,38	0,04	0,04	0,04	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,75	3,84	8,13	14,10	8,14	7,38	1,19	1,03	2,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	44,54	34,65	1,09	12,04	26,93	25,16	20,65	19,34
MnO	0,11	0,10	0,11	0,02	0,38	0,14	0,11	0,29	0,33
MgO	0,00	1,45	1,22	0,40	1,81	0,00	1,44	0,43	0,55
CaO	13,55	4,07	5,83	3,59	18,09	11,21	8,76	12,62	19,10
Na <sub>2</sub> O	2,54	0,29	0,81	4,55	1,07	0,59	0,26	0,31	0,00
K <sub>2</sub> O	1,54	1,38	0,95	1,47	0,59	0,21	0,03	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,68	0,32	0,52	0,26	0,11	0,48	0,06	0,05	0,13
PF	2,76	7,34	6,28	2,14	3,62	4,72	2,42	0,12	0,00
W	37,39	13,10	4,79	---	0,52	19,81	---	1,99	2,11
total	101,30	98,15	96,54	98,87	91,78	93,45	77,69	87,25	83,53

Ni	---	---	40,5		14,4	120,9	25,6	---	15,8
Cu	3089,4	11804,6	3835,1		914,7	7300,4	1195,0	---	1495,1
Zn	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ga	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rb	108,1	112,8	70,7		28,8	16,9	4,2	---	3,7
Sr	111,1	21,9	229,6		240,1	89,1	73,4	---	63,1
Y	17,5	2,2	7,2		27,0	0,0	0,0	---	4,5
Zr	22,0	11,3	49,7		106,3	20,2	21,3	---	19,2
Nb	32,2	13,7	17,0		10,8	12,4	0,0	---	4,0
Hf	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Pb	14,3	24,3	21,6		34,4	29,5	23,2	---	12,7
U	---	---	---	---	---	---	---	---	---

La					33,83				
Ce					47,91				
Nd					27,98				
Sm					10,96				
Eu					1,15				
Dy					4,31				
Yb					2,18				

Roches d'origine hydrothermale

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
458.7d	Niveau 1458 cf carte	Analyse du minerai de l'échantillon 1458.7, situé au contact du calcaire.
458.8a	Niveau 1458 cf carte	Echantillon de minerai formé aux dépens de la granodiorite. On observe une diminution continue de la taille des cristaux de scheelite. Analyse de la partie à gros cristaux.
458.8b	Niveau 1458 cf carte	Analyse de la partie où les cristaux de scheelite sont de plus petite taille dans l'échantillon 458.8.
458.9a	Niveau 1458 cf carte	Minerai développé au dépens de la granodiorite montrant une partie riche et une partie pauvre en scheelite. Analyse de la partie pauvre.
458.9b	Niveau 1458 cf carte	Analyse de la partie riche de l'échantillon 1458.9
458.10	Niveau 1458 cf carte	Minerai formé en bordure de la granodiorite, traversée par des filons de quartz noirs. Ces filons semblent "alimenter" le minerai.
458.14a	Niveau 1458 cf carte	Minerai formé aux dépens de la granodiorite. L'échantillon est prélevé sur une partie stérile et une partie riche en scheelite. Analyse de la partie riche.
458.14b	Niveau 1458 cf carte	Analyse de la zone stérile de l'échantillon 458.14.
458.17	Niveau 1458 cf carte	Minerai.

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**  
**ROCHES D'ORIGINE HYDROTHERMALE**

N° ech	458.7d	458.8a	458.8b	458.9a	458.9b	458.10	548.14a	458.14b	458.17
SiO <sub>2</sub>	65,15	26,10	24,54	61,19	49,24	56,88	31,50	34,47	46,94
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,03	0,57	0,29	0,11	0,15	0,09	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	6,76	6,59	16,16	16,74	3,13	7,81	6,23	1,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,01	16,21	20,96	4,89	11,72	19,22	28,54	41,57	18,33
MnO	0,07	0,27	0,21	0,08	0,10	0,23	0,38	0,13	0,42
MgO	0,47	0,00	0,00	1,52	1,16	0,83	0,25	1,05	0,56
CaO	3,31	19,41	15,70	3,89	5,09	8,70	10,37	6,23	15,98
Na <sub>2</sub> O	0,65	0,29	0,74	3,84	2,35	0,33	0,76	1,01	0,32
K <sub>2</sub> O	0,09	0,00	0,00	2,44	3,71	0,07	0,23	0,28	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,44	0,42	0,24	0,22	0,35	0,34	0,70	0,05
PF	4,02	0,00	1,16	2,24	6,52	1,32	5,06	6,70	0,00
W	1,69	23,69	21,76	0,18	1,00	2,43	13,31	0,00	0,97
total	97,63	93,36	92,42	97,75	93,27	93,72	98,94	98,68	84,65

Ni	16,6	133,1	134,5	8,7	7,8	17,4	80,3	22,9	8,0
Cu	4872,5	7702,7	3024,5	441,9	676,3	1715,3	3470,4	3203,0	8452,2
Zn	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ga	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rb	3,6	6,1	6,3	120,1	221,6	2,5	9,7	9,3	2,8
Sr	17,7	73,7	75,5	266,1	240,5	34,7	121,6	81,1	30,6
Y	0,0	0,0	0,0	13,9	10,3	0,0	5,1	0,0	2,5
Zr	15,4	13,0	15,8	169,4	171,7	37,9	76,3	40,1	15,6
Nb	1,9	13,5	12,5	15,4	19,4	2,2	21,0	2,2	1,9
Hf	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Pb	12,6	19,3	24,0	5,3	24,6	44,2	25,0	43,8	13,1
U	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Roches d'origine hydrothermale

numéro d'analyse	lieu d'échantillonnage	nature de la roche analysée
475.1c	Niveau 1475 dans la recoupe d'accès aux galeries de défilage	Minerai formé sur une zone de grenat formé directement sur le calcaire.
486.5	Niveau 1486 cf carte	Minerai formé de scheelite et de quartz essentiellement, les sulfures sont rares.
486.8b	Niveau 1486 cf carte	Minerai à sulfures, scheelite et quartz.
486.10b	Niveau 1486 cf carte	Minerai à pyrrhotite et scheelite récolté au contact du calcaire (analyse 486.10a).
486.14	Niveau 1486	Echantillon de roche à pyrite et épidote essentiellement. la scheelite est absente. La muscovite peut se former tardivement.
487.4b	Niveau 1486bis	Echantillon de minerai formé au contact du calcaire (analyse 487.4a) sur lequel se sont formés des skarns antérieurement à la mise en place du minerai. Analyse de la zone de minerai au contact du calcaire. Zone à silicates essentiels, sulfures et scheelite.
487.4c	Niveau 1486bis	Zone à sulfure essentiels de l'échantillon 487.4. La scheelite y est abondante. On y reconnaît des silicates (amphibole, chlorite)
487.4d	Niveau 1486bis	Zone de minerai à scheelite abondante, sulfure et calcite, de l'échantillon 487.4

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES ROCHES:**

**ROCHES D'ORIGINE HYDROTHERMALE**

N° ech	475.1c	486.5	486.8b	486.10b	485.14	487.4b.	487.4c	487.4d	KS4309b
SiO <sub>2</sub>	29,85	95,86	37,51	23,62	25,14	35,07	24,04	15,78	38,65
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,15	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,89	1,42	0,87	4,48	9,68	3,85	2,45	8,77	11,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,19	0,23	46,25	38,86	34,96	24,01	46,86	39,93	14,95
MnO	0,60	0,01	0,11	0,09	0,12	1,32	0,14	0,15	3,73
MgO	1,28	0,15	0,98	0,46	1,04	0,34	0,40	1,34	1,05
CaO	13,63	0,91	3,73	8,86	7,32	20,14	6,57	7,63	23,95
Na <sub>2</sub> O	0,76	0,75	0,56	0,09	1,13	0,64	0,17	1,16	0,67
K <sub>2</sub> O	0,03	0,35	0,00	0,05	0,67	0,02	0,26	1,03	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,06	0,28	0,41	0,37	0,05	0,18	0,40	0,35
PF	3,84	0,82	7,26	7,02	16,92	0,00	9,10	9,56	0,00
WO <sub>3</sub>	2,07	0,35	0,70	11,02	0,00	0,99	5,57	8,62	---
total	97,70	100,93	98,26	95,11	97,82	86,50	95,77	94,98	100,83

Ni		1,4	48,8	70,0	14,6	12,09	48,5	62,4	3,4
Cu		4,5	2275,9	9323,5	2092,3	4825,8	5027,4	3131,6	79,6
Zn	---	---	---	---	---	---	---	---	124,7
Ga	---	---	---	---	---	---	---	---	74,7
Rb		15,0	3,6	9,0	47,5	6,6	36,0	55,6	3,8
Sr		14,6	21,3	87,5	417,4	75,2	37,7	64,8	25,1
Y		0,0	0,7	1,9	1,3	1,5	1,6	2,7	18,2
Zr		20,0	8,6	16,2	25,3	16,0	11,0	42,7	158,9
Nb		1,8	3,7	6,2	4,8	4,3	7,2	11,6	14,5
Hf	---	---	---	---	---	---	---	---	7,3
Pb		12,5	6,6	26,5	389,7	28,3	26,7	49,0	12,1
U	---	---	---	---	---	---	---	---	0,0

La				5,65					
Ce				12,05					
Nd				19,89					
Sm				11,46					
Eu				2,11					
Dy				0,29					
Yb				1,81					



**TABLEAUX DE COMPOSITION DES MINERAUX**



## Introduction aux tableaux de composition des minéraux

Les analyses de minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique CAMEBAX, au Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Paris VI.

Les numéros d'échantillons correspondent aux numéros des lames minces.

Le principe de numérotation est semblable à celui des roches.

Il n'y a pas de rapport entre numéro de roche et numéro de lame mince, si ce n'est que dans les deux cas il s'agit du même échantillon, mais une lame mince peut être faite dans une zone différente de l'analyse de la roche.

Dans certains tableaux, une ligne suit les numéros de lame. Il s'agit du numéro du point de la couleur affectée à la zone d'analyse.

Ainsi V3 renvoie au point d'analyse 3 dans la zone verte de la lame désignée (des cercles de couleur ont été dessinés au feutre sur les lames).

Les couleurs utilisées sont :

V : Vert	B : Bleu	Br : Brun
R : Rouge	N : Noir	Vi : Violet

Pour chaque page, la première série de tableaux dans les analyses en poids d'oxyde.

La deuxième série de tableaux fournit les analyses structurales des minéraux.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES CHLORITES

N° ech	428.14	409.1a	409.1a	409.1a					
SiO <sub>2</sub>	57,91	26,76	25,22	25,44					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,05	20,42	20,48	20,42					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00					
FeO	0,00	32,79	33,10	31,76					
MgO	0,00	9,26	9,07	9,16					
MnO	0,03	0,48	0,43	0,44					
CaO	23,65	0,08	0,00	0,03					
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,03	0,01					
K <sub>2</sub> O	0,01	0,17	0,04	0,45					
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,07	0,00	0,00					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--					
F	0,38	0,00	0,01	0,02					
Cl	0,00	0,03	0,02	0,02					
total	88,13	90,11	88,41	87,77					

Si	12,79	5,76	5,54	5,61					
Al <sup>IV</sup>		2,24	2,46	2,39					
Al <sup>VI</sup>	1,58	2,94	2,84	2,92					
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00					
Fe <sup>2+</sup>	0,00	5,90	6,08	5,85					
Mg	0,00	2,97	2,97	3,01					
Mn	0,00	0,09	0,08	0,08					
Ca	5,60	0,02	0,00	0,00					
Na	0,02	0,02	0,01	0,00					
K	0,00	0,05	0,01	0,13					
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00					
total	20,00	20,00	20,00	20,00					
O	20,00	20,00	20,00	20,00					
OH	16,00	16,00	16,00	16,00					

