



HAL
open science

Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de l'état de Goiás (Brésil) et des formations métasomatiques associées aux minéralisations en Sn et Be

Essaïd Bilal

► **To cite this version:**

Essaïd Bilal. Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de l'état de Goiás (Brésil) et des formations métasomatiques associées aux minéralisations en Sn et Be. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1991. Français. NNT: . tel-01027570

HAL Id: tel-01027570

<https://theses.hal.science/tel-01027570>

Submitted on 22 Jul 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 par

Essaïd BILAL

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE
L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE SAINT-ETIENNE

(Spécialité : Géologie et Recherche Minière)

**Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de
l'Etat de Goias (Brésil) et des formations métasomatiques
associées aux minéralisations en Sn et Be**

soutenue à SAINT-ETIENNE le 22 janvier 1991

COMPOSITION du JURY :

Monsieur	B. GUY.....	Président
Messieurs	M. FONTEILLES.....)	Rapporteurs
	A. GIRET.....)	Examineurs
	M. CUNEY.....	"
	G. GUITARD.....	"
	L. RAIMBAULT.....	"
	P. SOLER.....	"
	N. BOTELHO.....	Invité

*D'un stephanos l'adoptum
e un uni stephanos.
Per me vobis amicus
Said*

THESE

Présentée par

HOMMAGE DE L'AUTEUR

Essaïd BILAL

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE
L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE SAINT-ETIENNE

(Spécialité : Géologie et Recherche Minière)

**Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de
l'Etat de Goias (Brésil) et des formations métasomatiques
associées aux minéralisations en Sn et Be**

soutenue à SAINT-ETIENNE le 22 janvier 1991

COMPOSITION du JURY :

Monsieur	B. GUY.....	Président
Messieurs	M. FONTEILLES.....)	Rapporteurs
	A. GIRET.....)	Examineurs
	M. CUNNEY.....	"
	G. GUITARD.....	"
	L. RAIMBAULT.....	"
	P. SOLER.....	"
	N. BOTELHO.....	Invité

1997

A Liliane,
Issam et Nadia,
A mes parents.





La Seauve sur Semene 1990



REMERCIEMENTS



Je remercie bien vivement tous ceux qui m'ont aidé au cours de ce travail.

Les moyens matériels en ont été fournis par l'Ecole des Mines de Saint-Etienne et par le département de géosciences de l'Université de Brasilia, dans le cadre de l'accord de coopération entre le CNPQ et le CNRS sous la direction de MM. FONTEILLES et MARINI.

Cette étude a été menée dans le Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne sous la direction de M. PERRIN et par la suite de B. GUY, à qui je tiens à exprimer toute ma gratitude pour leur soutien.

Ce travail a été rendu possible grâce aux compagnies minières METAGO (massif de Sucuri) et BEST METAIS (gisement de Mata-Azul, massif de Serra Dourada) et aux géologues (GILMAR, CARLOS URA, GILBERTO ROSSI et SERGIO BARAO) de ces deux compagnies qui nous ont ouvert bien des portes, je tiens à les remercier.

Ma dette est considérable envers A. MARINI, F.N. BOTELHO et G. ANDRADE (de l'Université de Brasilia) dont j'ai largement utilisé les travaux, et qui m'ont fourni de précieux renseignements. Ils m'ont communiqué documents et échantillons qui m'ont aidé dans la comparaison des granites de l'état de GOIAS. J'espère ne pas apparaître comme leur plagiaire, mais avoir pu apporter une pierre à l'édifice qu'ils ont construit. Pour une bonne part, cette thèse est aussi la leur. Je leur en exprime toute ma gratitude. A cette reconnaissance de dette, je dois associer DANNI, DARDENNE et GASPARD.

M. FONTEILLES a été à l'origine de ce travail, qu'il a suivi, qu'il a contribué à guider. J'ai bénéficié de ses idées sur les granites et sur les phénomènes métasomatiques. Ses travaux, la clarté de son enseignement sont pour moi des modèles précieux. Je le remercie également d'avoir accepté de juger ce mémoire.

Je dois encore à M. FONTEILLES et M. PERRIN un bien que j'ai trouvé particulièrement précieux: celui d'avoir pu choisir et traiter mon sujet dans une liberté et une indépendance complètes. Je leur exprime toute ma reconnaissance.

B. GUY avec beaucoup de gentillesse a accepté de relire et de critiquer mon manuscrit et de juger ce travail. J'attache un prix particulier à ses observations et je l'en remercie bien vivement.

Ma dette est grande envers A. GIRET et remonte à fort loin. Il m'a communiqué à plusieurs reprises des documents qui m'ont aidé dans la comparaison des granites anorogéniques avec d'autres granites. A. GIRET a bien voulu accepter de critiquer mon manuscrit et de juger ce travail; je lui exprime toute ma gratitude.

G. GUITARD m'a reçu chaleureusement et m'a communiqué la seule lame mince d'helvite de Costabonne. Il a bien voulu accepter de juger ce travail, je tiens à lui en exprimer ma reconnaissance.

Je dois à L. RAIMBAULT l'exemple de la rigueur et de la précision dans l'analyse des faits. Ses critiques me permirent d'améliorer ma première note. Ses suggestions

m'ont été précieuses. Je le prie de bien vouloir trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

P. SOLER et M. CUNEY me font l'honneur de participer à mon jury, je les en remercie.

C. DERRE m'a apporté ses conseils dans l'utilisation du microscope à réflexion. Je n'oublie pas la belle leçon de géologie qu'elle m'a donnée au cours de nos campagnes de terrain en Anti-Atlas. Je tiens à lui en exprimer ma reconnaissance.

J. MOUTTE m'a apporté ses conseils dans l'utilisation de l'ICPEA et une aide quotidienne et précieuse par les échanges que nous avons eus. Je lui exprime ici ma reconnaissance.

Je remercie toute l'équipe du Laboratoire de Géologie de l'Université de Louvain la neuve (Belgique) sous la direction de J. VERKAEREN. J. SALEMINK m'a reçu chaleureusement et m'a fourni d'utiles renseignements sur l'étude des inclusions fluides. Je le remercie beaucoup de son accueil et de son aide.

M. LAGACHE m'a fait bénéficier de ses connaissances et de ses encouragements. V. MANIER-GLAVINAZ et Ph. DARCOUX m'ont initié à l'utilisation du matériel expérimental. Je les remercie tous vivement.

D. GARCIA m'a fait bénéficier de ses connaissances et de ses encouragements: Je le remercie bien vivement de son aide et de sa sympathie.

B. HELAL m'a apporté une aide précieuse en fin thèse, je lui exprime ma reconnaissance.

G. ROGER, M. LECOLLE, J.P. ORSINI, C. BENKEROU, B. TESSIER, J.L. BOUCHARDON, V. CROZE, A. ZAHM, A. TOUIL, Ph. PECHOT, C. JIANG, N. TAKENO et H. JAQUEMIN ont formé mon environnement quotidien, je les remercie de la part qu'ils ont pu prendre à divers titres à ce travail.

Je dois des remerciements particuliers à tous ceux qui m'ont apporté leur aide technique au cours de cette étude:

J.J. GRUFFAT, Y. BAUD, C. DAVID et P. BENABEN pour la réalisation des analyses chimiques et leur amitié.

C. PICAULT et M.Th. CHERBLANC pour l'exécution des lames minces sur lesquelles j'ai travaillé.

M.Cl. FORETTE, G. FROT, H. REMY et M. FIALIN, pour leur assistance lors des analyses à la microsonde.

Je n'oublie pas Nathalie HOSPITAL pour son aide efficace et généreuse.

Ma pensée va à tous ceux, anonymes qui sur le terrain m'ont renseigné et guidé, et plus particulièrement à CORNELIO AUGUSTO FILHO et sa famille.

ABSTRACT



The tin-bearing granites in the State of Goiás, Brazil, form two groups of different ages: 1770 M.y. for the Sucuri and Soledade massifs, 1658 - 1614 M.y. for the Serra Dourada, Serra da Mesa and Serra Branca massifs. The geology of the province suggests that these granites were emplaced in a rift context. The Sucuri and Soledade massifs are emplaced in gneisses of Archean age, the others massifs are intrusive in the Serra da Mesa Group, a sedimentary formation composed of pelites and greywackes. This Group was metamorphosed in the amphibolite facies (kyanite- almandine- biotite paragenesis). According to several thermobarometric tools, the temperature was around 540°C and the pressure between 5 and 7 kbar. The age of the sediments is supposed to be lower Proterozoic, in accordance with the age proposed for the Serra Dourada massif (1653 M.y.).

The Serra Dourada massif is composed of four rock types. The petrographic, mineralogic observations and geochemical data reveal a main trend, composed of an amphibole-bearing facies, a biotite-bearing facies, and a fine grained porphyritic facies. Garnet-bearing granites do not show any relations with the main trend. The contents of these granites in Nb, Y, Zr, Ce, La, Ga, and their MgO/TiO₂ ratio (around 1) are similar to those of the anorogenic granites of South Western United States and Gabo suite of Australia. However, niobium shows a compatible behaviour in Serra Dourada, in contrast to its incompatible behaviour in many anorogenic granites.

We have studied in detail lenses of pyroxene-bearing rocks which were previously interpreted (Macambira, 1983 and Pierantoni Campos and Marmos, 1986) as trondhjemitic enclaves in the biotite-bearing granite. The mineralogic zonation (from border to core: biotite zone, amphibole zone, pyroxene zone) points to the metasomatic nature of these rocks and reminds the characteristics of endoskarns. Petrographic and geochemical data show the important role of calcium activity and oxygen fugacity. The origin of these calcium-rich fluids remains unclear.

The Serra d'Encosto massif is similar to the Serra Dourada from the mineralogical point of view, but it has a lower MgO/TiO₂ ratio (0.3 to 0.5) and higher contents of Fe, Ba, Nb. The MgO/TiO₂ ratio is the same in the Serra da Mesa massif, which is different by its low contents in Th and Nb. Both massifs, Serra da Mesa and Serra d'Encosto, suffered a stage of beginning skarnification.

Within the Sucuri massif, four petrographic rock types were distinguished: a biotite-bearing, medium grained type (GB), a fine grained type (GF), locally porphyritic (PGF), and granite porphyries (MG). Thin dykes of fine grained granite (FGF) were also studied. It appears difficult to relate the FGF granites to the main trend composed of GB, GF, and PGF. The FGF dykes intrusive in the MG2 granite porphyry are clearly distinguished from the main trend by their low Zr/Hf ratios and by the compositions of their monazites. Compared to the other massifs, the Sucuri massif has relatively high contents in Nb, Y, Rb and Ga, similar to those of the Rapakivi granites of the Oslo province. The lower Zr/Hf ratio (23 from the Sucuri massif, 26 from the Serra Dourada and Serra d'Encosto massifs and 28 from Serra da Mesa massif) is different to crustal ratio (30-40), what has permitted to exclude the differentiation these granites by partial melting.

The Soledade massif is composed of granophyres which show similarities (Co content and Zr/Hf ratio) with the MG type of Sucuri.

Apart from the albitites, most of the metasomatic zones and the mineralized veins found in Sucuri are located in the apical part, in the Northern part of the massif (Garimpo Vaca Velha). The albitization obliterates the foliation of the GB granite; it is thus considered to postdate the deformations affecting the granites.

The paragenetic successions of metasomatic zones may be summarized as follows :

- crystallization, in siderophyllite veins, of garnet, phenacite, wolframite, quartz, fluorine;
- muscovitization and greisenization: muscovite, (siderophyllite), scheelite, columbite, apatite, cassiterite, quartz, sulphides;
- crystallization, in quartz- muscovite veins, of beryl and fluorine;
- albization : albite, helvite, phenacite, sulphides.

An early, very local, stage (siderophyllite veins) of tungsten- bearing mineralization is followed by the main, tin- bearing, mineralization stage, which is more widespread : tin mineralization is found in all the greisen - in the GB and GF granites - and in all the quartz- muscovite veins.

Beryllium- bearing minerals (beryl, phenacite, helvite) are present in the quartz- muscovite veins and in the siderophyllite veins. In the albitites, only phenacite and helvite are found. On top of the Sucuri deposits, we studied also helvites from the Northern skarn of Costabonne (France) and from quartz- wolframite veins of Dajishan (China). Paragenetic and geochemical data on helvites from these three occurrences lead to propose a new structural formula : $(\text{Mn,Zn,Fe})_{8-x}\text{Na}_x\text{Be}_6\text{O}_{24}\text{S}_{2-x}\text{Cl}_x$, analogous to that of haüyne.

To the standard substitutions Zn-Fe-Mn in helvite, we may add substitutions like Cl-S and Be-Li. Lithium probably replaces beryllium in the structure of helvite, the charge deficit being balanced by the entry of sodium. Crystal chemical constraints clearly play an important role for the incorporation of REE in helvite, but, in an alkaline context, helvite shows preference for heavy REE.

Danalite (the Fe end-member of helvite) is stable in a very limited domain of $f_{\text{S}2}$ and $f_{\text{O}2}$, which coincides with that of pyrrhotite. Genthelvite (Zn end-member) is stable in a large domain of $f_{\text{S}2}$ and $f_{\text{O}2}$. On the other hand, helvite (Mn end-member) is stable in conditions of moderate $f_{\text{O}2}$ and for a range of $f_{\text{S}2}$ relatively large compared to that of genthelvite. In Sucuri, the ilmenites of the internal zone (where genthelvite is found) contain 16% of hematite, whereas those of the external zone contain no hematite. The zonations observed within the helvite crystals (genthelvite core and danalite border) reflect the variations of $f_{\text{S}2}$ and $f_{\text{O}2}$.

The compositional variations of the beryllium minerals observed in skarns may be explained by the following processes :

- either a late arrival of silica- rich solutions (high Si/Al ratio, presence of phenacite or helvite) within early formed alumina- rich parageneses (musgravite, chrysoberyl),

- or a limited mobility of Al relatively to Si, which would induce a limited extension of the aluminous parageneses (musgravite, chrysoberyl).

The activity of aluminium plays an essential role in the stability of the beryllium minerals : phenacite and/or helvite are stable when it is low, and beryl, chrysoberyl or musgravite when it is high. However, the increase of activity of other elements (Ca, Mn, Fe, Zn, alkalis) that would induce the formation of minerals incorporating alumina (garnet or feldspars) would be unfavourable to the formation of beryl. Helvite is thus typically stable in calcic skarns, and it is associated with phenacite in the rocks submitted to alkaline metasomatism. Beryl, on the contrary, normally appears when acidic fluids separates from highly evolved granitic magmas (aplopegmatitic stage).

The zonation of helvite crystals in albitites (genthelvite core, danalite border) reflects the decrease of alkalinity of the fluids. This zonation on the crystal scale is also observed on the outcrop scale : helvite composition varies from $\text{Ge}_{64}\text{Da}_{10}\text{He}_{26}$ in the internal zone to $\text{Ge}_{23}\text{Da}_{50}\text{He}_{26}$ in the external zone. The same variation is observed in an albitized siderophyllite vein, from $\text{Ge}_{25}\text{Da}_{42}\text{He}_{33}$ in a slightly albitized zone to $\text{Ge}_{55}\text{Da}_{39}\text{He}_{22}$ in a highly albitized one. The formation of genthelvite is favoured, as compared with the other members of the helvite group, by alkaline conditions.

The compositional variations of helvite in the Sucuri massif would result from variations in f_{S_2} and f_{O_2} in the fluids. Genthelvite is stable under alkaline and oxydizing conditions.



SOMMAIRE



Liste des figures

Listes des tableaux

INTRODUCTION GENERALE

I - Introduction	3
II - Clin d'oeil	3
1- Climat	
2- Végétation	
3- Population	4
III - Contexte géologique des granites stannifères de l'état de Tocantins	
1- Introduction	7
2- Position stratigraphique	

CHAPITRE I : LE MASSIF DE SERRA DOURADA

I - Localisation	19
II - L'encaissant	19
1- Introduction	
2- Stratigraphie et pétrographie	
3- Composition chimique des minéraux des métasédiments	25
3-1 Muscovites	
a) Substitution phengitique	
b) Substitution interfoliaire	27
c) Estimation de la température et de la pression	28
3-2 Biotites	
3-3 Grenats	30
3-4 Disthène	
3-5 Estimation des conditions physiques	
3-6 Composition chimique des minéraux des amphibolites	32
a) Les clinopyroxènes	
b) Les amphiboles	34
c) Estimation des conditions thermodynamiques	36
3-7 Conclusion	37

4- Géochimie	37
4-1 Introduction	
4-2 Composition chimique	39
4-3 Conclusion	46
III - Déformation	46
1- Déformation cassante	47
2- Déformation plastique	
IV - Le massif granitique	51
1- Relation avec l'encaissant	51
2- Relation entre faciès et aspects macroscopiques	
3- Pétrographie	55
4- Composition chimique des minéraux	63
4-1 Introduction	
4-2 Les biotites	
4-2-1 Composition et évolution des biotites	63
a) dans les granites	
b) dans les biotites	72
c) les hornblendites	73
d) dans le granite pegmatoïde	74
4-2-2 Mode d'évolution	
4-2-3 Conclusion	75
4-3 Les amphiboles	76
4-3-1 Introduction	
4-3-2 Composition chimique des amphiboles	
a) dans les granites	
b) dans les hornblendites	82
4-3-3 Conditions physiques de cristallisation	84
4-3-4 Conclusion	
4-4 Les clinopyroxènes	85
4-5 Les grenats	87
a) dans le faciès à grenat	88
b) dans le granite pegmatoïde	89
4-6 Les sphènes	89
4-6-1 Les sphènes des granites	
4-6-2 Les sphènes des hornblendites	91
4-7 Récapitulation	92
5- Composition chimique des granites de Serra Dourada	93
5-1 Caractérisation géochimique des différents faciès	
5-2 Evolution des différents faciès	96
5-3 Conclusion	120

V - Les roches métasomatiques (le gisement de Mata Azul)	121
1- Introduction	
2- Structure du gisement	
3- Pétrographie	
3-1 Lentille à biotite	124
3-2 Lentille à pyroxène	126
3-3 Estimations des conditions physiques	136
3-4 Discussion et conclusion	137
4- Composition chimique des roches métasomatiques	139
4-1 Identification des matériaux d'origine	
4-2 Transferts de matière	143
5- Conclusion	147

CHAPITRE II : LES AUTRES MASSIFS GRANITIQUES DE LA SOUS-PROVINCE DE RIO TOCANTINS

I - Introduction	151
II - Géologie et pétrographie des massifs granitiques	153
1- Le massif de Serra d'Encosto	
2- Le massif de Serra da Mesa	155
3- Le massif de Serra Branca	156
III - Composition chimique des minéraux	157
1- Les biotites	
1-1 Les biotites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa	
1-2 Les biotites du massif de Serra Branca	160
1-3 Conclusion	163
2- Les amphiboles	164
3- Les grenats	
3-1 Composition	
a) Le massif de Serra da Mesa	
b) Le massif de Serra d'Encosto	167
3-2 Discussion et conclusion	
4- Les sphènes	169
5- Conclusion	
IV - Composition chimique des granites	169
1- Description	

1-1	Massif de Serra d'Encosto	
1-2	Massif de Serra da Mesa	172
1-3	Massif de Serra Branca	175
2-	Interprétation et conclusion	180

CHAPITRE III : LES MASSIFS DE SUCURI ET DE SOLEDADA

I - Localisation		187
II - Le socle métamorphique		187
III - Le massif de Sucuri		189
1-	Répartition des faciès dans le massif	
2-	Déformation dans le granite	193
2-1	Déformation cassante	
2-2	Déformation plastique	194
2-3	Conclusion	
3-	Pétrographie	195
3-1	Granite à biotite à grain moyen GB	
3-2	Granite fin porphyrique GFP	198
3-3	Granite fin GF	
3-4	Les microgranites MG	199
IV - Le granite de Soledade GP		200
V - Composition chimique des minéraux des granites		202
1-	Les biotites	
1-1	Composition	
a)	dans le granite à grain moyen GB	
b)	dans le granite à grain fin	208
c)	dans les microgranites	
d)	dans le granophyre	
1-2	Mode d'évolution	211
1-3	Discussion	213
2-	Les muscovites	214
2-1	Introduction	
2-2	Composition	216
a)	dans le granite à grain moyen	
b)	dans les microgranites	
c)	dans le granite fin	223
d)	dans le granite fin filonien	

2-3 Relations entre les micas	223
2-4 Discussion et conclusion	226
3- Les feldspaths	227
4- Le zircon	
5- La monazite	232
6- Les ilménites	
VI - Composition chimique des granites	234
1- Evolution interne	234
1-1 Massif de Sucuri	
a) Introduction	
b) Interprétation des variations observées	
c) Conclusion	249
1-2 Massif de Soledade	251
a) Rappel	
b) Description	
2- Relation entre les deux massifs	254
VII - Les zones métasomatiques et les veines minéralisées	255
1- Les veines minéralisées	255
1-1 Introduction	
1-2 Description pétrographique	
a) Les veines à sidérophyllite	
b) Les veines à quartz-muscovite	258
1-3 Composition chimique des minéraux	258
a) Les micas	
a-1) les sidérophyllites	262
a-2) les muscovites	
a-3) discussion	269
b) Les grenats	273
c) La wolframite et la scheelite	
d) Les apatites	275
2- Les greisens	276
2-1 Description pétrographique	
a) Garimpo dos Cachorros	
b) Garimpo Vacca Velha	
2-2 Composition chimique des minéraux	278
a) Les muscovites	
b) La cassitérite	
b-1) Introduction	
b-2) Composition	279
b-3) Conclusion	283

3- Les veines d'albite	284
3-1 Description pétrographique	
3-2 composition chimique des minéraux	288
a) Les micas	
b) Les fluorines	296
c) Les monazites	
3-3 Composition chimique des albitites	296
3-4 Conclusion	304
4- Les minéraux du baryllium	305
4-1 Béryl	
4-2 Helvite	307
a) Introduction	
b) Etude paragenétique	309
b-1) Les zones de feldspathisation	
b-2) Les greisens	311
b-3) Les veines	313
b-4) skarns (skarn Nord de Costabonne)	317
c) Discussion et conclusion	320
c-1) composition	
c-2) conditions physicochimiques de formation	328
5- Conclusion	335

CHAPITRE IV : COMPARAISON ENTRE LES MASSIFS GRANITIQUES ETUDIES

I - Position stratigraphique	345
II - Caractères pétrographiques	345
1- Minéralogie	
2- Les transformations tardives	347
3- Composition chimique des granites	349
CONCLUSION	357
Références Bibliographiques	363
ANNEXE I	3
ANNEXE II	81
"Les granitoïdes protérozoïques calco-alcalins de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast (Anti-Atlas, Maroc)", <i>E. Bilal et C. Derré</i>	

LISTE DES FIGURES



Liste des figures

INTRODUCTION

- Figure 1 : Localisation des granites stannifères de Goiás (carte de Fuck et Marini, 1978)
Figure 1B : Principales unités de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur de Goiás et de l'Ouest de Minas Gerais (carte de Marini et al, 1984 modifiée)

CHAPITRE I

- Figure I-1 : Géologie de la sous-province de Rio-Tocantins (carte de Marini et al, 1986 modifiée)
Figure I-1B : Localisation et géologie de la partie nord des massifs de Serra Dourada et de Serra d'Encosto
Figure I-2 : Relation entre les différentes phases au cours du métamorphisme
Figure I-3 : Evolution des micas des métasédiments du groupe Serra da Mesa au cours du métamorphisme
Figure I-4 : Relation entre les clinopyroxènes primaires et secondaires dans les deux échantillons d'amphibolites (55) et (20)
Figure I-5 : Evolution de la composition chimique des amphiboles des deux échantillons d'amphibolites (55) et (20)
Figure I-6 et : Les éléments majeurs dans la séquence métasédimentaire du groupe Serra da Mesa
Figure I-7 : dans la partie nord du massif de Serra Dourada
Figure I-8 : Variation de la composition des amphibolites de Serra Dourada par rapport au MORB
Figure I-9 : Cartes des échantillons étudiés
Figure I-10 : Position des biotites des granites du massif de Serra Dourada dans le diagramme triangulaire
Figure I-11A : Variation de la composition des biotites des granites du massif de Serra Dourada
Figure I-11B : Variation du rapport Fe/Mg par rapport Al (total) biotites des granites du massif de Serra Dourada et leur position dans le diagramme Al(total)/Mg de Nachit (1985)
Figure I-11C : Variation de M^{2+} par rapport à l'alumine octaédrique des biotites des granites du massif de Serra Dourada
Figure I-12 : Variation du rapport FeO/MgO de la biotite des différents faciès par rapport à la teneur en TiO_2 de la roche
Figure I-13A : Variation de la composition des amphiboles des granites du massif de Serra Dourada
Figure I-13B : Variation de la composition des amphiboles des granites du massif de Serra Dourada
Figure I-13C : Variation de la teneur en fer par rapport aux alcalins des amphiboles des granites du massif de Serra Dourada
Figure I-14 : Variation de la composition des sphènes des granites du massif de Serra Dourada
Figure I-15 : Variation de TiO_2 et de MgO par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
Figure I-16 : Les granites du massif de Serra Dourada dans le diagramme $CaO/Al_2O_3/Na_2O+K_2O$ (en moles)
Figure I-17 : Variation des teneurs en Fe_2O_3 et MnO par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.
Figure I-18 : Variation des teneurs en CaO et P_2O_5 par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

- Figure I-19 : Variation des teneurs en Sc et Co par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-20 : Variation des teneurs en Ga et Rb par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-21 : Variation des teneurs en Sr et Ba par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-22 : Variation des teneurs en Nb et Ta par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-23 : Variation des teneurs en Ta par rapport aux teneurs en Nb et des teneurs en U par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-24 : Variation des teneurs en Zr et Hf par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-25 : Variation du rapport des teneurs en La et en Ce par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-26 : Variation du rapport des teneurs en Y et en Yb par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-27 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-28 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra Dourada
- Figure I-29 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure I-30 : Arachnogrammes de référence utilisés par Pearce et al. (1984)
- Figure I-31 : Localisation du gisement de Mata Azul (A et B).
- Figure I-32 : Localisation du gisement de Mata Azul (A et B).
- Figure I-33 : Variation de la composition des biotites au cours de la skarnification
- Figure I-34 : Variation de la composition des amphiboles au cours de la skarnification
- Figure I-35 : Variation de la composition des grenats au cours de la skarnification
- Figure I-36 : Variation de la composition des sphènes au cours de la skarnification
- Figure I-37 : Condition de formation de la pyrrhotite, en fonction du pourcentage (% atomes) en Fe (d'après Toulmin et Barton, 1964 et Skinner, 1966)
- Figure I-38 : 1- Condition de stabilité de l'hastingsite et de la pargasite (Thomas, 1982) dans le diagramme isobarique $\log fO_2 / T$ à une pression de 1 kbar 2- Condition de stabilité de l'hastingsite et de la pargasite dans le diagramme pression en fonction de la température
- Figure I-39 : Variation de la composition chimique des lentilles à pyroxène (endoskarns), la flèche indique la variation de la composition chimique de la zone externe (zone à biotite) à la zone interne (zone à pyroxène)
- Figure I-40 : Comparaison des analyses des roches fraîches et des roches métasomatiques dans les diagrammes Zr-TiO₂-Th et Al₂O₃-TiO₂-Th. même légende que la figure 39
- Figure I-41 : Diagramme TiO₂ - Th de comparaison des analyses des roches fraîches et des roches métasomatiques. même légende que la figure 39
- Figure I-42 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) de la zone à pyroxène PX de la lentille à pyroxène et du granite fin porphyrique GFP

CHAPITRE II

- Figure II-1 : Géologie des massifs de Serra Branca et Serra da Mesa (cartes de Marini et al., 1976 et Andrade, 1978)
- Figure II-2A : Position des biotites des granites des massifs de Serra d'Encosto (SE), Serra da Mesa (SM), Serra Branca (SB) et de Serra Dourada (SD) dans le diagramme triangulaire FEO-Al₂O₃-MgO
- Figure II-2B : Position des biotites des différents massifs dans le diagramme Al(total)/Mg de Nachit (1985)

- Figure II-3A : Variation de la composition des biotites des granites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa
- Figure II-3B : Variation du rapport FeO/MgO de la biotite des différents massifs par rapport à la teneur en TiO₂ de la roche
- Figure II-4A : Variation de la composition des amphiboles des granites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa
- Figure II-4B : Variation de la composition des amphiboles des granites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa
- Figure II-5 : Variation de la composition des sphènes des granites du massif de Serra da Mesa
- Figure II-6 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra d'Encosto
- Figure II-7 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure II-8 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra da Mesa
- Figure II-9 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure II-10 : Diagrammes MgO/TiO₂ comparaison des massifs de Serra d'Encosto (SE), Serra da Mesa (SM), Serra Branca (SB), de Serra Dourada (SD), de Sucuri et de Soledade de la province granitique de l'état de Tocantins et des granites anorogéniques du sud-ouest des USA

CHAPITRE III

- Figure III-1 : Géologie de la sous-province de Rio-Paraná (carte de Marini et al., 1986 modifiée)
- Figure III-2 : Localisation et géologie des massifs de Sucuri et de Soledade.
- Figure III-3 : Carte des échantillons étudiés
- Figure III-4 : Variation de la composition des biotites du granite à biotite à grain moyen GB (4A, 4B et 4C)
- Figure III-5 : Variation de la composition des biotites du granite fin (5A et 5B)
- Figure III-6 : Variation de la composition des biotites des granites des massifs de Sucuri et de Soledade
- Figure III-7 : Variation de la composition des muscovites du granite à biotite à grain moyen GB
- Figure III-8 : Variation de la composition des muscovites du granite fin
- Figure III-9 : Variation de la composition chimique des zircons dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-10 : Variation de la composition chimique des monazites dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-11 : Variation des éléments majeurs et quelques éléments de transition (Sc et Co) dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-12 : Diagramme albite-quartz-ortose normative. Les points du minima eutectique sont indiqués pour la saturation en eau et à sec d'après Luth (1969)
- Figure III-13 : Variation de la teneur en éléments traces dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-14 : Variation de la teneur en Zr, Hf, La et Ce dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-15 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-16 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure III-17 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Soledade
- Figure III-18 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure III-19 : Diagramme albite-quartz-ortose normative. Les points du minima eutectique sont indiqués pour la saturation en eau et à sec d'après Luth (1969)
- Figure III-20 : Variation des massifs de Sucuri et de Soledade

- Figure III-21 : Variation des teneurs en Yb et Y par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri.
- Figure III-22 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Sucuri
- Figure III-23 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure III-24 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Soledade
- Figure III-25 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)
- Figure III-26 : Comparaison des granites du massif de Sucuri et des granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade
- Figure III-27 : A: Position des zones métasomatiques: Carrière Tartex, Garimpo Vaca Velha et Garimpo Cacchorros - B: Roches métasomatiques
- Figure III-28 : Variation de la composition des biotites des différentes veines
- Figure III-29 : Variation de la composition des muscovites des différentes veines
- Figure III-30 : Variation de la composition des micas des différentes veines dans le diagramme MnO/FeO et position des micas des granites du massif de Sucuri.
- Figure III-31 : Composition de la cassitérite du massif de Sucuri.
- Figure III-32 : Zonation minéralogique au cours de l'albitisation du granite à biotite et à grain moyen GB (voir explication dans le texte).
- Figure III-33 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les fluorines de l'albitite.
- Figure III-34 : Composition des différentes zones de l'albitite normalisée par rapport aux granites à biotite GB (échantillon 900)
- Figure III-35 : Composition des albitites normalisée par rapport aux granites à biotite GB (échantillon 900)
- Figure III-36 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites et l'albitite du massif de Sucuri.
- Figure III-37 : Variation de la composition des helvites dans différents environnements géologiques
- Figure III-38 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les helvites du massif de Sucuri et de Dajishan (Chine)
- Figure III-39 : Domaines de stabilité des minéraux de l'helvite dans le diagramme fugacité de soufre en fonction de la fugacité d'oxygène
- Figure III-40 : Diagrammes NaOH/HCl et Mn/Al extraits de Fursenko (1989)

CHAPITRE IV

- Figure IV-1 : Position des biotites des différents massifs étudiés dans le diagramme Al (total)/Mg de Nachit (1985).
- Figure IV-1bis : Diagramme Rb/Y+Nb appliqué aux granites stannifères de l'état de Tocantins
Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb (d'après Pearce 1982)

LISTE DES TABLEAUX



Liste des tableaux

INTRODUCTION

- Tableau 1 : Position stratigraphique des granites stannifères de la région de Goiás
Tableau 2 : Comparaison entre les positions stratigraphiques des granites de la région de Goiás et du craton Amazonien

CHAPITRE I

- Tableau I-1 : Formule structurale moyenne des deux types de muscovite au sommet et à la base de la séquence métasédimentaire
Tableau I-2 : Compositions moyennes (pour 2 oxygènes) des biotites
Tableau I-3 : Teneur en titane pour des biotites de roches métamorphiques
Tableau I-4 : Composition des clinopyroxènes des amphibolites
Tableau I-5 : Composition moyenne des amphiboles
Tableau I-6 : Caractéristiques chimiques des biotites zonées dans les différents faciès
Tableau I-7 : Compositions moyennes des biotites des différents faciès du massif de Serra Dourada
Tableau I-8 : Compositions moyennes des biotites de xénolites et d'amphibolite (46) dans le massif de Serra Dourada
Tableau I-9 : Comparaison des teneurs moyennes en titane, en alumine et en magnésium des amphiboles et des roches hôtes (granite à amphibole (1, et 1A) et hornblendite (46b)) et variation du rapport Fe/Fe+Mg de l'amphibole
Tableau I-10 : Composition des amphiboles du faciès à amphibole
Tableau I-11 : Quatre couples biotite-amphibole ont été analysés
Tableau I-12 : Composition des amphiboles de la hornblendite
Tableau I-13 : Composition des pyroxènes des amphibolites du massif de Serra Dourada
Tableau I-14 : Composition chimique des grenats du massif de Serra Dourada
Tableau I-15 : Données calculées à partir des analyses de terres rares par activation neutronique caractérisant la forme des spectres
Tableau I-16 : Composition chimique des enclaves du faciès à biotite
Tableau I-17 : Caractéristiques chimiques des biotites des roches métagénétiques
Tableau I-18 : Composition chimique des pyrrhotites en proportion atomique dans la zone à biotite
Tableau I-19 : Caractéristiques chimiques des amphiboles
Tableau I-20 : Composition chimique des pyrrhotites en proportion atomique (une seule analyse à 46 % atomes de Fe) dans la zone à pyroxène
Tableau I-21 : Compositions chimiques des roches métagénétiques normalisées par rapport aux teneurs en titane des roches non altérées définies par la méthode de Floyd

CHAPITRE II

- Tableau II-1 : Compositions moyennes des biotites des massifs de Serra D'Encosto, Serra da Mesa et de Serra Branca

CHAPITRE III

- Tableau III-1 : Tableau des faciès macroscopiques et pétrographiques de Sucuri
Tableau III-2 : Composition chimique des couples biotite-muscovite dans les différents faciès granitiques du massif de Sucuri
Tableau III-3 : Caractéristiques chimiques des granites du massif de Sucuri
Tableau III-4 : Composition de l'ilménite dans les différentes zones
Tableau III-5 : Composition chimique des albitits du massif de Sucuri

CHAPITRE IV

- Tableau IV-1 : Tableau récapitulatif des principales roches métasomatiques et de leur minéralogie

J'essaie de raconter quelque chose et, aussitôt que je me tais,
je m'aperçois que je n'ai rien encore dit.
Une substance merveilleusement lumineuse et réfractaire reste en moi,
qui tourne mes mots en dérision. Est ce la longue de là-bas
que je ne comprenais pas et qui doit maintenant se traduire en moi,
peu à peu ? Il y avait là des événements, des images, des sons,
dont le sens vous échappe d'abord, qui n'étaient ni traduits,
ni définis par les mots et, au-delà des mots, ils sont plus profonds
et plus ambigus qu'eux.
Je rêve d'un homme qui aurait déappris les langues de la terre
jusqu'à ce qu'il ne puisse plus comprendre, dans aucun pays,
ce qui s'y dit.
Qu'y a-t-il dans la langue ? Que cache-t-elle ? Que vous prend-elle ?..