TABLEAUX DE COMPOSITION DES MUSCOVITES

N° ech	SZex5	SZex5	SZex5	SZex5	SZex6	SZex6	SZex6	SZex6	SZex6
SiO <sub>2</sub>	46,2	46,1	46,4	46,0	45,3	44,5	46,0	46,0	45,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,4	34,3	33,7	33,4	34,0	34,0	34,0	35,0	33,7
FeO	0,6	0,4	0,8	0,5	1,8	1,7	1,5	1,5	1,8
MgO	1,8	1,5	2,0	1,8	0,2	0,2	0,2	0,2	1,8
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
K <sub>2</sub> O	11,1	11,1	11,2	11,1	10,4	10,6	10,3	10,8	10,7
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,4	0,5	0,6	0,4	0,6	0,4	0,3	0,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total	94,4	94,2	94,9	94,2	93,7	93,1	94,2	95,2	94,2

TABLEAUX DE COMPOSITION DES MUSCOVITES

N° ech	ex24a	ex24a	ex24a	ex24a	ex24a'	ex24a'	ex24a'	ex16a	ex16a
SiO <sub>2</sub>	46,27	46,91	46,83	46,21	42,53	44,69	47,21	47,30	49,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,46	32,29	32,29	32,38	30,19	31,21	32,67	34,92	32,95
FeO	2,15	1,72	1,44	1,97	1,85	2,20	1,22	0,66	0,81
MgO	2,48	2,29	2,12	1,97	2,22	1,92	1,92	0,70	0,83
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,08	0,00	0,00	3,68	1,68	0,22	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,16	0,16	0,23	0,23	0,20	0,22	0,94	0,51
K <sub>2</sub> O	10,60	10,84	10,66	10,47	9,87	10,38	10,49	7,99	8,02
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,35	0,30	0,32	0,30	0,22	0,17	0,10	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,13	0,04	0,07	0,07	0,00	0,10	0,00	0,16	0,49
Cl	0,01	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02
total									

Si	6,23	6,20	6,20	6,20	6,26	6,18	6,34	6,23	6,13
Al <sup>VI</sup>	1,77	1,70	1,70	1,70	1,74	1,82	1,66	1,77	1,87
Al <sup>IV</sup>	3,54	3,76	3,59	3,61	3,79	3,75	3,86	3,81	3,49
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,04	0,09	0,06	0,21	0,19	0,18	0,17	0,20
Mg	0,37	0,030	0,40	0,37	0,03	0,03	0,03	0,03	0,37
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,03	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04
K	1,91	1,91	1,91	1,93	1,84	1,88	1,82	1,87	1,85
Ti	0,07	0,03	0,05	0,07	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03
total	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Si	6,30	6,30	6,34	6,28	5,94	6,15	6,37	6,48	6,84
Al <sup>VI</sup>	1,70	1,70	1,66	1,72	2,06	1,85	1,63	1,52	1,16
Al <sup>IV</sup>	3,35	3,41	3,49	3,47	2,91	3,21	3,56	4,12	4,18
Fe <sup>2+</sup>	0,24	0,19	0,16	0,22	0,22	0,25	0,14	0,08	0,09
Mg	0,50	0,40	0,43	0,40	0,40	0,39	0,39	0,14	0,17
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,55	0,25	0,03	0,00	0,00
Na	0,05	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,25	0,14
K	1,84	1,86	1,84	1,82	1,76	1,82	1,81	1,40	1,41
Ti	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00
total	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES BIOTITES**

N° ech	SZex5	SZex5	SZex5	SZex6	446.1c	446.1c	446.1c	409.1a	409.1a
SiO <sub>2</sub>	40,5	40,0	40,7	37,8	40,2	40,0	40,2	34,23	36,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,5	17,6	18,3	18,3	17,0	16,0	16,1	17,40	16,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,6	6,3	6,4	16,7	9,9	9,9	10,5	25,91	23,93
MgO	20,1	19,7	19,6	11,5	17,9	18,1	17,6	7,45	7,10
MnO	0,0	0,0	0,0	0,1	0,6	0,5	0,6	0,25	0,25
CaO	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,27	0,10
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,35	0,05
K <sub>2</sub> O	10,1	10,3	9,4	9,0	8,2	9,1	9,9	4,34	9,48
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,9	0,8	2,0	0,3	0,3	0,3	0,25	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	--	--
F	-	-	-	-	1,7	1,6	1,5	0,18	0,44
Cl	-	-	-	-	0,0	0,0	0,0	0,10	0,08
total	95,0	95,0	95,5	95,6	95,9	95,6	96,8	90,76	94,89

Si	5,91	5,86	5,92	5,84	6,05	6,02	5,99	5,80	5,87
Al <sup>VI</sup>	2,09	2,14	2,08	2,16	1,95	1,98	2,01	2,20	2,13
Al <sup>IV</sup>	0,78	0,89	1,07	1,17	1,06	0,87	0,81	1,28	1,05
Fe <sup>2+</sup>	0,80	0,77	0,78	2,16	1,25	1,25	1,31	3,67	3,22
Mg	4,37	4,30	4,24	2,66	4,01	4,05	3,90	1,88	1,70
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,07	0,04	0,03
Ca	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02
Na	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02
K	1,89	1,91	1,75	1,75	1,57	1,73	1,88	0,94	1,94
Ti	0,13	0,09	0,09	0,23	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02
total	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES BIOTITES**

N° ech	ex24a'	ex24a'	ex24a'	ex24a'	ex24a''	ex24a''	ex24a''	ex24a''	
SiO <sub>2</sub>	43,58	37,67	37,29	38,29	38,79	36,86	37,07	43,28	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,57	17,08	17,53	17,40	17,99	17,51	19,08	16,21	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									
FeO	5,48	15,63	15,32	13,56	13,53	13,62	14,33	11,94	
MgO	4,84	12,57	13,40	13,55	14,56	13,41	13,28	13,10	
MnO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,85	0,00	0,00	
CaO	0,15	0,11	0,32	0,07	0,07	1,13	0,00	0,04	
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,08	0,05	
K <sub>2</sub> O	10,26	9,31	8,83	9,31	9,20	8,90	9,38	8,77	
TiO <sub>2</sub>	0,47	1,28	0,93	1,15	1,20	1,02	1,05	0,88	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	
F	0,19	0,47	0,40	0,52	0,59	0,50	0,53	0,65	
Cl	0,30	0,83	0,52	0,15	0,18	0,25	0,15	0,14	
total									

Si	6,78	5,87	5,78	5,93	5,86	5,76	5,69	6,67
Al <sup>VI</sup>	1,22	2,13	2,22	2,07	2,14	2,24	2,31	1,33
Al <sup>IV</sup>	4,01	1,00	0,98	1,11	1,06	0,98	1,14	1,61
Fe <sup>2+</sup>	0,71	2,04	1,99	1,76	1,71	1,78	1,84	1,54
Mg	1,12	2,92	3,09	3,13	3,28	3,12	3,04	3,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,19	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
K	2,04	1,85	1,75	1,84	1,77	1,77	1,84	1,72
Ti	0,05	0,15	0,11	0,13	0,14	0,12	0,12	0,10
total	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

DE CORNEENNES CALCIQUES

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	486.1a	486.1a	486.1a	487.3a	487.5b	487.5b	487.5b	486.1d	486.1d
	16R	17R	18R	318	32R	33R	34R	17R	18R
SiO <sub>2</sub>	39,0	39,1	39,3	39,5	39,2	39,3	39,2	39,3	39,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,0	19,9	19,9	19,8	19,1	19,4	19,5	19,4	19,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,0	3,8	3,3	3,3	4,1	3,9	4,1	4,0	3,7
FeO	0,6	0,9	0,9	3,2	2,2	2,4	2,5	1,6	1,9
MgO	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1
MnO	0,2	0,2	0,3	0,0	0,2	0,3	0,2	0,4	0,5
CaO	36,1	35,9	35,7	33,9	34,2	34,4	34,2	34,9	34,6
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,9	0,6	0,3	0,7	0,6	0,4	0,5	0,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	0,6	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	101,3	100,7	100,4	100,6	100,2	100,7	100,3	100,5	100,2

Si	2,95	2,97	2,99	3,01	3,00	3,00	2,99	3,00	2,99
Al <sup>VI</sup>	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al <sup>IV</sup>	1,74	1,74	1,77	1,78	1,72	1,75	1,74	1,75	1,76
Fe <sup>3+</sup>	0,23	0,21	0,19	0,19	0,24	0,22	0,24	0,23	0,21
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,06	0,06	0,21	0,14	0,15	0,16	0,10	0,12
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
Ti	0,04	0,05	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Mn	0,02	0,02	0,02	2,77	2,80	2,81	2,81	2,85	2,83
Ca	2,93	2,91	2,91	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
total	8,02	8,01	8,01	8,00	8,00	8,00	8,01	8,01	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	86,17	86,50	87,50	82,83	81,33	82,67	81,67	83,50	83,83
Andra.	11,50	10,50	9,50	9,50	12,00	11,00	12,00	11,50	10,50
Spess.	0,67	0,67	0,67	0,00	0,67	0,67	0,67	1,00	1,00
Alman.	1,33	2,00	2,00	7,00	4,67	5,00	5,33	3,33	4,00
Pyrop.	0,67	0,67	0,67	0,67	1,33	0,67	0,67	0,67	0,67

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	486.1d	487.3b	487.3b	487.3b	487.3b	487.3b	SZ428.2	SZ428.2	428.13b
	20R	11B	12B	13R	15N	17N	19 0	24 0	41V
SiO <sub>2</sub>	39,1	39,3	39,4	39,6	39,8	39,4	38,7	38,3	39,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,9	19,0	19,2	19,8	20,3	19,2	19,2	19,5	19,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,3	4,5	3,9	3,9	2,9	4,5	5,1	4,9	1,96
FeO	1,1	0,9	0,8	2,6	0,6	0,6	1,7	1,0	3,81
MgO	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,0	0,0	0,05
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,5	0,3	0,14
CaO	35,4	35,9	35,7	34,7	36,5	36,1	34,9	35,6	32,45
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,4	1,3	0,8	0,3	0,4	0,6	0,6	0,7	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	--
F	0,2	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	-	-	0,16
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	0,01
total	99,8	101,5	100,1	101,3			100,8	100,2	100,0

Si	2,99	2,98	3,01	2,99	2,99	2,98	2,95	2,93	3,08
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,05	0,07	0,00
Al <sup>IV</sup>	1,78	1,67	1,72	1,76	1,80	1,70	1,68	1,68	1,81
Fe <sup>3+</sup>	0,19	0,26	0,22	0,22	0,17	0,25	0,29	0,28	0,12
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,05	0,05	0,16	0,04	0,04	0,11	0,06	0,25
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
Ca	2,90	2,92	2,92	2,81	2,94	2,93	2,86	2,91	2,73
Ti	0,03	0,08	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,00
total	7,99	8,00	7,99	7,99	8,00	7,98	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	87,16	84,33	86,33	82,67	89,50	85,17	80,83	83,00	85,00
Andra.	9,50	13,00	11,00	11,00	8,50	12,50	14,50	14,00	6,00
Spess.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	0,00
Alman.	2,33	1,67	1,67	5,33	1,33	1,33	3,67	2,00	8,33
Pyrop.	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67	0,00	0,00	0,00

TABLEAU DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	486.1a	R15.3d	R15.3d	R15.3d	R15.3d	R15.3d	R15.3d	R15.3a	R15.3a
	105B	42V	43V	44V	46N	47N	48N	164R	165R
SiO <sub>2</sub>	38,66	39,26	39,58	39,26	39,17	39,08	39,13	38,87	39,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,44	21,54	22,09	20,71	20,99	20,75	22,07	21,27	21,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21	2,09	1,48	2,99	2,81	3,52	1,72	2,66	2,25
FeO	0,99	1,59	1,55	1,79	1,73	2,03	0,30	1,92	1,86
MgO	0,13	0,55	0,25	0,38	0,50	0,48	0,00	0,58	0,48
MnO	0,26	0,18	0,18	0,40	0,17	0,31	0,28	0,40	0,34
CaO	35,29	35,15	35,85	34,97	35,05	34,77	36,81	34,43	34,81
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,0	0,00	0,04	0,04	0,00	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	1,47	0,50	0,42	0,65	0,60	0,65	0,40	0,30	0,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,51	0,07	0,06	0,18	0,07	0,16	0,05	0,18	0,21
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01
total	99,7								