ELIAS CANETTI

"Les cris des aveugles" dans les voies de Marrakech



INTRODUCTION

GENERALE



I - Introduction

L'objectif de cette étude était limité initialement (1987) aux massifs de Sucuri et de Soledade (d'âge 1769 M.a.) ainsi qu'aux minéralisations à étain associées aux albitites du massif de Sucuri. Il a été étendu par la suite (1989) au massif de Serra Dourada du même âge (gisement de Mata Azul situé au NE du massif). Cet additif s'explique par le fait que son contexte géologique et métallogénique présente des analogies avec celui du massif de Sucuri, ce qui donne la possibilité de comparaisons entre ces massifs. Le gisement à étain de Mata Azul a été prospecté par la Compagnie Best Metais e Soldas, S.A. qui nous a autorisé l'accès au secteur et nous avons profité de nos missions pour étudier d'autres massifs stannifères (Serra Branca, Serra da Mesa et Serra d'Encosto).

L'accent devait être mis sur les minéralisations et sur les mécanismes de concentration. La démarche comporte nécessairement plusieurs étapes:

- étude structurale et pétrographique des terrains métamorphiques encaissants,
- mise en évidence des relations entre les différents massifs et entre leurs faciès respectifs,
- étude des minéralisations et des processus métasomatiques.

II - Clin d'oeil

1- Climat

Le climat du centre Goiás est caractérisé par deux périodes distinctes : une période de pluie qui va de novembre à avril, avec des précipitations moyennes annuelles entre 1 500 et 1750 mm, et une période sèche de mai à octobre. Les températures ont une moyenne annuelle de 23 à 24°C, avec un maximum avoisinant les 40°C aux mois de juillet et août.

La végétation est moins dense de juillet à septembre, période la plus favorable au travail de terrain.

2- Végétation

La végétation de l'Etat de Goiás est caractérisée par le type Savane ou Cerrado (dénomination populaire brésilienne). Il s'agit d'arbres de petite taille, isolés (Cerrado clair) ou groupés (Cerrado dense) sur un tapis de graminées ligneuses.

Les espèces caractéristiques du Cerrado (Savane) de l'Etat de Goiás sont : *Quelea parviflora* (pau terra feuille menue), *Quelea grandiflora* (pau terra feuille large), *Kielmeyera* (paus santos), *byrsonima* (Jatoba do Cerrado), *lixeira* (Curatella

americana), *Dimorphandra mollis* (barbatimao feuille menue), *Vochysia* (pau de Tucano), *Sclerolobium aurcum* (carvoeiro), *Caryocar* brésilien (pequi) et *Terminalia argentea* (Capitao de campo).

Les plantes médicinales rencontrées sur le terrain (Sous-province de Rio Tocantins et Sous-province de Rio Parana) sont Goiavira, Peroba, Aroeira, Ipê, Sucupira, Jatoba, Angico, Amburana, Barriguda et pequi.

Trois types de Cerrado existent :

- **Le cerrado clair** qui est constitué d'arbres xénomorphes, généralement rachitiques avec des hauteurs n'excédant pas les 5 mètres. Les arbres sont assez espacés sur un tapis continu de graminées ligneuses. Deux sous-types de Cerrado clair se distinguent sur le terrain : l'un sans palmiers qui est prédominant dans les zones élevées (les formations Arai, Araxa et les granites) sur des sols arénisés; l'autre avec palmiers qui est essentiellement présent sur des terrains précambriens, le socle gneissique et la formation Trairas (base de du groupe Arai). Les palmiers gueroaba sont assez fréquents.

- **Le parc Cerrado** qui est une formation végétale essentiellement champêtre ou naturelle. Une ou peu d'espèces d'arbres se développent sur un tapis de graminées. L'espèce la plus fréquente est un pau d'oleo anao (*copaifera*) et le tucum (*astro caryum*). Ils poussent dans des régions pédiplanées (groupe Arai) ou sur les dépôts alluvionnaires et colluvionnaires quaternaires.

- **Le cerrado gramino-ligneux** qui est formé de plantes rampantes ligneuses, mais sans couverture d'arbre. Ce type de végétation prédomine dans les régions plus élevées et les sols pauvres. Il se développe sur les granites et dans les zones greisenisées dont le sol est très arénité. Le type "capim barba de bode" et les arbustes "canela de ema" sont les espèces les plus communes.

3- Population

La population de l'état de Tocantins est l'une des moins denses du Brésil. Elle est constituée d'immigrés originaires de l'état de Bahia et de l'état de Minas Gerais comme dans la plupart des états d'Amazonie. On y reconnaît quatre groupes:

- Celui des habitants qui vivent exclusivement de petit commerce. Il s'agit d'une population urbaine localisée le long des axes routiers.

- Celui des travailleurs ruraux (les moins lotis) localisés à l'intérieur des terres, d'une manière très dispersée. C'est une population agricole vivant de l'élevage de subsistance et de la culture de petites portions de terre que les grands propriétaires terriens leur ont léguées en contrepartie du travail qu'ils fournissent dans leurs fermes. L'activité des grands fermiers est axée sur l'élevage.

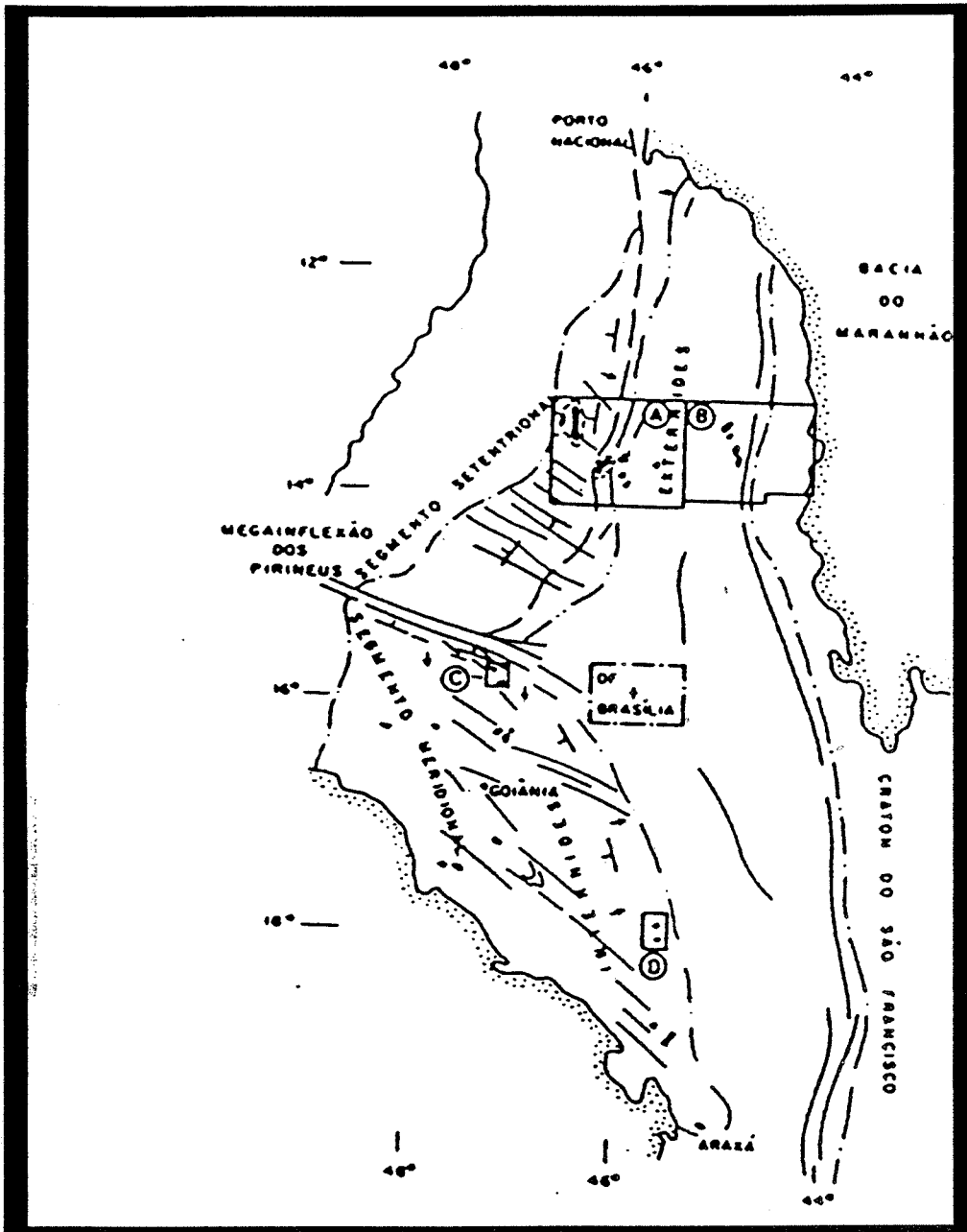


Figure 1: - Localisation des granites stannifères de Goiás (carte de Fuck et Marini, 1978 modifiée). A: sous-province de Rio Tocantins, B: sous-province de Rio Paranà, C: sous-province Pirenopolis-Goianésia et D: sous-province de Ipameri.

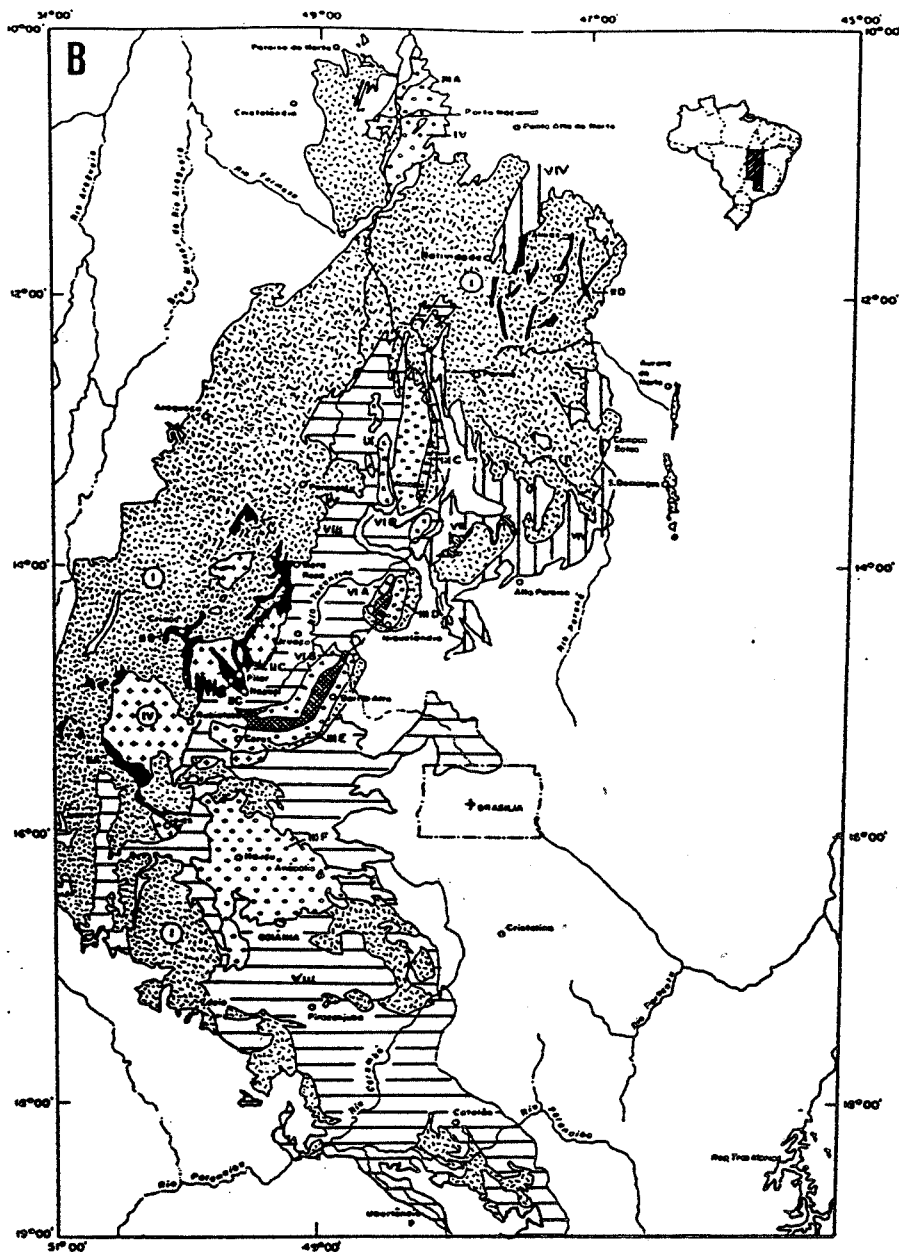


Figure 1B - Principales unités de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur de Goiás et de l'Ouest de Minas Gerais (carte de Marini et al., 1984 modifiée).

Protérozoïque inférieur:

- IX - Granites stannifères.
- VIV - Groupe Araï.
- VIII - Groupe Serra da Mesa.
- VII - Formations métasédimentaires type Ticunzal.
- VI - Séquences volcano-sédimentaires: A: Indianopolis, B: Palmeiropolis et C: Juscelandia.
- V - Association gabbro-anorthosite: V-I: Serra dos Borges, V-II: Serra da Malacacheta.

Archéen:

- IV - Granites et granodiorite.
- III - Ceintures granulitiques: A: complexe de Porto National, B: complexe de Gameleira, C: complexe de Canabrava, D: complexe de Niquelandia, E: complexe de Barro Alto, F: complexe de Anapolis-Itaçu et G: complexe de Varginha-Guaxupé.
- II - Séquence de type greenstone-belt: A: Serra de Santa Rita, B: Crixas, C: Pilar-Guarinos-Nidrolina, D: Almas-Natividade, E: Fortaleza de Minas et I: Piúi.
- I - Gneiss et migmatite

- Celui des garimpéros qui vivent des mines (étain, émeraude, aigue marine), mais la chute des cours d'étain a provoqué l'exode de plusieurs centaines de garimpéros vers les mines d'or en Amazonie centrale.

- Celui des indiens groupés dans des réserves et qui vivent de pêche et de chasse. Ils sont le plus souvent victimes de l'appétit sans borne des garimpéros et des grands propriétaires terriens.

La population rurale vit d'une manière très précaire et dans des conditions inhumaines et nombreux sont les témoignages de la violence dans les campagnes brésiliennes.

III - Contexte géologique des granites stannifères de l'Etat de Tocantins

1- Introduction

La province des granites stannifères est constituée d'une vingtaine de corps granitiques répartis en quatre sous-provinces (Marini et Botelho, 1986) : Rio Tocantins, Rio Paranà, Pirenopolis-Goianesia et Ipameri (fig. 1).

Ces granites ont subi d'importantes transformations tardi- et post-magmatiques. Il s'agit essentiellement de greisénisation et de feldspathisation qui ont généré des dépôts d'étain et de béryllium. Les principaux types de minéralisation connus dans les deux sous-provinces de Rio Tocantins et de Rio Paranà sont :

- Minéralisation à étain (cassitérite) dans les albitites (les granites de Serra Dourada et de Sucuri) et dans les greisens de fracture et de coupole des granites de Serra Dourada, de Serra Branca, de Pedra Branca, de Sucuri et de Mongabeira

- Minéralisation à tungstène (wolframite) dans les veines à sidérophylite (le massif de Sucuri) et dans les veines à quartz au Sud de massif de Serra Dourada

- Minéralisation à béryllium sous forme de béryl et de phénacite dans les greisens et veines à sidérophylite des massifs granitiques de Serra Branca et de Sucuri, et de l'helvite disséminée dans les albitites de Sucuri.

2- Position stratigraphique

Il est encore impossible de définir une stratigraphie rigoureuse dans la région centre ouest du Brésil. Nous proposons donc une revue bibliographique (sous forme de tableau récapitulatif) et une discussion sur les relations entre les granites et leurs encaissants.

Événements tectoniques	Magmatisme	Groupes métasédimentaires	Arguments et références
Brasiliiano 500-600 M.a.		groupe Bambui 900-600 M.a.	Brito Neves (1980) et Schobbenhaus (1984)
		groupe Paranoa 1200-900 M.a.	Dardenne (1978 et 1979)
	granite pegmatoïde		Dardenne (1978 et 1979)
	syénite de Peixa 1200 M.a.		Marini et al. (1972 et 1977)
Uruçuano 1100-1300 M.a.	massif de Pedra Branca 1405 M.a.		Marini et al. (1972) Hasui et al. 1980 Almeida et al. (1976)
	massif de Serra da Mesa 1574-1614 M.a.		Botelho (1984 et 1985)
	massif de Serra Branca 1658 M.a.		Pimentel et al. en préparation (U/Pb sur zircon)
	massif de Serra Dourada 1653 M.a.		Andrade (1978) Reis Neto (1983) (Pb/Pb sur roche totale)
	massif de Sucuri 1767 +/- 10 M.a.		Le caractère intrusif du granite de Serra Dourada dans le groupe Serra da Mesa a été admis par plusieurs auteurs (Fernandes et al. 1981, Reis Neto (1980 et 1981), Macambira (1983) et nous l'avons également observé. (âge obtenu par la méthode Rb/Sr roche totale, Macambira (1983))
	massif de Soledade 1769 +/- 10 M.a.		Pimentel et al. en préparation (U/Pb sur zircon)
	rhyolite du groupe Araï 1771 M.a.	Groupe Araï	Les métaconglomérats de base du groupe Araï au contact du granite du massif de Serra Branca sont greisénisés (Andrade, 1978)
		Groupe Serra da Mesa	Andrade (1978) note la présence d'une discordan- ce angulaire entre le groupe Araï et le groupe Serra da Mesa. Il exclut toute continuité entre ces deux groupes.
	Séquence ultra-basique de Palmeiropolis gabbro et anorthosite		Danni et al. (1980, 1985 et 1986)
		Groupe granito- gneissique proté- rozoïque inférieur	Nos observations sur le terrain (campagnes de terrain de 1987 et 1986) suggèrent que les roches supra-crustales (métabasaltes, anorthosites et métasédiments, etc.) de la séquence ultrabasique de Palmeiropolis appartiennent à la base du groupe Serra da Mesa et que la séquence métasédi- mentaire du groupe Serra da Mesa est continue de la base au sommet, ceci a été confirmé par Danni (Communication personnelle). Cette séquence ultrabasique a été attribuée au Protérozoïque inférieur (Marini et al., 1984).
Transamazonien 1800-2200 M.a.			Fuck et al. (1987)
			Cordani et al. (1982)

Position stratigraphique des granites de la région de Goiás

Le groupe Araï n'est probablement pas l'équivalent latéral du groupe Serra da Mesa (Andrade, 1978). Son dépôt est vraisemblablement antérieur à l'arrivée des granites stannifères.

Le groupe de Serra da Mesa est probablement d'âge protérozoïque inférieur (Cordani et al. (1975) et Reis Neto (1981)) et non d'âge protérozoïque moyen comme le suggèrent Marini et al. (1984).

Ces datations (tableau récapitulatif) géochronologiques indiquent l'existence de deux épisodes magmatiques, le premier est aux environs de 1800 à 1700 M.a. et le second vers 1658 à 1400 M.a.

Dall'Agnoll (1980) a distingué en Amazonie deux types de granitoïdes (tableau 2) par rapport au cycle transamazonien : le premier type caractérise les granites syntectoniques d'âge 1700 M.a. et le second type comprend des granites post-tectoniques d'âge 1600 M.a. et 1350 M.a.

Les granites de la province stannifère de l'état de Goiás d'âge 1770 M.a. sont tardi- à post- transamazoniens et les seconds (1658 à 1400 M.a.) sont post-transamazoniens.

Les datations par la méthode K-Ar réalisées (Reis Neto, 1983) sur les amphiboles du massif de Serra da Mesa indiquent des températures de l'ordre de 450-500°C minimum pour un âge de 530 M.a.. Les micas de la séquence métasédimentaire du groupe Serra da Mesa et les biotites des massifs de Serra Dourada et de Serra Branca donnent par la même méthode un âge similaire. Le dernier événement thermique qui affecte ces massifs granitiques est d'âge brasiliario (500 à 600 M.a.).

Nous proposons ici un résumé des principales unités géologiques de la région :

Archéen - Protérozoïque inférieur:

** Les gneiss*

Ils prédominent largement dans la sous-province de Rio Paranà. Ils sont constitués de deux faciès :

. Un faciès à biotite est de loin le plus représentatif dans la région. Il est composé de biotite, muscovite, feldspath potassique, plagioclase, sphène et opaque. Nous pouvons distinguer deux sous-faciès : un gneiss riche en feldspaths ocellés à l'Est de la sous-province et un gneiss pauvre en yeux feldspathiques.

. Un faciès à hornblende et à biotite est localisé à l'Est, à la sortie ouest de la ville Nova Roma et au Sud du granite Pedra Branca. Ces roches de

texture cataclastique assez marquée et de composition chimique de granodiorite (Botelho, 1984) ont une minéralogie à hornblende, biotite, plagioclase (An₃₂), épidote, quartz, grenat, muscovite et chlorite. Deux paragenèses métamorphiques ont été observées : l'une à hornblende et grenat indique les conditions du faciès amphibolite ; la seconde à biotite, muscovite, chlorite et clinozoïzite traduit un rétro-morphisme dans le faciès schiste vert.

** Complexe basique ultrabasique de Cana Brava*

Il est situé dans la sous-province de Rio Tocantins, entre le granite de Serra Dourada et la rivière Maranhao. Selon Marini et al (1977), deux unités pétrographiques ont été observées dans ce complexe : des gabbros et des norites occupent la quasi totalité du massif et des pyroxénites de taille modeste bordent le massif au Sud et à l'Est. Des gneiss à sillimanite et des granulites ont été décrits par Marini et al (1977) dans cette zone. Ce complexe ultrabasique est intrusif dans le socle gneissique.

** Séquence volcano-sédimentaire de Palmeiropolis*

Il est situé entre le massif de Serra Dourada et la rivière Maranhao. Cette une séquence volcano-sédimentaire reposant en discordance sur le complexe de Cana Brava (Ribeiro Filho et Teixeira, 1980) est constituée d'une association d'amphibolites fines (anciennes gabbros et anorthosites) (Danni et Leonardo, 1980a et 1980b), de paragneiss, quartzites et de micaschistes à grenat.

** Formation Cachoeira das Eguas*

Elle est située entre le massif de Serra da Mesa et le groupe Serra da Mesa, Marini et al (1974). Elle est constituée de paragneiss avec des fines intercalations de quartzite micacé, schistes graphiteux et de schistes à biotite. Cette formation a une épaisseur maximale de 1 000 m.

Le contact de cette formation avec les granites de Serra da Mesa est tranché, ce qui ne laisse pas de doute sur la postériorité des granites comme en témoigne par ailleurs la présence d'enclaves de paragneiss et de schistes graphiteux dans le granite de Serra da Mesa.

** La formation Ticunzal*

Elle est située au Nord-Est de la sous-province de Rio Paraná et à l'Est de la sous-province de Rio Tocantins. Elle a été étudiée par Fuck et al (1976 et 1979). Cette unité est située entre les gneiss (d'âge Archéen) et le groupe Araï. Les types lithologiques dominants sont du sommet à la base : un micaschiste généralement

graphiteux, un micaschiste grenatifère et un gneiss à intercalation de micaschiste graphiteux. Des niveaux de schistes quartzeux beaucoup moins fréquents que les différents types précédemment cités, sont également présents. Ces micaschistes comportent en général une association minérale (biotite et muscovite) caractéristique du faciès schiste vert, mais il est observé localement une paragenèse (grenat, biotite, muscovite et disthène) typique du faciès amphibolite. Deux phases de schistosité affectent l'ensemble. Les mêmes associations minérales ainsi que deux déformations ont été décrites (Andrade et Danni 1978) dans le groupe de Serra da Mesa.

** Groupe Serra da Mesa*

La séquence métasédimentaire occupe la majeure partie de la sous-province de Rio Tocantins. Elle est constituée de paragneiss à la base, de quartzites massifs et de micaschistes à grenats et à disthène au sommet. Elle est affectée par un métamorphisme dans le faciès amphibolite (voir ce travail).

** Le groupe Arai*

Le groupe Arai est localisé dans la partie sud-est au niveau du granite de Serra Branca. Il est représenté par deux formations (Marini et al, 1976) : Arraias et Trairas.

La formation Arraias est l'unité basale du groupe, elle est constituée de quartzites parfois micacés avec des niveaux conglomératiques de quartzoschistes et de quartzites micacés laminés à des niveaux conglomératiques. L'épaisseur maximum de cette formation est de l'ordre de 400 mètres.

La formation Trairas est composée essentiellement de micaschistes, de quartzites et de calcschistes avec des lentilles de marbre.

** Corps granitiques*

Dans la sous-province de Rio Tocantins, des corps granitiques de dimensions considérables sont encaissés dans les micaschistes du groupe Serra da Mesa. Ils se disposent suivant deux directions principales NE et NW.

- Le massif de Serra Dourada est le plus grand massif de la région, il est localisé au Nord-Ouest de la sous province. Il possède une superficie de 560 km². Il est encaissé dans les micaschistes du groupe Serra da Mesa.

Deux faciès ont été observés dans ce massif : un faciès à grain moyen à biotite à foliation diffuse et un faciès de bordure à grain fin à amphibole et à biotite et à foliation bien développée. Au Sud du massif, l'encaissant est greisenisé. Un grand nombre de pegmatites à quartz, feldspaths et muscovites coupent le granite et son encaissant.

Macambira (1983) considère que l'âge probable (par la méthode Rb/Sr) de ce massif est 1653 M.a..

- Le massif de Serra d'Encosto est situé à l'Ouest du granite de Serra Dourada, sur la rive gauche du Rio Capivara. Il est intrusif dans les micaschistes du groupe Serra da Mesa. Il est constitué principalement d'un granite grossier à amphibole et à biotite. Il possède de nombreuses enclaves de micaschistes.

- Le massif de Serra da Mesa est situé sur la rive gauche du Rio Maranhao. Il est intrusif dans les paragneiss de la formation Cachoeira das Eguas et par les métasédiments du groupe Serra da Mesa. Les enclaves de paragneiss et de micaschistes observées à l'intérieur du granite, ainsi que les pegmatites associés à ce granite qui coupent les paragneiss et les micaschistes, suggèrent que ce massif est postérieur à son encaissant.

D'un point de vue pétrographique, ce massif montre trois faciès bien distincts : un faciès de bordure à biotite à grain fin, avec une foliation nette, un faciès à grain moyen à biotite et hornblende occupant le centre du massif, et localement un faciès grossier. Des pegmatites à béryl se développent dans les granites et dans les micaschistes encaissants.

Ce granite a été daté à 1574 M.a. (minimum) à 1614 M.a. (maximum) par la méthode U/Pb sur zircon (Pimentel et al. en préparation).

- Le massif de Serra Branca est situé sur la rive droite du Rio Maranhao. Il est intrusif dans les micaschistes du groupe Serra da Mesa et la séquence métasédimentaire du groupe Araí (Andrade, 1978). Ce massif d'une superficie de 160 km² est formé de granite porphyroïde à biotite. Il se caractérise par une greisenisation importante (Andrade, 1978). Les greisens sont minéralisés en Sn, Be, Cu et Li.

Le massif de Serra Branca a été daté à 1658 M.a. par la méthode Pb/Pb (Reis Neto, 1983).

Dans la sous-province de Rio Paranà, les granites sont intrusifs dans les gneiss et dans la formation Ticunzal. Ce sont des corps circulaires dont les types lithologiques les plus abondants sont porphyroïdes. La biotite est l'unique minéral ferromagnésien, ce qui distingue ces granites de ceux de la sous-province de Tocantins. L'ensemble de ces corps granitiques dessine deux chapelets de direction NW-SE et NE-SW.

- Le massif de Pedra Branca qui est situé sur la rive gauche de Rio Parana, au Nord de la ville Nova Roma a une forme elliptique et une superficie de 90 km².

Ce granite à biotite présente deux faciès : un faciès de bordure équigranulaire à grain moyen à grossier et un faciès porphyroïde. Ce massif se caractérise par l'importance des phénomènes de greisenisation (Botelho, 1985) qui l'affectent ainsi que

son encaissant gneissique. Il a été daté par la méthode Rb/Sr à 1405 M.a. (Marini et al., 1986).

- Le massif de Mocambo qui est situé au Nord-Est du massif de Pedra Branca. Il a une superficie de 56 km². Le type lithologique prédominant est un granite à biotite à grain grossier.

- Le massif de Mangabeira qui a une forme grossièrement circulaire avec un diamètre de 3,5 km. Le contact avec les gneiss est cataclastique. Le faciès prédominant dans ce massif est un granite à biotite à grain moyen à grossier qui est recoupé par un filon de granophyre de direction N160. Un granite à muscovite moins abondant et localement greisenisé et minéralisé est localisé à son extrémité sud-ouest.

- Le massif de Serra do Mendes qui est localisé au Sud-Ouest de la ville Monte Alegre et qui occupe une superficie de 263 km². L'unique faciès est un granite à biotite à grain moyen à grossier.

- Le massif de Sucuri d'une superficie de 8 km² est un massif composite à trois faciès principaux : un granite à biotite à grain moyen, un granite à grain fin, parfois porphyrique et un microgranite. Le massif de Sucuri est jalonné par des filons aplopegmatitiques de faible puissance (15 à 50 m). Il a été daté à 1767 M.a. (Pimentel et al., en préparation).

- Le massif de Soledade est localisé au NE de Terizina. Il a une superficie de 30 km². Il est composé principalement par un granite granophyrique à biotite. Sa bordure est caractérisée par un faciès fin tandis qu' au centre du massif le faciès est à grain moyen. Il renferme des enclaves de l'encaissant son contact est faillé. Ce massif a un âge de 1769 M.a. (Pimentel et al., en préparation).

** Le granite pegmatoïde et les pegmatites*

Ils ont été distingués des précédents parce qu'ils apparaissent plus jeunes. Il s'agit de corps pegmatitiques généralement localisés au Nord de la sous-province Rio Paranà (Campos Bellos) et au Nord-Ouest du granite de Serra Dourada et qui coupent tous les granites, les gneiss et les métasédiments du groupe Serra da Mesa. Ils ont empreinté les fractures NE et E-W. Leur mise en place produit un métamorphisme de contact à andalousite dans les micaschistes de la formation Ticunzal dans la sous-province de Rio Paranà.

Ils sont minéralisés en cassitérite, tantalite, béryl, spodumène et tourmaline.

Protérozoïque moyen et supérieur:

** Le groupe Paranoa*

Ce groupe affleure au Nord des granites de Serra da Mesa et de Serra da Branca. Il est formé de phyllites, schistes, de quartzites et de lentilles de marbre. Ce groupe est caractérisé par une sédimentation à dominante pélitique et carbonatée avec des structures stromatolitiques.



CHAPITRE I

LE MASSIF

DE SERRA DOURADA



I - Localisation

Ce massif est localisé (fig. I-1) entre 13° et 14° de latitude sud et entre 48° et 49° de longitude ouest. L'accès de Brasilia se fait par la route Brasilia - Bêlem Br-153 jusqu'à Santa Tereza (500 km de Brasilia), puis par la route GO-29 jusqu'à Formoso (25 km). De Formoso, on prend la route GO-12 jusqu'à Mata-Azul au NW (110 km). Pour accéder au massif de Serra da Mesa, il faut prendre la route GO 29 au WNW de Formoso jusqu'à Campinaçu (45 Kms) et puis au Minaçu (100 Kms).

II - L'encaissant (groupe Serra da Mesa)

1- Introduction

L'encaissant est constitué essentiellement de micaschistes à grenat ($Al_{80}Py_{8.4}Sp_{8.5}Gr_{3.1}$) et épidote, des quartzites grossiers à rares paillettes de muscovite, des micaschistes (à grenat, staurotide et disthène) avec intercalation de fins quartzites micacés et des paragneiss. De petits niveaux d'amphibolites affleurent localement.

Cette séquence métasédimentaire a été attribuée au groupe Serra da Mesa par Marini et al (1977).

La direction générale des métasédiments est approximativement nord-sud localement NNW-SSE. Le pendage de la schistosité est de l'ordre de 75° vers le NE au bord sud-est de Serra d'Encosto et vers le NW au bord ouest de la Serra Dourada, le massif de Serra Dourada semble donc occuper le coeur d'une vaste antiforme.

2- Stratigraphie et pétrographie

Plusieurs coupes (et une cartographie détaillée à plusieurs échelles 1/5000, 1/10000 et 1/25000) ont été réalisées dans le socle métamorphique et au niveau du contact de celui-ci avec les granites de Serra Dourada et Serra d'Encosto (fig.I-1).

Trois unités lithostratigraphiques peuvent être distinguées dans cette zone. De la base au sommet, il s'agit de paragneiss, de quartzschistes, de quartzites puis de micaschistes.

- Les paragneiss et les quartzschistes présentent des intercalations de quartzites fins micacés. Des porphyroblastes de grenat, de staurotide et de disthène se développent localement.

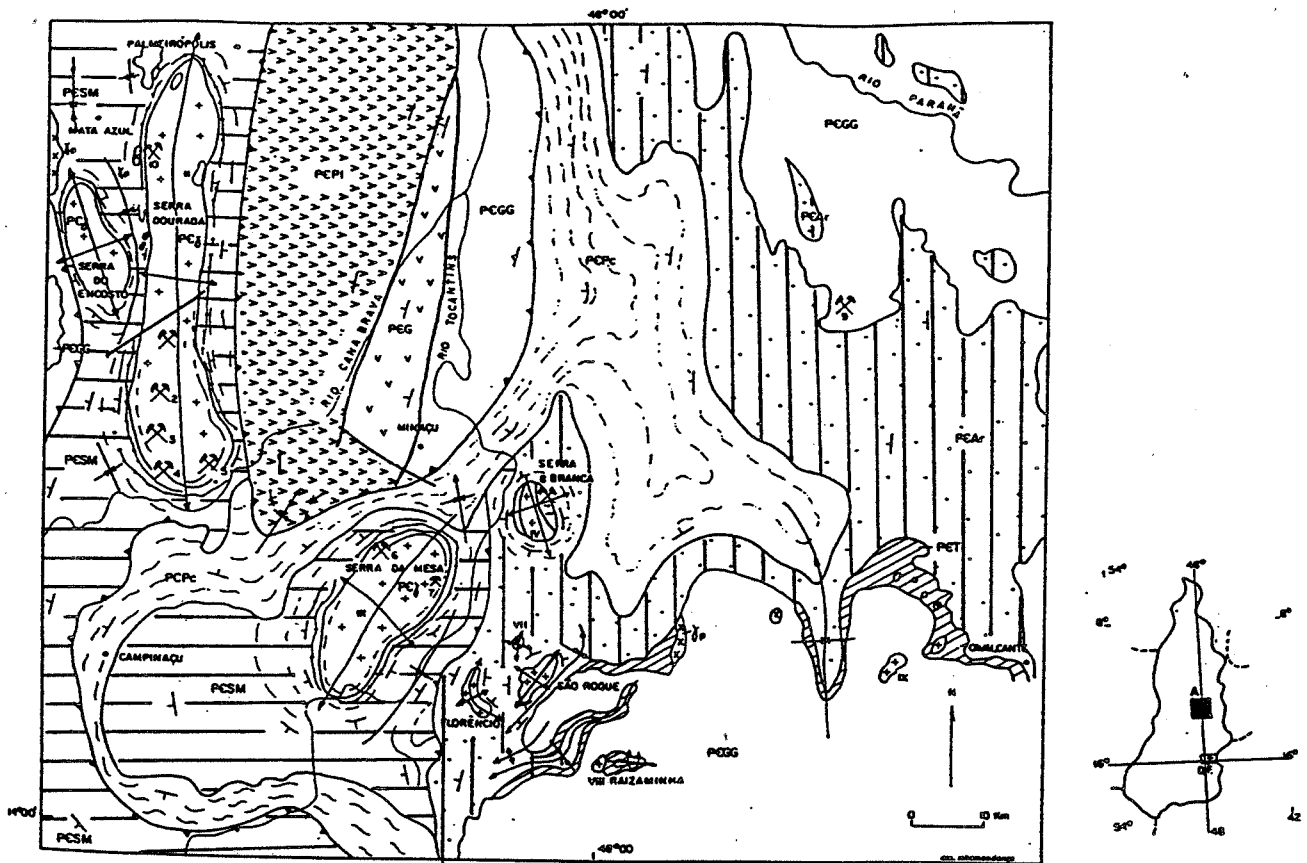


Figure I-1 Géologie de la sous-province de Rio-Tocantins (carte de Marini et al., 1986 modifiée).

Protérozoïque supérieur:

PEPC : groupe Paranoà.

Protérozoïque moyen:

Granites pegmatoïdes

Granites stannifères: massif de Serra da Mesa, massif de Serra d'Encosto et massif de Serra Branca.

Protérozoïque inférieur:

Granites stannifères: massif de Serra Dourada, massif de Floêncio et massif de São Roque.

PEAR: Groupe Araí

PESM: Groupe de Serra da Mesa

PET: Formation Ticunzal

PEPI: Séquence ultrabasique (gabbro et anorthosite) et métasédimentaire de Palmeiropolis

Archéen:

PEG: Complexe granulitique de Canabrava

PEGG: Gneiss

Garimpos:

- 1: Chpeu, 2: Zé Bento, 3: Buriti, 4: Do Campo, 5: Pela Ema, 6: Rajado, 7: Manchão Vermelho, 8: Serra Branca, 9: Ouro Fino et 10 Mata Azul

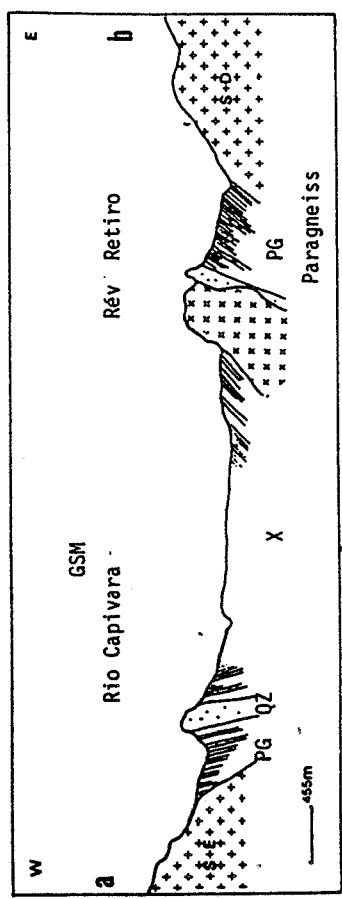
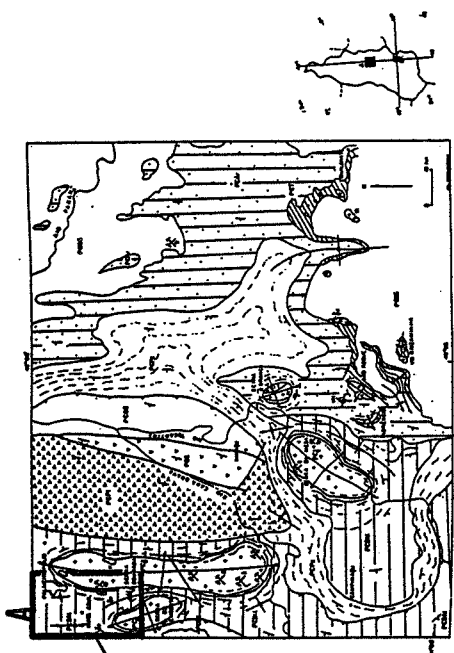
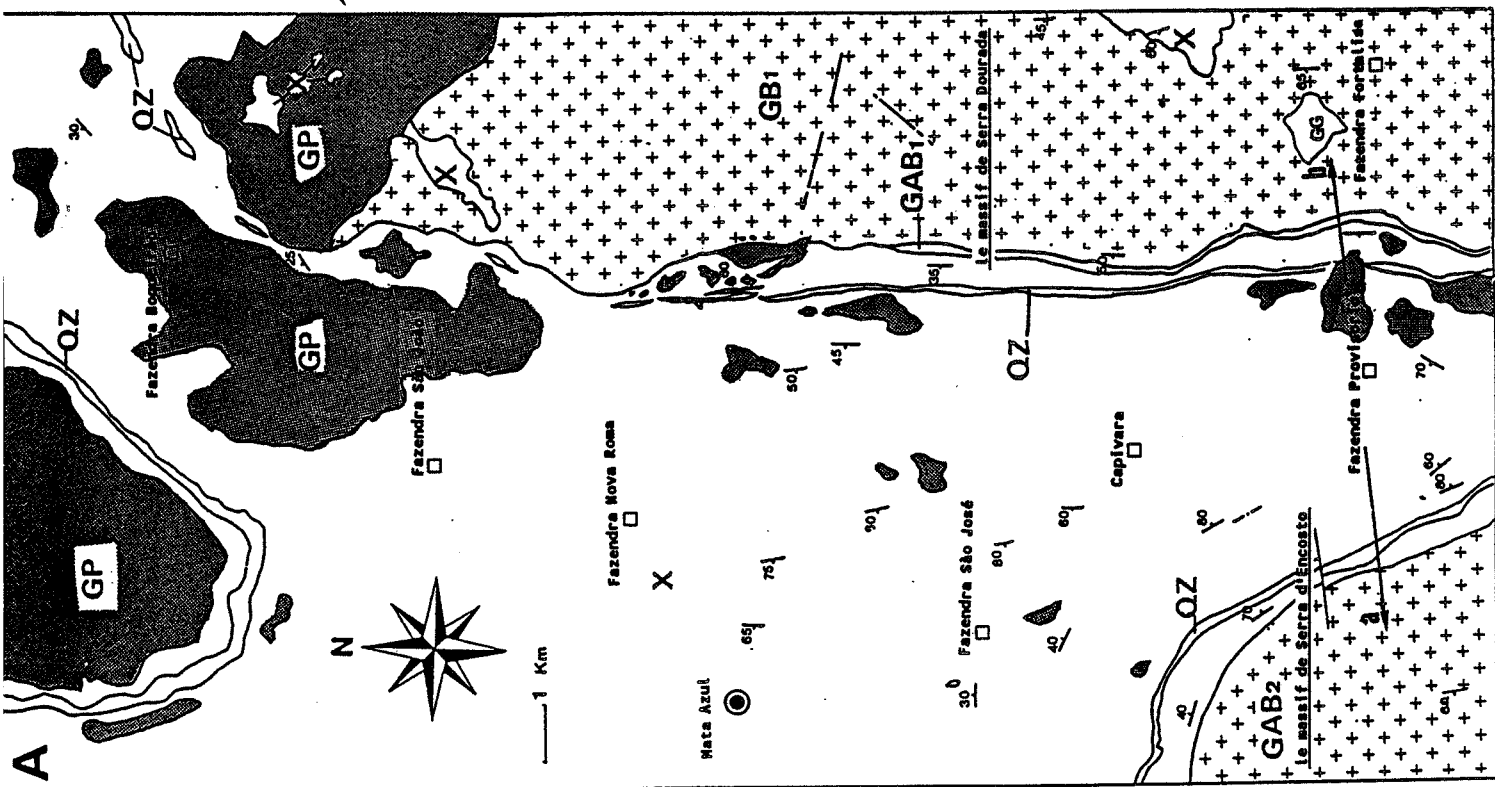


Figure 1-1b

Localisation et géologie de la partie nord des massifs de Serra Dourada et de Serra d'Encosto.

Protérozoïque moyen:
 GP: granite pegmatofide
 Massif de Serra d'Encosto: GAB2: granite à biotite

Protérozoïque inférieur:
 Massif de Serra Dourada: GG: granite à biotite et GB1: granite à biotite et garnet.
 a-b coupe entre le massif de Serra Dourada (SD) et le massif de Serra d'Encosto (SE).
 Groupe Serra da Mesa: X: micauchiste à grenat et disthène et OZ: quartzite massif.

Les paragneiss forment la base de cette unité et sont peu abondants. Ils possèdent une granulométrie variable (0,5 mm pour les bandes feldspathiques (plagioclase An 22) et 1,5 mm pour les bandes micacées).

Des quartzites fins micacés en lentilles de 0,5 à 2 m d'épaisseur s'intercalent dans les paragneiss. Ils sont formés de quartz (90 %), de muscovite (9 %) et de rare biotite.

Microscopiquement, les paragneiss présentent une texture lépidoblastique à granolépido-blastique. Ils sont formés de quartz (35 %), plagioclase (22 %), biotite (15 à 20 %) et muscovite (15 %). Le grenat ne dépasse pas les 3 %. Les minéraux accessoires observés sont: zircon, rutile, sulfures et tourmaline. Le quartz à extinction ondulante est fréquemment fracturé. Le plagioclase est également étiré et déformé, il a une composition d'oligoclase An22. La biotite est subautomorphe légèrement déformée. Elle renferme des inclusions minérales de quartz, zircon et opaque. Elle est associée à la muscovite et aux opaques. Le grenat possède des inclusions de quartz, d'ilménite et de muscovite.

Les quartzites en intercalations ont une granulométrie moyenne. La biotite et la muscovite sont orientées. La muscovite prédomine sur la biotite.

Au sommet de cette unité, affleurent des quartzschistes à muscovite dominante, avec des intercalations centimétriques de quartzite à grain moyen à muscovite et biotite en fines paillettes. Ces intercalations de quartzites sont assez fréquentes et deviennent un peu plus épaisses vers le haut de l'unité. Ces quartzschistes à grain fin (1 mm) ont un aspect laminaire marqué par des niveaux micacés.

Le quartz est fracturé et déformé (extinction ondulante). La tourmaline apparaît d'une manière sporadique, elle est associée à la muscovite.

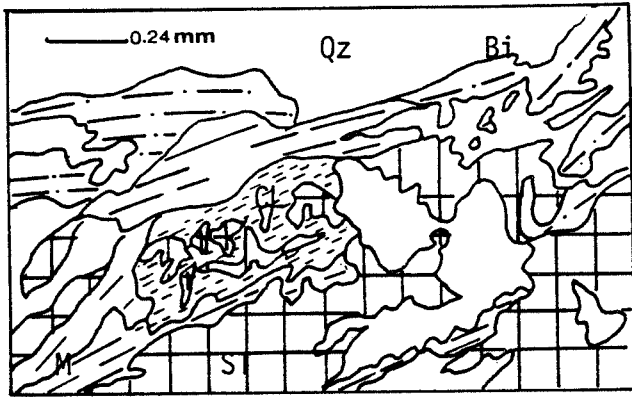
- **Les quartzites massifs** ont un pendage fort 60°-75°, vers l'Ouest à proximité de Serra Dourada et vers l'Est à Serra d'Encosto et impriment une structure en synforme entre les deux massifs granitiques.

Les quartzites ont une granulométrie moyenne à grossière. De fines paillettes orientées de muscovite se développent entre les grains de quartz. Ces quartzites ont une épaisseur de 80 m.

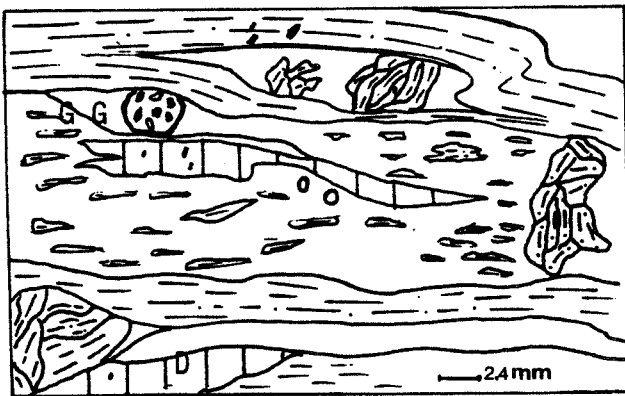
Le passage à l'unité supérieure est progressif et se réalise par l'alternance de quartzite fin et de quartzschistes.

Le quartz est xénomorphe et fracturé. Il montre une extinction ondulante. La muscovite rare dans le quartzite massif est orientée. Dans le Sud du massif de Serra Dourada et à proximité du granite près de la ferme de Sr. Edvaldo, d'après Macambira (1983) ces quartzites sont minéralisés en wolframite.

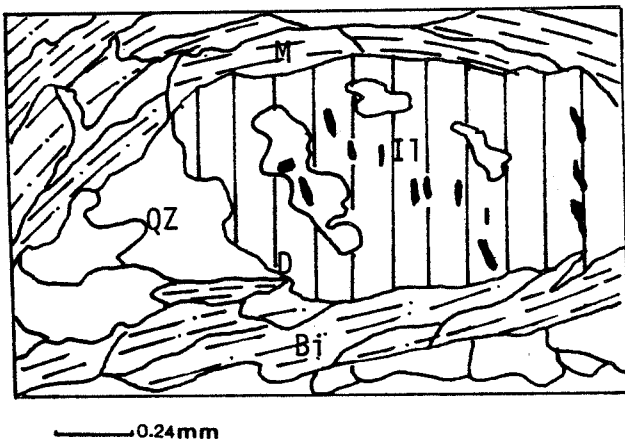
- **Les micaschistes** représentent 80 % de la séquence métasédimentaire. Ces micaschistes sont microplissés et la dernière schistosité prend une orientation NS à NNE, elle est soulignée par les micas et le quartz. Du quartz tardif recristallise dans les



Micaschiste à staurotide :
 QZ : quartz; Bi : biotite;
 M : muscovite CL : chlorite;
 S : staurotide.



Micaschiste à grenat et disthène
 G : grenat à inclusions muscovite
 ilménite et quartz.



Micaschiste à grenat et Disthène
 Il : ilménite relique de la
 schistosité Sn-1.
 D : disthène;

Figure I-2: Relation entre les différentes phases au cours du métamorphisme.

plans de schistosité. Des porphyroblastes millimétriques à centimétriques de grenat (0,5 cm), (fig. I-2) de disthène et de staurotide ont été observés à plusieurs endroits (près de Serra d'Encosto, fazenda Sr Tiago). Les intercalations de quartzites fins sont fréquentes.

Ces micaschistes possèdent, parfois, des niveaux centimétriques plus riches en muscovite et biotite. Le grenat, le disthène et la staurotide sont très fracturés et renferment des inclusions de quartz, de muscovite et d'ilménite.

Le quartz en grains millimétriques est xénomorphe. La biotite en lamelles (0,4 - 0,7 mm) est associée à la muscovite et au quartz. La muscovite en paillettes de 0,3 mm est plus ou moins fréquente dans les micaschistes. Elle est associée à la biotite, au quartz et à la tourmaline. Le grenat porphyroblastique (0,7 mm) est moulé par une schistosité de flux bien dessinée par les biotites et prend une structure hélicitique qui traduit son antériorité par rapport à la deuxième schistosité. Certains porphyroblastes renferment des inclusions de biotite et de tourmaline qui témoignent d'une paragenèse antérieure.

- **Les amphibolites** forment des lentilles de petites dimensions (5 à 6 m), concordantes avec les micaschistes. Elles affleurent sur la route entre la ferme Capivara et la rivière Pedra et entre les fermes de Ana et de Sr. Tiago. Ces roches, vert sombre et grain moyen sont formées essentiellement d'amphibole verte, de pistachite, de plagioclase, de clinopyroxène, de sphène et d'opacques.

L'amphibole est subautomorphe et orientée. Elle a une composition de hastingsite (voir minéralogie). L'épidote (pistachite) borde et englobe l'amphibole dont elle apparaît postérieure. Le plagioclase est une andésine (An30-40) subautomorphe dont les cristaux forment une trame. Le clinopyroxène vert olive se transforme en un aggrégats de petit cristaux de clinopyroxène secondaire et d'amphibole. Les minéraux accessoires sont le sphène, la calcite et les opaques.

L'amphibolite de la ferme Capivara présente une minéralogie différente. Le clinopyroxène relique est associé à un plagioclase plus calcique An59. Un feldspath potassique se développe tardivement entre les cristaux d'amphibole et de plagioclase.

Conclusion:

En conclusion nous retiendrons que le métamorphisme est caractérisé par les paragenèses suivantes dans les différentes séquences :

paragneiss : - quartz - muscovite - biotite - plagioclase - grenat - staurotide

micaschistes : - quartz - muscovite - biotite - grenat - staurotide - disthène

amphibolites : - quartz - biotite - plagioclase - épidote - clinopyroxène - amphibole

- Dans la séquence alumineuse l'association biotite, muscovite, grenat, staurotide et disthène caractérise le faciès disthène-almandin.

- La staurotide est un minéral de température et de pression moyennes. Elle n'est stable en présence de quartz que dans un intervalle de température assez restreint, entre 550°C à 700°C, (Richardson, 1968), et au dessus d'un certain seuil de pression. La présence de disthène indique des pression supérieur à 5 kbars.

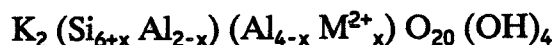
3- Composition chimique des minéraux des métasédiments

Les échantillons analysés sont reportés sur la carte (fig. I-9, page).

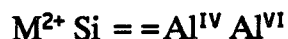
3-1 Les muscovites:

a) *Substitution phengitique:*

Le degré de la substitution phengitique peut être établi directement en comparant les valeurs de $x = (\text{Si}-6)/2$. Ce degré varié de 2.5% à 16% (tableau I-1).

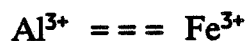


Cette substitution se traduit dans la structure de la muscovite par la substitution:



Une partie de Si est remplacée dans la structure par Al en position tétraédrique, l'excès de charge produit est compensé afin de respecter la neutralité électrique, par l'introduction de cations divalents M^{2+} dans le site octaédrique en remplacement de Al^{VI} .

Dans une substitution phengitique simple, il y a une corrélation positive entre les teneurs en Al^{IV} et Al^{VI} . Dans un diagramme (fig.I-3a) $\text{Al}^{\text{IV}} / (\text{Al}^{\text{VI}} - 2)$, cette corrélation s'exprime par une droite de pente 1 sur laquelle se placeront les phengites (Saliot, 1978), tandis que des déplacements autour de cette droite indiquent des substitutions:



Le fer ferreux entre également dans le site octaédrique en substitution avec Al^{3+} . Le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}} / (\text{Al}^{\text{IV}} - 2)$ permet d'évaluer indirectement les proportions de Fe^{3+} et montre que les muscovites des métasédiments incorporent dans leurs réseaux du fer essentiellement trivalent.

▼SO ■BA

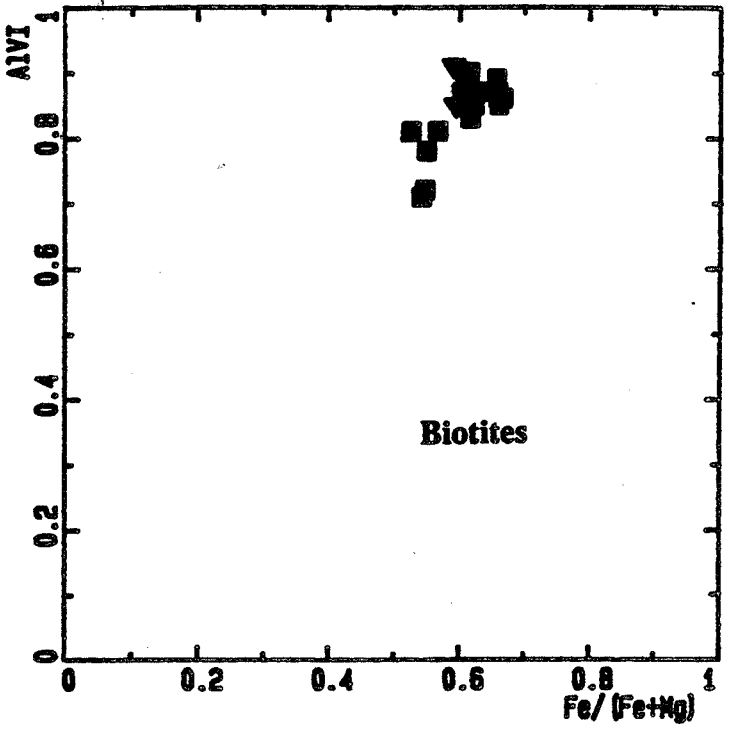
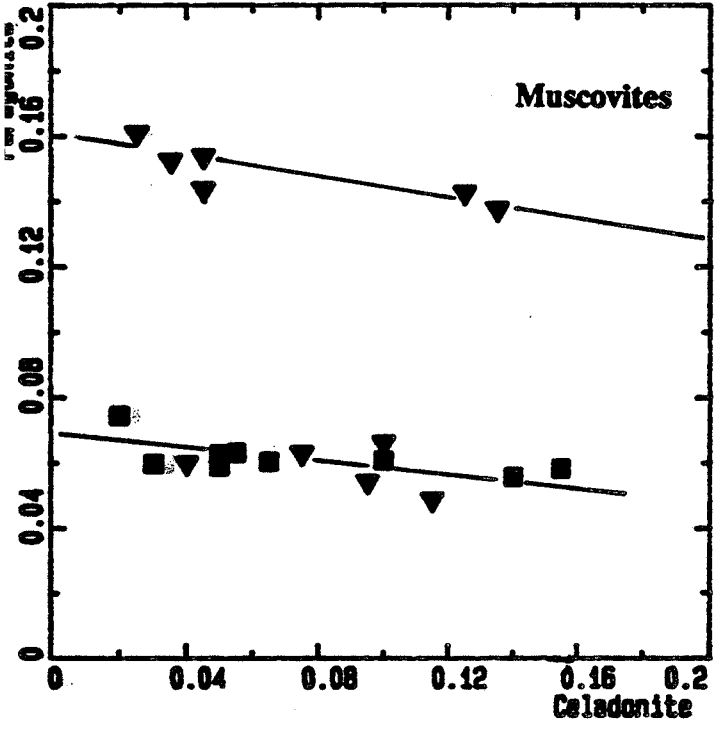
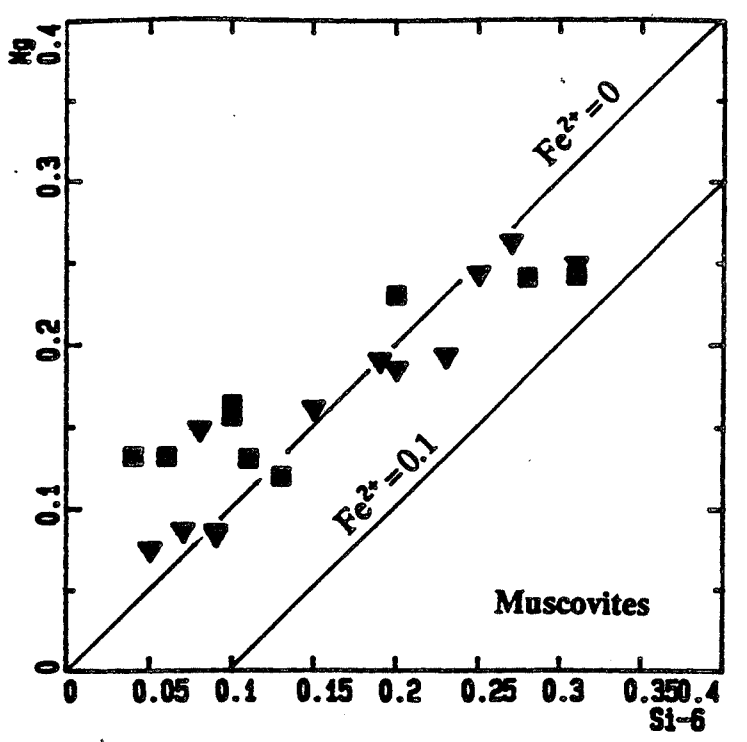
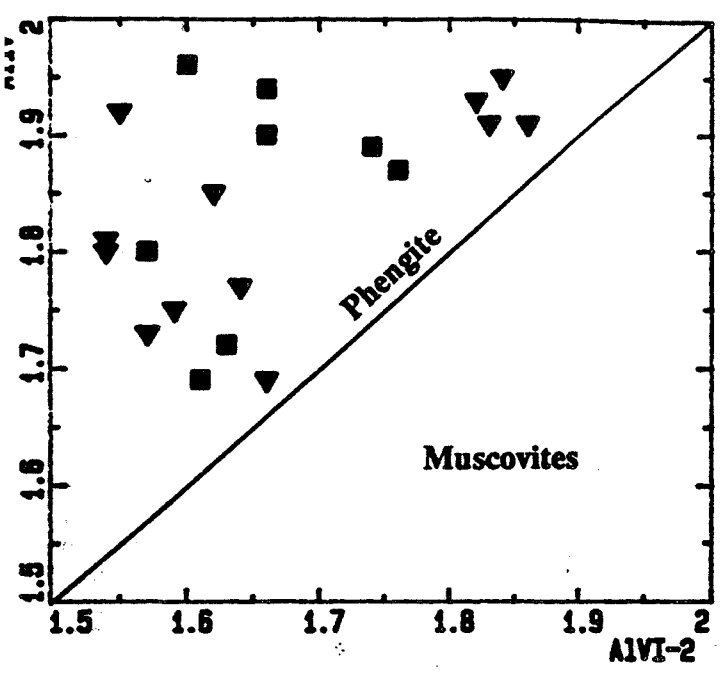


Figure I-3: Variation de la composition des micas des métasédiments du groupe Serra da Mesa au cours du métamorphisme. SO et BA sommet et la base de la séquence métasédimentaire.

Si nous supposons que le fer et le magnésium sont les deux principaux cations divalents qui entrent dans la structure de la muscovite, on a alors un moyen de tester la quantité de Fe^{2+} entrée avec Mg^{2+} dans le site octaédrique. Dans le diagramme $Mg^{2+} / (Si - 6)$ (fig. I-3b) les muscovites sont proches de la droite $Mg = Si - 6$. La compensation de charges par est donc essentiellement faite par Mg^{2+} et le fer doit alors être considéré comme Fe^{3+} .

b) Substitution interfoliaire:

Cette substitution est visualisée par le diagramme céladonite-paragonite (fig. I-3c). Deux groupes se distinguent :

- Les muscovites du sommet de la séquence présentent un pourcentage en paragonite élevé entre 16% et 14% et un pourcentage au céladonite de 3% à 14%. La corrélation entre les deux paramètres est négative. Ce taux de paragonite est comparable à celui des muscovites mésozonales du Dalradien d'Ecosse (zone du grenat et du disthène) R.J. Lambert, 1959.

- Les muscovites de la base de la séquence ont un taux de paragonite constant égal à 6% mais le taux de la céladonite varie dans les mêmes proportions que dans les muscovites du sommet de la séquence.

Tableau I-1 : Formule structurale moyenne des deux types de muscovite au sommet et à la base de la séquence métasédimentaire:

	Sommet		Base	
	Micaschiste		Micaschiste	Paragneiss
	M1	M2	M1	M1
Si	6.05	6.27	6.10	6.10
Al ^{IV}	1.95	1.73	1.90	1.90
Al ^{IV}	3.84	3.57	3.66	3.72
Fe t	0.10	0.17	0.13	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.24	0.16	0.13
Ti	0.06	0.06	0.11	0.06
XFe	53%	41%	44%	52%
XNa	15%	13.4%	6%	6%

On remarque que les muscovites secondaires M2 des micaschistes du sommet de la séquence ont presque la même teneur en Na (0.29 a./f.u. pour M1 et 0.27 a./f.u. pour M2) et en Ti, tandis que leurs teneurs en Mg et Fe sont supérieures (Tableau I-1) à celles des muscovites primaires M1.

Le Fe et Mg augmentent dans les muscovites de la base de la séquence. L'introduction des cations divalents dans le site octaédrique provoque un changement de volume du site interfoliaire qui devient ainsi de moins en moins favorable à l'entrée de Na (Guidotti, 1984).

Le contrôle cristallogénétique ne peut pas expliquer à lui seul la variation du taux de la paragonite puisque les muscovites de la base de la séquence sont en équilibre avec un plagioclase acide An 14-11, alors que celles du sommet sont en équilibre avec le disthène, la staurotite, le grenat et la biotite. L'assemblage minéralogique donc la composition chimique de la roche a une influence sur le taux de paragonite dans la muscovite. En effet, les roches du sommet de la séquence métasédimentaire sont des métashales et les roches de la base correspondent à des métagrauwackes (voir plus loin la géochimie des ces roches).

c) Estimation de la température et de la pression:

L'utilisation des données de R.J. Lambert (1959) reliant le taux de paragonite à la température est très délicate. Cependant ces résultats peuvent donner un ordre de grandeur. La température est estimée d'après la composition des muscovites à 570°C.

Ces valeurs sont assez raisonnables si nous les comparons avec les résultats expérimentaux obtenus sur le joint muscovite-paragonite dans le système $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ (Chatterjee et al., 1975) où sous une pression d'eau de 4 kbar, une composition de 15 % de paragonite implique une température minimum de cristallisation d'environ 500°C.

3-2 Biotites:

Dans le diagramme $Al^{VI} - Fe/(Fe + Mg)$ (Fig. I-3d), les biotites analysées de la séquence métasédimentaire ont une composition de sidérophyllite.

Les biotites provenant des paragneiss sont plus riches en fer et ont un remplissage du site octaédrique moins important que les biotites des micaschistes (tableau I-2).

Il faut noter que les teneurs en alumine des biotites des micaschistes du sommet et de la base de la séquence varient très peu. Les biotites du sommet provenant de l'assemblage biotite - muscovite - grenat - disthène ou biotite - muscovite - plagioclase ont respectivement des teneurs en alumine de l'ordre de 3.38 et 3.50 a./f.u. Al(t), alors

que les biotites de la base qui proviennent des assemblages biotite-muscovite contiennent 3.35 a./f.u. Al(t).

Tableau I-2: Compositions moyennes (pour 22 oxygènes) des biotites :

	Sommet	Base	
	Micaschiste	Micaschiste	Paragneiss
Si	5.63	5.47	5.37
Al ^{IV}	2.37	2.53	2.63
Al ^{VI}	1.01	0.82	0.87
Fe	2.78	2.50	2.89
Mg	1.90	1.99	1.59
Mn	0.04	0.03	0.02
Ti	0.16	0.34	0.26
M ²⁺	5.89	5.68	5.63
A	0.11	0.32	0.37
Na	0.10	0.05	0.03
K	1.90	1.95	1.97
XFe	59%	44%	64%
R: Al ₂ O ₃	19	12.50	15.92
Fe ₂ O ₃	9.80	3.68	7.60
MgO	0.97	1.61	2.14
MnO	0.08	0.03	0.07
TiO ₂	1.29	0.79	0.82

A représente le nombre de sites octaédriques vacants

R: Composition moyenne de la roche hôte.

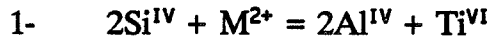
La biotite est en équilibre avec le rutile et l'ilménite dans les deux unités (le sommet et la base) de la séquence. Dans les biotites des quartzschistes de la base les teneurs en titane sont deux fois plus élevées que dans celles des micaschistes du sommet de la séquence (Tableau I-2). Ces teneurs en titane sont comparables à celles des biotites de la zone à disthène R.J. Lambert (1959) et Guitard (1970) (Tableau I-3) pour les biotites des micaschistes du sommet de la séquence, et aux biotites de la zone à sillimanite (0.25 à 0.35 a./f.u) pour les biotites des quartzschistes et les paragneiss de la base de la séquence.

Tableau I-3: Teneur en titane pour des biotites de roches métamorphiques.

Nature de la roche	auteur	Ti a./f.u.	Ti a./f.u. des biotites analysées
Métapélites			
- zone du grenat	R.J. Lambert (1959)	0.10-0.13	0.16 sommet de la série
- zone de l'andalousite ou disthène	Guitard (1970)	0.15-0.22	
- zone de la sillimanite	Guitard (1970)	0.22-0.35	0.26-0.34 base de la série
Faciès amphibolite	Zakriutir (1969)	0.22	
- sous faciès à quartz et staurotide	Kwak (1968)	0.20	

L'entrée du titane dans le site octaédrique implique une augmentation de la charge positive qui peut être compensée par l'entrée d'Al dans le site tétraédrique (2.37 a./f.u. de Al^{IV} contre 2.5 a./f.u. de Al^{IV} dans les micaschistes et 2.63 a./f.u. de Al^{IV} dans les paragneiss) et par des lacunes dans le site octaédrique (Tableau I-2). Nous observons également une corrélation négative entre les teneurs en titane et les teneurs en aluminium octaédrique Al^{VI}.

Robert (1980) a montré par voie expérimentale que la fixation du titane peut être obtenue par le mécanisme suivant:

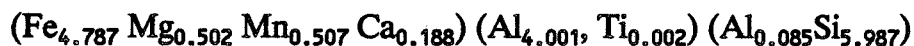


Ce mécanisme déjà proposé par Oki (1961) conduit à des micas à la fois riches en titane et en aluminium.

Les teneurs en fer des biotites sont assez variables (Tableau I-2).

3-3 Grenats:

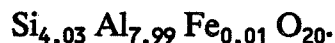
Seuls les grenats des micaschistes du sommet de la séquence ont été analysés. Ils ont la composition suivante : Al₈₀Py_{8.4}Sp_{8.5}Gr_{3.1}



D'après B.A. Sturt (1962) le pourcentage minimum possible de CaO et de MnO diminue depuis la zone de la biotite (12% < CaO+MnO < 17%) jusqu'à la zone à sillimanite (0,5% < CaO+MnO < 4%). Nos analyses correspondent à la zone à silicate d'alumine (2,5% < CaO+MnO < 5), ce qui est cohérent avec la présence du disthène.

3-4 Disthène:

Le disthène, qui est en équilibre avec le grenat, a une composition assez homogène :

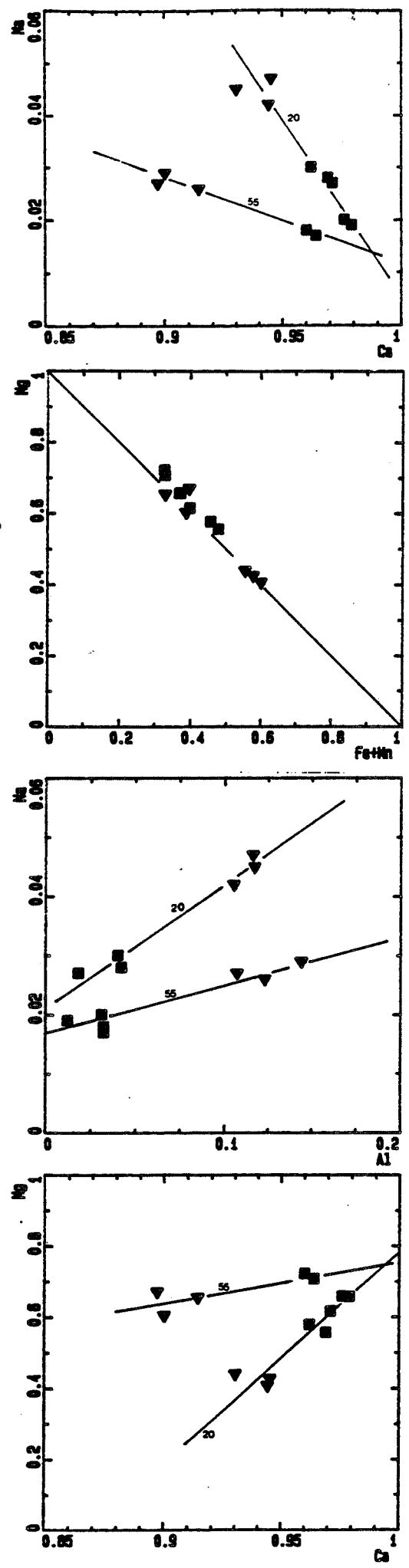
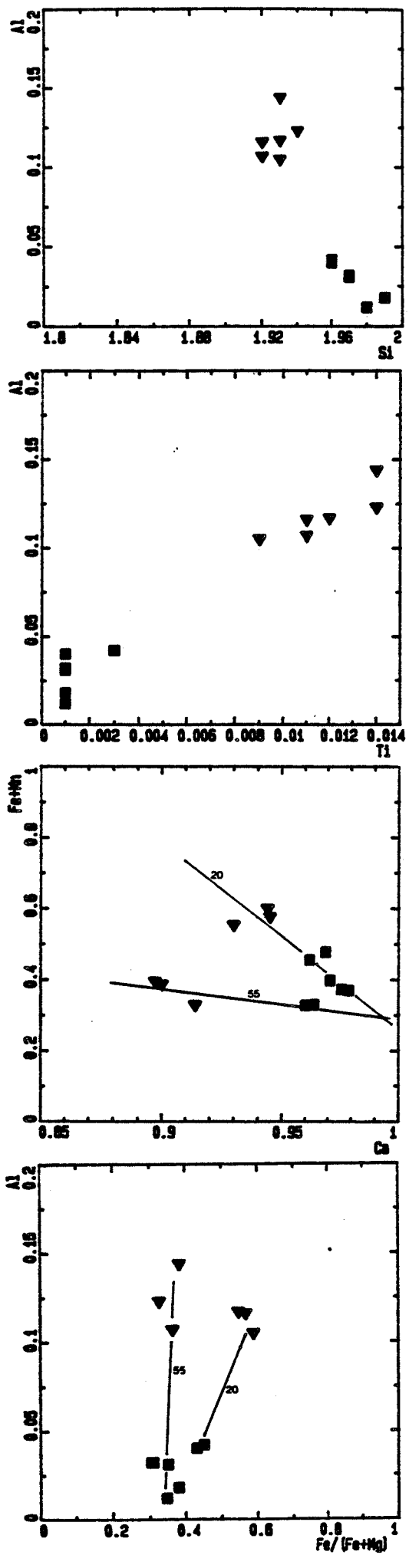


3-5 Estimations des conditions physiques:

La paragenèse observée à staurotide-grenat-disthène permet de placer le métamorphisme dans la région au début du faciès amphibolite, c'est à dire selon Winkler (1979) une température de 550°C à 600°C et des pressions de l'ordre de 5 à 6 kbar.