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	428.13b	428.13b	428.13b	428.13b	486.1a	486.1a	486.1a	486.1a	486.1a
	42V	43V	47Vi	48V	96R	97R	99B	103R	104R
SiO <sub>2</sub>	39,60	39,15	39,19	39,56	38,76	39,32	39,45	38,94	39,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,61	19,16	18,93	19,50	20,05	19,37	19,40	19,35	20,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,63	3,98	4,06	4,02	3,09	3,77	3,29	3,20	3,46
FeO	2,08	2,25	1,71	0,59	1,34	1,91	1,47	1,40	1,28
MgO	0,05	0,08	0,13	0,02	0,05	0,27	0,35	0,20	0,15
MnO	0,09	0,09	0,05	0,10	0,36	0,18	0,19	0,18	0,14
CaO	34,99	34,50	35,08	36,20	35,15	34,52	34,78	34,85	35,44
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,45	1,15	0,12	0,73	0,33	0,67	1,03	0,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,20	0,19	0,01	0,05	0,72	0,07	0,07	0,13	0,23
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
total	100,1	99,5	99,9	99,8	100,0	99,4	99,4	99,0	99,8

349

Si	2,97	2,95	2,95	2,96	2,95	2,93	2,93	2,94	2,95
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,07	0,07	0,06	0,05
Al <sup>IV</sup>	1,73	1,86	1,89	1,80	1,81	1,76	1,88	1,83	1,86
Fe <sup>3+</sup>	0,19	0,12	0,08	0,17	0,16	0,20	0,10	0,15	0,13
Fe <sup>2+</sup>	0,06	0,10	0,10	0,11	0,11	0,13	0,02	0,12	0,12
Mg	0,01	0,06	0,03	0,04	0,06	0,05	0,00	0,07	0,05
Mn	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	2,90	2,83	2,86	2,82	2,82	2,79	2,96	2,79	2,80
Ti	0,08	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	87,17	88,33	91,33	85,50	86,00	83,00	93,67	85,5	86,83
Andra.	9,50	6,00	4,00	8,50	8,00	10,00	5,00	7,5	6,5
Spess.	0,67	0,33	0,33	1,00	0,33	0,66	0,67	1,00	0,67
Alman.	2,00	3,33	3,33	3,67	3,67	4,33	0,67	4,00	4,00
Pyrop.	0,33	2,00	1,00	1,33	2,00	1,67	0,00	2,33	1,67

Si	3,02	3,01	3,00	3,01	2,97	3,01	3,02	3,00	2,99
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Al <sup>IV</sup>	1,76	1,74	1,71	1,75	1,78	1,75	1,75	1,76	1,79
Fe <sup>3+</sup>	0,21	0,23	0,23	0,23	0,18	0,22	0,19	0,19	0,20
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,14	0,11	0,04	0,09	0,12	0,09	0,09	0,08
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	2,86	2,84	2,87	2,95	2,89	2,83	2,85	2,88	2,89
Ti	0,01	0,03	0,07	0,00	0,04	0,02	0,04	0,06	0,01
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	84,83	83,17	84,17	86,83	87,33	83,33	85,50	86,50	86,33
Andra.	10,50	11,50	11,50	11,50	9,00	11,00	9,50	9,50	10,00
Spess.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,33	0,33	0,33	0,00
Alman.	4,33	4,67	3,67	1,33	3,00	4,00	3,00	3,00	0,67
Pyrop.	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	1,00	1,33	0,67	0,67

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	487.11
SiO <sub>2</sub>	39,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12
FeO	1,72
MgO	0,20
MnO	0,23
CaO	35,55
Na <sub>2</sub> O	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,38
Cr	--
F	0,10
Cl	0,02
total	

Si	2,93
Al <sup>VI</sup>	0,07
Al <sup>IV</sup>	1,80
Fe <sup>3+</sup>	0,18
Fe <sup>2+</sup>	0,11
Mg	0,02
Mn	0,01
Ca	2,85
Ti	0,02
total	8,00
O	12,00

Gross.	86,00
Andra.	9,00
Spess.	0,33
Alman.	3,67
Pyrop.	0,67

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

DE SKARNS

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	486.1a	486.1d	486.1.d						
		10B	11B	12B	13B	14B	15R	16R	20V
SiO <sub>2</sub>	38,12	38,5	38,9	38,6	38,7	38,7	39,3	38,7	38,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,52	18,4	18,3	18,7	18,5	18,5	18,7	18,4	18,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,11	5,6	6,0	5,1	5,8	5,7	4,9	5,5	4,60
FeO	2,23	2,3	1,9	2,3	2,0	2,0	2,7	2,7	2,47
MgO	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02
MnO	2,39	1,0	0,8	1,0	1,1	0,9	0,7	0,8	1,23
CaO	32,41	33,7	34,5	33,7	34,1	34,2	33,8	33,6	33,05
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,7	0,5	0,6	0,4	0,5	0,3	0,5	0,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	--
F	0,88	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,2	0,51
Cl	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
total	99,4	100,6	101,4	100,5	101,4	101,0	101,0	100,2	99,1

Si	2,96	2,97	2,97	2,97	2,96	2,97	3,01	2,99	2,98
Al <sup>VI</sup>	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02
Al <sup>IV</sup>	1,75	1,64	1,62	1,67	1,63	1,65	1,69	1,66	1,69
Fe <sup>3+</sup>	0,24	0,33	0,35	0,30	0,34	0,33	0,28	0,32	0,27
Fe <sup>2+</sup>	0,14	0,15	0,12	0,15	0,12	0,13	0,17	0,17	0,16
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,16	0,07	0,05	0,07	0,08	0,06	0,05	0,05	0,08
Ca	2,70	2,79	2,83	2,78	2,80	2,82	2,78	2,78	2,76
Ti	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04
total	8,00	8,02	8,00	8,01	8,00	8,02	8,00	8,01	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	78,00	76,50	76,83	77,67	76,33	77,50	78,67	76,67	78,50
Andra.	12,00	16,50	17,50	15,00	17,00	16,50	14,00	16,00	13,50
Spess.	5,33	2,33	1,67	2,33	2,67	2,00	1,67	1,67	2,67
Alman.	4,67	5,00	4,00	5,00	4,00	4,33	5,67	5,67	5,33
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	487.3a	487.3a	SA 7	SA 7	486.11a	486.11a	486.11a	487.3b	486.12b
	27R	30B	8R	9R	4B	5B	6B	14R	18R
SiO <sub>2</sub>	38,6	38,3	38,5	38,2	38,9	38,7	38,4	38,7	38,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,2	18,7	19,1	19,2	19,2	19,2	19,5	19,0	19,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,7	5,0	4,9	4,9	4,4	4,5	4,2	4,8	3,92
FeO	3,7	5,1	2,3	2,4	2,8	3,0	2,7	3,1	2,57
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02
MnO	3,7	2,2	1,7	1,6	2,3	2,9	2,7	1,4	3,68
CaO	30,3	30,4	33,2	33,1	32,4	31,7	32,0	32,8	31,20
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,3	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	--
F	0,3	0,2	0,7	0,6	0,7	0,5	0,4	0,5	0,62
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
total	99,9	100,4	100,3		100,7	100,6	100,1	100,9	99,8

Si	2,99	2,97	2,98	2,95	3,00	2,99	2,97	2,97	2,99
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,03	0,02	0,05	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01
Al <sup>IV</sup>	1,83	1,68	1,72	1,70	1,75	1,74	1,74	1,70	1,77
Fe <sup>3+</sup>	0,16	0,29	0,29	0,28	0,25	0,26	0,24	0,28	0,23
Fe <sup>2+</sup>	0,24	0,33	0,15	0,16	0,18	0,19	0,17	0,20	0,17
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,14	0,11	0,10	0,14	0,19	0,18	0,09	0,24
Mn	0,24	2,52	2,74	2,74	2,68	2,61	2,65	2,71	2,59
Ca	2,51	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
total	7,99	7,99	8,01	7,99	8,00	7,99	7,99	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	75,66	69,50	76,83	77,33	76,83	74,00	76,33	76,33	74,83
Andra.	8,00	14,50	14,50	14,00	12,50	13,00	12,00	14,00	11,50
Spess.	8,00	4,67	3,67	3,33	4,67	6,33	6,00	3,00	8,00
Alman.	8,00	11,00	5,00	5,33	6,00	6,33	5,67	6,67	5,67
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	486.12b	475.1.c							
	19R	20R	29V	30V	33V	34V	35 0	36 0	41V
SiO <sub>2</sub>	38,27	38,44	38,19	38,57	38,40	38,04	37,99	37,93	38,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,27	19,48	19,40	19,29	19,16	18,76	19,25	19,35	19,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,59	3,97	4,29	4,55	4,02	4,50	4,37	4,59	3,94
FeO	1,57	2,66	1,63	1,98	2,18	1,96	1,70	1,52	2,53
MgO	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00
MnO	1,95	3,37	2,14	2,12	1,91	2,20	2,04	2,01	2,35
CaO	33,33	31,33	33,04	33,01	32,63	32,43	32,88	33,18	32,17
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,10	0,02	0,03	0,10	0,27	0,07	0,03	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,92	0,30	0,70	0,58	0,71	0,84	0,84	0,98	0,71
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
total	99,6	99,3	99,0	99,7	98,8	98,6	98,7	99,2	99,2

Si	2,97	2,98	2,97	2,98	3,00	2,98	2,97	2,95	2,99
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05	0,01
Al <sup>IV</sup>	1,73	1,76	1,75	1,74	1,76	1,71	1,74	1,73	1,76
Fe <sup>3+</sup>	0,27	0,23	0,25	0,26	0,24	0,27	0,26	0,27	0,23
Fe <sup>2+</sup>	0,10	0,17	0,11	0,13	0,14	0,13	0,11	0,10	0,16
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,13	0,22	0,14	0,14	0,13	0,15	0,13	0,13	0,15
Ca	2,77	2,60	2,75	2,73	2,73	2,73	2,75	2,77	2,68
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	78,83	75,17	79,17	78,00	79,00	77,50	78,67	78,03	77,83
Andra.	13,50	11,50	12,50	13,00	12,00	13,50	13,00	13,50	11,50
Spess.	4,33	7,33	4,67	4,67	4,33	5,00	4,33	4,33	5,00
Alman.	3,33	5,67	3,67	4,33	4,66	4,33	3,67	3,33	5,33
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	475.1.c	458.5.b	ex.10.a	458.3e	R1.1a	R1.1a	R1.1a	R1.1a	R1.1a
	42V	52N	61V	84Vi	3R	4N	5N	6N	7Vi
SiO <sub>2</sub>	38,57	39,19	39,32	38,42	37,82	37,99	37,72	37,99	38,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,97	19,22	18,46	19,78	20,12	18,69	19,95	19,91	20,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	4,68	4,78	3,82	4,59	5,79	3,90	4,74	4,32
FeO	2,55	2,36	3,74	2,50	1,99	3,22	2,30	1,51	2,24
MgO	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,74	0,63	1,14	3,43	0,77	1,48	0,59	0,62	0,81
CaO	32,04	34,24	32,42	31,57	34,29	32,42	34,17	34,70	34,18
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,05	0,05	0,12	0,25	0,35	1,18	0,10	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	---	---	---	---
F	0,73	0,40	0,02	0,73	1,07	0,27	0,79	0,71	0,65
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	99,7	100,4	99,5	100,0		100,00	99,82	99,63	100,17

Si	2,98	3,00	3,04	2,97	2,90	2,94	2,90	2,92	2,94
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,00	0,00	0,03	0,10	0,06	0,10	0,08	0,06
Al <sup>IV</sup>	1,80	1,73	1,68	1,77	1,72	1,64	1,71	1,72	1,74
Fe <sup>3+</sup>	0,19	0,27	0,28	0,22	0,26	0,34	0,23	0,27	0,25
Fe <sup>2+</sup>	0,16	0,15	0,24	0,16	0,13	0,21	0,15	0,10	0,14
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,18	0,04	0,07	0,22	0,05	0,10	0,04	0,04	0,05
Ca	2,65	2,80	2,68	2,61	2,82	2,69	2,81	2,86	2,80
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	78,83	79,83	75,33	76,00	81,00	72,67	82,17	81,83	80,83
Andra.	9,50	13,50	14,00	11,00	13,00	17,00	11,5	13,50	12,50
Spess.	6,00	1,33	2,33	7,33	1,67	3,33	1,33	1,33	1,67
Alman.	5,33	5,00	8,00	5,33	4,33	7,00	5,00	3,33	4,67
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	487.12a								
SiO <sub>2</sub>	38,31	38,25	38,06	37,93	37,42	38,10	37,91	37,87	38,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,07	19,65	19,84	20,01	19,90	20,42	20,01	20,50	19,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,83	3,76	4,05	4,21	4,30	4,19	4,63	4,18	4,39
FeO	3,11	4,17	2,60	2,03	1,22	2,19	1,70	3,33	1,42
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,84	3,09	2,41	1,99	1,56	2,36	2,08	3,81	1,92
CaO	31,90	30,52	32,40	33,10	33,80	33,01	33,38	30,92	33,68
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,55	0,55	0,10	0,28	0,12	0,05	0,08	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,69	0,06	0,69	0,57	1,14	0,50	0,95	0,42	0,67
Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
total									