Figure I-4: Relation entre les clinopyroxènes primaires et secondaires dans les deux échantillons d'amphibolites (55) et (20).

▼ CPX1 ■ CPX2



Cette estimation est validée par les conditions qu'indique le géothermobaromètre de Ferry et Spear (1978) basé sur le coefficient de partage du fer et du magnésium entre la biotite et le grenat.

Mg/Fe(grenat)	Mg/Fe(biotite)	K_D	T	P
0.105	0.68	0.154	523°C	5 Kbar

$$T^{\circ}\text{C} = -2109 / (\ln K_D - 0.782) - 273$$

$$P \text{ (bars)} = (4,662T^{\circ}\text{K} - 12454 - 3RT \ln K_D) / 0.057.$$

La valeur ($K_D = 0.154$) du coefficient de partage du fer et du magnésium entre le grenat et la biotite est caractéristique de la zone staurotide-disthène (Baltazis 1979). La température calculée est comparable à celle (550°C) déduite des teneurs en paragonite de la muscovite.

3-6 Composition chimique des minéraux des amphibolites:

Nous ne disposons que de deux filons d'amphibolites (échantillons 20 et 55). Leurs positions sont précisées sur la carte (fig. I-9)

a) *Les clinopyroxènes:*

Les clinopyroxènes ont des compositions de ferrosalite. Ils se répartissent en deux groupes selon leurs teneurs en Al, Ti et Ca (Tableau 6-1). Nous avons utilisé la formule générale : $X^{VI}Y^{VI}Z_2^{IV}O_6$.

1. le premier groupe:

Ces clinopyroxènes sont caractérisés par leur richesse en alumine et en titane (fig. I-4). L'excès de charges négatives provoqué par la substitution $Si = Al$ (fig. I-4) est compensé par l'introduction du titane ou de l'alumine en position octaédrique (tableau I-4). Les clinopyroxènes de l'échantillon 50 sont plus riches en fer que ceux de l'échantillon 20.

Les clinopyroxènes des amphibolites de Serra Dourada semblent former une seule famille liée par les substitutions suivantes :

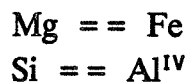


Tableau I-4 : composition des clinopyroxènes des amphibolites:

Ech.	CPX1 relique		CPX2 secondaire	
	55	20	55	20
SiO ₂	50.81	49.51	52.88	51.09
TiO ₂	0.48	0.42	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	2.76	2.56	0.72	0.88
FeO _t	11.80	16.32	10.11	13.69
MnO	0.42	0.69	0.42	0.52
MgO	10.70	7.59	12.70	10.09
CaO	22.18	22.30	23.80	23.35
Na ₂ O	0.39	0.60	0.24	0.40
Total	100.00	100.00	100.32	100.24

Formule structurale sur la base de 6 oxygènes et 4 cations.

Si ^{IV}	1.933	1.914	1.968	1.948
Al ^{IV}	0.067	0.086	0.032	0.040
Al ^{VI}	0.057	0.031	0.000	0.000
Ti	0.014	0.012	0.001	0.001
Fe ^t	0.376	0.531	0.316	0.440
Mn	0.014	0.023	0.013	0.017
Mg	0.607	0.440	0.707	0.574
Ca	0.904	0.930	0.948	0.954
Na	0.029	0.045	0.017	0.030
Total	4.004	4.025	4.016	4.001
XFe ³⁺	0.38	0.55	0.31	0.43
Fe ³⁺	0.011	0.075	0.047	0.091

2. le second groupe:

Les clinopyroxènes reliques CPX1 semblent se transformer en agrégats de petits grains de clinopyroxène secondaire CPX2 et d'amphibole verte. Ces clinopyroxènes secondaires sont plus riches en CaO et MgO et pauvres en TiO₂ et FeO (Tableau I-4) que leurs prédécesseurs. Les teneurs en CaO sont comparables dans les deux échantillons (20 et 50) et traduisent probablement un rééquilibrage par le métamorphisme.

3. Relation entre les deux groupes de clinopyroxènes:

Les diagrammes binaires montrent clairement l'individualité de deux groupes de pyroxènes qui se traduit par l'absence de compositions intermédiaires. Par ailleurs il apparaît deux tendances représentées par les droites de regressions sur lesquelles se placent les pyroxènes des groupes 1 et 2. Au vu de ces diagrammes, nous pouvons envisager l'existence de deux types de pyroxènes précoces, plus ou moins magnésiens, desquels dérivent deux types de pyroxènes réactionnels qui amplifient les variations du rapport Fe/Mg.

b) Les amphiboles:

Les amphiboles constituent des séries de solutions solides et le passage d'un terme à l'autre correspond à des substitutions cationiques. Fabries (1978) a dressé une liste de ces substitutions qui permet de passer de l'amphibole la plus simple (Tremolite $\text{Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$) aux amphiboles les plus complexes.

Dans les amphibolites de Serra Dourada :

1- Toutes les amphiboles semblent être liées par la substitution :



Le fer et le magnésium sont parfaitement corrélés entre eux (fig. I-5). Cette substitution est en relation avec le type de roche métamorphisée donc avec le degré de différenciation de la roche hôte. Les teneurs en fer dans les amphiboles peuvent être également expliquées par le type d'assemblage minéralogique. Dans l'échantillon 55, l'amphibole est associée à des sulfures (pyrrhotite). Les teneurs en fer peuvent être attribuées à la présence ou l'absence de minéraux susceptibles d'incorporer le fer.

Ech	55	20		55	20
SiO ₂	48.44	39.32	Si	7.130	6.21
TiO ₂	0.28	0.59	Al	1.280	2.31
Al ₂ O ₃	7.35	12.33	Ti	0.031	0.070
FeO _t	16.25	22.67	Fe _t	2.000	3.010
MnO	0.30	0.29	Mn	0.037	0.039
MgO	12.01	6.51	Mg	2.640	1.540
CaO	12.15	12.28	Ca	1.920	2.090
Na ₂ O	0.95	1.27	Na	0.271	0.391
K ₂ O	0.23	1.71	K	0.043	0.346
Total	97.00	98.00		15.350	16.036
			Fe ³⁺	0.387	0.433
			Fe ²⁺	1.595	2.485
			XFe	0.38	0.61

Tableau I-5: Composition moyenne des amphiboles. La formule structurale est basée sur 23 oxygènes. Fe³⁺ a été calculé en se basant sur 13 cations Fe³⁺ = 46 - charges cationiques positives.

2- Le diagramme Na + K/Al^{IV} (fig. I-5) montre l'importance de la substitution:



On peut observer que le degré de cette substitution est assez voisin dans les deux échantillons. En revanche le rapport Na/K varie beaucoup d'un échantillon à

▼ 20 ■ 55

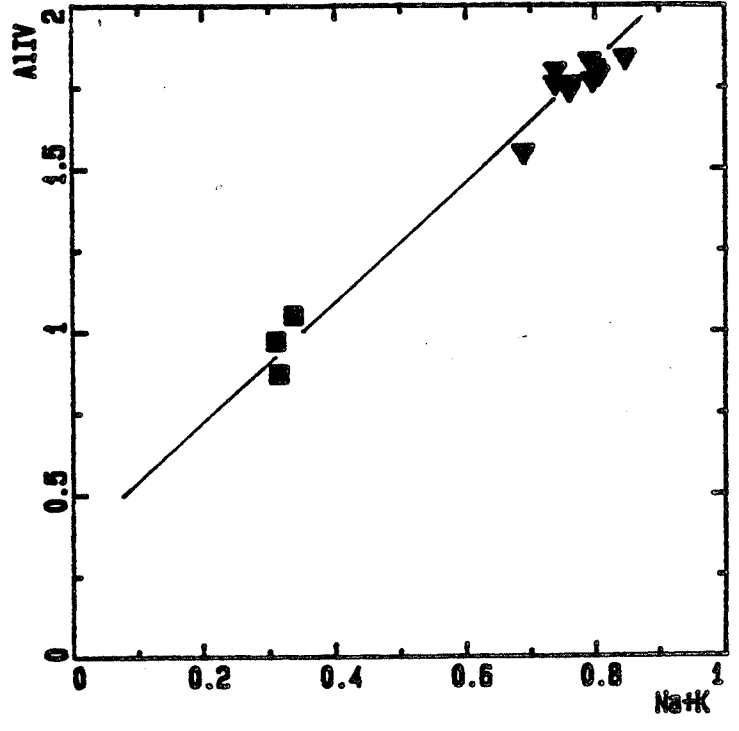
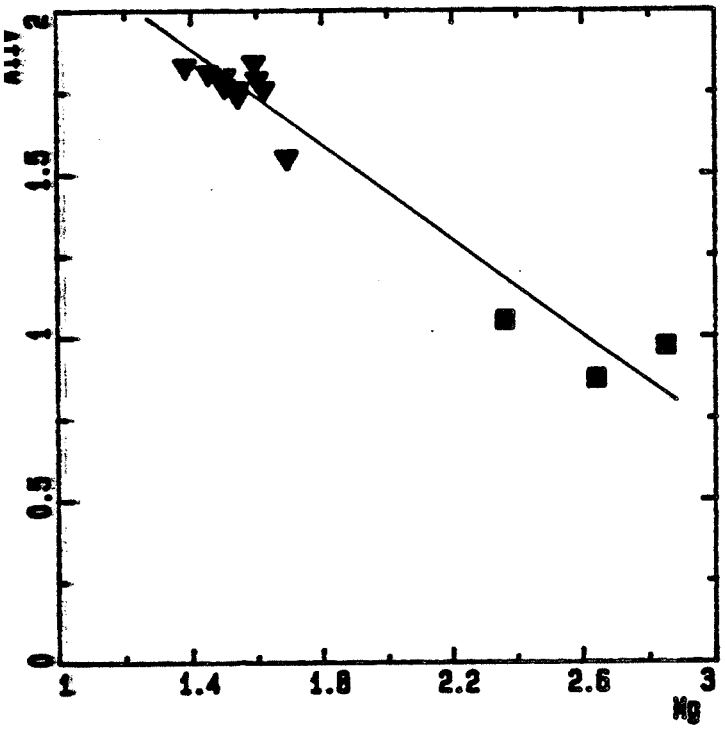
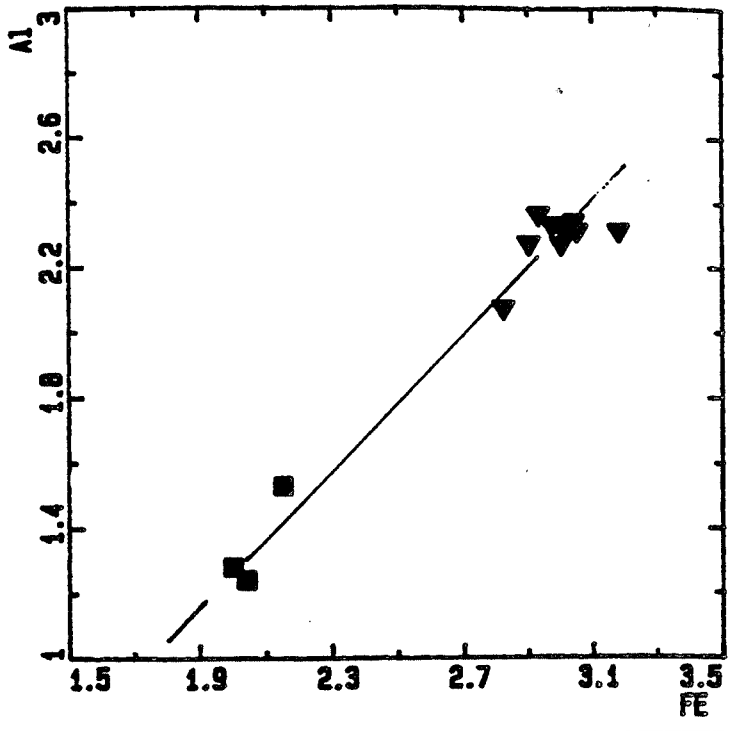
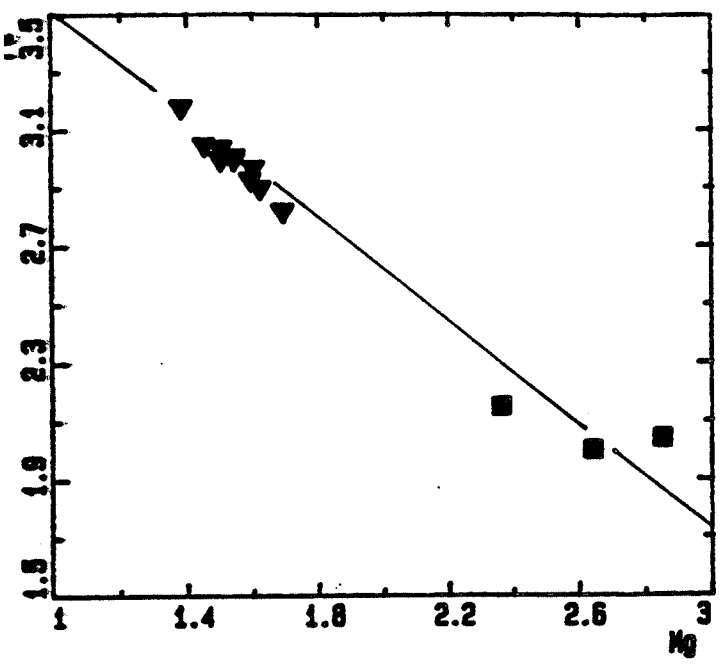


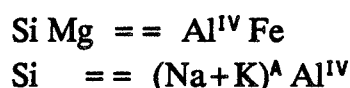
Figure I-5: Evolution de la composition chimique des amphiboles des deux échantillons d'amphibolites (55) et (20).

l'autre (de 5 à 1). Na joue donc un rôle important dans la substitution $Si \equiv Al^{IV}(Na+K)^A$.

3- La teneur en calcium est pratiquement constante dans ces amphiboles (voisin de 2 Ca a./f.u).

En définitive, dans les amphibolites de Serra Dourada les amphiboles forment deux groupes relativement homogènes, l'un à composition d'hastingsite et l'autre de hornblende magnésienne.

Ces amphiboles semblent être liées par les substitutions suivantes:



c) Estimation des conditions thermodynamiques:

L'association ferrosalite, hornblende et plagioclase calcique est caractéristique du faciès amphibolite, elle est stable entre 550°C et 650°C d'après Liou et al (1974).

Le géobaromètre proposé par Hammarstorm, J.M. et Zen, E. 1986 vise les roches sursaturées en Si. Il est basé sur la relation entre l'alumine totale dans la hornblende et la pression. L'amphibole est en équilibre avec quartz, clinopyroxène et plagioclase. On peut donc utiliser ce géobaromètre. Pour la teneur moyenne en alumine 2.31 a./f.u. nous avons une pression de l'ordre de 7.7 kbars. Cette pression est trop élevée, elle ne peut être retenue.

La stabilité de l'assemblage (andésine et amphibole) peut donner une idée approximative des conditions dans lesquelles s'est produit le rééquilibrage. Dans les roches basaltiques ce couple est souvent utilisé ou étudié (Liou et al., 1974 et Plyusnina, 1982). D'après les données de ce dernier auteur, l'amphibole coexiste avec l'andésine (An 40) pour une température de l'ordre de 560°C et une pression de 5 kbars. On retiendra la proximité de ces valeurs par rapport à celles qui ont été obtenues par le couple biotite-grenat dans les micaschistes.

3-7 Conclusion:

La composition chimique des différents minéraux des métasédiments et des amphibolites de la région de Serra Dourada est typique des zones mésozonales. Cette composition dépend dans une large mesure de la nature de l'assemblage minéralogique en présence.

Les conditions physiques estimées à partir des divers couples de minéraux (biotite-grenat et amphibole-plagioclase) sont assez cohérentes. La température est de l'ordre de 525°C. La pression a été évaluée à 5 kbars.

4- Géochimie

Les métasédiments qui séparent les massifs granitiques de Serra Dourada et de Serra d'Encosto forment, rappelons le, le groupe Serra da Mesa (fig. I-1)

4-1 Introduction:

Il est important avant d'aborder cette étude, de rappeler certains processus sédimentaires qui influent sur le comportement des divers éléments chimiques.

Si nous examinons le coefficient de répartition des éléments entre l'océan et la croûte continentale exposée (Taylor 1985) par rapport à leur temps de résidence dans l'eau de mer, trois groupes d'éléments se distinguent :

1. Na, Ca, Mg, Sr, Rb et U sont fortement concentrés dans l'eau de mer où ils sont très solubles (temps de résidence long). En plus ces éléments sont facilement mobiles durant les processus sédimentaires tels que l'altération et la diagenèse.

2. Si, Ba et Co ont une position intermédiaire ils peuvent donner des informations sur la composition de la roche mère, mais il faut les utiliser avec beaucoup de précaution.

3. Ti, Al, Zr, Hf, Th, Nb, Sc, Y et les terres rares sont très peu soluble, dans l'eau de mer (temps de résidence court). De plus ils ont une distribution hétérogène dans les océans.

L'érosion et le transport des sédiments dépendent des conditions d'oxydation, de la pression et de la température. Après le dépôt, ces paramètres peuvent changer considérablement et influencer sur la composition des sédiments. Le Fe et le Mn sont insolubles dans les conditions oxydantes de surface, ils deviennent solubles et mobiles

La composition chimique des métasédiments du groupe Serra da Mesa
 SO et BA représentent le sommet et la base de la séquence métasédimentaire
 MI: micaschistes; QMI: quartzites micacés; QSCH: quartzschiste et PGN: paragneiss.

Ech FACIES POSITION	56 MI SO	11 MI SO	25 QMI SO	22C QMI SO	14 QSCH BA	46 QSCH BA	53 PGN BA	13 PGN BA	60 PGN BA
SiO2	60.70	57.80	83.70	84.10	74.80	76.90	62.90	65.20	67.72
TiO2	1.33	1.24	0.342	0.294	0.784	0.809	0.806	0.900	0.732
Al2O3	19.10	20.00	10.20	9.24	13.30	11.70	16.80	15.50	15.45
Fe2O3	10.10	9.51	1.46	1.93	3.48	3.88	8.04	6.85	7.91
MnO	0.086	0.082	0.012	0.017	0.019	0.048	0.087	0.069	0.076
MgO	1.03	0.900	0.880	0.618	1.43	1.79	2.20	1.85	2.36
CaO	0.029	0.020	0.015	0.041	0.020	0.132	0.430	0.420	0.500
Na2O	0.340	0.340	0.164	0.300	0.430	0.324	1.12	0.930	1.10
K2O	3.22	3.00	3.06	2.60	4.11	4.04	4.21	4.75	4.73
P2O5	0.040	0.120	0.030	0.020	0.030	0.060	0.050	0.060	0.050
PFO	5.93	7.22	1.44	1.82	2.44	1.55	3.95	4.02	1.90
Total	101.90	100	101	101	101	101	101	100.55	102.50
Li	48.00	25.80	34.00	34.00	27.00	52.00	67.00	00	69.00
Sc	23.00	19.40	4.57	4.42	12.00	10.10	15.90	16.00	16.00
V.	155	131	25.00	22.40	61.00	48.00	91.00	75.00	79.00
Co	28.00	12.30	11.00	20.00	80.00	71.00	16.00	20.00	17.00
Ni	48.00	49.00	6.20	3.70	14.00	10.00	49.00	35.00	45.00
Cu	32.00	14.50	11.20	2.24	8.50	14.00	15.50	10.00	3.41
Zn	136	38.00	19.00	28.20	38.00	27.00	71.00	63.00	110
Ga	26.00	25.70	19.00	11.30	14.70	15.00	20.30	20.00	20.00
Rb	143	56.00	143	151	135	135	186	213	200
Sr	28.00	14.90	6.90	5.40	28.00	28.00	53.00	60.00	67.00
Y.	12.00	11.00	9.00	10.00	17.00	19.00	11.00	12.00	11.00
Zr	206	218	243	267	245	261	187	200	190
Nb	20.00	20.50	23.00	10.20	13.50	13.00	10.60	10.00	12.20
Sn	4.00	3.00	3.90	5.40	3.00	3.00	5.00	3.00	5.20
Ba	611	515	265	217	576	460	619	620	1182
Hf	8.00	7.90	9.30	8.80	9.20	9.40	5.70	4.20	6.00
W.	7.50	6.60	11.00	13.80	14.00	10.00	8.30	6.00	7.40
Pb	25.00	40.00	5.20	11.50	14.30	11.00	22.90	16.70	13.90
La	55.00	67.00	14.00	12.80	26.00	28.00	43.00	38.00	40.00
Ce	100	125	42.00	43.40	73.00	79.00	102	70.00	88.00
Th	18.00	18.00	5.98	5.18	13.20	13.00	12.00	13.00	11.00
U.	6.80	6.40	6.50	7.70	7.20	6.00	5.50	5.20	3.10
Be	5.00	2.06	2.06	1.79	1.66	1.67	2.79	2.05	1.42

par simple changement de leur état d'oxydation. Les éléments tels que Cu, Mo, Pb, Zn, S et C sont très enrichis dans les sédiments anoxiques, ils sont incorporés dans les sulfures ou adsorbés par la matière organique. L'uranium peut changer d'état d'oxydation et sous sa forme réduite il peut être enrichi dans les sédiments.

Les processus d'érosion, de transport et de sédimentation jouent donc un rôle primordiale sur la distribution des éléments dans les roches sédimentaires. En revanche, Ronov et al. (1977) notent peu de changement de composition chimique des métasédiments au cours du métamorphisme régional.

En conclusion les éléments : Ti, Al, Zr, Hf, Th, Nb, Sc, Y et les terres rares sont peu affectés par les phénomènes d'altération, ils ne sont pas ou peu mobiles au cours du métamorphisme. Ils constituent donc un outil indispensable pour une meilleure approche de la composition de la roche source.

4-2 Composition chimique:

Les échantillons proviennent de coupes effectuées au Nord-Ouest de la Serra Dourada.

Les diagrammes $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(Na}_2\text{O} + (31/47)\text{K}_2\text{O)}$ (Fonteilles, 1976) permettent de discriminer trois groupes, les grès lithiques, les grauwackes et les shales (fig. I-6). Ces groupes comprennent :

- Le sommet de la séquence métasédimentaire (micaschistes grenatifères) a des teneurs en silice inférieures à 60 % et en alumine de l'ordre de 20 % (échantillons 56 et 11). Ces métasédiments ont une composition de métashales.

- Les faciès quartzeux sont riches en silice (84 %) et pauvres en alumine (9.5 % Al_2O_3) (échantillons 25 et 22C). Ils ont une composition de métaarckosites.

- La base de la séquence est constituée par des paragneiss. Les échantillons 14 et 46 ont des teneurs de l'ordre de 76% de SiO_2 et de 12 % en Al_2O_3 . Les autres échantillons (53, 13, 47B et 60) ont des teneurs en silice inférieures à 70 % avec des teneurs assez constantes de l'ordre de (15.5 %) en alumine. Les teneurs en CaO sont en général très faibles (inférieures à 0.5 %) (fig. I-6), plus élevées dans les paragneiss (0.45 %) que dans les autres faciès (0.13 %). On observe le même comportement pour Na_2O avec des teneurs faibles dans les paragneiss (inférieures à 1.5 %) et très faibles dans les autres faciès (inférieures à 0.5 %).

▼ SO ■ BA

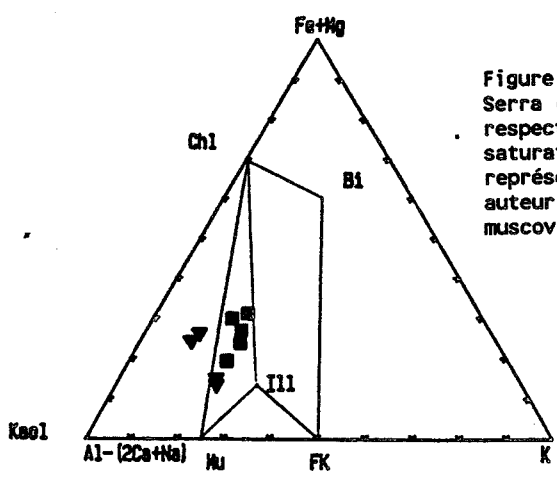
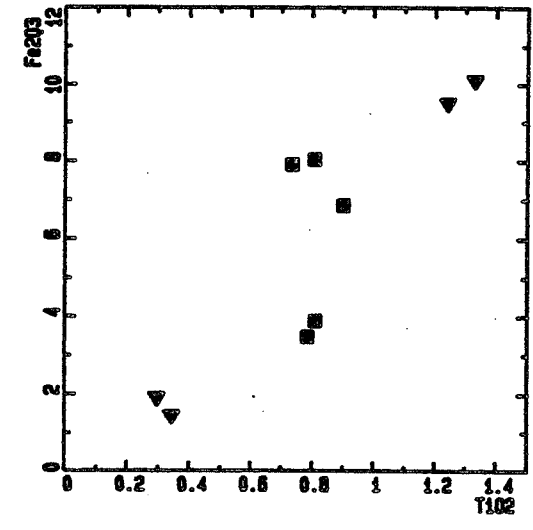
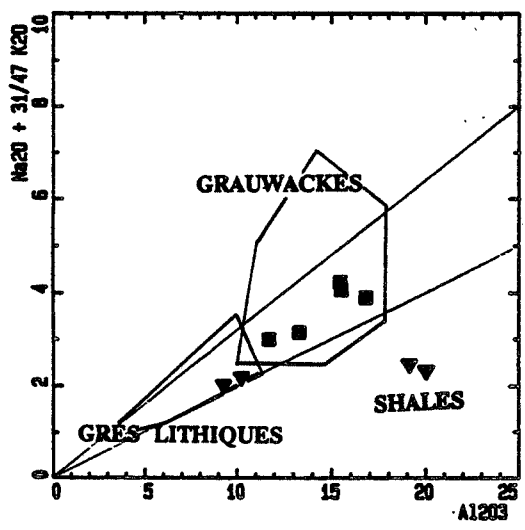
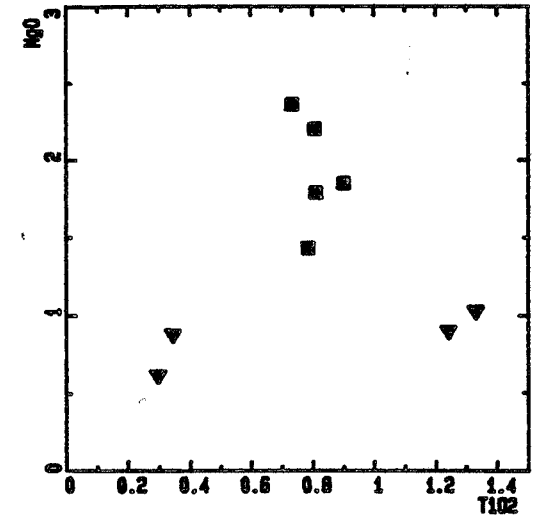
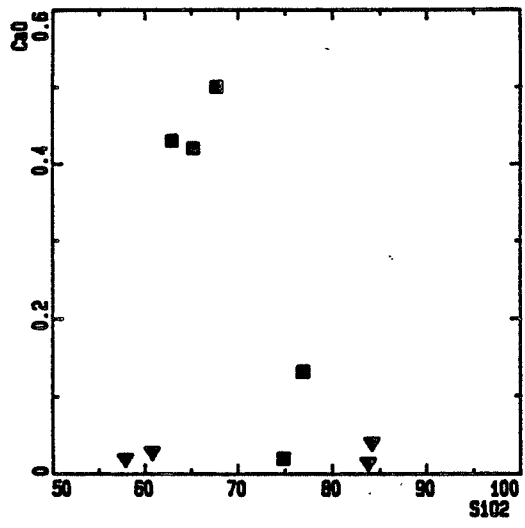
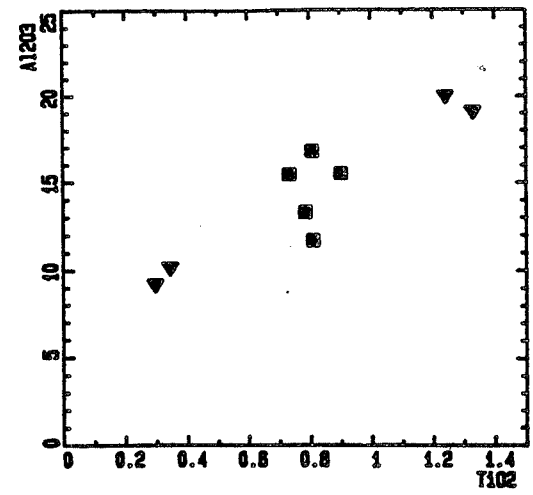
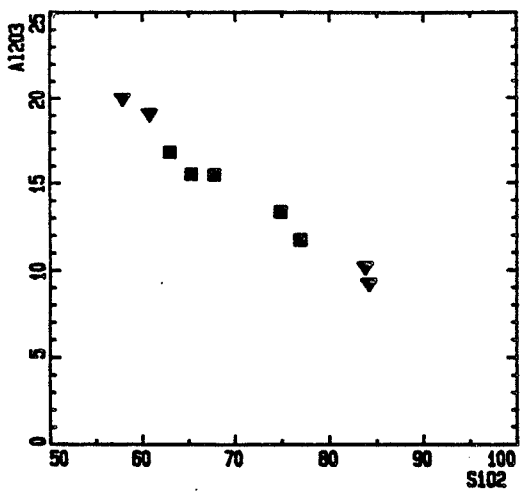


Figure I-6: Les éléments majeurs dans la séquence métasédimentaire du groupe Serra da mesa dans la partie nord du massif de Serra Dourada. SO et BA sont respectivement le sommet et la base de la séquence. Dans le diagramme de la saturation de l'alumine par les feldspaths (Fonteilles, 1976) nous avons représenté le champ des grauwackes, des grès lithiques et des shales d'après cet auteur. Chl: chlorite, Bi: biotite, Ill: illite, FK: feldspath potassique, Mu: muscovite et Kaol: kaolinite.

La composition de ces roches apparaît être essentiellement contrôlée par la muscovite, le quartz et la chlorite par rapport auxquels le rôle des feldspaths semble négligeable. Le taux de saturation de l'alumine ($\text{Sat Al} = 100 \frac{(51/31)((\text{Na}_2\text{O} + (31/47)\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3))}{\text{Al}_2\text{O}_3}$) par les alcalins (Fonteilles, 1976) est de l'ordre de 37 % dans les paragneiss, de 33 % dans les quartzschistes et les quartzites micacés et de 20 % dans les micaschistes du sommet de la séquence métasédimentaire (fig. I-6). Selon ce paramètre les micaschistes du sommet de la séquence ont une composition de shale, le faciès quartzeux représente des grès lithiques et les paragneiss de la base de la séquence correspondent à des grauwackes. Les quartzschistes de cette unité sont également dans le champ des grauwackes.

Ces différences apparaissent également avec d'autres éléments. A la base de la séquence, Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , MnO, qui sont généralement portés par les phyllites, sont parfaitement corrélés entre eux. On remarque aussi que les micaschistes sommitaux s'appauvrissent en MgO (1 %) en CaO et en Na_2O . Dans ces micaschistes le rapport Fe/Mg est voisin de 10, ce qui correspond à la famille des schistes à chloritoïde (Fonteilles, communication personnelle).

Fe, Mg, Al (non plagioclasique) et K sont distribués entre la fraction phylliteuse et le feldspath potassique. Le diagramme $\text{Al}-(2\text{Ca}+\text{Na})/\text{Fe}+\text{Mg}/\text{K}$ (Fig. I-6) montre que les roches de la base de la séquence et le faciès quartzeux du sommet de la séquence se décomposent en illite, chlorite et muscovite. Les micaschistes du sommet de la séquence sont à kaolinite, illite et chlorite. Les premiers ont une minéralogie classique pour des grauwackes et les micaschistes du sommet ont une composition normative de shale.

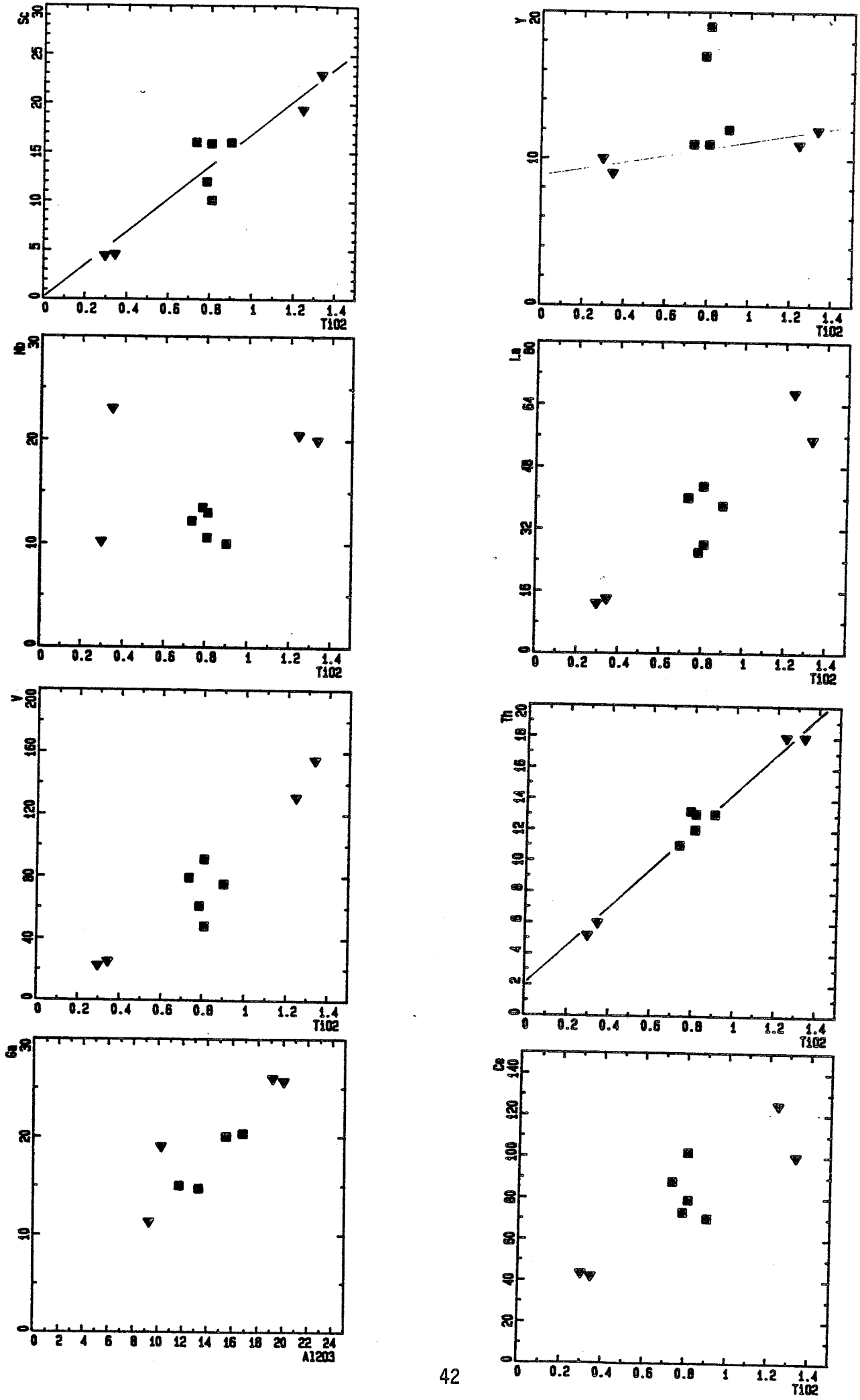
En résumé, si la géochimie permet d'établir clairement l'existence de trois groupes pétrographiques, elle souligne également la succession de deux épisodes de sédimentation : le premier est caractérisé par des turbidites grauwackeuses, matériel peu trié qui a évolué en paragneiss, le deuxième est marqué par le dépôt de sédiments de type shales et des grès lithiques.