Si	2,93	2,96	2,93	2,93	2,91	2,91	2,92	2,90	2,94
Al <sup>VI</sup>	0,07	0,04	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08	0,10	0,06
Al <sup>IV</sup>	1,74	1,75	1,73	1,75	1,73	1,75	1,73	1,75	1,74
Fe <sup>3+</sup>	0,22	0,22	0,24	0,24	0,25	0,24	0,27	0,24	0,25
Fe <sup>2+</sup>	0,20	0,27	0,17	0,13	0,08	0,14	0,11	0,21	0,09
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,18	0,20	0,16	0,13	0,10	0,15	0,14	0,25	0,13
Ca	2,62	2,53	2,67	2,74	2,82	2,70	2,75	2,54	2,78
Ti	0,04	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	76,33	73,33	77,00	78,83	80,50	78,00	78,17	72,67	80,17
Andra.	11,00	11,00	12,00	12,00	12,50	12,00	13,50	12,00	12,50
Spess.	6,00	6,67	5,33	4,33	3,33	5,00	3,67	8,33	0,00
Alman.	6,67	9,00	5,66	4,33	2,67	4,67	4,67	7,00	3,00
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	R1.1a	KSA309	KSA309	487.12a	487.12a	487.12a	487.12a	487.12a	487.12a
	8Vi								
SiO <sub>2</sub>	38,23	37,18	38,19	37,97	37,69	38,04	37,65	37,67	37,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,71	20,08	20,01	20,12	19,95	20,16	20,31	19,46	20,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,46	4,13	3,97	4,16	4,65	3,51	4,14	4,59	3,84
FeO	2,34	1,62	4,21	1,44	1,08	2,52	1,77	3,10	2,30
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,97	3,27	3,74	1,45	1,96	2,05	1,42	3,23	2,00
CaO	33,82	31,93	30,07	34,10	33,80	32,61	33,82	31,16	32,88
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,07	0,03	0,0	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,33	0,32	0,15	0,08	0,28	0,20	0,67	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	---	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,31	0,62	0,22	0,97	0,96	0,97	1,06	0,47	0,67
Cl	0,00	0,12	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
total	99,85								

Si	2,94	2,90	2,94	2,92	2,91	2,94	2,90	2,92	2,93
Al <sup>VI</sup>	0,06	0,10	0,06	0,08	0,09	0,06	0,10	0,08	0,07
Al <sup>IV</sup>	1,73	1,74	1,75	1,75	1,73	1,78	1,75	1,70	1,77
Fe <sup>3+</sup>	0,26	0,24	0,23	0,24	0,27	0,20	0,24	0,27	0,22
Fe <sup>2+</sup>	0,15	0,11	0,27	0,09	0,07	0,16	0,11	0,20	0,15
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,06	0,22	0,24	0,09	0,13	0,13	0,09	0,21	0,13
Ca	2,79	2,66	2,48	2,81	2,80	2,70	2,79	2,59	2,72
Ti	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	80,00	76,67	71,17	81,67	79,83	80,00	81,00	72,83	79,67
Andra.	13,00	12,00	11,50	12,00	13,50	10,00	12,00	13,50	11,00
Spess.	2,00	7,33	8,00	3,00	4,33	4,33	3,00	7,00	4,33
Alman.	5,00	3,67	9,00	3,00	2,33	5,33	3,67	6,67	5,0
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	487.12a								
SiO <sub>2</sub>	38,10	38,42	38,27	38,40	38,19	37,91	38,51	37,67	38,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,01	20,41	19,80	20,10	20,01	19,90	20,20	20,39	19,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,36	4,29	4,76	4,16	4,69	4,61	4,66	4,25	4,76
FeO	2,96	1,48	2,73	3,84	1,86	2,30	2,83	2,37	2,08
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,65	1,47	3,19	2,89	1,87	2,01	3,27	1,99	2,13
CaO	33,01	34,48	31,76	31,24	33,64	32,85	32,01	32,92	33,20
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,05
Cr	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	1,08	0,70	0,73	0,49	0,94	0,50	0,51	0,77	0,74
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
total									

Si	2,91	2,92	2,93	2,94	2,92	2,92	2,92	2,90	2,92
Al <sup>VI</sup>	0,09	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,10	0,08
Al <sup>IV</sup>	1,80	1,75	1,72	1,76	1,73	1,73	1,73	1,75	1,72
Fe <sup>3+</sup>	0,19	0,25	0,27	0,24	0,27	0,27	0,27	0,25	0,27
Fe <sup>2+</sup>	0,19	0,09	0,17	0,25	0,12	0,15	0,18	0,15	0,13
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,11	0,09	0,21	0,19	0,12	0,13	0,21	0,13	0,14
Ca	2,70	2,81	2,61	2,57	2,76	2,71	2,60	2,72	2,73
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	80,50	81,17	73,50	73,67	78,50	76,83	73,17	78,17	77,50
Andra.	9,50	12,50	13,50	12,00	13,50	13,50	13,50	12,50	13,50
Spess.	3,67	3,00	7,00	6,33	4,00	4,33	7,00	4,33	4,67
Alman.	6,33	3,00	5,67	8,33	4,00	5,00	6,00	5,00	4,33
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	487.12a	640.1b	Co11	Co11
SiO <sub>2</sub>	37,78	38,21	38,16	39,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,12	19,20	18,35	19,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,54		5,11	2,89
FeO	1,67	27,00	4,12	3,82
MgO	0,00	0,00	0,00	0,30
MnO	1,25	8,84	1,19	0,10
CaO	34,03		31,79	32,87
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,00	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,12	0,73	0,32
Cr	--	--	--	--
F	0,81	0,29	0,48	0,10
Cl	0,02	0,00	0,02	0,03
total				

Si	2,91		2,97	3,01
Al <sup>VI</sup>	0,09		0,03	0,00
Al <sup>IV</sup>	1,74		1,65	1,80
Fe <sup>3+</sup>	0,26		0,30	0,17
Fe <sup>2+</sup>	0,11		0,27	0,25
Mg	0,00		0,00	0,03
Mn	0,08		0,08	0,00
Ca	2,81		2,65	2,71
Ti	0,00		0,04	0,02
total	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	80,67		73,33	81,83
Andra.	13,00		15,00	8,50
Spess.	2,67		2,67	0,00
Alman.	3,67		9,00	8,33
Pyrop.	0,00		0,00	1,00



TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

DES GRANITES

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N°ech	SZex7	SZex7	SZex7	SZex7	SZex7	SZex7	SZ428.2	SZ428.2	SZ428.2
	1R	2R	4V	5V	6V	7N	10B	11B	12B
SiO <sub>2</sub>	37,6	37,6	38,0	38,3	38,2	38,3	38,4	38,0	38,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,5	21,4	22,2	22,1	22,1	22,0	20,5	20,6	21,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	1,8	1,6
FeO	28,3	25,0	31,8	31,5	31,5	29,6	4,7	8,0	8,7
MgO	3,3	5,0	3,0	3,1	3,1	3,2	0,0	0,0	0,0
MnO	1,6	1,0	1,3	1,4	1,3	1,8	7,6	9,2	7,6
CaO	6,1	7,1	5,2	5,3	5,3	6,0	26,4	22,2	23,3
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,3	0,7	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total	98,8	97,8	100,7	101,9	101,7	101,2	100,0	100,6	100,3

Si	3,02	3,01	2,98	2,99	2,98	3,00	2,98	2,97	2,97
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03
Al <sup>IV</sup>	2,04	2,01	2,04	2,03	2,02	2,04	1,85	1,86	1,90
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,11	0,10
Fe <sup>2+</sup>	1,90	1,67	2,08	2,05	2,07	1,94	0,31	0,52	0,57
Mg	0,40	0,59	0,35	0,37	0,37	0,37	0,00	0,00	0,00
Mn	0,11	0,06	0,09	0,09	0,09	0,12	0,50	0,61	0,49
Ca	0,52	0,61	0,43	0,45	0,45	0,52	2,19	1,86	1,94
Ti	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01
total	8,01	7,99	8,00	8,00	8,01	8,01	8,00	7,99	8,01
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	17,3	20,3	14,3	15,0	15,0	17,3	65,5	56,5	59,7
Andra.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	5,5	5,0
Spess.	3,6	2,0	3,0	3,0	3,0	4,0	16,7	20,3	16,3
Alman.	63,3	55,7	69,3	68,3	69,0	64,7	10,3	17,3	19,0
Pyrop.	13,3	19,7	11,7	12,3	12,3	12,3	0,0	0,0	0,0

## TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRÉNATS

### DE TYPE PARTICULIER

- R1.1c : andradite formée au cours de phénomènes post-métasomatiques dans le skarn.
- R1.2c : grenat métasomatique formé sur filon granodioritique.
- 428.10a : grenat tardif de skarn
- 428.14 : grenat tardif de skarn.
- KSA 306 : grenat métasomatique dans l'endoskarn.

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	R1.1c	R1.1c	R1.2c	R1.2c	R1.2c	R1.2C	428.10a	428.10a	428.10a
			18V	19N	20N	26R	27V	28V	29V
SiO <sub>2</sub>	35,53	35,70	37,50	37,61	37,52	38,04	38,5	38,4	38,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	1,34	20,08	20,82	20,33	20,22	20,8	20,7	19,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,02	30,11	2,87	1,49	1,36	3,66	2,3	2,5	3,2
FeO	0,00	0,00	11,14	11,82	16,35	3,72	7,0	5,8	6,2
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0
MnO	0,39	0,37	4,30	3,03	5,24	1,19	5,7	8,0	4,8
CaO	33,17	33,37	23,35	24,01	18,23	32,63	26,5	25,6	27,6
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,27	0,55	0,38	0,83	0,4	0,3	0,6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	---	---	---	---	--	--	0,0	0,0	0,0
F	0,08	0,00	0,44	0,51	0,15	0,55	-	-	-
Cl	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	-	-	-
total	100,39	100,77	99,60	99,36			101,0	101,5	100,6

Si	2,99	2,98	2,95	2,95	2,99	2,91	2,96	2,96	2,98
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,02	0,05	0,05	0,01	0,09	0,04	0,04	0,02
Al <sup>IV</sup>	0,03	0,11	1,81	1,88	1,90	1,74	1,85	1,84	1,79
Fe <sup>3+</sup>	1,96	1,89	0,17	0,09	0,08	0,21	0,13	0,14	0,19
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,73	0,78	1,09	0,24	0,45	0,37	0,40
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,03	0,29	0,20	0,35	0,08	0,02	0,02	0,03
Ca	2,99	2,98	1,97	2,02	1,56	2,68	0,37	0,52	0,31
Ti	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,05	2,18	2,11	2,28
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	1,67	4,83	57,17	62,83	48,00	78,83	66,17	63,33	66,50
Andra.	98,00	94,5	8,50	4,50	4,00	10,50	6,50	7,00	9,50
Spess.	0,00	0,00	9,67	6,67	11,67	2,67	12,33	17,33	10,33
Alman.	1,00	1,00	24,33	26,00	36,33	3,00	15,00	12,33	13,33
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	428.10a	428.10a	428.10a	428.14	428.14	428.14	428.14	428.14	428.14
	348	25V	26V	1V	5V	8V	9V	10V	11V
SiO <sub>2</sub>	38,3	38,4	38,4	38,44	38,59	38,40	38,61	38,17	38,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,9	20,8	20,1	19,99	19,99	20,16	20,16	20,01	20,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,8	1,8	3,2	1,58	1,39	1,54	1,46	1,55	1,23
FeO	6,5	6,3	5,8	7,92	8,08	7,94	7,86	8,00	8,32
MgO	0,0	0,0	0,0	0,08	0,07	0,10	0,08	0,07	0,08
MnO	1,6	7,5	4,7	8,91	8,74	9,00	9,12	9,00	8,84
CaO	25,3	25,3	28,1	22,23	22,28	22,16	22,22	21,98	22,16
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,3	0,6	0,43	0,48	0,37	0,32	0,48	0,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	--	--	--	--	--	--
F	-	-	-	0,26	0,24	0,18	0,38	0,17	0,23
Cl	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	100,7	100,6	101,0	99,7	99,7	99,7	100,1	99,3	100,2

Si	2,96	2,98	2,96	3,03	3,04	3,02	3,03	3,02	3,04
Al <sup>IV</sup>	0,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	1,87	1,87	1,78	1,85	1,85	1,87	1,86	1,86	1,87
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,11	0,18	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,42	0,41	0,37	0,52	0,53	0,52	0,52	0,53	0,54
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,49	0,31	0,59	0,58	0,60	0,61	0,60	0,59
Ca	0,48	2,10	2,32	1,88	1,88	1,87	1,87	1,86	1,86
Ti	2,10	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	65,00	64,50	68,33	58,17	58,67	57,83	57,83	57,50	58,50
Andra.	3,33	5,50	9,00	4,50	4,00	4,50	4,50	4,50	3,50
Spess.	16,00	16,33	10,33	19,67	19,83	20,00	20,33	20,00	19,67
Alman.	14,00	13,66	12,33	17,33	17,67	17,33	17,33	17,67	18,00
Pyrop.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	428.14	428.14	428.14	KSA 306					
	12V	13V	14V						
SiO <sub>2</sub>	38,44	38,44	38,42	37,69	37,67	37,97	37,01	37,78	37,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,20	19,90	20,27	19,73	20,20	20,18	20,08	20,14	21,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	2,10	1,36	3,41	3,14	2,88	3,23	2,46	1,52
FeO	8,22	8,57	8,39	5,00	3,15	5,89	2,52	4,67	5,84
MgO	0,10	0,05	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	8,86	7,53	9,24	4,44	4,73	5,64	5,10	7,15	7,79
CaO	22,08	22,90	21,65	28,25	22,89	26,85	29,69	26,44	25,02
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,17	0,42	0,23	0,72	0,27	0,82	0,60	0,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,24	0,33	0,17	0,45	0,36	0,11	0,52	0,54	0,49
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00
total	99,9	99,8	99,9						

Si	3,02	3,02	3,02	2,96	2,93	2,96	2,90	2,96	2,93
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,04	0,10	0,04	0,07
Al <sup>IV</sup>	1,87	1,84	1,88	1,79	1,78	1,81	1,76	1,82	1,88
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,12	0,08	0,20	0,18	0,17	0,19	0,15	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,54	0,56	0,55	0,33	0,20	0,38	0,17	0,31	0,38
Mg	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,59	0,50	0,61	0,30	0,31	0,37	0,34	0,47	0,52
Ca	1,86	1,93	1,82	2,38	2,48	2,24	2,50	2,22	2,10
Ti	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,0	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

Gross.	58,00	58,30	56,67	69,33	73,67	66,17	73,83	66,50	65,50
Andra.	4,00	6,00	4,00	10,00	9,00	8,50	9,50	7,50	4,50
Spess.	19,67	16,67	20,33	10,00	10,33	12,33	11,33	15,67	17,33
Alman.	18,00	18,67	18,33	11,00	6,67	12,67	5,67	10,33	12,67
Pyrop.	0,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES GRENATS

N° ech	KSA 306	KSA 306
SiO <sub>2</sub>	37,65	37,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,58	21,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	1,19
FeO	5,24	9,94
MgO	0,00	0,00
MnO	8,12	6,13
CaO	25,19	23,02
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--
F	0,61	0,33
Cl	0,01	0,00
total		

Si	2,95	2,95
Al <sup>VI</sup>	0,05	0,05
Al <sup>IV</sup>	1,85	1,92
Fe <sup>3+</sup>	0,11	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,34	0,65
Mg	0,00	0,00
Mn	0,54	0,41
Ca	2,12	1,94
Ti	0,03	0,01
total	8,00	8,00
O	12,00	12,00

Gross.	65,17	61,17
Andra.	5,50	3,50
Spess.	18,00	13,67
Alman.	11,33	21,67
Pyrop.	0,00	0,00



TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	SZex1.a	SZex1.d	SZex1.d						
	2Br	3Br	4Br	5Br	14V	16V	17V	1R	2R
SiO <sub>2</sub>	52,3	52,1	53,0	51,9	52,3	51,7	51,7	51,8	52,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4	0,2	0,2	1,1	0,3	1,2	0,2	0,7	0,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	11,7	9,3	8,9	8,9	9,5	10,5	10,5	8,2	7,8
MgO	10,9	12,2	13,0	12,3	12,2	11,3	11,3	12,3	12,9
MnO	0,3	0,5	0,4	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,1
CaO	24,2	24,6	25,1	24,3	25,0	24,1	24,7	24,1	24,7
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	99,9	99,4	101,5	100,3	100,2	99,6	99,3	97,8	99,1

Si	1,98	1,98	1,96	1,94	1,97	1,97	1,97	1,98	1,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,37	0,29	0,27	0,28	0,30	0,33	0,34	0,26	0,25
Mg	0,61	0,68	0,72	0,68	0,68	0,64	0,64	0,70	0,73
Mn	0,0	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,99	1,00	0,99	0,98	1,01	0,98	1,01	0,99	0,99
Na	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
total	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	61,00	68,00	72,00	68,00	68,00	64,00	64,00	70,00	73,00
Héden.	37,00	29,00	27,00	28,00	30,00	33,00	34,00	26,00	25,00
Johan.	0,00	2,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	SZex1.d	SZex1.d	SZex1.d	SZex1.d	SZex1.d	SZex4.2	SZex4.2	SZex4.2	SZex4.5
	3R	4R	5R	6R	7R	8R	10R	11R	17R
SiO <sub>2</sub>	51,3	51,7	51,9	52,3	51,9	52,2	52,1	51,2	51,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4	0,9	0,6	0,7	0,2	0,4	0,4	0,9	0,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	10,2	9,3	11,3	9,9	9,6	12,1	11,7	12,7	12,6
MgO	11,6	11,7	10,9	11,8	11,5	10,4	10,6	9,4	9,9
MnO	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,3	0,5	0,6	0,2
CaO	24,9	24,9	25,0	24,9	24,5	24,2	24,3	24,4	24,5
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	99,5	99,4	100,4	100,1	98,0	99,9	100,1	100,0	99,9

Si	1,95	1,96	1,96	1,97	1,99	1,99	1,98	1,96	1,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,05	0,04	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,32	0,29	0,36	0,31	0,31	0,39	0,37	0,41	0,40
Mg	0,62	0,66	0,62	0,66	0,66	0,59	0,60	0,54	0,56
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Ca	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	0,99	0,99	1,01	1,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
total	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,98
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	62,00	66,00	62,00	66,00	66,00	59,00	60,00	54,00	56,00
Héden.	32,00	29,00	36,00	31,00	31,00	39,00	37,00	41,00	40,00
Johan.	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	2,00	2,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	SZ428.2								
SiO <sub>2</sub>	49,3	49,0	49,8	48,8	49,2	48,9	50,7	50,5	50,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,1	0,3	0,3	0,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	22,5	22,6	24,6	27,0	23,5	25,0	16,1	18,3	17,5
MgO	2,0	1,7	1,9	0,7	1,6	1,3	6,7	5,2	5,1
MnO	3,0	2,3	1,5	1,1	1,9	1,5	2,4	2,5	3,1
CaO	23,2	23,0	22,7	22,8	23,2	22,9	23,7	23,6	23,4
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	100,1	98,9	100,6	100,7	99,8	100,0	99,9	100,4	99,8

Si	2,00	2,01	2,02	1,99	2,01	1,99	1,99	1,99	2,01
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,76	0,78	0,83	0,92	0,80	0,85	0,53	0,60	0,58
Mg	0,12	0,10	0,11	0,04	0,10	0,10	0,40	0,31	0,30
Mn	0,10	0,08	0,05	0,04	0,07	0,05	0,08	0,08	0,10
Ca	1,01	1,02	0,98	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	0,99
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	3,99	3,99	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	3,98
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	12,00	10,00	11,00	4,00	10,00	10,00	40,00	31,00	30,00
Héden.	76,00	78,00	83,00	92,00	80,00	85,00	53,00	60,00	58,00
Johan.	10,00	8,00	5,00	4,00	7,00	5,00	8,00	8,00	10,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	SZ428.2	SZ428.2	428.10a	428.10a	428.10a	428.10a	428.10a	428.10a	446.1a
									8R
SiO <sub>2</sub>	51,4	50,0	50,7	50,5	50,2	50,2	50,1	50,1	53,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	0,1	0,3	0,1	0,4	0,3	0,2	0,2	0,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	13,1	22,0	15,7	19,9	21,5	20,2	20,4	20,4	5,9
MgO	9,7	3,7	6,9	4,3	4,3	4,4	4,3	4,3	14,7
MnO	0,3	1,3	2,1	1,8	1,1	2,3	1,6	1,6	0,6
CaO	24,5	23,7	23,5	23,6	23,0	23,1	23,3	23,3	25,7
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	99,8	100,9	99,7	100,4	100,4	100,4	99,9	101,0	

Si	1,97	1,99	1,99	2,01	2,00	2,00	2,00	1,97
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,42	0,73	0,51	0,66	0,71	0,67	0,68	0,18
Mg	0,55	0,22	0,41	0,26	0,26	0,26	0,26	0,81
Mn	0,01	0,04	0,07	0,06	0,03	0,08	0,06	0,02
Ca	1,01	1,01	0,99	1,01	0,98	0,98	0,99	1,01
Na	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	55,00	22,00	41,00	26,00	26,00	26,00	26,00	81,00
Héden.	42,00	73,00	51,00	66,00	71,00	67,00	68,00	18,00
Johan.	1,00	4,00	7,00	6,00	3,00	8,00	6,00	2,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	446.1a	446.1a	446.1a	446.1a	446.4	446.4	446.4	446.4	486.1a
	9R	10R	17N	18N	5R	6R	7R	8R	
SiO <sub>2</sub>	53,8	52,5	52,4	51,6	52,2	52,7	52,2	52,0	52,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,7	0,5	1,3	0,3	0,1	0,6	0,4	0,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	5,0	7,2	10,5	11,6	10,2	10,0	9,4	11,2	10,9
MgO	14,8	13,0	11,6	10,4	11,6	11,8	11,9	10,6	10,9
MnO	0,8	0,6	0,3	0,5	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2
CaO	25,6	25,2	24,9	24,8	24,9	24,9	25,0	24,6	24,9
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	100,5	99,7	100,5	101,1	99,8	100,0	99,7	99,4	99,6

Si	2,07	2,00	2,01	1,94	1,97	2,07	1,97	2,02	1,99
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,15	0,23	0,33	0,36	0,32	0,32	0,30	0,36	0,35
Mg	0,84	0,74	0,66	0,59	0,65	0,69	0,67	0,62	0,34
Mn	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,05	1,03	1,02	1,00	1,01	1,05	1,01	1,03	1,02
Na	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	4,14	4,07	4,06	4,00	4,00	4,13	4,00	4,07	4,00
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	84,00	74,00	66,00	59,00	65,00	69,00	67,00	62,00	34,00
Héden.	15,00	23,00	33,00	36,00	32,00	32,00	30,00	36,00	62,00
Johan.	3,00	2,00	1,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	487.3a	487.3a	487.3a	487.3a	487.3a	487.3a	486.1d	486.1d	486.1d
SiO <sub>2</sub>	49,0	48,8	48,4	48,6	49,0	48,4	51,7	50,4	51,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	23,2	23,2	25,5	27,4	26,0	25,6	15,6	20,3	14,0
MgO	1,1	1,4	0,6	0,3	0,9	0,8	8,0	4,5	9,0
MnO	3,4	3,0	1,6	1,1	1,1	1,6	1,2	0,9	0,4
CaO	22,7	22,5	22,8	22,9	23,2	22,8	24,3	23,7	24,3
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	99,9	99,1	99,2	100,9	100,4	99,3	100,6	100,0	100,8