Les éléments traces:

Le V et Sc sont corrélés avec le titane (fig. I-7) et ils sont portés par la fraction argileuse.

L'alignement passant par l'origine observable sur le diagramme $\text{Ga}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. I-7) montre que le Ga se substitue à Al. Comme il est peu soluble dans l'eau de mer, nous devons admettre qu'il se trouve essentiellement dans la fraction argileuse.

Figure I-7: Les éléments traces dans la séquence métasédimentaire du groupe Serra da mesa dans la partie nord du massif de Serra Dourada (même légende que la figure I-6).



Le Nb montre une corrélation positive avec l'alumine (fig. I-7) et peut donc être lui aussi attribué à la fraction argileuse. Cependant nous observons des teneurs plus élevées (23 ppm) dans les quartzites micacés du sommet de la séquence. Une partie du Nb est donc dans la fraction détritique. Macambira (1983) a noté la présence de gisement de Wolframite (30% de wolframite) au garimpo Tatu et à proximité du garimpo Japão au sud Est du massif de Serra Dourada. Ce gisement est localisé dans des quartzites massifs et des quartzites micacés. Selon cet auteur, les deux faciès sont greisenisés. Le W a probablement été remobilisé par des fluides d'origine granitique (porteurs de W). D'après cet auteur, ces wolframites sont riches en Nb et Ta, ce qui permet d'attribuer les fortes teneurs en Nb observées dans les quartzites micacés à la wolframite détritique. Les teneurs en W de ces quartzites micacés sont de 13 ppm (le W est très mal dosé par fluorescence X et ces valeurs sont donc à prendre avec beaucoup de réserve).

Les teneurs en Th sont de l'ordre de 18 ppm (fig. I-7) dans les micaschistes du sommet de la séquence et de 6 ppm dans les quartzites micacés. A la base de la séquence, le Th est constant 13 ppm dans les quartzschistes et 12 ppm dans les paragneiss.

Les teneurs en La et Ce sont très variables (fig. I-7). Au sommet de la séquence, elles sont respectivement de l'ordre de 55 à 67 ppm et 100 à 125 ppm dans les micaschistes et de 12.8 à 14 ppm et 43 ppm dans les quartzites micacés. A la base, les paragneiss ont des teneurs en La de 26 à 43 ppm et en Ce 59 à 102 ppm et les quartzschistes ont des teneurs en La de 27 ppm en moyenne et en Ce de 76 ppm.

Dans les diagrammes Th/TiO₂, La/TiO₂ et Ce/TiO₂ (fig. I-7), les métasédiments sont alignés suivant une droite d'ordonnée à l'origine nulle pour La et non nulle pour le Ce (25 ppm de Ce) et le Th. Une partie des terres rares et du Th est dans la fraction détritique. La présence de la monazite dans cette fraction est probable.

Les amphibolites:

Les roches étudiées ont subi les effets de plusieurs orogénèses et ont plus ou moins recristallisé au cours de ces événements, les teneurs de certains éléments chimiques sont susceptibles d'être modifiées, notamment les alcalins tandis que d'autres, comme Ti, Zr, Nb, P, Cr, Ni, V, Co, et terres rares sont peu mobiles (Pearce, 1983 et Pearce et al., 1984).

En se basant sur certains éléments inertes (Zr et Ti), Winchester (1981 et 1982) distingue les para- et les ortho- amphibolites. Si l'on suit les données de cet auteur, la composition chimique des amphibolites de Serra Dourada n'est pas influencée par l'évolution sédimentaire et elle montre un héritage magmatique dominant.

La composition chimique des amphibolites

Ech FACIES POSITION	55 AN SD	208 AN SD	20 AN SD
SiO2	49.50	52.44	55.90
TiO2	1.59	1.60	1.23
Al2O3	14.50	15.85	17.20
Fe2O3	12.10	10.50	9.02
MnO	0.17	0.13	0.12
MgO	7.36	3.79	2.23
CaO	12.80	10.82	8.45
Na2O	2.62	2.40	2.04
K2O	0.22	1.20	2.15
P2O5	0.13	0.11	0.110
PF	0.70	0.95	1.62
Total	101.69	99.79	100.00
Li	48.00	n.d.	80.00
Sc	47.40	n.d.	17.00
V	310	180	116
Co	39.00	25.50	16.00
Ni	45.00	55.00	50.00
Cu	116	70.00	29.50
Zn	86.00	80.00	83.00
Ga	16.00	19.00	21.00
Nb	13.00	79.00	201
Sr	172	253	324
Y	30.00	29.00	26.00
Zr	77.00	113	170
Mb	7.20	9.00	17.00
Ba	9.00	3.00	3.00
Be	48.00	215	2885
Hf	3.00	3.00	3.00
U	6.00	7.00	9.00
Pb	10.00	15.00	20.00
La	19.00	19.00	23.00
Ce	30.00	42.00	43.00
Th	6.14	8.70	16.00
U	3.00	3.00	3.00
Se	0.750	1.40	2.48

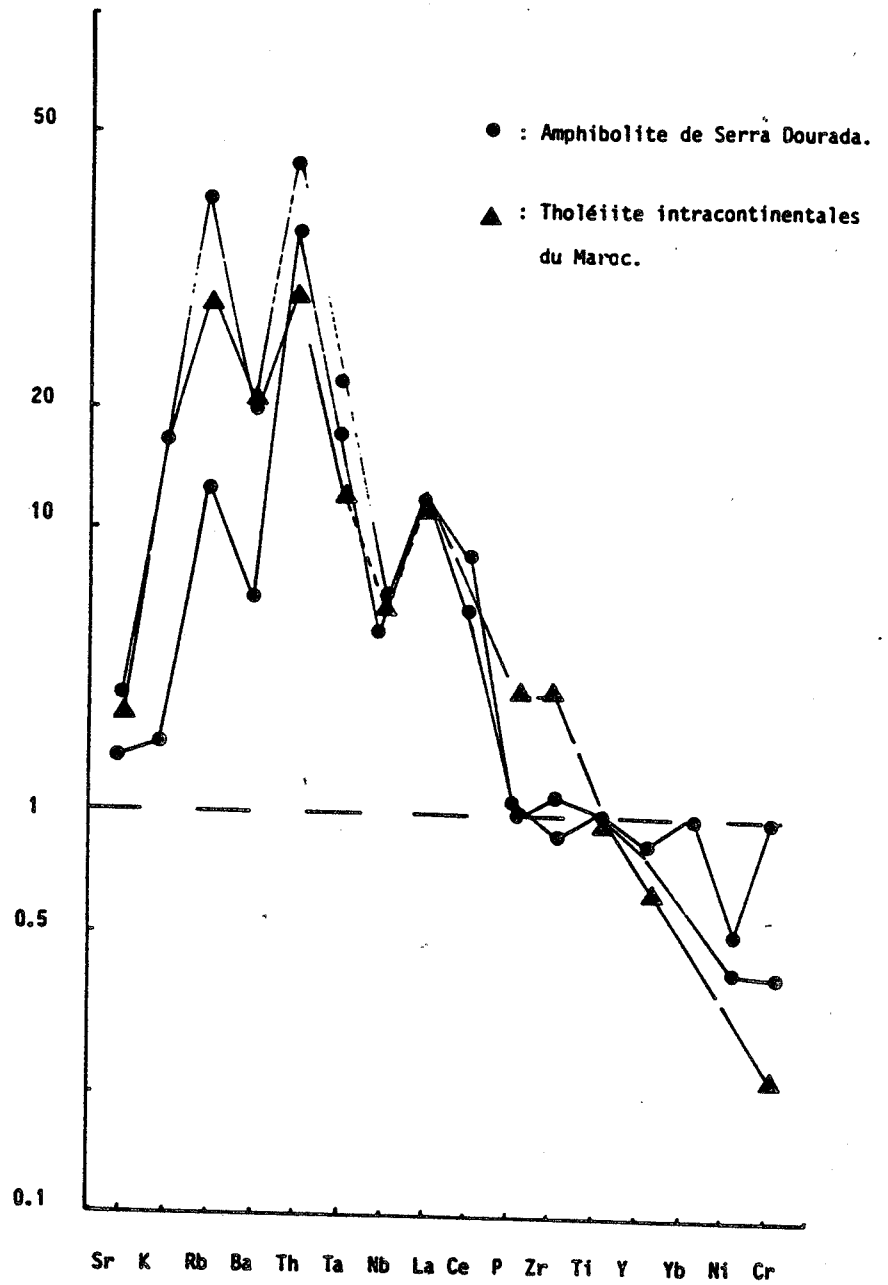


Figure I-8: Variation de la composition des amphibolites de Serra Dourada par rapport au MORB.

Les éléments majeurs (fig. I-8) indiquent un caractère tholéiitique franc : la faible valeur (0.06) du rapport $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$, du rapport $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (0.35), la richesse en fer (jusqu'à 12 % de Fe_2O_3) et les faibles teneurs du titane (inférieures à 1.59 %) sont des traits caractéristiques de l'affinité tholéiitique. Les variations de l'alumine (14.5 % à 17.2 % de Al_2O_3), du fer (12 % à 8.45 % de Fe_2O_3) et du magnésium (7.36 % à 2.23 % de MgO) sont semblables à celles observées dans les suites tholéiitiques. Cependant, les teneurs en K sont très élevées, elles traduisent le développement de la biotite au cours du métamorphisme.

Pour la suite de la discussion sur la nature des amphibolites, nous nous sommes servis du diagramme de normalisation multiéléments proposé par Pearce (1982). Nous avons adopté l'arrangement et l'échelle de normalisation aux MORB. Ce type de diagramme prend en compte des éléments peu suspects de mobilité et il peut donc être utilisé pour l'étude des volcanismes anciens.

Les amphibolites de Serra Dourada présentent un spectre (fig. I-8) enrichi en éléments incompatibles, en Th et en terres rares légères et des teneurs proches du MORB pour P, Zr, Ti, Y et Yb. La présence d'une anomalie négative plus ou moins marquée du Nb semble être un trait caractéristique de la plupart des tholéiites continentales (Dupuy et Dostal, 1984). Ce spectre est comparable à celui des tholéiites continentales du MAROC (Haut-Atlas) (Bertrand et al., 1975 et Dupuy et al.1984).

La valeur du rapport Th/Ta a été utilisée par Joron et Treuil (1977) comme marqueur géodynamique. Elle est élevée et généralement supérieure à 5 dans les zones orogéniques et demeure constante et proche de l'unité dans les basaltes des rifts océaniques ou continentaux et dans la plupart des séries volcaniques intraplaques.

A Serra Dourada, la valeur du rapport Th/Ta est de l'ordre de 3.8. Des valeurs intermédiaires de ce rapport ont été également obtenues sur les basaltes de la province hébridéenne (Thompson et al., 1980 et Wood, 1980). Ces auteurs ont démontré sur la base d'études isotopiques le caractère contaminé de ces basaltes. Wood (précédemment cité) observe que la valeur du rapport Th/Ta n'augmente que dans les échantillons contaminés dans la partie supérieure de la croûte continentale enrichie en Th.

Il est intéressant de remarquer que la valeur (3.09 et 2.2) du rapport La/Th dans les faciès moins évolués est proche de celui de la croûte continentale supérieure (2.8). De même les valeurs des rapports La/Y (0.63) et La/Nb (2.4) sont légèrement supérieures à celles de la croûte inférieure (La/Y (0.58) et La/Nb (1.83)). Par contre, la valeur du rapport Y/Nb (3.6) est normale pour des roches tholéiitiques (Y/Nb > 2.5) Pearce et Cann 1973.

Les amphibolites de Serra Dourada sont enrichies en La et Th.

4-3 Conclusion:

Les métasédiments de la région étudiée ont des teneurs en CaO, Na₂O et MgO très faibles. Les rapports K₂O/Na₂O et Fe₂O₃/MgO sont toujours élevés. Ces paramètres ont fortement contrôlé l'apparition de la staurotide et du grenat dans les métasédiments.

Deux types d'association lithologique ont été observés et correspondent à une distribution stratigraphique :

A la base de la séquence, des grauwackes (la teneur en silice étant supérieure à 57%) dont la composition chimique est comparable à celle des grauwackes de la Nouvelle Zélande (Reed, 1957 et Fonteilles, 1976).

Au sommet de la séquence, des grès lithiques ou subgrauwackes et shales. Les shales sont très riches en fer et montrent un rapport Fe/Mg très élevé caractéristique des schistes à chloritoïdes.

Ces métasédiments caractérisent une sédimentation de plateforme.

Les métasédiments de la région peuvent provenir du socle archéen qui est localement constitué de granite porphyroïde gneissique et de granodiorite.

L'étude géochimique des différents éléments majeurs et traces a mis en évidence le caractère tholéitique continental des amphibolites de Serra Dourada. Elles sont en effet interstratifiées dans des matériaux à composante grauwackeuse et pélitique de type plateforme. Ces amphibolites sont enrichies en Th et La.

III - Déformation

1- Déformation cassante

Sur le terrain, la chronologie des événements cassants s'établit comme suit:

Un réseau de fractures de fréquence moyenne, de direction NE affecte seulement les métasédiments. Il est probablement d'âge pré-Uruaçuana d'après Marini et al. (1984).

Une famille directionnelle de même fréquence orientée E-W (N90 à N100) découpe le granite et les métasédiments. Toujours d'après Marini et al. (1984) cela caractérise le cycle Uruaçuano.

Trois réseaux de fractures ont été observés dans les métasédiments, les granites et les granites pegmatoïdes. Ils ont par ordre d'importance les directions N75, N10 et N155. Ils appartiennent au cycle Brésiliano.

2- Déformation plastique

Les métasédiments ont subi au moins deux déformations :

- La première D1 est caractérisée par la formation de schistosité flux matérialisée par l'alignement de la biotite et de porphyroblastes de grenat, de staurotide et de disthène. Elle témoigne d'un métamorphisme dans le faciès amphibolite à almandin. Certains porphyroblastes renferment des inclusions minérales (biotite, tourmaline et opaques) qui témoignent d'un métamorphisme antérieur.

- La deuxième déformation D2 est la phase majeure dans la région. Elle transpose la première et produit des plis serrés (millimétrique à décimétrique) de plan axial N-S avec un pendage vers le NE et des microplissements isoclinaux dans les paragneiss. Elle provoque la rotation des porphyroblastes. Cette schistosité de crénulation est marquée par la cristallisation de la biotite et de la muscovite. Les amphibolites sont rétro-métamorphosées dans le faciès amphibolite à épidote.

- Localement, cette déformation D2 a provoqué la mylonitisation des granites et des gneiss.

La déformation de granite de Serra Dourada:

La foliation des granites est concordante sur la première schistosité des paragneiss. Les biotites moulent les feldspaths potassiques. L'amphibole se situe également dans les plans de la foliation.

La présence de septa de roches métamorphiques semble indiquer que le toit des complexes plutoniques n'était pas très éloigné du niveau d'érosion actuel.

Les granites et l'encaissant ont été soumis à un régime distensif, les filons de pegmatites et le granite pegmatoïde ont empreinté les directions NE et E-W préexistantes.

Les pyroxènes

num min ech	711 CPX1 55	720 CPX1 55	721 CPX1 55	293 CPX1 20	294 CPX1 20	704 CPX1 20	712 CPX2 55	713 CPX2 55	703 CPX2 20	706 CPX2 20
SiO2	50.53	50.81	51.33	49.51	48.69	48.91	52.68	52.21	51.09	52.15
Al2O3	2.39	3.22	2.76	2.56	2.49	2.27	0.72	0.71	0.88	0.40
FeO	12.03	11.80	10.00	16.32	16.92	17.65	10.11	10.00	13.63	11.88
MnO	0.41	0.42	0.40	0.69	0.59	0.57	0.42	0.39	0.52	0.60
MgO	11.84	10.70	11.64	7.59	7.26	6.93	12.70	12.87	10.09	10.84
CaO	22.04	22.18	22.60	22.30	22.39	22.38	24.06	23.79	23.35	23.78
Na2O	0.36	0.39	0.36	0.60	0.62	0.55	0.24	0.25	0.40	0.37
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.40	0.48	0.51	0.42	0.37	0.30	0.05	0.04	0.04	0.04
Total	100.00	100.00	99.60	100.00	99.34	99.56	101.00	100.00	100.00	100.00

Formules structurales sur la base de 6 oxygènes et 4 cations :

SI	1.92	1.93	1.94	1.93	1.92	1.93	1.97	1.97	1.96	1.99
AL	0.107	0.144	0.123	0.117	0.116	0.105	0.032	0.032	0.040	0.018
FE	0.382	0.374	0.316	0.531	0.557	0.581	0.316	0.315	0.438	0.378
MN	0.013	0.013	0.013	0.023	0.020	0.019	0.013	0.012	0.017	0.019
MG	0.671	0.604	0.655	0.440	0.426	0.407	0.708	0.722	0.578	0.616
CA	0.897	0.900	0.914	0.930	0.945	0.944	0.964	0.960	0.962	0.971
NA	0.027	0.029	0.026	0.045	0.047	0.042	0.017	0.018	0.030	0.027
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	0.011	0.014	0.014	0.012	0.011	0.009	0.001	0.001	0.001	0.001
Total	4.03	4.01	4.00	4.03	4.04	4.04	4.02	4.03	4.03	4.02

Les pyroxènes

num min ech	707 CPX2 20	718 CPX2 20	719 CPX2 20
SiO2	50.80	52.37	51.66
Al2O3	0.93	0.27	0.69
FeO	14.17	11.01	11.15
MnO	0.61	0.62	0.54
MgO	9.69	11.64	11.58
CaO	23.48	24.12	23.91
Na2O	0.37	0.26	0.27
K2O	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.09	0.03	0.02
Total	100.00	100.00	99.82

Si	1.96	1.98	1.97
AL	0.042	0.012	0.031
FE	0.457	0.349	0.355
MN	0.020	0.020	0.017
MG	0.557	0.657	0.658
CA	0.969	0.979	0.976
NA	0.028	0.019	0.020
K.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	0.003	0.001	0.001
Total	4.04	4.02	4.03

les amphiboles

num Ech	288 20	289 20	290 20	291 20	292 20	354 20	355 20	356 20	701 20	708 20
SiO2	39.21	39.32	39.21	39.75	39.16	41.07	39.26	39.06	39.25	38.61
Al2O3	12.72	12.33	12.43	12.26	12.48	11.16	12.08	12.38	12.55	12.23
FeO	22.26	22.67	23.09	22.06	22.43	21.49	22.47	22.47	23.01	23.77
MnO	0.420	0.290	0.590	1.11	0.420	0.550	0.440	0.470	0.460	0.480
MgO	6.78	6.51	6.17	6.93	6.75	7.20	6.46	6.30	6.37	5.81
CaO	11.89	12.28	11.91	12.30	11.68	11.64	11.45	11.41	11.66	11.62
Na2O	1.36	1.27	1.34	1.31	1.33	1.30	1.21	1.30	1.14	1.29
K2O	2.15	1.71	1.93	1.81	1.96	1.46	1.89	1.93	1.93	1.92
TiO2	0.590	0.58	0.590	0.52	0.310	0.520	0.590	0.590	0.680	0.740
Total	97.68	96.77	97.66	98.16	96.87	96.76	96.40	96.29	97.05	96.47
Formules structurales sur la base de 23 oxygènes :										
SI	6.16	6.24	6.19	6.24	6.21	6.45	6.26	6.23	6.20	6.17
AL4	1.84	1.76	1.81	1.76	1.79	1.55	1.74	1.77	1.80	1.83
AL6	0.520	0.550	0.500	0.510	0.540	0.520	0.530	0.560	0.540	0.480
FE	2.93	3.01	3.05	2.90	2.97	2.82	3.00	3.00	3.04	3.18
MN	0.056	0.039	0.079	0.148	0.056	0.073	0.059	0.064	0.062	0.065
MG	1.59	1.54	1.45	1.62	1.60	1.69	1.54	1.50	1.50	1.38
CA	2.00	2.09	2.02	2.07	1.98	1.96	1.96	1.95	1.97	1.99
NA	0.415	0.391	0.410	0.399	0.409	0.396	0.374	0.402	0.349	0.400
K.	0.431	0.346	0.389	0.363	0.396	0.292	0.385	0.393	0.389	0.392
TI	0.070	0.07	0.070	0.060	0.037	0.061	0.071	0.071	0.081	0.089
Total	16.00	16.04	16.00	16.07	15.99	15.81	15.92	15.94	15.93	15.98
XFe	0.648	0.662	0.678	0.642	0.650	0.625	0.661	0.667	0.670	0.697

num ech	714 55	716 55	717 55
SiO2	46.93	48.44	45.87
Al2O3	7.04	7.39	8.54
FeO	16.29	16.25	17.00
MnO	0.310	0.300	0.320
MgO	12.75	12.01	10.43
CaO	12.13	12.15	12.31
Na2O	0.940	0.950	0.920
K2O	0.190	0.230	0.340
TiO2	0.280	0.280	0.400
Total	96.86	98.00	96.13
SI	7.03	7.13	6.95
AL4	0.970	0.870	1.05
AL6	0.270	0.410	0.480
FE	2.04	2.00	2.15
MN	0.039	0.037	0.041
MG	2.85	2.64	2.36
CA	1.95	1.92	2.00
NA	0.273	0.271	0.270
K.	0.036	0.043	0.066
TI	0.032	0.031	0.046
Total	15.49	15.35	15.41
XFe	0.417	0.431	0.477

IV - Le massif granitique de Serra Dourada

1- Relation avec l'encaissant

Le granite de Serra Dourada (d'âge protérozoïque inférieur Macambira (1983)) est intrusif dans la séquence métasédimentaire du groupe Serra da Mesa (fig. I-1 page).

La foliation moyenne du massif granitique est parallèle avec la schistosité des paragneiss et ses contacts sont concordants. Le granite de Serra Dourada renferme de nombreuses enclaves de quartzites et de micaschistes du groupe Serra da Mesa. Au Sud du massif de Serra Dourada, au Garimpo de Sr. Edvaldo la mise en place de granite a provoqué la greisenisation de l'encaissant et sa minéralisation en wolframite (Macambira, 1983).

2- Relations entre faciès et aspects macroscopiques

Le massif de Serra Dourada est composé de trois faciès, un faciès de bordure à grain fin (1 mm), un faciès à grain moyen, le plus commun, qui occupe le centre du massif, et un faciès porphyrique généralement filonien qui recoupe les deux premiers.

Ce massif ainsi que son encaissant est traversé par un granite tardif pegmatoïde (d'âge protérozoïque supérieur Marini et al., 1984).

Faciès à amphibole de bordure GAB1:

Ce faciès fin ceinture le granite à grain moyen GB1, il forme une bande de 100 à 200 mètres en contact avec l'encaissant (fig. I-1). C'est un granite gris à grain fin (1 mm) (échantillons 1, 1A, 1B, 2B et 2D), localement aux phénocristaux de feldspath potassique (échantillons 2A et 2C). Les minéraux ferromagnésiens sont abondants et orientés suivant la foliation du granite. Ce granite est constitué de biotite, de plagioclase, de feldspath potassique, de quartz et d'amphibole. Il renferme quelques enclaves (de formes anguleuses) de micaschistes. Il est difficile de définir avec précision le contact avec le granite à biotite à grain moyen.

Faciès à biotite à grain moyen GB:

Ce faciès est le plus commun. Il occupe la plus grande partie du massif. Il se distingue du précédent faciès par sa granulométrie (5 à 10 mm), sa couleur rose et par l'absence d'amphibole. A proximité de la porte Est de la ferme Bacaba, nous avons observé une enclave de 2 mètres basculée dans le granite. Cette enclave est constituée de micaschiste et de quartzite. Ce faciès renferme également de nombreuses enclaves

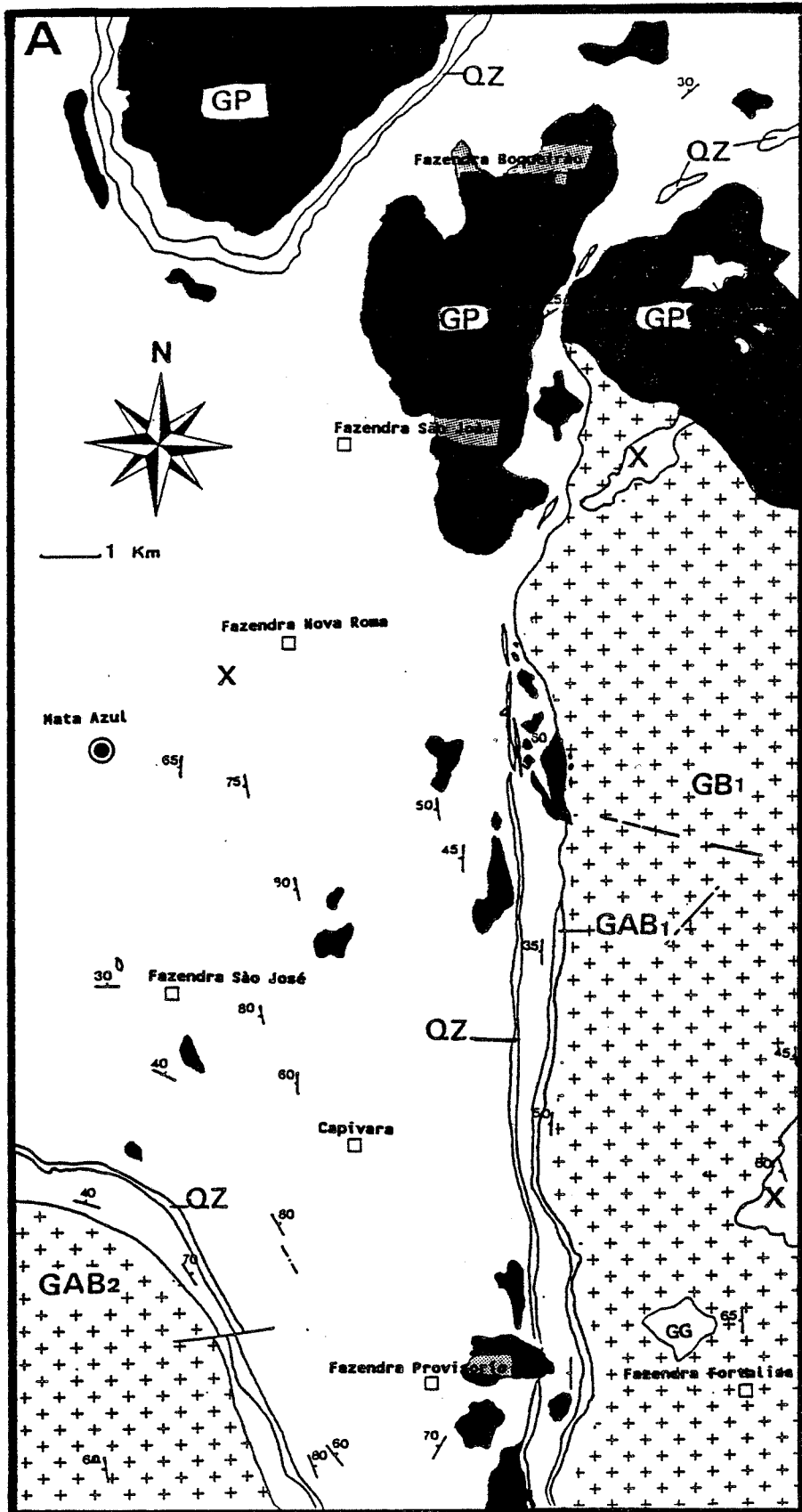


Figure I-9B: Géologie de la partie nord du massif de Serra Dourada
 GP: granite pegmatite, GG: granite à grenat, GB1: granite à biotite,
 GAB1 granite à amphibole, GAB2: granite à amphibole du massif de
 Serra d'Encosto, QZ: quartzite massif et X: paragneiss et micaschiste.

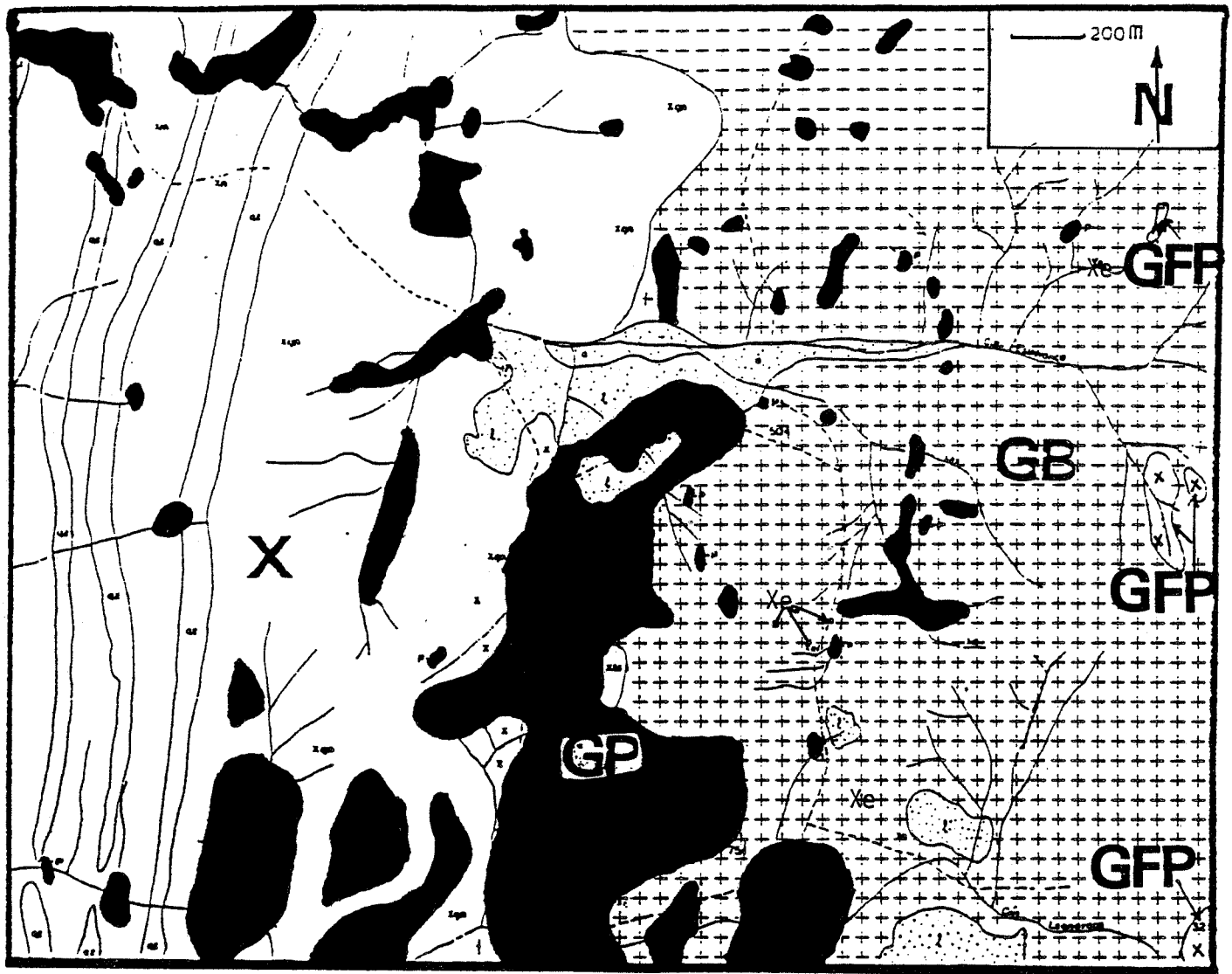


Figure I-9bis: Carte géologique de la partie nord du gisement de Mata-Azul.
 l: alluvion, GP: granite pegmatoïde, GFP: granite fin porphyrique, GB: granite à biotite, Xe: enclaves centimétrique de biotitites et de hornblendites dans le granite à biotite, X: paragneisset Qz: quartzites.

biotitiques et hornblendites, ces enclaves (centimétriques à mètriques), en forme de "galette", sont orientées parallèlement à la foliation du granite à biotite.

Ce faciès à biotite est folié, ce dont témoignent l'orientation de la biotite et l'étirement du feldspath potassique qui prend un aspect d'amande.

Faciès à grain fin porphyrique GFP:

Le granite à grain fin porphyrique forme des filons qui coupent le granite à grain moyen. Ce faciès n'a jamais été observé dans le granite fin de bordure.

Les phénocristaux (2 cm) de feldspath potassique ont une forme allongée en amande et leur densité augmente localement, donnant alors un aspect porphyroïde. La biotite moule les phénocristaux de feldspaths et les cristaux de quartz.

Faciès à grenat GG:

Ce faciès, situé à proximité de la ferme Fortaliza, se présente sous forme de pointement (d'une superficie de 1 km²) dans le granite à biotite GB1. Il montre un contact intrusif franc avec le granite GB1.

Faciès pegmatoïde GP:

Ce faciès est bien développé dans le Nord du massif de Serra Dourada. Il occupe une superficie approximative de 18 km² en moyenne.

Ce faciès pegmatoïde est nettement postérieur aux granites précédents. Il se dispose de manière irrégulière. Il peut être soit concordant, soit discordant avec l'orientation des micaschistes et des granites. Il enclave localement des blocs de micaschistes et de quartzites.

Il est constitué de quartz laiteux centimétrique à millimétrique, de muscovite en amas parfois radiée, de biotite, de feldspath potassique, d'albite et de grenat.

Le quartz laiteux millimétrique se présente en intercroissance graphique avec le feldspath potassique ou en veines d'épaisseur variable.

Le feldspath potassique rose (5 à 40 cm) est légèrement albitisé. La biotite et la muscovite se présentent "en paquets" entre les cristaux de feldspaths potassiques et de quartz. Le grenat (0.5 à 1 cm) est parfois inclus dans les feldspaths.

Des filons de pegmatites à quartz, feldspath et micas sont associés à ce faciès. Ils ont des épaisseurs variables (20 cm à 10 m). Ils sont minéralisés en béryl, tantalite et tourmaline. Ils montrent la même minéralogie que le granite pegmatoïde. Le béryl jaune-verdâtre (2 à 10 cm) est associé à la muscovite et aux feldspaths. La tourmaline noir-verdâtre est en inclusion dans le quartz laiteux. La tantalite est fréquente, elle ne dépasse pas le centimètre.

Un filon de pegmatite, situé sur la route allant de Mata-Azul à la ferme Capivara, est formé essentiellement d'albite, de muscovites radiées entre les cristaux de feldspaths et de grenats (1 cm) inclus dans les feldspaths.

Toujours vers l'Ouest, une pegmatite encaissée dans les micaschistes présente une zonation minéralogique. Du coeur à la périphérie, on observe d'abord un quartz laiteux en veine puis une zone à feldspath potassique, muscovite, béryl, tantalite et quartz et enfin une zone externe à feldspath potassique et muscovite. Cette zonation est marquée aussi par une diminution de la taille des minéraux de la pegmatite.

3- Pétrographie

* **Faciès à amphibole GAB1:**

La texture est hétérogranulaire. Des phénocristaux de feldspath potassique (1 cm) apparaissent localement (échantillons 2A et 2C). La granulométrie ne dépasse guère le millimètre.

Le quartz est xénomorphe (1 mm), il a une extinction ondulante. Il englobe les ferromagnésiens. Il envahit le plagioclase. Une autre génération de quartz (0.08 mm) est incluse dans les feldspaths. Du quartz de petite taille (0.2 mm) est associé aux ferromagnésiens. Le quartz myrmékitique se développe tardivement entre les cristaux de feldspaths.

Le plagioclase (1 mm) est un oligoclase (An₂₈-An₂₂). Il est maclé albite. Quand il est au contact ou en inclusion dans le feldspath potassique, il présente une texture myrmékitique. La myrmékite croît aux dépens du feldspath potassique.

Le feldspath potassique est peu perthitique. Le microcline est de taille variable 0.2 mm à 1 mm. Il borde le feldspath potassique perthitique. Les inclusions de plagioclase se trouvent soit en bordure, soit au coeur du feldspath potassique. Il y a également des inclusions de biotite et des apatites.

La biotite est automorphe (1 mm à 2 mm). Son pléochroïsme reste dans les bruns verdâtres. Ses bordures sont parfois irrégulières. Les cristaux de biotites sont orientés suivant le plan de la foliation. Les déformations plastiques lui confèrent un habitus souvent flexueux. Quand elle est associée à l'amphibole, elle montre une texture symplectitique avec le quartz.

L'amphibole est millimétrique et subautomorphe ; elle est peu abondante. Elle possède des inclusions de biotite, d'allanite et de quartz ; elle est également orientée. Elle est associée aux plagioclases les plus calciques. La biotite la remplace partiellement. Souvent il y a des fragments d'amphibole entourés par la biotite.