Si	2,00	2,01	2,00	1,98	2,00	1,99	1,99	2,00	1,97
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al <sup>IV</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,79	0,80	0,88	0,93	0,89	0,88	0,50	0,68	0,45
Mg	0,07	0,09	0,04	0,02	0,06	0,05	0,46	0,27	0,52
Mn	0,12	0,10	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,01
Ca	1,00	0,99	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	4,00	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	7,00	9,00	4,00	2,00	6,00	5,00	46,00	27,00	52,00
Héden.	79,00	80,00	88,00	93,00	89,00	88,00	50,00	68,00	45,00
Johan.	12,00	10,00	6,00	4,00	4,00	5,00	4,00	3,00	1,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES**

N° ech	486.1d	486.1d	446.1.g						
			18	48	58	9V	10V	13R	14R
SiO <sub>2</sub>	51,2	51,1	51,6	52,4	52,0	52,8	52,6	52,2	52,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3	0,1	0,8	0,4	0,2	0,6	0,2	0,6	0,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	16,3	17,9	11,1	11,7	13,8	10,8	11,3	12,5	12,2
MgO	7,2	6,2	10,6	10,1	9,6	11,1	10,8	10,1	9,9
MnO	0,7	0,9	0,1	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
CaO	24,3	24,0	24,3	24,5	24,6	24,3	24,6	24,2	24,3
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,1	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	--	--	--	--	--	--	--
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	100,0	100,8							

Si	2,00	1,99	1,98	2,00	1,98	2,00	2,00	1,99	2,01
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,53	0,58	0,35	0,37	0,44	0,34	0,36	0,40	0,39
Mg	0,41	0,37	0,61	0,58	0,55	0,63	0,61	0,57	0,57
Mn	0,02	0,03	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,02	1,00	1,00	1,00	1,01	0,99	1,01	0,99	0,99
Na	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	41,00	37,00	61,00	58,00	55,00	63,00	61,00	57,00	57,00
Héden.	53,00	58,00	35,00	37,00	44,00	34,00	36,00	40,00	39,00
Johan.	2,00	3,00	6,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES**

N° ech	486.1.d	428.13b	486.12b						
		31N	32N	35R	39R	40R	45V	48Vi	
SiO <sub>2</sub>	50,1	52,8	53,5	54,1	52,4	52,6	52,6	53,5	48,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	0,6	0,6	0,4	0,6	0,4	0,2	0,6	0,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	20,1	8,6	7,5	5,4	12,3	10,7	11,8	9,13	26,6
MgO	4,6	12,4	13,3	14,6	10,1	10,9	10,1	12,4	0,2
MnO	0,9	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,1	0,0	1,5
CaO	23,2	24,3	24,8	24,6	24,3	24,5	24,5	24,9	22,2
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total									

Si	2,01	1,99	2,00	2,01	1,99	2,00	2,02	1,99	2,00
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,67	0,27	0,23	0,17	0,39	0,34	0,38	0,23	0,92
Mg	0,28	0,70	0,74	0,81	0,57	0,62	0,58	0,69	0,01
Mn	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95
Ca	1,00	0,98	0,99	0,98	0,99	1,00	1,01	0,99	0,99
Na	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	28,00	70,00	74,00	81,00	57,00	62,00	58,00	69,00	1,00
Héden.	67,00	27,00	23,00	17,00	39,00	34,00	38,00	28,00	92,00
Johan.	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES**

N° ech	475.1.c	458.5.b	486.1.a	ex.10.a	R1.1c	R1.1c	R1.1c	R1.2c	R1.2c
SiO <sub>2</sub>	49,0	50,9	51,6	49,0	47,96	48,09	47,98	48,80	48,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	0,2	0,2	0,2	0,36	0,25	0,36	0,15	0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	24,7	25,1	14,4	25,6	26,13	26,41	26,71	25,78	24,57
MgO	0,7	1,5	8,5	0,5	0,22	0,43	0,22	1,26	1,19
MnO	3,1	1,4	0,3	1,4	1,65	1,01	1,38	1,37	1,52
CaO	22,1	22,5	23,8	22,2	22,61	22,78	22,88	21,84	22,14
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,3	0,3	0,0	0,11	0,00	0,07	0,07	0,11
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,1	0,0	0,0	0,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total									

Si	2,01	2,03	2,01	2,03	1,99	2,00	1,98	2,01	1,99
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,85	0,84	0,47	0,89	0,91	0,92	0,92	0,89	0,85
Mg	0,04	0,09	0,49	0,03	0,01	0,03	0,01	0,08	0,07
Mn	0,11	0,05	0,00	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05
Ca	0,97	0,96	0,99	0,99	1,00	1,01	1,01	0,96	1,01
Na	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	4,00	4,00	3,99	4,00					
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Diops.	4,00	9,00	49,00	3,00	1,00	3,00	1,00	8,00	7,00
Héden.	85,00	84,00	47,00	89,00	93,00	93,00	94,00	87,00	88,00
Johan.	11,00	5,00	0,00	5,00	6,00	4,00	5,00	5,00	5,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES**

N° ech	R1.2c	R1.2c	R1.2c	R1.2c	R1.2c	KSA 306	KSA 306	R15.7a	640.1b
								174N	
SiO <sub>2</sub>	48,50	49,35	48,50	48,22	48,90	48,97	49,08	52,82	48,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,00	0,38	0,49	0,23	0,08	0,19	0,83	0,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	25,45	22,01	24,73	23,79	23,77	22,32	21,42	8,57	25,85
MgO	1,14	3,15	1,41	1,94	1,64	2,45	2,95	12,01	0,22
MnO	1,14	1,29	0,99	1,07	1,16	1,68	1,45	0,34	1,52
CaO	22,71	23,11	22,97	22,62	22,93	22,78	23,03	24,84	22,44
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,05	0,04	0,05	0,04	0,08	0,00	0,05
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,08	0,00
Cr	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total									

Si	1,99	2,00	1,99	1,99	2,01	2,01	2,01	2,00	2,01
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,87	0,75	0,85	0,82	0,82	0,77	0,73	0,27	0,90
Mg	0,07	0,19	0,09	0,12	0,10	0,15	0,18	0,68	0,01
Mn	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,05	0,01	0,05
Ca	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total									
O	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00		

Diops.	7,00	19,00	9,00	12,00	10,00	15,00	19,00	71,00	1,00
Héden.	89,00	77,00	88,00	84,00	85,00	79,00	76,00	28,00	94,00
Johan.	4,00	4,00	3,00	4,00	4,00	6,00	5,00	1,00	5,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES PYROXENES

N° ech	640.1b	640.1b	640.1b	640.1b	Coll	Coll			
SiO <sub>2</sub>	47,77	48,03	48,24	54,06	53,08	47,73			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,17	0,19	0,62	0,42	1,38			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
FeO	25,88	24,58	25,91	2,69	10,41	25,09			
MgO	0,13	0,38	0,28	16,76	10,96	0,28			
MnO	2,05	2,67	2,50	0,06	0,09	1,72			
CaO	22,54	22,13	20,89	24,54	24,16	22,71			
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,11	0,07	0,19	0,11	0,07			
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,00	0,02	0,17	0,03	0,08			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--			
F	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00			
Cl	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
total									

Si	1,99	2,01	2,03	1,99	2,03	1,97			
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03			
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04			
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe <sup>2+</sup>	0,90	0,86	0,91	0,08	0,33	0,87			
Mg	0,00	0,02	0,02	0,92	0,62	0,02			
Mn	0,07	0,09	0,09	0,00	0,00	0,06			
Ca	1,01	0,99	0,94	0,97	0,99	1,01			
Na	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02			
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
total									
O									

Diops.	0,00	2,00	2,00	92,00	65,00	2,00			
Héden.	93,00	89,00	89,00	8,00	35,00	92,00			
Johan.	7,00	9,00	9,00	0,00	0,00	6,00			



TABLEAUX DE COMPOSITION DES AMPHIBOLES

TABLEAUX DE COMPOSITION DES AMPHIBOLES

N° ech	SZex1.a	SZex4.2							
SiO <sub>2</sub>	53,9	53,1	54,1	54,5	55,8	54,3	54,1	53,5	52,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,3	2,8	1,9	1,3	4,9	1,3	1,7	1,3	1,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	12,0	12,9	12,6	12,6	9,4	9,9	12,2	15,8	16,7
MgO	15,1	15,1	15,4	15,7	12,9	16,9	15,7	13,1	11,8
MnO	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,7	0,5
CaO	13,9	13,3	12,9	13,0	11,1	13,3	13,0	12,9	13,1
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,4	0,3	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,1	0,1	2,3	0,0	0,1	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total	97,9	98,0	97,6	97,9	97,0	96,4	97,4	97,4	96,5

Si	7,76	7,66	7,81	7,85	7,96	7,86	7,80	7,86	7,82
Al <sup>IV</sup>	0,24	0,34	0,19	0,15	0,04	0,14	0,20	0,14	0,18
Al <sup>VI</sup>	0,14	0,14	0,13	0,07	0,79	0,09	0,09	0,09	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,44	1,55	1,52	1,52	1,12	1,20	1,47	1,94	2,09
Mg	3,23	3,24	3,31	3,37	2,75	3,64	3,38	2,87	2,62
Mn	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,08	0,07
Ca	2,14	2,06	1,99	2,01	1,69	2,06	2,01	2,03	2,11
Na	0,08	0,11	0,08	0,04	0,07	0,04	0,08	0,04	0,04
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	15,09	15,16	15,08	15,07	14,87	15,05	15,10	15,04	15,05
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES AMPHIBOLES

N° ech	640.2b	640.2b	640.2b	486.12b	486.12b	475.1c	475.1a	475.1a	475.1a
SiO <sub>2</sub>	52,8	54,1	52,8	51,32	46,19	46,34	51,00	53,08	52,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	1,9	3,4	1,40	8,01	5,50	4,52	2,99	3,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	10,0	9,6	10,0	26,66	29,11	27,00	16,85	15,75	15,98
MgO	15,7	16,9	15,9	6,29	1,31	4,37	11,46	12,60	12,35
MnO	1,3	1,2	1,4	0,68	0,94	0,94	0,58	0,52	0,50
CaO	12,7	12,7	12,3	11,87	10,79	11,75	12,24	12,30	12,42
Na <sub>2</sub> O	0,4	0,3	0,3	0,22	0,81	0,74	0,51	0,32	0,50
K <sub>2</sub> O	0,2	0,1	0,2	0,08	0,88	0,24	0,10	0,08	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,003	0,08	0,02	0,03	0,00	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	--	--	--	--	--	--
F	0,6	0,6	0,5	0,10	0,00	0,06	0,28	0,28	0,29
Cl	0,0	0,0	0,0	0,00	0,19	0,07	0,01	0,01	0,00
total	97,8	97,4	97,1	98,67	98,31	97,05	97,60	97,95	97,68

Si	7,64	7,79	7,66	7,85	7,24	7,31	7,55	7,76	7,67
Al <sup>IV</sup>	0,36	0,21	0,34	0,15	0,76	0,64	0,45	0,34	0,33
Al <sup>VI</sup>	0,25	0,11	0,24	0,10	0,72	0,33	0,34	0,17	0,25
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,21	1,16	1,22	3,41	3,82	3,56	2,09	1,92	1,97
Mg	3,39	3,62	3,44	1,43	0,31	1,03	2,53	2,75	2,71
Mn	0,16	0,14	0,17	0,09	0,13	0,13	0,07	0,06	0,06
Ca	1,97	1,96	1,91	1,94	1,81	1,99	1,94	1,93	1,96
Na	0,11	0,08	0,08	0,06	0,25	0,23	0,15	0,09	0,14
K	0,04	0,02	0,04	0,02	0,18	0,05	0,02	0,02	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
total	15,14	15,10	15,11	15,06	15,22	15,31	15,14	15,04	15,11
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES AMPHIBOLES

N° ech	SZex4.2	SZex4.2	SZex4.5	SZex4.5	446.1c	446.1c	486.1a	486.1a	486.1a
SiO <sub>2</sub>	52,4	53,5	51,8	52,2	53,7	52,6	40,4	42,1	37,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,6	1,9	4,3	3,4	1,3	3,4	15,3	13,0	19,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	17,2	15,4	17,5	17,0	15,7	13,5	13,5	11,8	14,1
MgO	11,8	12,8	10,8	11,6	13,4	13,9	11,0	12,9	9,4
MnO	0,4	0,3	0,1	0,0	0,8	1,0	0,3	0,3	0,3
CaO	12,6	12,9	12,5	12,6	12,9	12,5	13,0	13,3	12,6
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	0,4	1,6	2,2	2,4
K <sub>2</sub> O	0,1	0,0	0,7	0,2	0,0	0,2	2,0	0,8	1,4
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,8	0,5	1,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	-	-	-	-	0,0	0,2	0,8	0,7	0,8
Cl	-	-	-	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	97,5	97,2	98,3	97,6	98,1	97,9	98,6	97,8	98,9