L'amphibole contient des petits cristaux de quartz. Elle est parfois incluse dans le sphène.

Le sphène se présente le plus souvent en cristaux automorphes de grande taille. Il est associé à la biotite, rarement isolé. Il est également en petits cristaux xénomorphes remplissant des fractures. Certaines textures suggèrent que le sphène résulte au moins en partie de la réaction entre l'amphibole et la biotite.

L'apatite automorphe est en inclusion dans le feldspath potassique. Le zircon est souvent en inclusion dans la biotite. La monazite en cristaux trapus est rare.

Tableau récapitulatif:

	granite à amphibole	granite à biotite	granite fin porphyrique	granite à grenat	granite pegmatoïde
quartz	████████	████████	████████	████████	████████
feldspath potassique	████████	████████	████████	████████	████████
plagioclase An%	████████ 28-22	████████ 20-16	████████ 16-13	████████ 20-16	████████ 10-5
amphibole	████████ ferropargasite				
biotite	████████	████████	████████	████████	████████
Fe/Fe+Mg	0.70-0.78	0.83-0.87	0.88	0.90	0.70-0.72
Al2O3 %	13.37-14.69	14.44-15.76	15.15-15.92	17.21-18.11	18.24-19.17
MnO %	0.29-0.46	0.29-0.52	0.21-0.44	0.22-0.32	0.23-0.28
TiO2 %	2.06-3.27	3.52-2.96	2.66-3.15	2.85-3.75	2.60-3.18
grenat				████████ Alm(78)Sp(12) Py(1.5)Gr(8.1)	████████ Alm(70)Sp(28) Py(0.4)Gr(1.9)
muscovite					████████
sphène	████████	████████			
ilménite	████████	████████	████████	████████	████████
zircon	████████	████████	████████	████████	████████
apatite	████████	████████	████████	████████	
monazite	████████	████████			
allanite			████████	████████	
béryl					████████
tourmaline					████████
tantalite					████████
géochimie					
SiO2 %	65.90 - 71.90	71.30 - 75.80	74.05 - 75.70	73.25 - 74.90	72.50 - 74.70
TiO2 %	1.28 - 0.64	0.50 - 0.29	0.29 - 0.20	0.45 - 0.39	0.09 - 0.01
Al/Na+K+2Ca atomique	0.89 - 1.00	0.92 - 1.07	0.96 - 1.03	1.11 1.12	1.04 - 1.26
Th ppm	39 - 49	47 - 67	77 - 83	57 - 77	6 - 15

*** Granite à biotite à grain moyen GB:**

Ce faciès est hétérogranulaire, les phénocristaux de feldspaths potassiques ont des tailles variables (5 mm à 10 mm), leur présence est très sporadique. Ils se développent dans une mésostase de granulométrie moyenne 1 mm). Dans le faciès commun le feldspath potassique ne dépasse guère un millimètre. Il est subautomorphe, rarement maclé carlsbad, il contient des inclusions de plagioclases à bordure myrmékitique, des biotites et des quartz idiomorphes. Il est perthitique. Le microcline maclé (deuxième génération de feldspath potassique) le borde ou le remplace complètement. Il semble postérieur aux autres minéraux.

Le plagioclase (An20-An16) est subautomorphe le plus souvent à bordure lobée. Il est généralement maclé albite. Au contact du feldspath potassique, il montre une bordure myrmékitique. Il est moins abondant dans ce faciès que dans le faciès à grain fin de bordure.

Le quartz (0.5 mm à 0.8 mm) est déformé, il est étiré et allongé. L'extinction ondulante est assez marquée.

La biotite est subautomorphe (1.2 mm). Elle présente un pléochroïsme dans les bruns sombres. Sur certains échantillons, elle est déformée. Elle est associée à la monazite.

Les minéraux accessoires sont peu abondants par rapport au faciès à grain fin : zircon, apatite, fluorine, monazite, pyrite et chalcopryrite.

La muscovite est présente uniquement dans les zones transformées au Sud du massif. Elle est associée au quartz de recristallisation. Elle est tardive et peut être attribuée à altération deutérique.

*** Granite fin porphyrique GFP:**

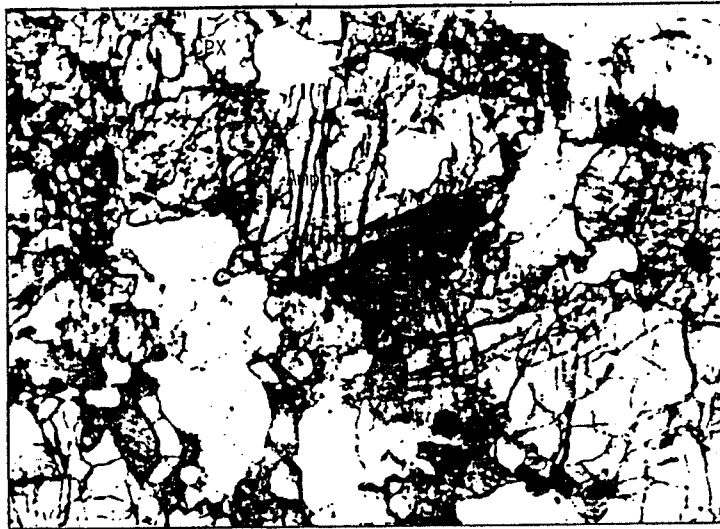
Ce faciès se distingue des deux premiers par le développement de phénocristaux de microcline qui englobent les autres minéraux de la roche. Ces microclines sont très fréquemment frangés de myrmékite, en bourgeon ou en liseré. Ces feldspaths sont dépourvus d'altération. Dans la mésostase, ils sont xénomorphes. Ils ont cristallisé tardivement par rapport aux autres minéraux.

Les plagioclases sont des oligoclases (An 16). Ils contiennent des inclusions peu abondantes de quartz idomorphes.

Le quartz forme des plages polycristallines à contours irréguliers et de dimensions très variables. Il est également sous forme idiomorphe dans les feldspaths. Il montre en général une extinction ondulante.

La biotite (1 à 2 mm) a un pléochroïsme dans les bruns. Elle peut être partiellement chloritisée. Elle est orientée suivant la foliation de la roche.

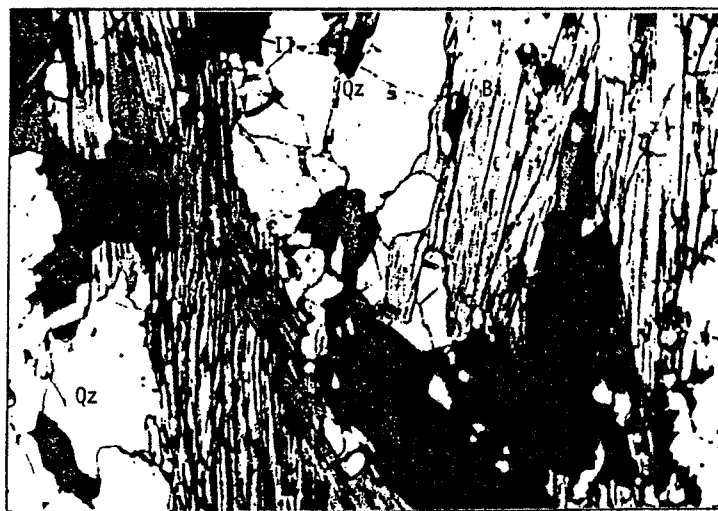
L'allanite est automorphe (0.2 à 0.4 mm), elle est orientée et toujours associée à la biotite. Elle apparaît postérieure aux autres minéraux.



Hornblendite (clinopyroxène, ferropargasite et biotite)



Biotitite (98% de biotite dans la roche)



Biotitite (70%-60% de biotite dans la roche)

On observe les mêmes minéraux accessoires que dans le faciès précédent, avec une moindre abondance de zircon.

*** Granite à grenat GG:**

La minéralogie de ce granite est comparable à celle du granite à biotite GB1 exception faite de la présence de l'allanite et du grenat tardif. Le grenat (0.6 mm) se développe sur la biotite. L'allanite est automorphe (0.4 mm) et métamicté. Elle est associée à la biotite.

*** Les hornblendites:**

Elles forment des enclaves (en lentille) dans le granite à biotite du massif de Serra Dourada. Il s'agit d'une roche sombre riche en amphibole et en biotite. Les feldspaths se développent entre les cristaux d'amphibole. Les clinopyroxènes vert pâle sont subautomorphes. L'ilménite et le sphène sont les seuls accessoires. L'orientation des cristaux d'amphibole montre que ces enclaves étaient encore plastiques lors de la mise en place du granite à biotite GB1. Il semble que la mise en place de ces roches basiques accompagne celle des granitoïdes.

*** Les biotitites:**

Ces enclaves biotitiques se présentent sous forme de "galette" (10 à 20 cm d'épaisseur et d'environ 1 m de long) dans le granite à biotite GB1. Elles sont orientées parallèlement à la foliation du granite GB1. L'échantillon 52 est formé essentiellement de biotite (98% du volume de la roche), de quartz et de l'ilménite. L'ilménite est souvent en inclusion dans la biotite. Les échantillons 44 et 45 sont formés de biotite (70% à 60% du volume de la roche), de quartz, d'ilménite, de fluorine, d'apatite et de grenat chloritisé.

Tableau récapitulatif de la minéralogie et des caractéristiques géochimiques des enclaves des granites du massif de Serra Dourada.

	Hornblendite	Biotitite (56) 98% de biotite dans la roche	Biotitite (44-45) 70%-60% de biotite dans la roche	
quartz	██████████	██████████	██████████	
feldspath potassique	██████████			
plagioclase An %	██████████ 34-30			
amphibole	██████████ ferropargasite			
clinopyroxène	██████████ salite			
biotite Fe/Fe+Mg	██████████ 0.57-0.59	██████████ 0.67-0.69	██████████ 0.57-0.71	
TiO2 %	2.16-2.61	2.29-2.79	2.22-3.14	
Al2O3 %	14.18-15.00	14.73-15.45	16.20-17.96	
grenat			██████████ très altéré(44)	
sphène	██████████			
ilménite	██████████	██████████	██████████	
zircon	██████████	██████████	██████████	
apatite	██████████	██████████	██████████	
fluorine		██████████	██████████	
géochimie			45	44
SiO2 %	43.85	35.68	42.65	46.07
Al2O3 %	14.48	14.00	14.30	14.80
Fe2O3 %	16.10	27.70	20.22	20.16
TiO2 %	3.75	4.85	3.25	3.48
Al/(Na+K+2Ca)	0.64	1.71	1.68	1.67
Th ppm	3	10	7	5

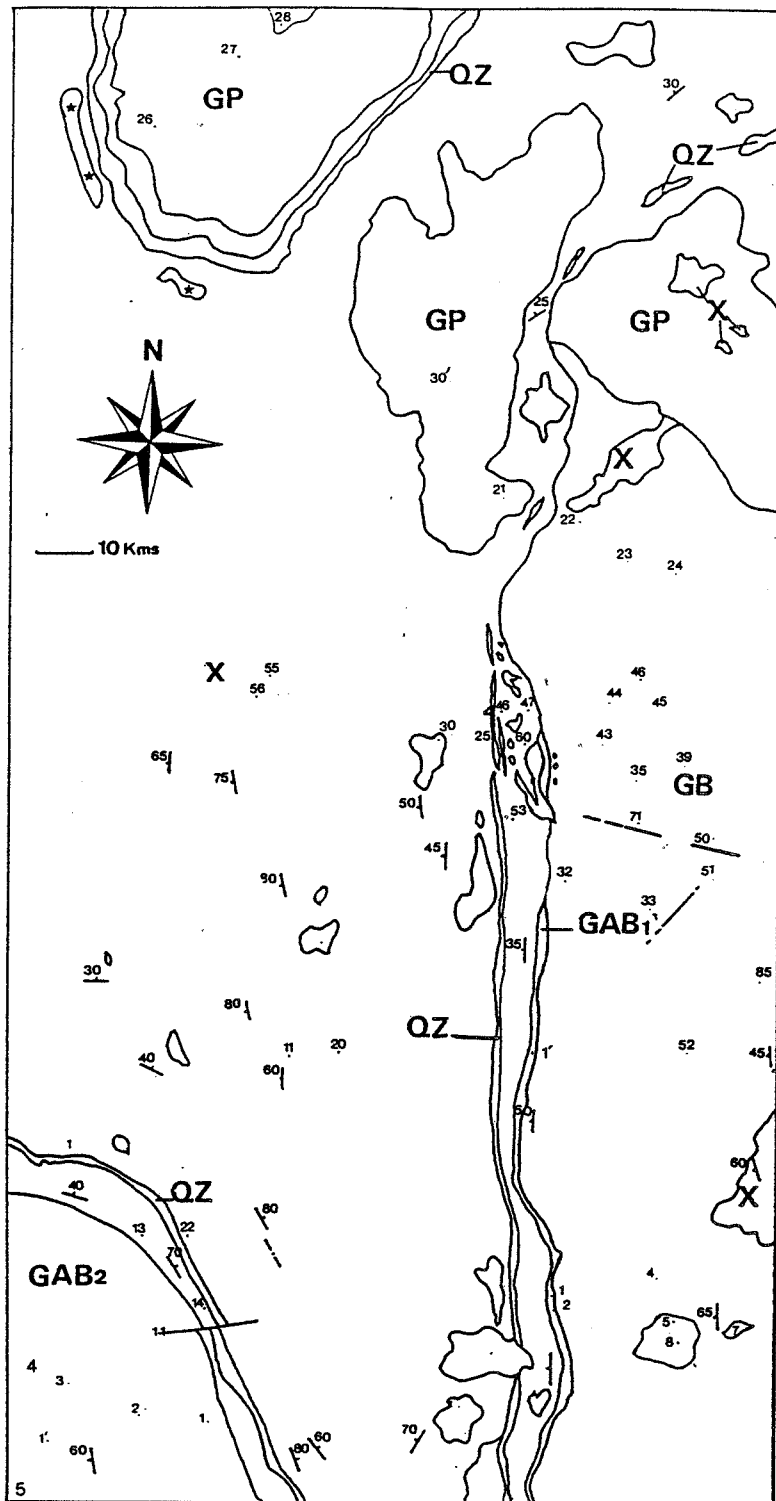


Figure 1-9: Carte des échantillons étudiés.

Pour le massif de Serra Dourada:

le faciès à amphibole : 1; 1A et 2.

le faciès à biotite : 4; 71; 43; 85 et 32.

le faciès à grenat : 8 et 5.

les xénolites : 44; 45 et 52.

les amphibololites : 46.

le granite pegmatoïde : 27; 30 et 30A.

les zones minéralisées: 72C, 73, 75 et 81, 78A, 78B, 61, 62 et 63.

Pour le massif de Serra d'Encosto:

le faciès à amphibole : 1; 2, 3, 4 et 5.

Les métasédiments du groupe Serra da Mesa: 11, 13, 14, 22c, 25, 53, 56, 60, 55 et 20

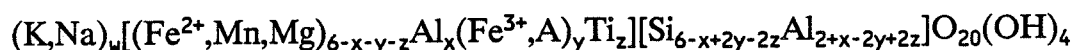
4- Composition chimique des minéraux

4-1 Introduction :

Les minéraux ont été analysés à la microsonde Camebax de l'Ecole des Mines de Paris à Fontainebleau. Les témoins utilisés pour les différents éléments sont les suivants: F: fluorine; Mg: MgO; Al: Al₂O₃; Na: albite; Si: olivine; K: orthose; Cl: apatite; Ca: wollastonite; Zn: ZnO; Fe: Fe₂O₃; Mn: MnO; Ti: TiO₂. La tension était de 20Kv.

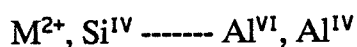
4-2 Les biotites :

Nous avons adopté la formule générale proposée par Robert (1976a-b) et Zussman (1979) pour les biotites :



où:

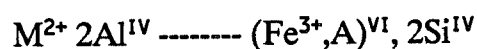
- x représente le taux de la substitution qui conduit aux biotites alumineuses



(x = 1 eastonite, ou x = 2 sidérophylite, x = 0 annite ou phlogopite)

- y représente le taux de substitution qui conduit aux micas tétrasilicique (Seifert et Schreyer W. 1970).

- A représente le site octaédrique vacant.



- Z représente le taux de la substitution (Robert, 1981):



4-2-1 Composition et évolution des biotites:

a) dans les granites:

Les biotites étudiées se situent dans le champ annite-sidérophylite (Fig. I-11). Les teneurs en alumine sont peu élevées (13.6 % à 15.69%) sauf dans le faciès à grenat et dans le granite pegmatoïde (17.7 % Al₂O₃). Dans le diagramme FeO-MgO-Al₂O₃

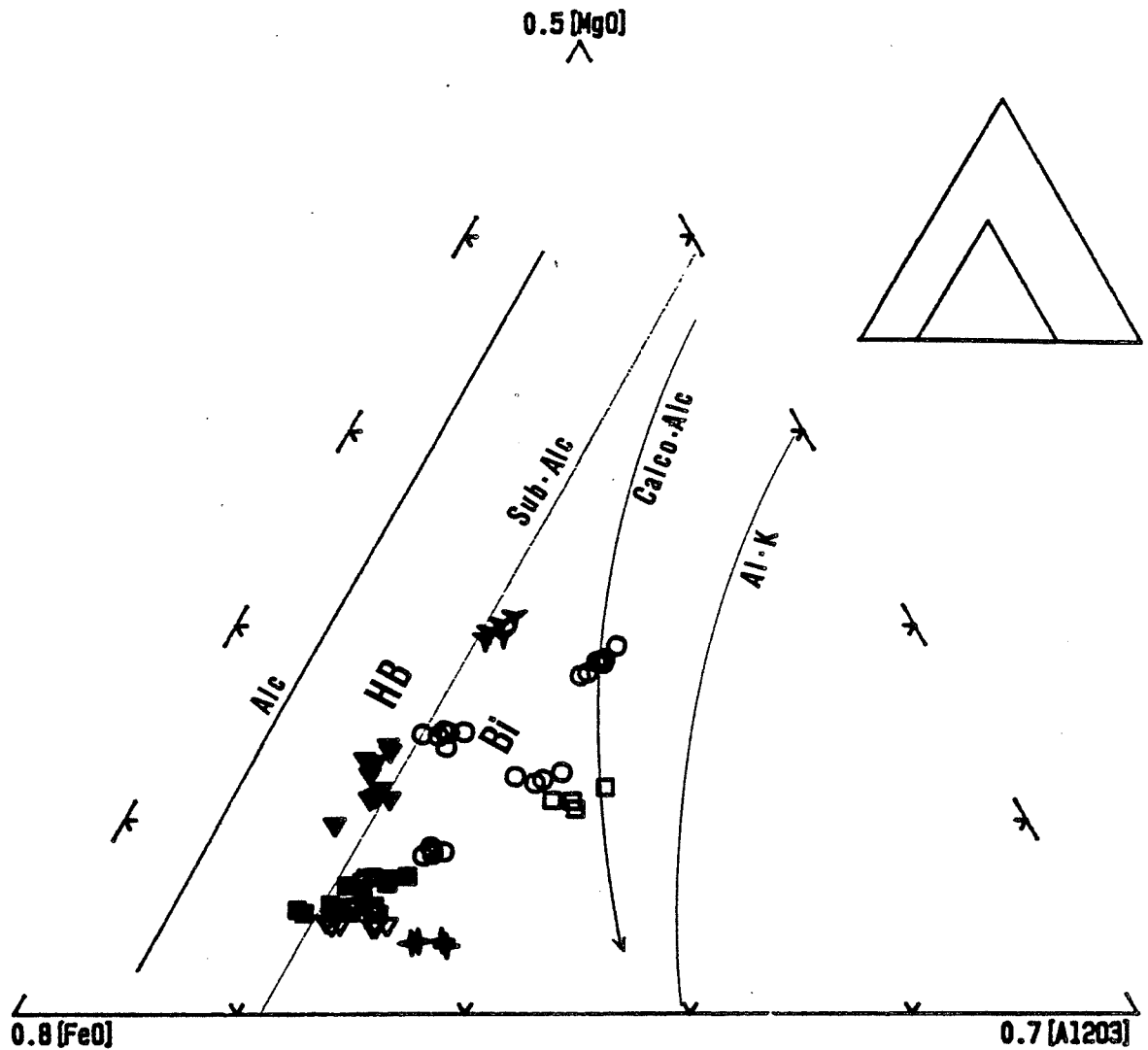


Figure I-10: Position des biotites des granites du massif de Serra Dourada dans le diagramme triangulaire. Alc: champs des biotites des granites alcalins, Sub-alcalin: champs des biotites des granites sub-alcalins, Calco-alc: champs des biotites des granites calco-alcalins et Al-K: champs des biotites des granites alumino-potassiques (Rossi et al., 1987). GAB1: granites à amphibole, GB1 granites à biotite, GFP: granites fin porphyrique, GG: granites à grenat, AM: hornblende et XE: xénolite.

elles se placent à cheval entre les biotites des granites à amphibole et celles des granites à biotite seule (Fig. I-10). Le passage d'un domaine à l'autre se fait essentiellement par accroissement des teneurs en fer avec une augmentation de l'alumine.

Les biotites s'alignent en une évolution réglée par la diminution du magnésium, l'augmentation du fer et de l'alumine depuis le faciès à amphibole jusqu'au faciès fin porphyrique tardif (Fig.I-11).

Tableau I-6: Caractéristiques chimiques des biotites zonées dans les différents faciès.

numéro d'analyse	faciès à amphibole		faciès à biotite		faciès fin porphyrique	
	coeur D354	bordure D353	coeur 316	bordure 315	coeur 328	bordure 329
Si Al IV	5.660 2.340	5.590 2.410	5.640 2.360	5.570 2.430	5.560 2.440	5.510 2.490
Al VI Ti Fe Mn Mg	0.280 0.331 3.530 0.043 1.540	0.170 0.386 3.630 0.053 1.47	0.510 0.406 3.880 0.044 0.623	0.590 0.394 3.880 0.048 0.583	0.480 0.360 4.180 0.055 0.561	0.500 0.336 4.22 0.055 0.551
Ca Na K	0.005 0.000 1.930	0.002 0.000 2.050	0.000 0.013 2.080	0.002 0.019 2.050	0.000 0.019 1.940	0.000 0.022 1.990
F Cl OH	0.375 0.107 3.518	0.289 0.122 3.589	0.404 0.097 3.499	0.431 0.083 3.486	0.399 0.031 3.570	0.415 0.031 3.554
Fe/Fe+Mg	0.70	0.71	0.86	0.87	0.88	0.89

A l'échelle du cristal, les biotites des différents faciès sont caractérisées par une zonation modeste (tableau I-2), avec un coeur plus riche en Mg, Si et Ti (à l'exception de la teneur en titane de la biotite du faciès à amphibole) que la bordure. Les teneurs en Fe et Mn évoluent en sens inverse ou restent constantes (c'est le cas des teneurs en Fe de la biotite du faciès à biotite et des teneurs en Mn de la biotite du faciès fin porphyrique). Le rapport Fe/Fe+Mg augmentent légèrement du coeur à la bordure du cristal dans tous les faciès. Les teneurs en aluminium augmentent dans le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique et baissent dans le faciès à amphibole du coeur à la bordure de la biotite, et elles sont corrélées négativement avec les teneurs en titane.

Dans le diagramme FeO/MgO (biotite) - TiO₂ (roche) (fig. I-12) les biotites se disposent sur deux trends séparés, le premier regroupe les biotites des hornblendites, des biotitites (échantillon 52), du granite à amphibole GAB1, du granite à biotite GB1 et du granite fin porphyrique GFP. Le second trend comprend les biotites du granite à grenat GG et des biotitites (échantillons 45 et 44). Les biotites du granite pegmatoïde se placent en dehors de ces trends.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ XE ▼ AM

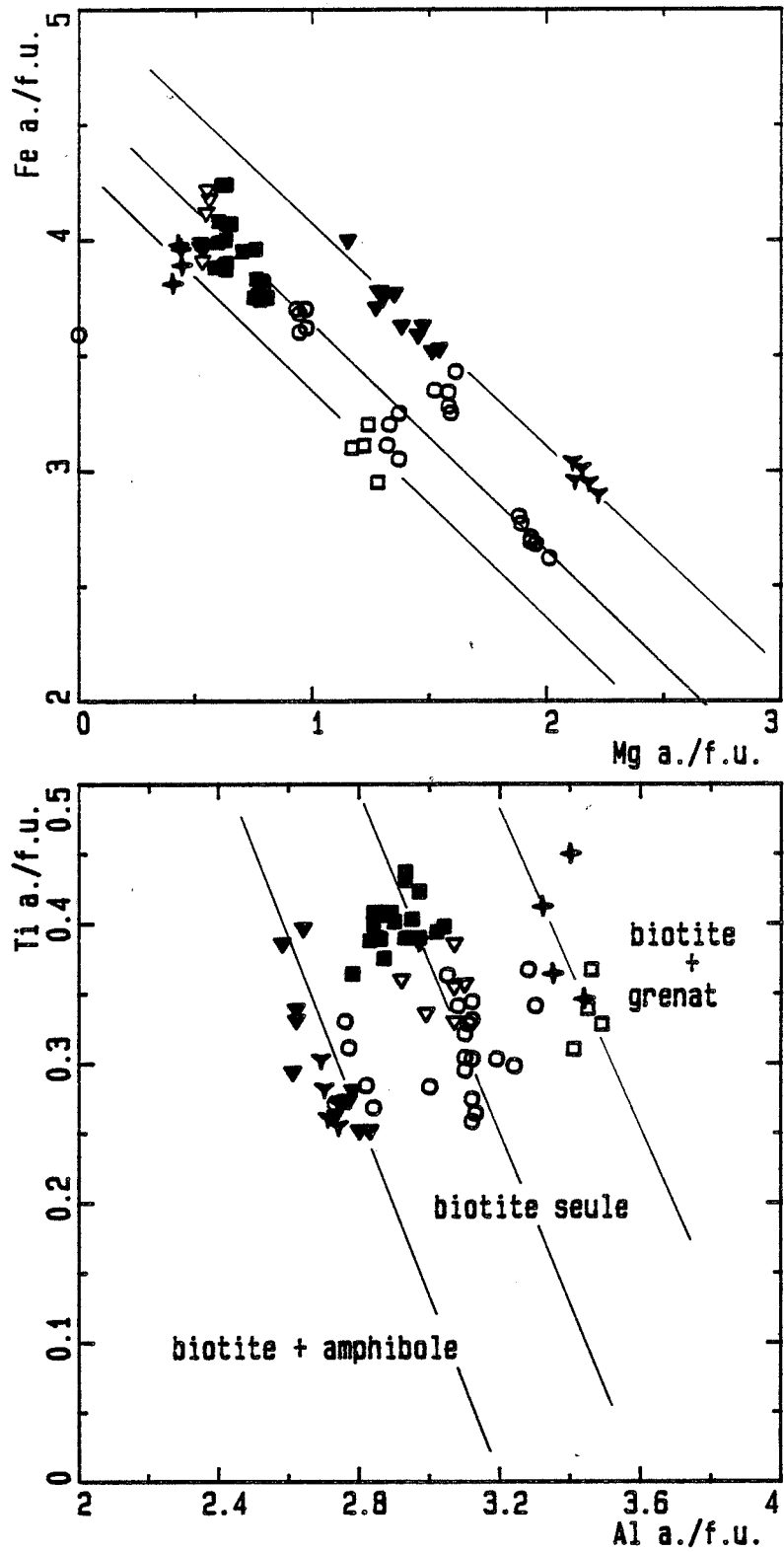


Figure I-11A : Variation de la composition des biotites des granites du massif de Serra Dourada.

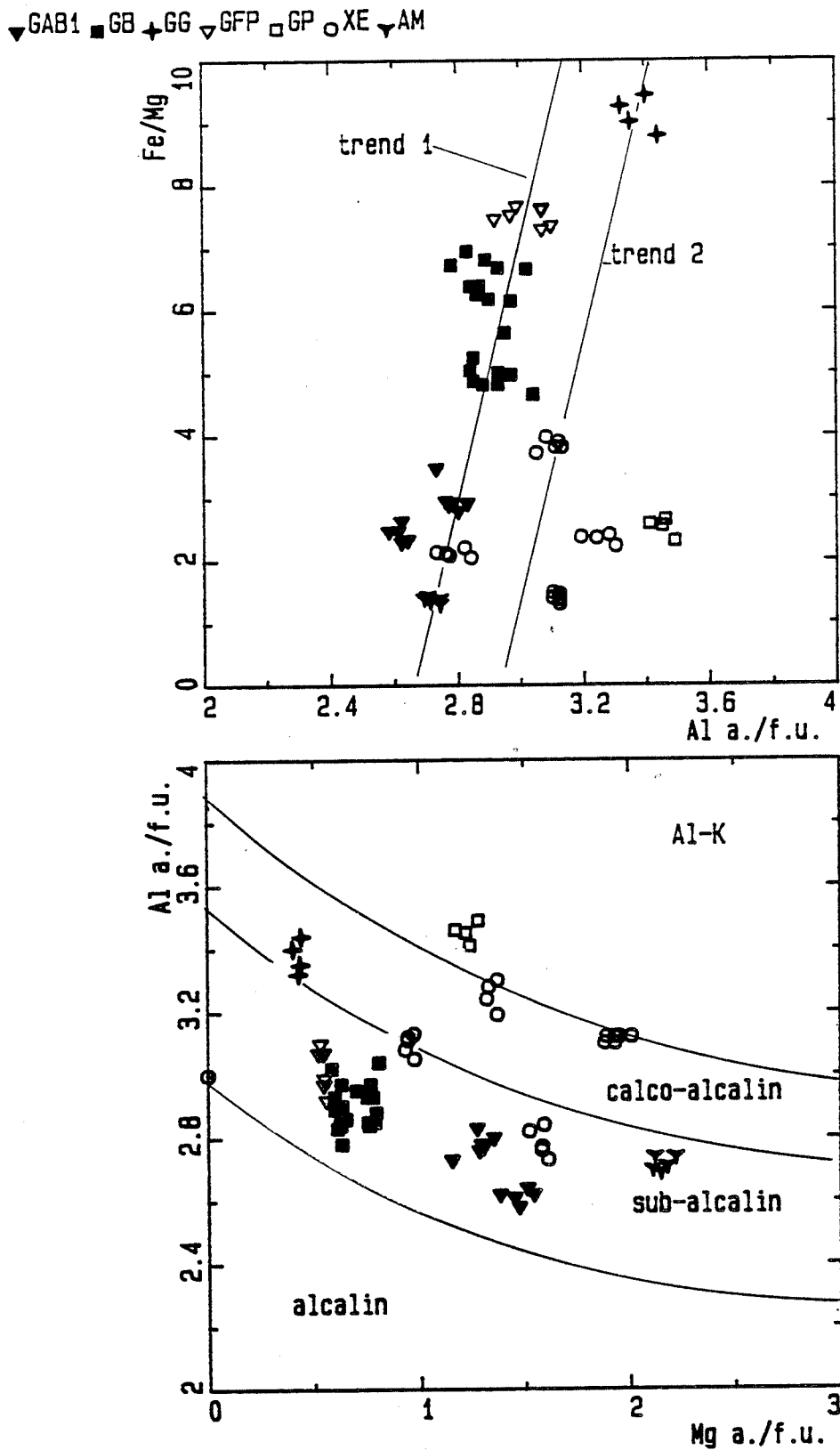


Figure I-11B : Variation du rapport Fe/Mg par rapport Al (total) biotites des granites du massif de Serra Dourada et leur position dans le diagramme Al (total)/Mg de Nachit (1985). Alc: champs des biotites des granites alcalins, Sub-alcalin: champs des biotites des granites sub-alcalins, Calco-alc: champs des biotites des granites caloco-alcalins et Al-K: champs des biotites des granites alumino-potassiques.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ XE ▼ AM

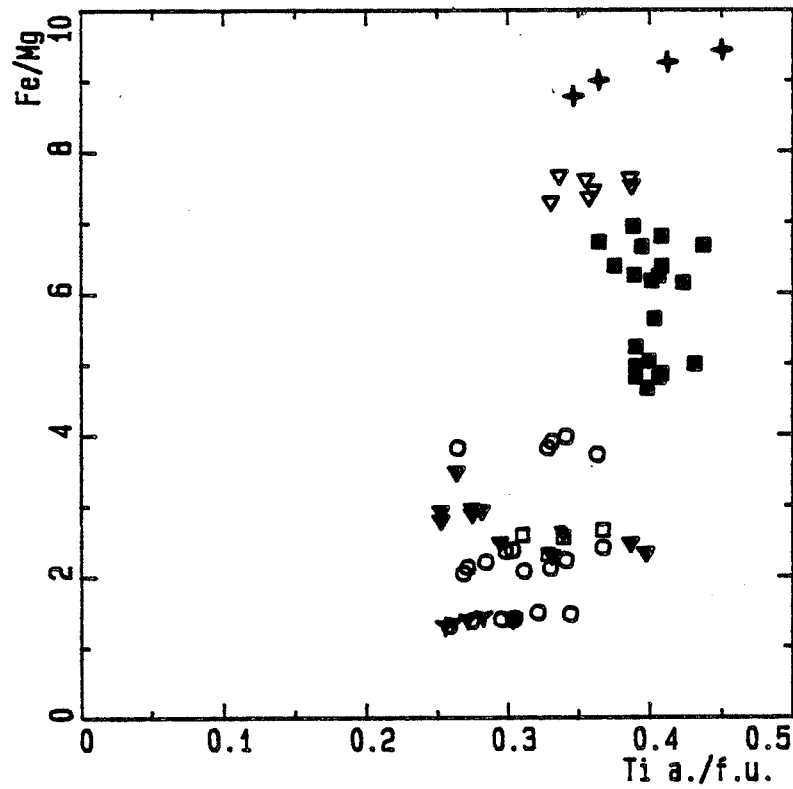
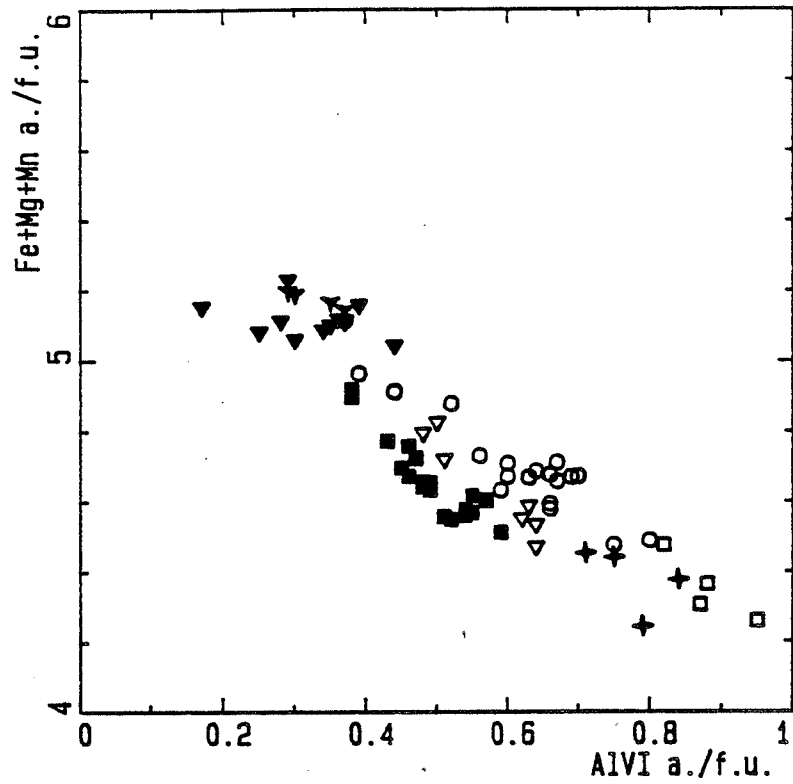


Figure I-11C : Variation de M^{2+} par rapport à l'alumine octaédrique des biotites des granites du massif de Serra Dourada.

Tableau I-7: Compositions moyennes des biotites des différents faciès du massif de Serra Dourada.