Si	7,73	7,87	7,62	7,69	7,85	7,65	6,04	6,28	5,63
Al <sup>IV</sup>	0,27	0,13	0,38	0,31	0,15	0,35	1,96	1,72	2,37
Al <sup>VI</sup>	0,19	0,20	0,27	0,28	0,08	0,23	0,73	0,57	1,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	2,13	1,90	2,15	2,09	1,92	1,64	1,69	1,48	1,78
Mg	2,59	2,80	2,36	2,55	2,92	3,01	2,47	2,87	2,11
Mn	0,05	0,03	0,02	0,00	0,10	0,13	0,03	0,03	0,03
Ca	1,99	2,03	1,96	1,99	2,01	1,94	2,08	2,12	2,03
Na	0,08	0,04	0,12	0,08	0,04	0,11	0,47	0,62	0,71
K	0,02	0,00	0,14	0,05	0,00	0,04	0,39	0,16	0,28
Ti	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,09	0,06	0,11
total	15,07	14,99	15,13	15,05	15,06	15,12	15,95	15,91	16,06
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES AMPHIBOLES

N° ech	458.2a	458.2a	458.2a	458.2a	458.2a	KSA 309	KSA 309	KSA 309	KSA 309
SiO <sub>2</sub>	53,59	55,43	55,60	58,02	54,57	47,02	48,88	45,12	45,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	1,68	1,72	2,27	2,17	5,01	2,14	1,10	3,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,79	8,81	6,52	9,49	10,59	27,50	29,58	23,29	29,01
MgO	16,21	18,05	19,19	15,08	16,56	3,78	3,66	4,24	4,01
MnO	1,02	0,50	0,13	0,21	0,27	0,99	1,37	0,93	1,45
CaO	12,55	12,79	13,04	11,60	12,70	11,63	11,53	10,62	9,37
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,18	0,27	0,39	0,28	0,51	0,27	0,15	0,16
K <sub>2</sub> O	0,23	0,02	0,05	0,06	0,06	0,17	0,17	0,07	0,84
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,07	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,45	0,51	0,60	0,22	0,62	0,15	0,22	0,00	0,10
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,06	0,24	0,07
total	97,55	98,03	97,20	97,37	97,84				

Si	7,70	7,85	7,86	8,16	7,81	7,43	7,72	7,96	7,57
Al <sup>IV</sup>	0,30	0,15	0,14	0,00	0,19	0,57	0,28	0,14	0,43
Al <sup>VI</sup>	0,23	0,13	0,15	0,38	0,18	0,36	0,12	0,09	0,18
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,18	1,04	0,77	1,12	1,27	3,64	3,90	3,44	4,00
Mg	3,47	3,81	4,04	3,16	3,53	0,89	0,86	1,12	0,98
Mn	0,12	0,06	0,02	0,02	0,03	0,13	0,18	0,14	0,20
Ca	1,93	1,94	1,97	1,75	1,95	1,97	1,95	2,01	1,66
Na	0,11	0,05	0,07	0,11	0,08	0,16	0,08	0,05	0,05
K	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,18
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	15,09	15,04	15,04	14,71	15,05	15,19	15,14	14,96	15,24
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES AMPHIBOLES**

N° ech	KSA 309	DSA 514	R15 7a						
SiO <sub>2</sub>	48,05	52,05	55,39	55,26	55,54	55,53	55,47		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,84	1,40	1,62	0,85	1,08	1,87	0,57		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
FeO	27,47	17,51	7,53	8,72	8,08	9,52	8,56		
MgO	4,22	10,85	17,34	16,84	17,07	15,98	17,20		
MnO	1,12	1,34	0,27	0,35	0,40	0,31	0,40		
CaO	11,71	12,16	13,26	13,25	13,22	12,97	13,22		
Na <sub>2</sub> O	0,53	0,22	0,15	0,16	0,13	0,15	0,11		
K <sub>2</sub> O	0,31	0,07	0,27	0,07	0,08	0,19	0,07		
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,08	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--		
F	0,17	0,25	0,42	0,79	0,51	0,09	0,59		
Cl	0,09	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00		
total									

N°ech	KSA 309	DSA0514	R15.7a	R15.7a	R15.7a	R15.7a	R15.7a		
Si	7,54	7,88	7,93	7,98	7,99	7,91	8,00		
Al <sup>IV</sup>	0,46	0,12	0,07	0,02	0,01	0,09	0,00		
Al <sup>VI</sup>	0,25	0,13	0,20	0,12	0,17	0,23	0,10		
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe <sup>2+</sup>	3,60	2,22	0,90	1,05	0,97	1,15	1,03		
Mg	0,99	2,45	3,70	3,63	3,66	3,45	3,70		
Mn	0,15	0,17	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05		
Ca	1,97	1,97	2,04	2,05	2,04	2,02	2,04		
Na	0,16	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03		
K	0,06	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04	0,01		
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
total	15,20	15,02	14,97	14,97	14,95	14,97	14,97		
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00		
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00		

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES IDOCRASES**

TABLEAUX DE COMPOSITION DES IDOCRASES

N° ech	446.1a	446.1a	446.1a	446.4	446.4	446.4	446.4	487.5b
N° p <sup>t</sup>	11 N	12 N	13 N	2 R	3 R	4 R	10 V	35 R
SiO <sub>2</sub>	35,9	36,4	36,6	36,8	36,6	36,8	36,6	36,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,7	17,4	17,2	18,3	16,8	17,6	17,2	15,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	4,2	4,0	3,9	2,8	3,2	3,3	3,2	3,7
MgO	1,7	1,8	1,8	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8
MnO	0,1	0,3	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
CaO	35,8	36,0	35,8	36,7	36,0	36,0	36,1	35,5
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	3,0	0,8	0,8	0,0	1,5	1,2	1,3	3,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	1,3	1,5	1,5	1,4	1,6	1,8	1,9	1,2
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
total	98,1	98,4	98,0	98,0	97,7	98,5	98,2	97,7

Si	17,71	17,74	17,91	17,90	18,03	17,95	17,94	18,05
Al <sup>VI</sup>	0,29	0,26	0,09	0,10	0,00	0,05	0,06	0,00
Al <sup>IV</sup>	8,82	9,73	9,83	10,51	9,21	9,67	9,45	9,12
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,75	1,63	1,58	1,15	1,33	1,36	1,32	1,54
Mg	1,22	1,32	1,33	1,20	1,34	1,32	1,33	1,34
Mn	0,05	0,11	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05
Ca	18,92	18,79	18,79	19,11	18,99	18,79	18,97	18,79
Na	0,12	0,12	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,11	0,30	0,31	0,00	0,56	0,43	0,49	1,11
total	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00
O	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00
OH	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES IDOCRASES

N° ech	487.5b	446.1g	428.13b							
N° p <sup>t</sup>	36 R	2 B	3 B	6 V	7 V	8 V	13 R	14 R	14 R	29 N
SiO <sub>2</sub>	36,6	36,8	36,1	36,8	37,0	36,8	37,0	37,0	37,0	37,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,1	16,4	16,1	17,0	16,8	16,8	17,0	16,8	16,8	17,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	3,9	4,4	4,1	3,7	3,9	3,7	4,4	4,1	4,1	4,6
MgO	1,8	1,2	1,5	1,5	1,5	1,3	1,3	1,8	1,8	1,0
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1
CaO	35,3	35,4	35,3	35,5	35,7	35,0	35,1	35,4	35,4	35,4
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	2,8	2,5	2,3	1,5	1,7	1,7	1,2	1,0	1,0	0,8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	0,9	1,6	1,5	1,7	1,7	1,9	1,7	2,1	2,1	2,1
Cl	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
total	97,4	98,5	97,1	97,9	98,6	97,5	97,9	98,3	98,3	98,7

Si	18,00	18,11	17,98	18,10	18,12	18,25	18,24	18,14	18,15
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	9,31	9,53	9,39	9,86	9,71	9,83	9,88	9,11	9,99
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,59	1,80	1,71	1,53	1,58	1,55	1,80	1,69	1,90
Mg	1,33	0,85	1,10	1,09	1,09	0,98	0,97	1,33	0,72
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05
Ca	18,59	18,66	18,79	18,73	18,72	18,59	18,55	18,59	18,60
Na	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,05	0,93	0,88	0,55	0,61	0,62	0,43	0,37	0,31
total	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00
O	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00
OH	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00



TABLEAUX DE COMPOSITION DES IDOCRASES

N° ech	428.13b								
N° p <sup>t</sup>	30 N	33 N	37 R	38 R	44 V	46 Vi	50 VI	51 Vi	53 Vi
SiO <sub>2</sub>	36,8	36,4	36,6	36,8	37,0	37,2	36,4	36,4	36,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,0	17,4	16,8	17,4	17,2	18,5	16,8	16,4	16,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	4,2	4,1	4,4	4,1	4,1	3,3	4,2	4,4	5,7
MgO	1,3	1,3	1,3	1,5	1,3	1,3	1,2	1,2	0,8
MnO	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	35,4	35,7	35,4	35,5	35,8	36,2	35,3	35,4	34,7
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,7	1,0	1,0	0,8	0,0	1,5	1,7	1,7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	2,1	2,1	1,6	1,7	1,9	2,3	1,5	1,4	1,4
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	98,2	98,1	97,4	98,1	98,3	99,0	97,1	97,0	97,4

TABLEAUX DE COMPOSITION DES IDOCRASES

N° ech	458.5b	486.1a	486.1a	486.1a	486.1a	R15.3d	R15.3d	R15.3d	R15.3d
N° p <sup>t</sup>	56 N	92 M	93 M	98 M	100 M	49 N	50 N	51 N	52 N
SiO <sub>2</sub>	36,6	36,4	36,6	36,4	36,8	36,43	36,24	36,84	36,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,6	15,9	16,6	15,3	16,6	17,67	17,61	16,89	17,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	4,0	5,1	4,0	3,6	3,1	3,16	2,71	2,87	3,99
MgO	1,5	1,0	1,5	2,0	2,0	2,27	2,42	2,00	2,19
MnO	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,08	0,05	0,01	0,04
CaO	35,5	34,3	35,3	34,8	35,3	35,48	35,43	35,29	36,01
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,04	0,04	0,00	0,07
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	1,8	2,0	1,5	2,7	1,8	1,57	2,07	2,94	1,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	1,8	1,9	2,0	1,4	1,3	1,11	1,28	1,05	1,43
Cl	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,01	0,02	0,01	0,02
total	98,6	97,3	97,4	96,2	97,2				

Si	17,99	18,33	18,15	18,22	18,16	17,75	17,68	18,03	17,58
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,32	0,00	0,42
Al <sup>IV</sup>	9,63	9,43	9,73	9,03	9,67	9,89	9,90	9,74	9,73
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,64	2,17	1,66	1,51	1,28	1,29	1,11	1,17	1,61
Mg	1,09	0,74	1,10	1,49	1,46	1,65	1,76	1,46	1,57
Mn	0,11	0,06	0,05	0,06	0,11	0,03	0,02	0,00	0,02
Ca	18,73	18,51	18,75	18,70	18,64	18,52	18,52	18,50	18,61
Na	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,06
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,68	0,76	0,56	1,01	0,63	0,57	0,76	1,08	0,39
total	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00
O	68,00	68,00	68,00	68,0	68,00	68,00	68,00	68,00	68,0
OH	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00

Si	18,21	17,94	18,10	18,03	18,20	18,13	18,07	18,08	18,22
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	9,91	10,04	9,81	10,04	9,96	10,63	9,85	9,63	9,54
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,76	1,70	1,81	1,69	1,69	1,36	1,77	1,82	2,36
Mg	0,97	0,97	0,97	1,09	0,97	0,96	0,86	0,86	0,62
Mn	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	18,77	18,86	18,76	18,66	18,87	18,92	18,77	18,86	18,52
Na	0,00	0,12	0,12	0,12	0,00	0,00	0,13	0,13	0,13
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,37	0,25	0,37	0,37	0,31	0,00	0,56	0,62	0,63
total	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00
O	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00	68,00
OH	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES

TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES

N° ech	446.1c		486.1a	487.5b		640.2b		486.1d	
	37R	38R	1R	2R	26R	27R			
SiO <sub>2</sub>	39,1	38,3	39,2	38,2	38,3	39,2	39,5	39,0	39,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,2	25,5	31,2	25,7	25,6	29,1	30,5	27,5	28,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,5	10,5	3,4	10,6	9,9	5,8	3,8	7,8	7,2
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MnO	0,4	0,3	0,0	0,5	0,3	0,4	0,8	0,8	0,3
CaO	23,7	24,1	24,8	23,1	23,3	24,1	23,9	23,1	23,4
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
total	98,3	97,8	98,5	97,2	96,7	98,1	98,3	97,6	98,0

Si	3,04	3,00	2,98	3,00	3,04	3,01	3,02	3,03	3,03
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	2,41	2,35	2,78	2,37	2,38	2,64	2,75	2,53	2,53
Fe <sup>3+</sup>	0,55	0,62	0,19	0,63	0,5-	0,34	0,22	0,46	0,42
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,05	0,05	0,02
Ca	1,97	2,02	2,02	1,95	1,97	1,99	1,96	1,93	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES

N° ech	486.1d		486.1d		486.1d		428.14		458.2a
	28R	29N	30N	32N	26V	27V	3V	4V	79R
SiO <sub>2</sub>	38,9	39,2	39,0	39,6	38,17	38,68	38,81	38,42	39,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,6	28,5	26,5	31,2	24,37	27,13	26,70	25,03	29,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,2	6,1	8,5	2,5	11,43	7,99	8,41	10,58	4,30
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,05	0,07	0,00	0,05
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,14	0,57	0,23	0,21	0,00
CaO	23,6	24,1	24,1	24,5	23,45	22,60	23,56	22,79	24,02
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,02	0,10	0,08	0,02	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,0	0,1	0,2	0,1	0,00	0,00	0,16	0,03	0,02
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,23	0,01
total	97,9	97,8	97,9	97,9	96,56	96,44	97,34	96,37	97,35

Si	3,03	3,03	3,04	3,03	3,03	3,05	3,04	3,06	3,06
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	2,53	2,60	2,44	2,81	2,28	2,52	2,46	2,35	2,70
Fe <sup>3+</sup>	0,48	0,35	0,50	0,15	0,68	0,47	0,50	0,63	0,25
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00
Ca	1,96	2,00	2,01	2,01	1,99	1,91	1,98	1,94	1,99
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES

N° ech	SZex4.2			SZ428.2			446.1a		
	2R	3R	6B	7B	210	220	5R	6R	7R
SiO <sub>2</sub>	39,3	39,1	38,6	38,9	38,3	38,3	39,4	38,5	39,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,6	28,1	28,7	27,8	26,0	26,4	30,8	28,3	30,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,2	7,2	6,8	7,5	9,8	9,3	3,8	6,8	4,5
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MnO	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0
CaO	24,4	24,0	23,6	23,8	23,3	23,9	24,7	24,3	24,8
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	-	-	-	-	-	-	0,0	0,1	0,2
Cl	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0	0,0
total	98,4	98,3	97,4	97,8	97,1	97,7	98,4	97,4	98,6

Si	3,03	3,01	2,99	3,02	3,01	2,99	3,00	2,99	2,97
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
Al <sup>IV</sup>	2,59	2,55	2,63	2,53	2,42	2,43	2,76	2,58	2,69
Fe <sup>3+</sup>	0,36	0,42	0,40	0,44	0,58	0,55	0,22	0,40	0,26
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Ca	2,01	1,98	1,96	1,97	1,97	2,00	2,02	2,02	2,04
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES

N° ech	446.1a		446.1c		446.1c		446.1c		446.1c	
	15N	16N	1V	2V	3V	8N	9N	10N	13R	
SiO <sub>2</sub>	39,2	39,0	37,9	38,6	39,5	38,1	38,1	38,6	38,6	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,4	30,1	25,3	26,3	30,3	26,2	25,9	26,6	27,1	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5	4,2	11,3	9,5	4,7	9,8	10,3	9,1	8,9	
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
MnO	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	
CaO	23,8	23,9	23,8	23,9	24,3	23,9	23,6	23,7	23,8	
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
F	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
total	98,0	97,3	97,6	98,1	98,6	97,7	97,5	97,7	97,8	

Si	3,02	3,01	2,98	3,00	3,02	2,98	2,99	3,02	3,00
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	2,68	2,75	2,34	2,41	2,72	2,41	2,39	2,45	2,48
Fe <sup>3+</sup>	0,32	0,25	0,67	0,56	0,27	0,58	0,61	0,53	0,52
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Ca	1,96	1,98	2,00	2,00	1,98	2,01	1,99	1,98	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0	1,00	1,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES**

N° ech	SZex1.a								
	6Br	7Br	8Br	9Br	10Br	11Br	22V	25V	26V
SiO <sub>2</sub>	38,6	38,1	38,2	40,8	38,9	39,5	37,9	37,9	37,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,7	28,8	30,3	25,8	29,4	27,1	26,7	26,4	26,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,4	6,1	4,7	6,4	4,9	6,2	8,3	9,3	10,3
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
CaO	24,2	24,3	24,2	22,9	24,6	24,3	23,6	23,6	23,9
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total									

Si	2,98	2,97	2,96	3,14	3,00	3,06	2,99	2,99	2,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03
Al <sup>IV</sup>	2,68	2,61	2,72	2,36	2,68	2,46	2,49	2,45	2,38
Fe <sup>3+</sup>	0,31	0,36	0,27	0,37	0,29	0,36	0,50	0,55	0,61
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,01	2,03	2,01	1,90	2,03	2,02	2,00	2,00	2,01
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

**TABLEAUX DE COMPOSITION DES EPIDOTES**

N° ech	SZex1.a	SZex1.a	SZex1.a	SZex1.d	SZex1.d	SZex1.d	SZex1.d	SZex1.d	SZex4.2
	27B	28B	29R	8R	9R	10R	11R	13R	1R
SiO <sub>2</sub>	38,4	38,5	38,7	39,3	38,5	39,0	38,8	38,8	38,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,8	28,9	28,2	30,3	28,5	29,8	28,2	28,4	28,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,1	5,8	6,2	3,5	5,9	4,9	5,7	5,8	7,2
FeO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MnO	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
CaO	23,6	24,3	24,1	24,5	24,2	24,5	24,1	24,1	23,8
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total	96,5	97,3	97,1	97,6	96,8	97,8	96,4	96,9	97,5

Si	3,01	2,98	3,02	3,03	3,00	3,00	3,04	3,03	3,01
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	2,57	2,64	2,59	2,74	2,62	2,69	2,60	2,61	2,56
Fe <sup>3+</sup>	0,42	0,34	0,37	0,21	0,35	0,29	0,33	0,34	0,42
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Ca	1,99	2,02	2,01	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	1,98
total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00

## TENEURS EN TERRES RARES DES SCHEELITES

N° ech	409.1b	428.2	428.5b	428.10	458.6	458.8a	458.8b	475.2	458.11
La	30,0	7,0	1,2	13,8	90,0		15,7		
Ce	65,0	30,7	20,7	42,0	39,0	10,7	11,7	3,0	36,0
Sm	5,5	6,0	3,2	11,0	26,0	4,7	7,3	21,0	11,0
Eu	5,5	3,6	5,4	3,25	3,9	3,5	4,5	1,7	5,6
Tb	0,9	1,7	2,2	2,1	1,5	1,4	1,65	0,75	1,9
Yb	0,9	1,5	1,9	1,0	0,9	(1	(1	(1	(0,6

N° ech	640.1b	487.4d	486.8b	640.2b	486.10b	487.4b
La	11,0	18,8	25,0	23,5	12,7	17,8
Ce	34,1	38,9	29,0	41,0	32,0	37,0
Sm	6,2	5,14	15,2	4,61	5,2	5,7
Eu	4,95	8,53	5,61	8,72	5,3	5,0
Tb	0,85	2,99	2,27	0,56	2,3	2,3
Yb	0,2	1,78	1,41	2,16	2,4	1,5

TENEUR EN TERRES RARES

N° ech	409.1b
La	21,3
Ce	5,8
Sm	0,35
Eu	1,25
Tb	0,73
Yb	(1

O'UNE APATITE

## TENEURS EN TERRES RARES DES GRENATS

N° ech	1165.3a	458.18	487.6	640.3c	R1.4	640.1b	1165.3b	428.2	487.12
La	57,0	1,0	0,25	0,2	23,2	13,0	16,0	7,0	0,25
Ce	95,0	2,0	1,5	0,55	60,0	22,2	40,0	13,8	0,6
Sm	6,0	0,6	0,75	1,4	6,8	2,9	4,6	2,1	0,9
Eu	3,1	1,0	1,15	3,2	2,2	3,5	1,0	1,1	1,85
Tb	0,95	0,35	0,4	1,05	0,92	1,12	0,45	1,3	0,3
Yb	2,1	0,6	0,75	0,45	3,6	2,0	1,5	3,0	0,7

## TENEURS EN TERRES RARES DES GRENATS

N° ech	1165.11	486.19a	R15.6a	487.4b	1165.12
La	20,0	39,0	115,0	0,9	1,2
Ce	42,0	71,0	220,0	1,2	3,7
Sm	6,2	7,8	12,0	1,1	1,3
Eu	1,5	1,75	4,85	1,65	1,1
Tb	1,55	1,65	2,0	0,25	0,5
Yb	2,4	2,9	4,0	0,4	0,4

## TENEURS EN TERRES RARES DES IDOCRASES

N° ech	1165.3a	R15.6a
La	145,0	135,0
Ce	260,0	265,0
Sm	15,5	15,04
Eu	5,5	5,85
Tb	1,95	2,1
Yb	3,6	4,6

## TENEURS EN TERRES RARES DES PYROXENES

N° ech	640.3c	R1.2	1165.3a	R15.6a					
La	0,35	3,2	17,0	20,2					
Ce	1,05	7,5	29,0	43,05					
Sm	0,15	0,81	2,1	4,2					
Eu	0,25	0,40	0,95	4,1					
Tb	(0,25	(0,3	0,54	1,2					
Yb	(0,15	0,6	0,75	1,0					





A. ZAHM :

PETROLOGIE, MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES CORNEENNES CALCIQUES ET  
DES SKARNS MINERALISES DANS LE GISEMENT DE SALAU (ARIEGE, FRANCE)

MOTS-CLES :

skarn - transformation de roches carbonato-pélitiques -  
minéralogie - géochimie - gisement de scheelite de Salau  
(Pyrénées)

RESUME :

Le gisement de tungstène de Salau (Ariège, France), est reconnu comme étant du type skarn à scheelite. Les roches composant une grande partie de la gangue du minerai sont formées par l'altération des roches d'origine métasomatique. Ces roches sont de deux types :

- des skarns zonés et massifs, développés aux dépens de l'encaissant carbonaté,
- des skarnoïdes développés sur des alternances de pélites et de marbres, appelées barrégiennes.

Le premier type compose 10 % des roches d'origine métasomatique, le reste étant constitué par les barrégiennes. C'est surtout à ces dernières que nous nous intéressons dans cette thèse.

L'étude entreprise a abouti à la connaissance de l'évolution pétrographique et minéralogique de ces roches. La formation d'origine composée de bancs de calcite et de lits de pélites : biotite, chlorite, feldspath, quartz, subit plusieurs phénomènes successifs :

- une transposition de stratification marquée par la cristallisation de clinozoisite dans une schistosité, ainsi que dans les lits pélitiques, avec développement de salite dans la roche.
- un métamorphisme de contact développant le grenat et la vésuvianite.
- une métasomatose d'infiltration avec formation de pyroxène et de grenat.
- une altération siliceuse affectant essentiellement le pyroxène, accompagnée par la cristallisation de la scheelite.
- une altération hydrothermale développant les sulfures, et oblitérant la structure de la roche.

L'étude minéralogique est complétée par une étude géochimique. Enfin une discussion sur les conditions de formation des différentes roches est proposée.