Faciès	GAB1	GB	GFP	GG
Ech	1	4	71	32
n	8	4	4	4
SiO ₂	34.71	34.25	33.71	33.68
TiO ₂	2.85	3.32	3.36	2.88
Al ₂ O ₃	13.60	15.46	15.15	15.85
FeO	26.28	27.60	28.53	28.73
MnO	0.36	0.36	0.40	0.31
MgO	6.05	3.19	2.61	2.16
CaO	0.02	0.04	0.03	0.03
Na ₂ O	0.00	0.07	0.06	0.10
K ₂ O	9.36	9.48	9.28	9.48
F	0.68	0.80	1.06	1.03
Cl	0.39	0.33	0.12	0.08
Total	94.30	94.90	94.27	94.33
Si ^{IV}	5.640	5.570	5.550	5.550
Al ^{IV}	2.360	2.430	2.450	2.450
Al ^{IV}	0.240	0.530	0.490	0.628
Ti	0.348	0.406	0.416	0.357
Fe	3.570	3.750	3.930	3.963
Mn	0.050	0.050	0.056	0.043
Mg ⁺	1.470	0.773	0.641	0.531
M ²⁺	5.670	5.509	5.533	5.522
Ca	0.002	0.002	0.004	0.006
Na	0.000	0.030	0.040	0.032
K	1.970	1.970	1.950	1.970
F	0.357	0.405	0.552	0.536
Cl	0.107	0.091	0.033	0.023
OH	3.536	3.504	3.415	3.441
XFe	0.71	0.83	0.86	0.88
A	0.33	0.49	0.47	0.48
Fe/Mg	2.43	4.85	6.13	7.46
XF	0.09	0.10	0.14	0.14
Roche				
SiO ₂	66.00	71.3	73.25	75.5
TiO ₂	1.28	0.5	0.36	0.2
Al ₂ O ₃	12.6	13.1	12.5	12.2
Fe/Mg	2.48	3.78	5.19	6.29

A : nombre de site octaédrique vacant n : nombre d'analyses. OH est calculé.

Le titane des biotites a un comportement complexe dans les granites, à l'échelle du massif la teneur en titane des biotites augmente du faciès à amphibole au faciès à biotite puis décroît dans le faciès fin porphyrique tardif (fig. I-12). En revanche la teneur en titane des roches diminue du faciès à amphibole au faciès fin porphyrique. Dans le faciès à amphibole, les teneurs en Ti de la biotite (tableau I-2) augmentent du coeur à la bordure et le rapport Fe/Mg croît dans le même sens.

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer le comportement du titane:

1. Soit un rééquilibrage à relativement basse température dans des conditions post-magmatiques sous l'effet des fluides, mais les teneurs en Ti dans les biotites sont très élevées.

▼ GAB1 ■ GB1 + GG ▼ GFP □ GP ○ XE ▼ AM

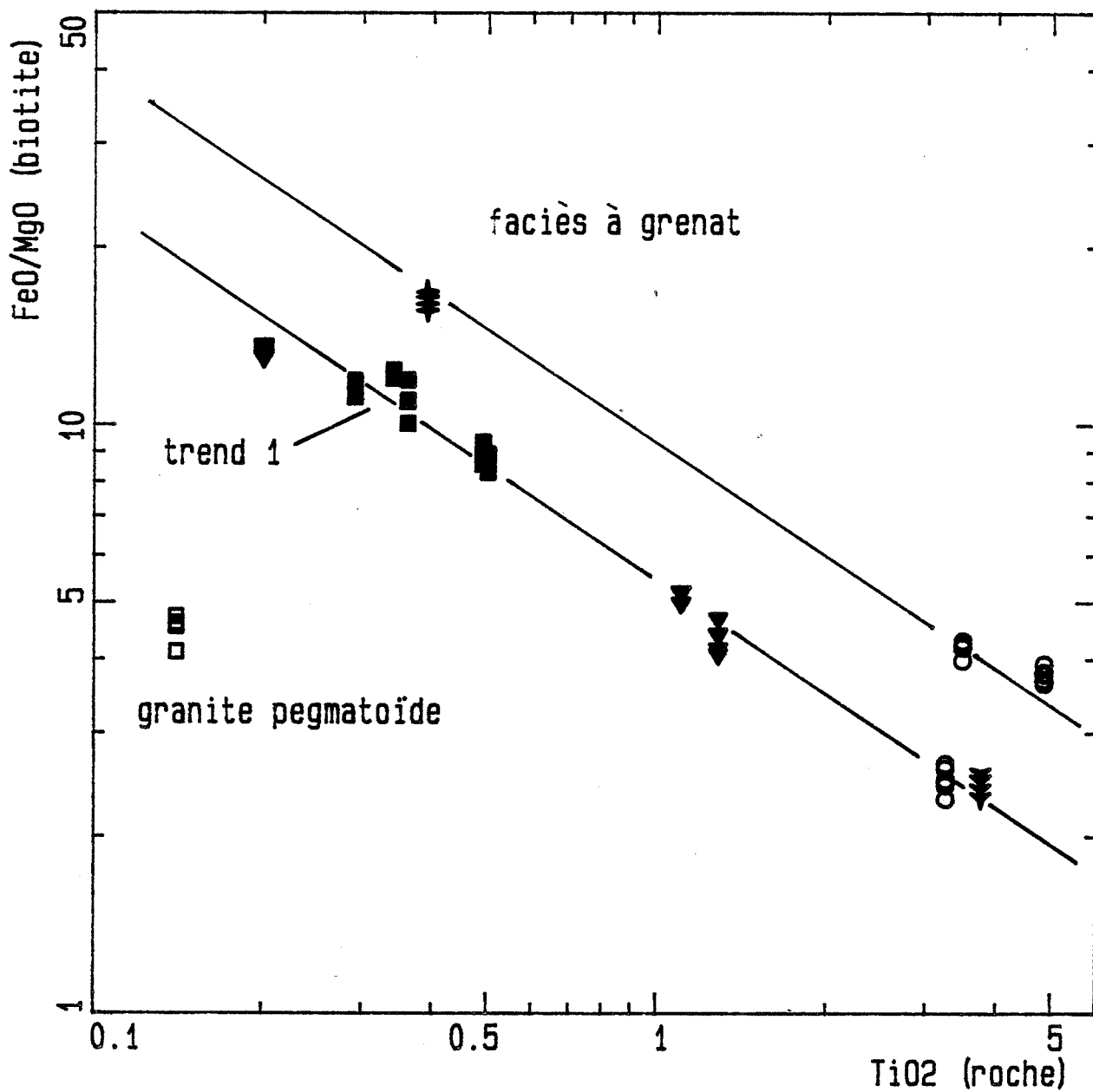


Figure I-12: Variation du rapport FeO/MgO de la biotite des différents faciès par rapport à la teneur en TiO₂ de la roche.

2. Soit un coefficient de partage K_D biotite/liquide inférieur à 1 pour le titane dans le faciès à amphibole.

3. Soit l'augmentation de l'activité du fer puisque l'enrichissement en fer favorise la solubilité du titane dans la biotite (Robert, 1976). Au cours de la différenciation magmatique, le rapport Fe/Mg de la biotite augmente. L'activité du fer va jouer un rôle plus important que l'effet de la température qui a un effet inverse sur la solubilité du titane dans la biotite.

Nous retiendrons pour notre cas les deux dernières hypothèses.

Dans le site tétraédrique la silice diminue légèrement (Table I.1) du faciès à amphibole au faciès fin porphyrique. La teneur en Al^{IV} suffit à saturer le site tétraédrique dans ces biotites.

Dans le site octaédrique, l'alumine varie de 0.24 à 0.63 a./f.u., le fer augmente de 3.57 à 3.96 a./f.u. et Mg diminue considérablement de 1.47 à 0.53 a./f.u. Les teneurs en manganèse varient très peu d'un faciès à l'autre (tableau I-1). Les biotites des différents faciès ont toujours un site octaédrique vacant dont la proportion augmente (0.26 à 0.48) comme l'alumine. Ces biotites ne sont pas strictement trioctaédriques.

Les biotites du faciès à grenat se caractérisent par leur richesse en alumine (3.32 à 3.44 a./f.u.), les teneurs en alumine sont dans la gamme de variation des teneurs en alumine des biotites de granite à deux micas (Nockolds, 1947). Les teneurs en alumine tétraédrique sont pratiquement constantes 2.6 à 2.61 a./f.u. de Al^{IV} et celles en alumine octaédrique augmentent de 0.71 à 0.84 a./f.u. de Al^{VI} . Les teneurs en silice sont faibles par rapport à celles des biotites des autres faciès.

Les teneurs en titane varient entre 0.41 et 0.34 a./f.u. de Ti, celles du fer entre 3.81 et 3.98 a./f.u. de Fe et celles du magnésium entre 0.40 et 0.44 a./f.u. de Mg. Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ est quasi constant 0.90. Les teneurs en Mn (0.04 à 0.03 a./f.u.) sont faibles par rapport à celles des autres biotites, à l'exception de certaines biotites du faciès fin porphyrique qui montrent la même gamme de variation de teneurs en Mn (tableau en annexe, analyses D361, D362 et 298). Ces faibles teneurs en Mn des biotites traduisent probablement une cristallisation à l'équilibre de la biotite avec le grenat (comme le suggèrent également les teneurs en alumine) avec un partage du Mn en faveur du grenat.

b) dans les biotites:

Tous les échantillons proviennent d'enclaves sombres biotitiques (10 à 20 cm) dans le faciès à biotite du massif de Serra Dourada.

Tableau I-8 : Compositions moyennes des biotites de xénolites et d'amphibololite (46) dans le massif de Serra Dourada :

Massif	52	SD	45	46
Faciès		44		
n	6	4	8	6
SiO ₂	36.03	34.99	35.80	36.00
TiO ₂	2.10	2.79	2.55	02.43
Al ₂ O ₃	15.04	17.67	17.07	14.40
FeO	25.36	24.12	20.89	24.19
MnO	0.37	0.44	0.34	0.25
MgO	6.77	5.78	8.40	8.76
CaO	0.00	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.10	0.13	0.17	0.10
K ₂ O	9.69	9.62	9.68	9.62
F	1.93	1.23	1.61	1.47
Cl	0.03	0.07	0.04	0.11
Total	97.42	96.85	96.55	97.37
Si ^{IV}	5.670	5.470	5.540	5.620
Al ^{IV}	2.330	2.530	2.460	2.380
Al ^{VI}	0.460	0.720	0.650	0.270
Ti	0.249	0.328	0.297	0.285
Fe	3.340	3.150	2.700	3.160
Mn	0.049	0.059	0.045	0.033
Mg ⁺	1.590	1.350	1.940	2.040
M ²⁺	5.688	5.607	5.632	5.788
Ca	0.000	0.000	0.002	0.002
Na	0.031	0.039	0.051	0.030
K	1.950	1.920	1.910	1.920
F	0.961	0.608	0.788	0.726
Cl	0.008	0.019	0.010	0.029
OH	3.031	3.373	3.202	3.245
XFe	0.68	0.70	0.58	0.608
A	0.312	0.393	0.368	0.212
XF	0.24	0.153	0.197	0.183

A est le nombre de site octaédrique vacant.

Deux groupes de biotite peuvent être distingués en fonction de l'alumine :

1. Le premier groupe (échantillon 52) se caractérise par des teneurs en alumine basses 15.04 % de Al₂O₃ en moyenne (Tableau I-2). D'après les données de Nockolds (1947), ces biotites sont en équilibre avec la hornblende. Ces biotites ont le même rapport (Fig. I-11) Fe/Mg que celles du faciès à amphibole du massif de Serra Dourada et leurs teneurs en titane se situent également dans la même gamme de variation. Ceci laisse supposer que ces biotites se sont formées dans un milieu comparable à celui d'où provient les biotites du faciès à amphibole. Elles constitueraient probablement des cumulats biotitiques qui ont été piégés dans le faciès à biotite.

2. Le deuxième groupe (échantillons 44 et 45) montre des teneurs en alumine (Tableau I-2) entre 3.05 et 3.3 a./f.u. de Al (totale) en moyenne. Elles restent toutefois dans le domaine des biotites seules (les teneurs en Al sont inférieures à 3.5 a./f.u.) d'après Nockolds (1947). Cependant deux d'entre elles (fig. I-11) ont des teneurs en alumine voisines de 18 % très proches des teneurs en alumine des biotites associées aux grenats.

Nous distinguons dans ce groupe deux types de composition en fonction du rapport $Fe/(Fe+Mg)$:

- Le premier type a un rapport $Fe/(Fe+Mg)$ qui varie entre 0.70 en moyenne et des teneurs en titane un peu plus élevées 0.34 a./f.u. de Ti. Ces teneurs en Mg sont dans la même gamme de variation que celles du faciès à amphibole (Fig. I-11).

- Le deuxième type ($Fe/Fe+Mg$ est égal à 0.58) s'enrichit en magnésium et s'appauvrit en fer (Tableau I-2). Cet enrichissement en Mg est corrélé avec l'augmentation des teneurs en alumine. Ces teneurs en alumine indiquent que les biotites ont cristallisé en l'absence de minéral tampon pour l'alumine. La teneur moyenne de 3.24 a./f.u. de Al (totale) représenterait la saturation en alumine du liquide granitique au moment de la formation de ces biotites.

Dans le diagramme Ti-Al (Fig. I-11) les biotites des biotitites suivent la même d'évolution que les biotites des granites mais elles sont sensiblement moins riches en Ti. Par ailleurs, elles semblent s'inscrire en aval de l'évolution des biotites des granites.

c) les hornblendites:

Les biotites sont très semblables à celles du faciès à biotite du massif de Serra Dourada. Elles présentent la même gamme de variation de teneur en alumine 2.64 à 2.7 a./f.u. de Al (totale) que les biotites du faciès à amphibole. Les teneurs en titane varient de 0.22 à 0.30 a./f.u. de Ti. Le rapport Fe/Mg est de l'ordre de 1.5, il est proche de celui des biotites des biotitites (l'échantillon 52). Les teneurs en fluor varient considérablement entre 0.43 et 0.73 a./f.u. de F.

Les biotites des hornblendites et du faciès à amphibole ont des compositions comparables ; elles ont donc cristallisé vraisemblablement dans les mêmes conditions.

d) dans le granite pegmatoïde:

Les biotites y sont nettement plus alumineuses que les biotites des autres faciès du massif de Serra Dourada. La teneur moyenne en alumine 3.5 a./f.u. est comparable à celle des biotites des granites à deux micas d'après Nockolds (1947). Les teneurs en Al^{IV} varient entre 2.54 et 2.59 a./f.u. et celle en Al^{VI} entre 0.82 et 0.95 a./f.u..

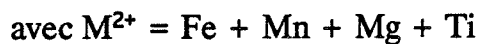
Les teneurs en magnésium augmentent (1.17 à 1.28 a./f.u.) quand celles en titane diminuent (de 0.38 à 0.30 a./f.u.). Les teneurs en fer sont variables, le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ diminue de 0.73 à 0.70. La somme des cations octaédriques varient de 5.54 à 5.60 a./f.u..

4-2-2 Mode d'évolution:

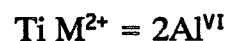
L'augmentation en titane se fait à rapport Fe/Mg constant par contre (fig. I-11) sa diminution correspond à une augmentation de l'alumine. La fixation du titane dans la biotite a été étudiée expérimentalement par Robert (1976). Le passage des biotites du faciès à amphibole aux biotites du faciès à biotite plus titanifère et alumineuse dans le massif de Serra Dourada se fait par la substitution :



Ces biotites deviennent de plus en plus alumineuses et lacunaires. Cette tendance se fait suivant le mécanisme: (Fig. I-11)



La variation des teneurs en titane dans chaque faciès (fig. I-11) est contrôlée par le mécanisme de substitution suivant:



4-2-3 Conclusion:

En règle générale, dans les biotites les teneurs en titane augmentent du faciès à amphibole au faciès à biotite puis baissent dans le faciès fin porphyrique. Le comportement du titane dans la biotite de ces granites peut être expliqué par une augmentation de l'activité du fer qui va jouer un rôle plus important que l'effet de la température qui a un effet inverse sur la solubilité du titane dans la biotite. La teneur maximale en titane (0.44 a./f.u.) correspond à celle rencontrée dans les roches métamorphiques situées à la limite inférieure du faciès granulite (0.41 a./f.u.) Engel 1968. Cela nous permet d'évoquer une origine profonde pour ces biotites.

Les biotites des hornblendites et de certaines biotitites (échantillon 52) ont une composition chimique proche de celle des biotites du faciès à amphibole du massif de Serra Dourada. Cette analogie suggère que ces biotites ont cristallisé dans un milieu comparable à celui d'où provient les biotites du faciès à amphibole.

La disposition des biotites dans le diagramme FeO/MgO (biotite) - TiO₂ (roche) est compatible avec une évolution d'ensemble du granite à amphibole GAB1, granite à biotite GB1 au granite fin porphyrique GFP. Les biotites du faciès à grenat GG forment avec certaines biotites des biotitites un trend séparé de l'évolution générale des biotites des granites du massif de Serra Dourada. Les biotites du granite pegmatoïde ne suivent pas la même évolution que les autres biotites.

Rutherford (1973) a établi expérimentalement que les biotites ferrifères (dépourvues de Mg) ne peuvent pas coexister avec des liquides granitiques à des pressions inférieures à 4 kbars.

Les biotites des amphibolites et de certaines xénolites ont une composition chimique proche de celle des biotites du faciès à amphibole du massif de Serra Dourada. Cette analogie suggère que ces biotites ont cristallisé dans un milieu comparable à celui d'où provient les biotites du faciès à amphibole.

Les biotites du faciès à grenat forment avec certaines biotites des biotitites un trend séparé de l'évolution générale des biotites des granites du massif de Serra Dourada.

4-3 Les amphiboles:

4-3-1 *Introduction:*

Nous avons adopté la nomenclature de l'I.U.G.S. Leake (1976) basée sur la formule générale $A_{0-1} X_2 Y_5 Z_8 O_{22}$. La formule structurale est basée sur 23 oxygènes. Les proportions de Si, Ti, Al, Fe, Mn et Mg ont été calculées sur la base de 13 cations. La somme $Ca + Na + K$ n'est pas constante ce qui correspond à un remplissage variable du site A. Le fer ferrique est calculé à partir des charges cationiques positives ($Fe^{3+} = 46 - \text{charges cationiques positives}$).

4-3-2 *Composition chimique des amphiboles:*

a) dans les granites:

Les amphiboles sont présentes seulement dans le faciès de bordure du massif. Ces minéraux se rattachent aux amphiboles calciques (Leake, 1978) et ils ont une composition de ferropargasite.

Les teneurs en titane des amphiboles décroissent parallèlement à celles de la roche (tableau I-9). Les teneurs en titane des amphiboles varient entre 0.06 et 0.14 a./f.u.. L'amphibole et la biotite coexistent avec l'ilménite, la valeur maximale (0.14 a./f.u. de Ti) correspondrait donc, si cette coexistence est à l'équilibre, à la saturation en titane de l'amphibole.

Tableau I-9: Comparaison des teneurs moyenne en titane, en alumine et en magnésium des amphiboles et des roches hôtes (granite à amphibole (1, et 1A) et hornblendite (46b)) et variation du rapport $Fe/Fe+Mg$ de l'amphibole.

	roches			amphibole		
	46b	1	1A	46b	1	1A
TiO ₂ %	3.75	1.28	1.10	1.20	1.01	0.83
Al ₂ O ₃ %	14.48	13.44	13.40	12.43	11.23	12.00
MgO %	5.92	1.32	1.06	6.76	3.94	3.35
Fe/Fe+Mg	(0.73)	(0.83)	(0.84)	0.63	0.78	0.79

() rapport $(Fe_2O_3 \text{ (total)}/Fe_2O_3 \text{ (total)}+MgO)$ de la roche.

Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ des amphiboles de Serra Dourada augmente par rapport aux teneurs en titane de la roche (tableau I-9) et il croît avec celui de la roche. La valeur du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ dans les amphiboles est contrôlée par la composition de la roche, Leake (1965) et Grapes et al. (1977). La température et la

▼ GAB1 ■ AM

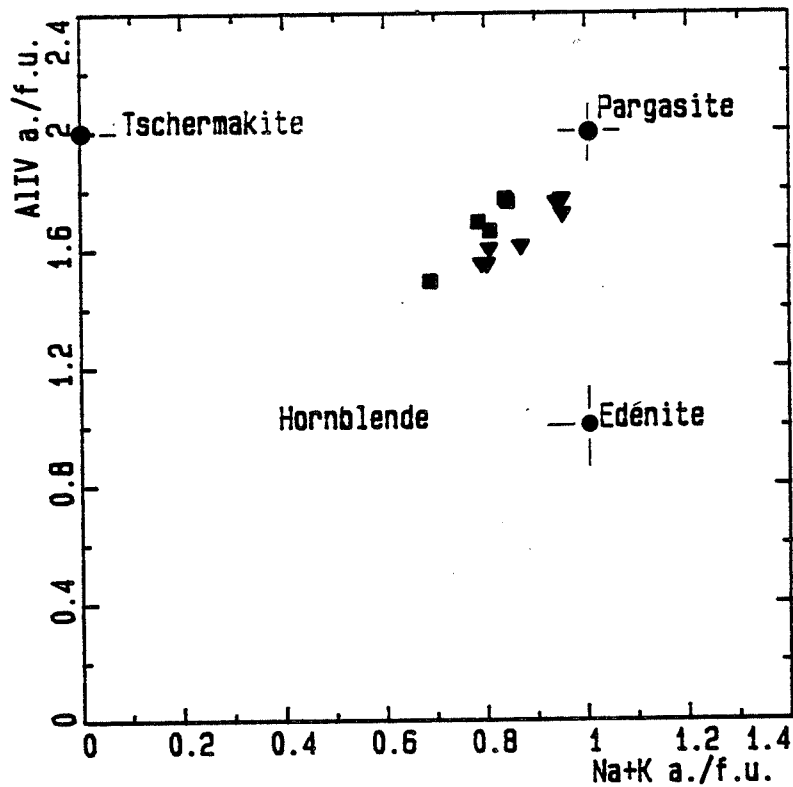
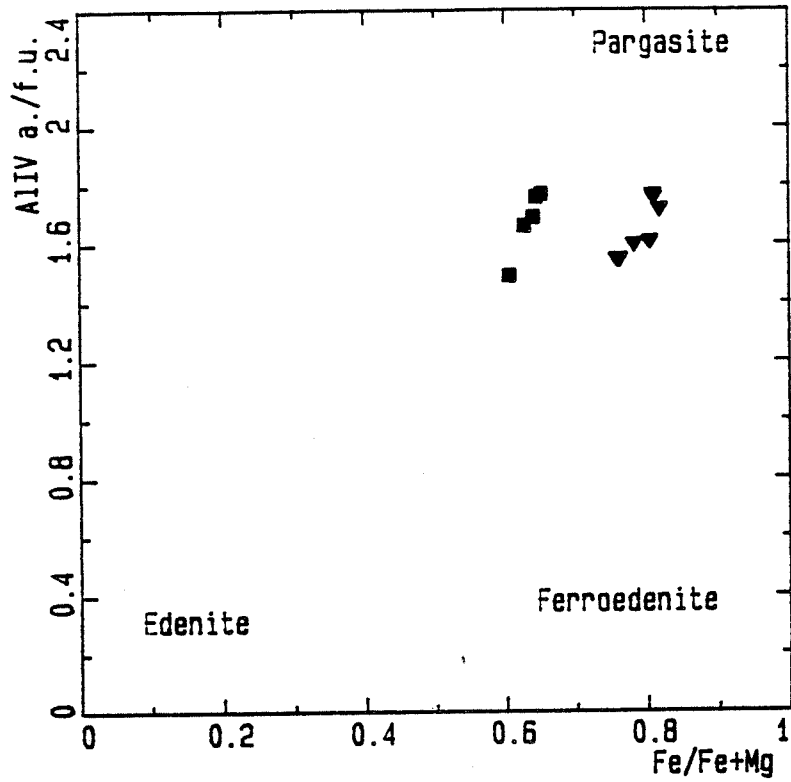


Figure I-13A: Variation de la composition des amphiboles des granites du massif de Serra Dourada.

fugacité d'oxygène contrôlent étroitement la substitution Fe = Mg. A fugacité d'oxygène constante, cette substitution résulte d'un abaissement de la température de cristallisation.

Tableau I-10: Composition des amphiboles du faciès à amphibole.

num ech faciès	D344 1A GAB1	D357 1. GAB1	D359 1. GAB1	D360 1. GAB1	336 1A GAB1	334 1A GAB1	337 1A GAB1
Poids d'oxydes							
SiO ₂	38.81	39.33	40.31	40.17	38.31	38.34	38.95
Al ₂ O ₃	11.61	11.06	11.23	11.63	12.05	12.25	12.11
FeO	24.26	24.57	23.97	24.24	25.54	25.63	25.53
MnO	0.60	0.55	0.53	0.46	0.55	0.85	0.52
MgO	3.31	3.85	4.24	4.34	3.18	3.38	3.51
CaO	10.67	11.29	11.19	11.39	10.91	10.83	10.58
Na ₂ O	1.51	1.40	1.38	1.46	1.53	1.56	1.65
K ₂ O	1.84	1.75	1.78	1.70	2.23	2.15	2.03
TiO ₂	1.13	1.14	1.04	0.72	0.88	0.82	0.52
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.52	0.52	0.53	0.40	0.56	0.89	0.57
Total	94.26	95.46	96.20	96.51	95.74	96.70	95.97
Formules structurales							
SI	6.380	6.392	6.457	6.403	6.245	6.184	6.279
Al ₄	1.620	1.608	1.543	1.597	1.755	1.816	1.721
Al ₆	0.630	0.512	0.578	0.589	0.561	0.514	0.580
Ti	0.140	0.139	0.125	0.086	0.108	0.099	0.063
Fe ³⁺	0.084	0.080	0.079	0.148	0.219	0.429	0.426
Fe ²⁺	3.251	3.260	3.133	3.084	3.264	3.029	3.016
Mn	0.084	0.076	0.072	0.062	0.076	0.116	0.071
Mg	0.811	0.933	1.012	1.031	0.773	0.813	0.843
Ca	1.880	1.966	1.921	1.946	1.906	1.872	1.828
Na	0.120	0.034	0.079	0.054	0.094	0.128	0.172
Na	0.361	0.408	0.350	0.397	0.390	0.493	0.344
K.	0.386	0.363	0.364	0.346	0.464	0.447	0.418
K+Na	0.747	0.771	0.714	0.743	0.853	0.803	0.761
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL	0.145	0.144	0.144	0.108	0.155	0.246	0.157
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.20	0.22	0.24	0.25	0.19	0.21	0.22

L'introduction de l'alumine dans le site octaédrique est favorisée par une augmentation de la pression ou un abaissement de la température (Leake 1965, Holloway et Burnham 1972, et Helz 1973). Dans les amphiboles étudiées l'augmentation de Al^{IV} est corrélée à une diminution de l'alumine octaédrique. Cette variation des teneurs en aluminium dans l'amphibole peut être expliquée par une diminution de la température. Cependant les teneurs en alumine totale augmentent

▼ GAB1 ■ AM

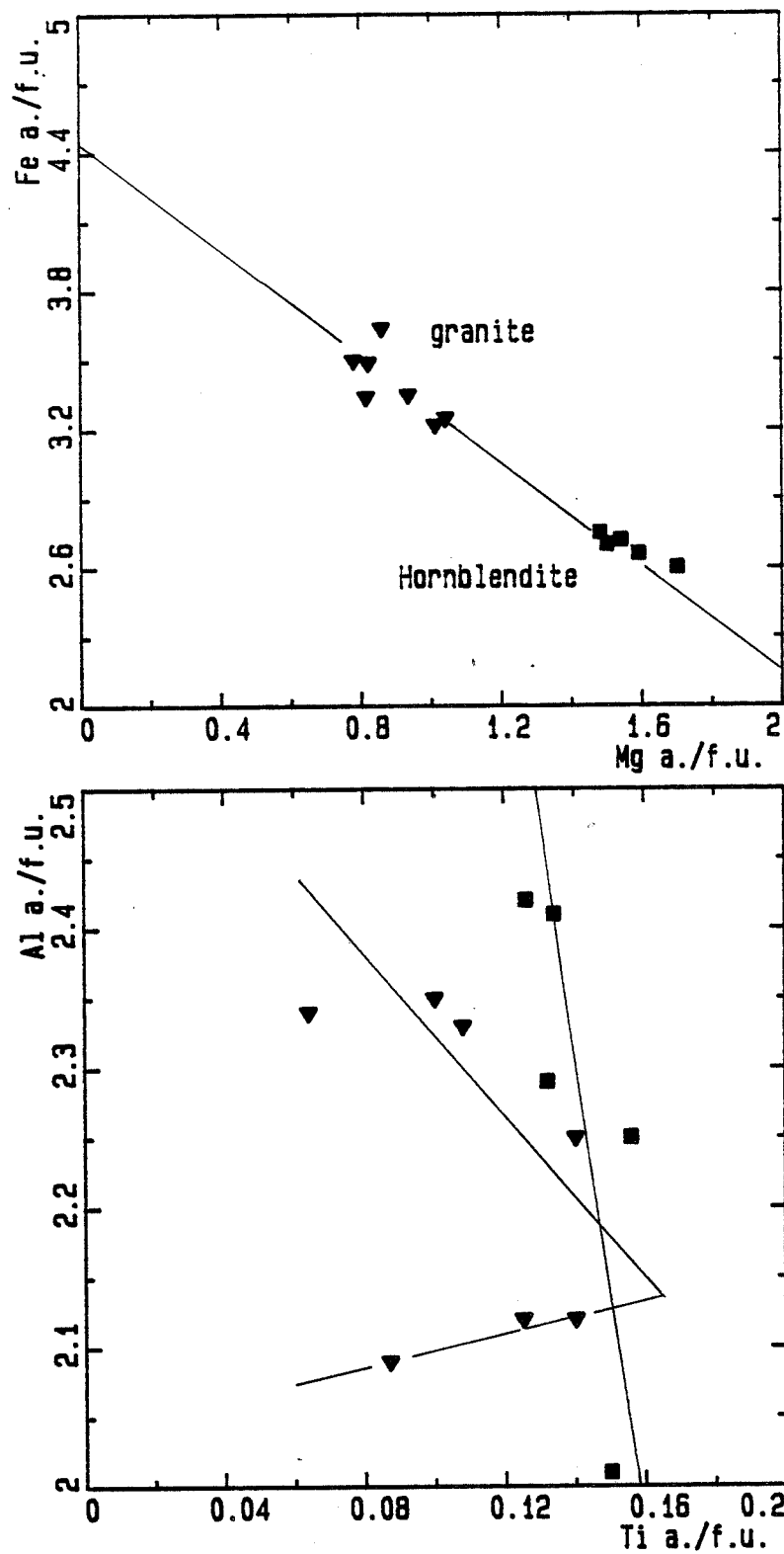
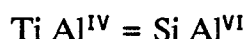


Figure I-13B: Variation de la composition des amphiboles des granites du massif de Serra Dourada.

(de 2.1 à 2.33 a./f.u.) par rapport aux teneurs en titane (fig. I-) dans les amphiboles, il faut faire intervenir la composition du milieu de croissance.

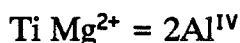
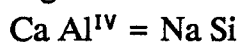
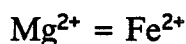
La fixation du titane dans les amphiboles suit le mécanisme de substitution suivant:



Par rapport aux teneurs en titane, le magnésium, le calcium et la silice baissent et le fer, l'alumine et les alcalins (Na+K) augmentent (tableau I-10).

La variation de la composition de ces amphiboles se marque principalement par une baisse du magnésium (de 1.05 à 0.813 a./f.u.) compensée par une augmentation modérée des teneurs en fer (fig. I-13), essentiellement sous forme de Fe^{2+} (tableau I-10).

Ces variations peuvent s'expliquer par les substitutions:



R site vacant

Tableau I-11

Quatre couples biotite-amphibole ont été analysés:

Echant. Numéro minéral	1		1		1A		1A	
	D356 Bi	D357 AM	D358 Bi	D359 AM	331 Bi	334 AM	338 Bi	337 AM
Si	5.680	6.392	5.610	6.457	5.600	6.184	5.610	6.279
Al ^{IV}	2.320	1.608	2.390	1.543	2.400	1.816	2.390	1.721
Al ^{VI}	0.300	0.512	0.250	0.578	0.370	0.514	0.440	0.580
Ti	0.339	0.139	0.397	0.125	0.274	0.099	0.252	0.063
Fe total	3.630	3.346	3.520	3.219	3.750	3.458	3.710	3.475
Mn	0.050	0.076	0.052	0.072	0.060	0.116	0.064	0.071
Mg	1.380	0.933	1.510	1.012	1.300	0.813	1.270	0.843
Fe/Mg	2.630	3.586	2.331	3.181	2.885	4.253	2.921	4.122
KD1	1.363		1.365		1.474		1.411	

Bi: biotite, AM: amphibole.

$K_D1 = ((\text{Fe}/\text{Mg}) \text{ amphibole} / (\text{Fe}/\text{Mg}) \text{ biotite})$

▼ GAB1 ■ AM

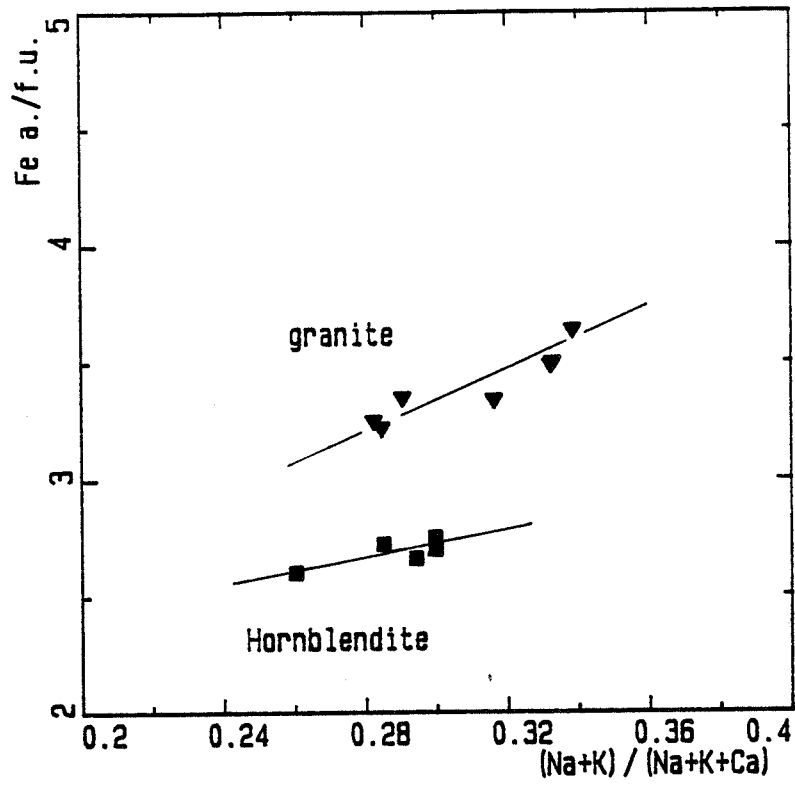


Figure I-13C: Variation de la teneur en fer par rapport aux alcalins des amphiboles des granites du massif de Serra Dourada.

Le rapport (Fe/Mg) de la biotite croît avec celui de l'amphibole (tableau I-11). Le coefficient de partage K_D est quasi constant dans chaque échantillon (1 et 1A). Un certain équilibre pour Fe et Mg s'est instauré entre la biotite et l'amphibole avec un partage du Fe en faveur de l'amphibole. La distribution de Fe et Mg entre ces deux phases est comparable à ce qu'elle est classiquement dans les roches métamorphiques à biotite et amphibole appartenant au faciès amphibolite (cf. notamment les données de Saxena, 1966 et de Stephenson, 1977). Les teneurs en alumine de l'amphibole augmentent en même (tableau I-11) temps que le K_D . Ces phénomènes ont été observés également par Gorbatshev (1969 et 1970) et Kretz (1960). Le fractionnement du fer et du magnésium entre la biotite et l'amphibole est intimement lié aux teneurs en alumine, lesquelles dépendent de la température et de la pression.

b) dans les hornblendites:

L' amphiboles dans cette roche est associée à la biotite et au clinopyroxène. Elle contient des grains de clinopyroxène, auquel elle semble avoir succédé. Il faut rappeler que les hornblendites sont des enclaves dans le granite à biotite GB1.

Les amphiboles des enclaves de hornblendites ont une composition de ferropargasite comparable à celle des amphiboles du massif de Serra Dourada, ce qui suggère que ces amphiboles n'ont pas subi de rééquilibrage. Cependant ces amphiboles sont plus magnésiennes (tableau I-12) que celles du faciès à amphibole, il paraît qu'elles dérivent d'une phase initial plus magnésienne (probablement du clinopyroxène qu'elles englobent).

Tableau I-12: Composition des amphiboles de la hornblendite.

num	606	607	615	616	617
éch	468	468	468	468	468
faciès	HB	HB	HB	HB	HB
Poids d'oxydes					
SiO ₂	41.26	42.55	39.91	40.07	40.12
Al ₂ O ₃	12.40	11.12	13.12	12.53	13.20
FeO	20.70	20.32	21.03	20.98	20.76
MnO	0.42	0.46	0.39	0.39	0.38
MgO	6.93	7.44	6.34	6.64	6.46
CaO	11.77	11.93	11.74	11.85	11.81
Na ₂ O	1.50	1.34	1.36	1.40	1.44
K ₂ O	1.84	1.49	2.14	1.84	2.06
TiO ₂	1.35	1.30	1.14	1.13	1.08
F.	0.30	0.38	0.18	0.53	0.28
Cl	0.16	0.11	0.27	0.20	0.26
Total	98.63	98.44	97.62	98.21	97.85
Formules structurales					
Si	6.318	6.499	6.205	6.291	6.223
Al ₄	1.682	1.501	1.795	1.709	1.777
Al ₆	0.557	0.501	0.611	0.575	0.637
Ti	0.155	0.149	0.133	0.131	0.126
Fe ³⁺	0.146	0.108	0.170	0.156	0.121
Fe ²⁺	2.505	2.488	2.565	2.557	2.573
Mn	0.054	0.060	0.051	0.051	0.050
Mg	1.582	1.694	1.469	1.530	1.494
Ca	1.931	1.953	1.960	1.966	1.963
Na	0.069	0.047	0.412	0.034	0.037
Na	0.377	0.350	0.366	0.386	0.396
K	0.360	0.290	0.425	0.363	0.408
	0.639	0.640	0.791	0.775	0.804
F	0.146	0.184	0.089	0.260	0.138
Cl	0.042	0.029	0.071	0.053	0.069
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.40	0.41	0.36	0.37	0.37

Les amphiboles (analyse 606 tableau I-12) associées à la biotite et au sphène sont plus riches en titane et en magnésium et pauvres en fer, en aluminium et en calcium que les autres amphiboles. La biotite (analyse 602) et le sphène (analyse 601), associés à l'amphibole (analyse 606) ont, par rapport aux autres biotites et sphènes qui ne sont pas en contact avec l'amphibole, des teneurs en titane faibles et en aluminium élevées. Le rapport ((Fe/Mg)_{amphibole}/(Fe/Mg)_{biotite}) est égal à 1.29 et suggère que l'amphibole est plus ferrifère que la biotite avec laquelle elle coexiste.

4-3-3 Conditions physiques de cristallisation:

Blundy et Holland (1990) ont montré que la répartition de l'aluminium entre le site tétraédrique de l'amphibole et le plagioclase est fonction de la température de cristallisation des deux minéraux et de la pression.

$$T (^{\circ}\text{K}) = (0.677 P - 48.98 + Y)/(-0.0429 - 0.008314 \ln (K)) ; \text{ avec}$$

$$K = ((\text{Si}-4)/(8-\text{Si}))X_{\text{ab}}$$

P est la pression en kbar

X_{ab} est la fraction d'albite dans le plagioclase

Si est la teneur cationique en silice de l'amphibole

$Y = 0$ si X_{ab} est inférieure à 0.5

$Y = -8.06 + 25.5(1-X_{\text{ab}})$ si X_{ab} est supérieure à 0.5

Les températures estimées à partir de ce géothermomètre pour un plagioclase à $X_{\text{ab}} = 0.72$ sont portées dans le tableau :

$X_{\text{ab}} = 0.72$	Pression en kbars		
	Si des amphiboles	2	3
6.40	800°C	784°C	770°C

Les températures obtenues sont dans le champ de stabilité de la ferropargasite (fig. I-) d'après les données expérimentales de Gilbert (1966). Cet auteur donne par exemple à $f\text{O}_2$ moyenne, 835°C pour les ferropargasites.

De nombreuses études expérimentales ont montré que la cristallisation de la pargasite est favorisée par une faible fugacité d'oxygène (Ernst 1966, Boyd 1959, Westrich 1978, Gilbert 1966, Semet 1970, Semet et Ernst 1981, Charles 1978 et Thomas W.M. 1982), qu'elle est stable en présence du quartz dans les conditions d'oxydation du tampon QFM et probablement plus bas (Warren M. Thomas 1982).

4-3-3 Conclusion:

Les amphiboles des granites de Serra Dourada ont une composition de ferropargasite. Le rapport Fe/Fe+Mg de ces amphiboles augmentent par rapport aux teneurs en titane des roches et parallèlement au rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ des roches.

Le coefficient de partage K_p (Fe/Mg) amphibole/(Fe/Mg) biotite est supérieur à 1, le partage du fer se fait au détriment de la biotite. La distribution

de Fe et Mg entre ces deux phases semble attester une équilibration sous des conditions du faciès amphibolite.

La cristallisation de ces amphiboles s'est effectuée sous des conditions de températures magmatiques relativement élevées (supérieures à 700°C) et des pressions d'oxygène faibles.

4-4 Les clinopyroxènes:

Les clinopyroxènes, présents dans les hornblendites, renferment des petits cristaux d'ilménite. Ils sont souvent inclus dans l'amphibole.

La formule structurale des clinopyroxènes a été calculée sur la base de quatre cations et 6 oxygènes. Le fer ferrique est obtenu par différence de charges.

Les clinopyroxènes forment une famille assez homogène. Ils ont une composition de salite suivant la classification de Poldervaart et Hess (1951) (tableau I-13). La baisse des teneurs en magnésium des clinopyroxènes est compensée par une augmentation parallèle des teneurs en fer principalement sous forme de Fe^{2+} (0.384 à 0.406 a./f.u. de Fe^{2+}), la teneur en Fe^{3+} est très faible (0.031 à 0.056 a./f.u. de Fe^{3+}) et indique que ces clinopyroxènes ont cristallisé à faible fugacité d'oxygène. Le rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ varie très peu entre 0.58 et 0.59.

Les teneurs en titane et en alumine de ces clinopyroxènes sont très faibles (entre 0 et 0.004 a./f.u. de Ti et entre 0.021 et 0.037 a./f.u. de Al (totale)). Les faibles teneurs en Al et Ti sont interprétées comme une réponse à une forte activité de la silice (Gupka et al., 1973) et à la cristallisation précoce de minéraux titanifères comme l'ilménite (Gibb, 1973). L'ilménite est souvent en inclusion dans les clinopyroxènes et dans les amphiboles.

Les teneurs en Cr de ces pyroxènes sont en dessous du seuil de détection à la microsonde. Elles suggèrent un fractionnement important en cet élément et donc un liquide parent différencié.

Les teneurs en sodium sont (tableau I-13) nettement plus faibles que celles des séries typiquement alcalines (0.07 a./f.u. de Na en moyenne pour un rapport $Fe/Fe+Mg$ de l'ordre de 0.40) mais elles sont supérieures à la moyenne (0.015 a./f.u. de Na pour le même rapport $Fe/Fe+Mg$) des séries orogéniques (Marcelot et al., 1988). Le magma parent ne peut être que faiblement alcalin.

Tableau I-13:

Composition des pyroxènes des amphibololites du massif de Serra Dourada							
numéro	608	609	610	611	612	613	614
échant.	46B	46B	46B	46B	46B	46B	46B
faciès	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes							
SiO ₂	51.35	51.28	51.58	51.63	51.55	51.57	51.28
Al ₂ O ₃	0.90	0.79	0.46	0.46	0.77	0.65	0.81
FeO	13.77	13.66	13.49	13.41	13.62	13.66	13.69
MnO	0.56	0.54	0.54	0.49	0.53	0.51	0.51
MgO	9.49	9.62	9.81	9.87	9.62	9.73	9.54
CaO	23.50	23.21	23.54	23.71	23.35	23.39	23.19
Na ₂ O	0.41	0.36	0.23	0.21	0.29	0.27	0.38
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
TiO ₂	0.13	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.01	0.02
F.	0.12	0.08	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	n.d.	n.d.
Total	100	99.56	99.75	99.79	99.75	99.79	99.42
Formules structurales sur la base de 4 cations							
Si	1.963	1.972	1.980	1.979	1.978	1.978	1.973
Al ^{IV}	0.037	0.028	0.020	0.021	0.022	0.022	0.027
Al ^{VI}	0.004	0.008	0.001	0.000	0.013	0.007	0.010
Ti	0.004	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.001
Fe ³⁺	0.056	0.047	0.033	0.036	0.031	0.034	0.044
Fe ²⁺	0.384	0.393	0.400	0.394	0.406	0.404	0.397
Mn	0.018	0.018	0.018	0.016	0.017	0.017	0.017
Mg	0.541	0.551	0.561	0.564	0.550	0.556	0.547
Ca	0.963	0.957	0.968	0.974	0.960	0.961	0.956
Na	0.031	0.027	0.017	0.016	0.022	0.020	0.028
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.585	0.584	0.583	0.589	0.575	0.579	0.579

La zonation des clinopyroxènes (analyses 611 (coeur) et 612 (bordure)) est marquée par une baisse des teneurs en Mg, Ca et Si et une augmentation des teneurs en Fe, Mn, Al et Na du coeur vers la bordure. Le rapport Mg/Mg+Fe²⁺ baisse également dans le même sens. Ces variations font intervenir les trois substitutions couples: Mg = Fe, Si = Al^{IV} et Ca = Na. Elles traduisent un enrichissement limité en alcalin et des conditions de fugacité relativement faibles (Larsen, 1976).

Le coefficient de partage K_p ((Fe/Mg) clinopyroxène/(Fe/Mg) amphibole) est de l'ordre de 0.48 (pour le couple clinopyroxène (608) - amphibole (607)), le clinopyroxène est plus magnésien que l'amphibole.

Les clinopyroxènes de Serra Dourada apparaissent plus calciques que ceux des séries tholéitiques de Skaergaard et du Bushveld (Brown et al., 1963 et Atkins, 1969). Leur composition semble proche de celle observée dans le plutonisme calco-alcalin (Erikson, 1976 et Arculus et al., 1980) mais aussi à celle des roches basiques du

plutonisme alcalin (Larsen, 1976, Léger, 1981, Bonin et al., 1985 et Marcelot et al., 1988).

Le rôle du clinopyroxène est fondamental dans le fractionnement des séries alcalines (Maury, 1976 et Villemant et al., 1980). En l'absence de magnétite stable au liquidus, son fractionnement conditionne l'enrichissement des liquides en fer.

4-5 Les grenats:

La formule structurale $X_3Y_2Z_3O_{12}$ Deer et al. (1962) est basée sur 12 oxygènes et 8 cations.

Tableau I-14:

Composition chimique des grenats du massif de Serra Dourada								
num	631	632	633	634	413	416	417	
ech	8.	8.	8.	8.	30	30	30	
	faciès à grenat				granite pegmatoïde			
Poids d'oxydes								
SiO ₂	36.27	35.80	36.27	36.09	35.95	35.70	35.06	
Al ₂ O ₃	20.59	20.61	20.59	20.66	20.75	20.72	20.82	
FeO	33.61	33.45	33.61	33.96	29.68	30.29	32.23	
MnO	5.04	5.44	5.04	4.89	12.15	11.81	11.93	
MgO	0.41	0.41	0.41	0.41	0.08	0.10	0.09	
CaO	2.48	2.56	2.48	2.51	0.65	0.56	0.41	
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.15	
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.02	
Total	98.40	98.27	98.40	98.51	99.26	99.22	100.54	
Formules structurales sur la base de 12 oxygènes								
SI	3.010	2.983	3.010	2.996	2.985	2.966	2.884	
ALIV	0.000	0.017	0.000	0.004	0.015	0.034	0.116	
ALVI	2.015	2.009	2.015	2.018	2.016	1.995	1.904	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
FE	2.333	2.332	2.333	2.358	2.061	2.100	2.121	
MN	0.354	0.384	0.354	0.344	0.855	0.831	0.831	
MG	0.051	0.051	0.051	0.049	0.010	0.012	0.011	
CA	0.221	0.229	0.221	0.223	0.058	0.050	0.036	
NA	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.039	
CL	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.003	0.003	
Fe/Fe+Mg	0.98	0.98	0.98	0.98	1.00	0.99	0.99	
Fe/Mn	6.590	6.073	6.582	6.855	2.411	2.527	2.552	
Pyrope	1.71	1.70	1.71	1.66	0.33	0.41	0.37	
Alman	78.87	77.84	78.87	79.27	69.09	70.16	70.71	
Spess	11.98	12.82	11.98	11.56	28.64	27.77	27.71	
Gross	7.45	7.63	7.45	7.51	1.94	1.51	1.21	
Andr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	

a) dans le faciès à grenat:

Les grenats du massif de Serra Dourada sont des almandin-spessartine ce qui est courant dans les granitoïdes (Hsu, 1968, Neiva, 1965, Lopez Ruiz et al., 1975 et Green, 1977). Leur composition est homogène (tableau I-14).

Ces grenats sont en équilibre avec la biotite. la biotite est riche en fer et en alumine et pauvre en manganèse (Fe/Mn est compris entre 88 et 98) par rapport aux biotites (Fe/Mn varie entre 65 et 88) des autres faciès.

Les grenats relativement riches en manganèse (MnO est supérieur à 4 %) pouvaient être stables jusqu'à 3 Kbars dans des liquides acides. Les teneurs en manganèse des grenats de ce faciès comprises entre 4.89 % et 5.44 % de MnO sont typiques d'une cristallisation à relativement basse température. Les teneurs en calcium sont comparables à celles obtenues expérimentalement (Green, 1977) dans la gamme de 3 à 5 Kbars pour 1 à 3 % de CaO dans le grenat.

b) dans le granite pegmatoïde:

Ces grenats ont une composition $Al_{70}Sp_{28}Py_{0.41}Gr_{1.94}$ typique des grenats d'aplopegmatites (Rudowski, 1989). Ils sont très pauvres en calcium et riches en manganèse (tableau I-14). Les biotites associées à ces grenats sont plus magnésiennes (Fe/Fe+Mg est compris entre 0.70 et 0.73) que celles du faciès à grenat et pauvres en manganèse (Fe/Mn varie de 86.11 à 98.33).

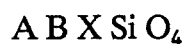
D'après les données de Matthes (1961 a et b) basées sur le rapport Fe^{2+}/Mn^{2+} , ces grenats (dont le rapport Fe^{2+}/Mn^{2+} est compris entre 2.41 et 2.55) auraient cristallisé à une température supérieure à 575°C pour des pression allant de 0.25 à 1.5 kbars. En dessous de cette température, de tels grenats se destabiliseraient en chlorite et quartz (Hsu, 1968).

4-6 Les sphènes:

4-6-1 *Les sphènes des granites:*

Le sphène est présent dans le faciès à amphibole et dans le faciès à biotite le moins évolué (échantillon 4 et 8) du massif de Serra Dourada.

La formule structurale du sphène d'après Zachariassen (1930) est :



avec

A = Ca, Na, Mn, REE

B = Ti, Al, Fe, Mg, Nb, Y cations octaédriques

X = O^{2-} , OH^- , F^-

Zachariassen a proposé qu'un oxygène remplace un F^- ou un OH^-

Nous avons calculé la formule structurale sur la base de 20 oxygènes.

▼ 6AB1 ■ 6B1 □ AM

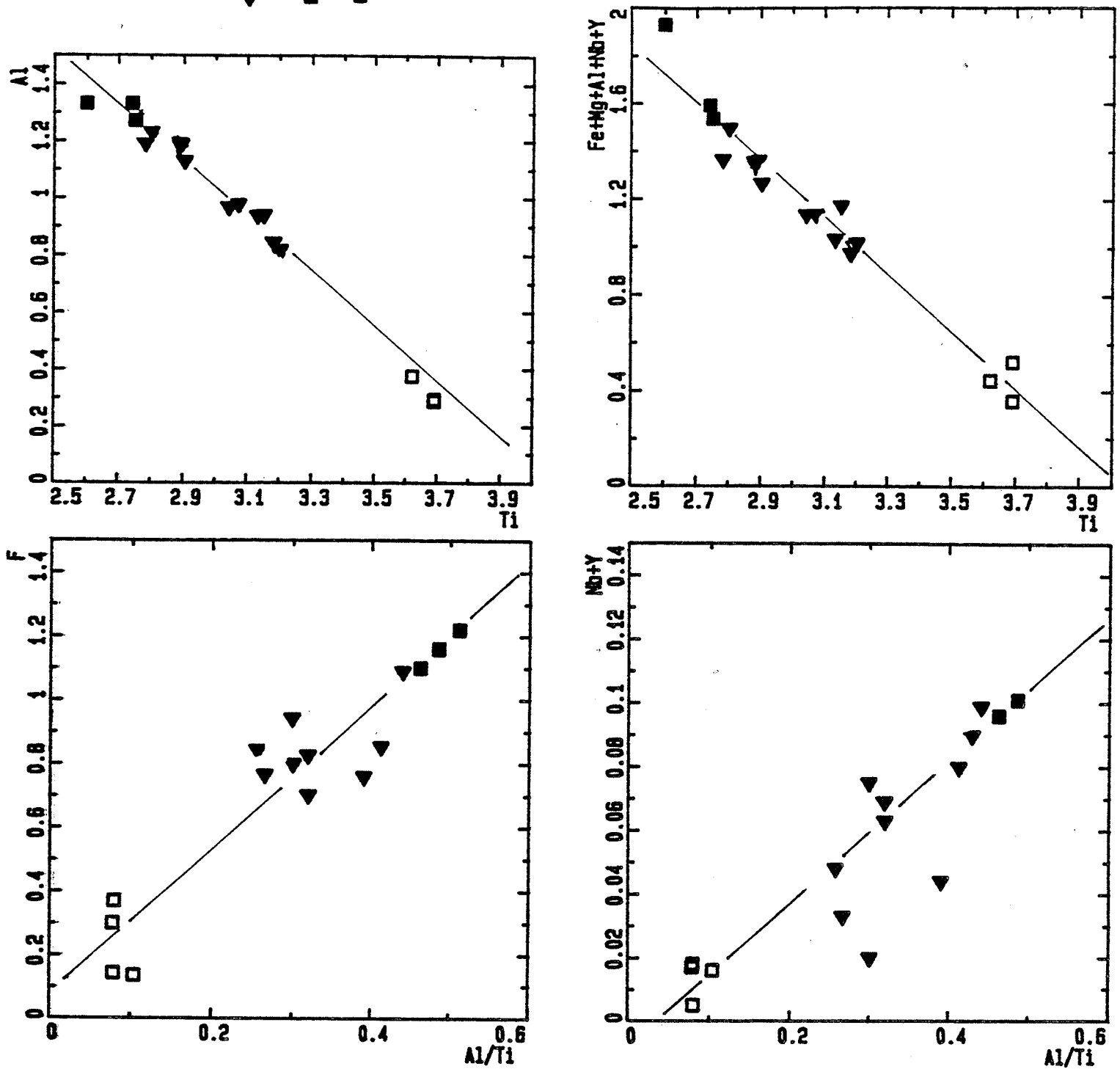


Figure I-14: Variation de la composition des sphères des granites du massif de Serra Dourada.

Dans le faciès à amphibole, deux populations de sphène se distinguent nettement en fonction de leurs teneurs en titane et en alumine.

1- La première est très riche en titane et pauvre en alumine (Fig. I-14). Ces sphènes ne montrent pas de relation texturale avec la biotite et l'amphibole et renferment en inclusion de l'ilménite.

2- La seconde est plus alumineuse et pauvre en titane. Elle correspond aux sphènes associés à la biotite et l'amphibole.

Dans le faciès à biotite, les sphènes ont la même composition que les sphènes de la deuxième population du faciès à amphibole.

Il existe une très bonne corrélation entre les teneurs en titane et les teneurs en alumine (Fig. I-14). De même que la somme des cations octaédriques (Fig. I-14) (Fe + Mg + Al + Nb + Y) est corrélée avec les teneurs en titane :

La somme des teneurs en Nb et Y augmentent avec l'alumine dans les sphènes du massif de Serra Dourada (Fig. I-14).

La variation de la composition des sphènes dans les différents faciès est essentiellement liée à la chute des teneurs en titane corrélée à l'enrichissement en alumine et en fluor. Elle est contrôlée par la substitution :



Plusieurs auteurs (Zabarnikova 1957, Ivantishin et al. 1964, Lee et al. 1969, Higgins et Ribbe 1976, Coombs et al. 1976) ont montré l'importance de cette substitution dans l'évolution des sphènes.

4-6-2 Les sphènes des hornblendites:

Les sphènes de la hornblendite sont très riches en titane (3.7 a./f.u.) par rapport aux sphènes des granites (2.6 à 3.3 a./f.u.). Ils sont nettement pauvres en alumine (0.3 a./f.u.), en Nb (0.007 a./f.u.) et en Y (0.004 à 0.011 a./f.u.). Il est intéressant de constater que les sphènes du granite hôte sont nettement plus riches en alumine et en Nb et Y mais pauvres en titane. Cela suggère qu'il n'y a pas eu de rééquilibrage des sphènes de la hornblendite enclavée dans le faciès à biotite.

4-7 Recapitulation:

La présence de zonation (Fe, Mg, Mn, Ca, Ti et Al) dans les minéraux ferromagnésiens indique que ces minéraux n'ont pas ou peu été rééquilibrés. Il est probable que leur composition indique l'évolution du magma.

La composition du magma vue au travers la composition des minéraux ferromagnésiens évoluent vers un pôle Fe/Fe+Mg plus fort. En effet le rapport Fe/Fe+Mg de l'amphibole (ferropargasite) et celui de la biotite augmentent parallèlement à celui des roches et inversement aux teneurs en titane des roches. La disposition des biotites dans le diagramme FeO/MgO (biotite)-TiO₂ (roche) suggère une évolution d'ensemble de la hornblendite, faciès à amphibole, faciès à biotite au faciès fin porphyrique. Les biotites du faciès à grenat forment, avec certaines biotites de biotitites, un autre trend. Les biotites du granite pegmatoïde ne suivent pas la même évolution que les biotites des autres faciès.

Les couples biotite-amphibole indiquent que l'amphibole est plus riche en fer que la biotite avec laquelle elle coexiste et que la paragenèse en formation tend à s'équilibrer avec les conditions du faciès amphibolite (Stephenson, 1977). Les fortes teneurs en titane des biotites (0.35 à 0.44 a./f.u.) créditent cette hypothèse.

Les clinopyroxènes ont une composition de salite. Leur teneur en sodium est faible et ne peut correspondre à un magma typiquement alcalin, mais elle est toutefois supérieure à la moyenne observée dans les séries orogéniques classiques (Marcelot et al., 1988). Le liquide parent semble donc faiblement alcalin. En l'absence de magnétite stable au liquidus, le clinopyroxène va jouer un rôle important dans le fractionnement des granites et son fractionnement conditionne l'enrichissement des liquides en fer.

L'activité de l'eau dans le magma est assez forte et croissante, comme l'indique la destabilisation du clinopyroxène au profit de l'amphibole et de la biotite. L'absence de clinopyroxène dans le granite à amphibole et son remplacement presque total dans la hornblendite montrent que le seuil de stabilité de l'amphibole a été rapidement franchi en liaison avec la teneur en eau dans le liquide parent.

Ces granites semblent évoluer à des faibles fugacités d'oxygène. En effet, la ferropargasite dépend étroitement de la fugacité d'oxygène et n'est stable que pour des faibles fugacités d'oxygène (Gilbert, 1966 et Thomas, 1982) et le clinopyroxène ne présente pas de substitution classique (Fe³⁺+Na) caractéristique des milieux plus oxydants et/ou alcalins (Larsen, 1976 et 1979).

Les minéraux de la hornblendite (enclave dans le granite à biotite) montrent des signes de rééquilibrage. La composition des biotites de la hornblendite et de certaines biotitites (échantillon 52) est comparable à celle des biotites du faciès à amphibole (même teneur en titane), ce qui suggère que ces biotites ont cristallisé vraisemblablement dans un milieu comparable à celui d'où provient les biotites du faciès à amphibole.

5- Composition chimique des granites de Serra Dourada :

5-1 Caractérisation géochimique des différents faciès :

Nous avons distingué sur le terrain dans le massif de Serra Dourada cinq faciès: un granite à amphibole GAB1, un granite à biotite GB1, un granite fin porphyrique GFP, un granite à grenat GG et un granite pegmatoïde tardif GP. Nous discuterons essentiellement des faciès principaux de Serra Dourada. Le granite pegmatoïde est plus jeune (1100 M.a.) par rapport aux autres faciès (1653 M.a.). Les échantillons analysés sont reportés sur la carte d'échantillonnage (fig. I-9 page 61).

La composition chimique des biotites (les teneurs en titane et en aluminium et le rapport $Fe/Fe + Mg$) sépare les différents faciès distingués sur le terrain et nous a permis de distinguer deux trends. Un trend comprend la hornblendite, la biotitite (52), le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique. Le second comprend le faciès à grenat et les biotitites (44 et 45). Les biotites du granite pegmatoïde ne semblent pas suivre cette évolution. Ces faciès se retrouvent également individualisé par leurs compositions chimiques (fig. I-15A). Dans ces diagrammes (fig. I-15A-1, 2, 3 et 4) nous avons séparé dans le faciès à amphibole GAB1 un sous faciès GAB1 (2A-C) porphyrique et moins riche en amphibole. Nous remarquons également dans ces diagrammes que les faciès à amphiboles, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique apparaissent s'organiser les uns par rapport aux autres de manière cohérente, en revanche le faciès à grenat est nettement plus riche en silice, en magnésium et en fer que les autres faciès. Les teneurs en titane du faciès à grenat sont comparables à celles du faciès à biotite. Le granite pegmatoïde est très différent des autres faciès. Les rapports MgO/TiO_2 (0.8 et 1), Fe_2O_3/TiO_2 (6 à 7.5) et MnO/TiO_2 (0.08 à 0.1) du faciès à biotite varient dans la même gamme que ceux de ses biotites, elles expriment que la biotite est le seul ferromagnésien du faciès.

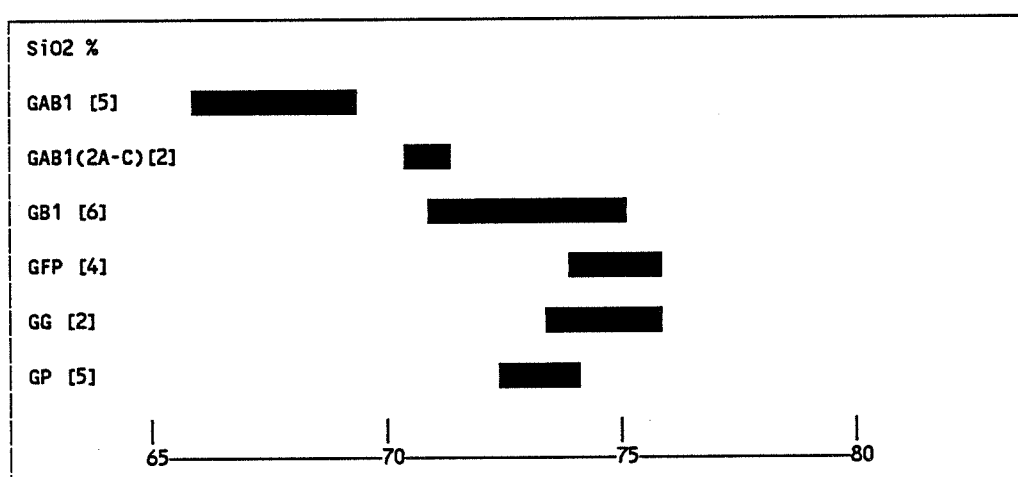


Figure I-15A-1: Répartition des teneurs en silice dans les différents faciès du massif de Serra Dourada. [] indique le nombre d'analyses par faciès.

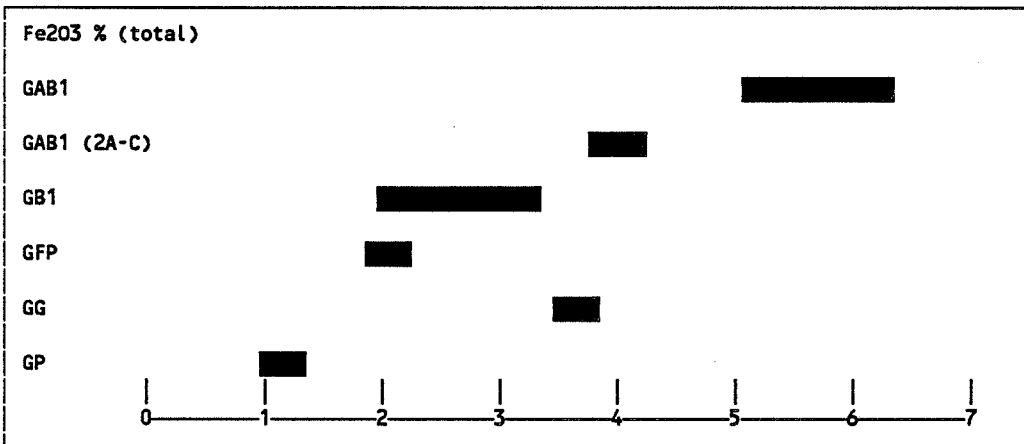
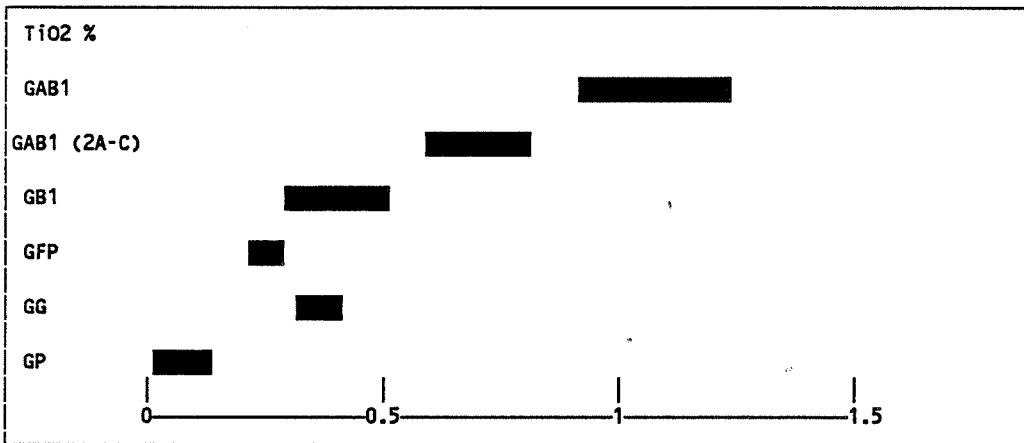
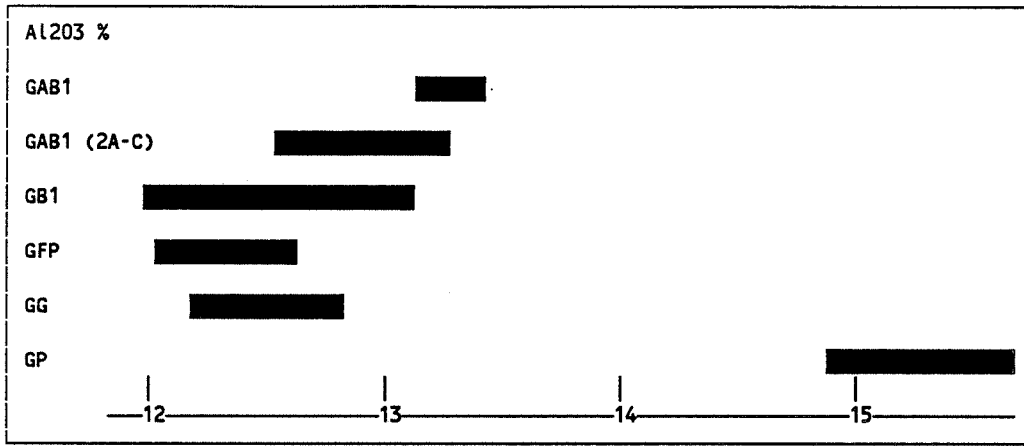


Figure I-15A-2: Répartition des éléments majeurs dans les différents faciès du massif de Serra Dourada.

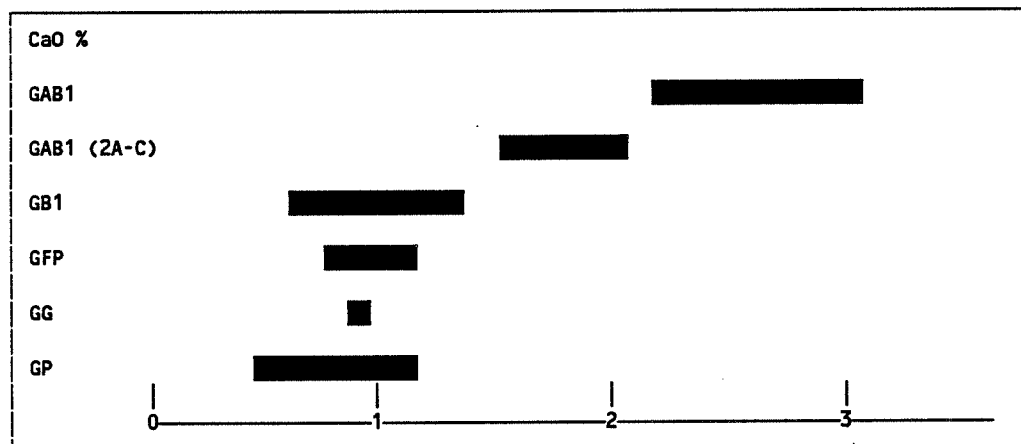
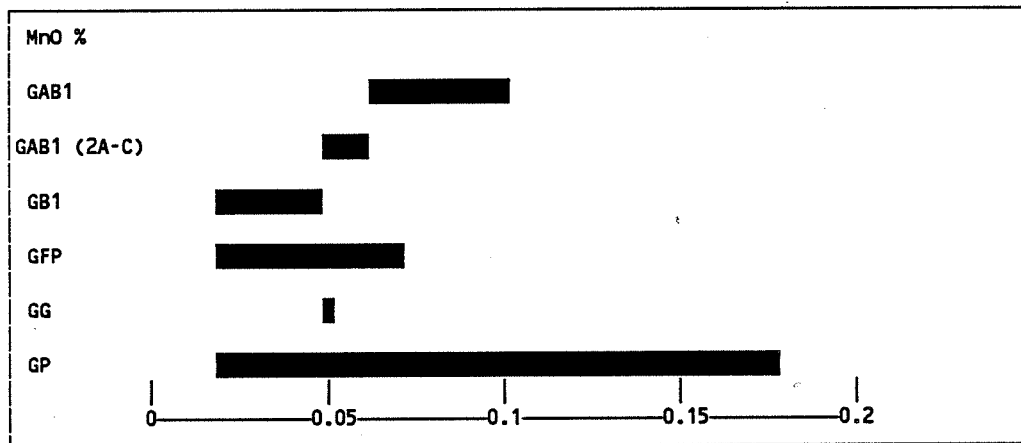


Figure I-15A-3: Répartition des éléments majeurs dans les différents faciès du massif de Serra Dourada.

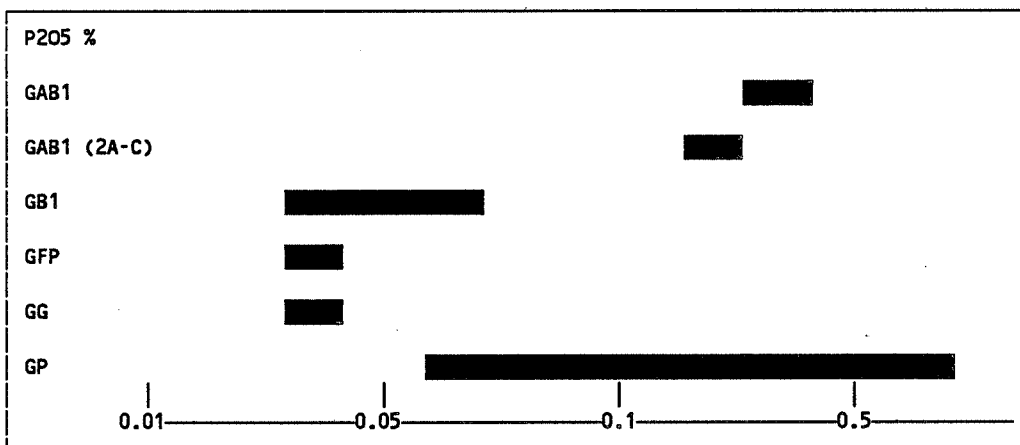
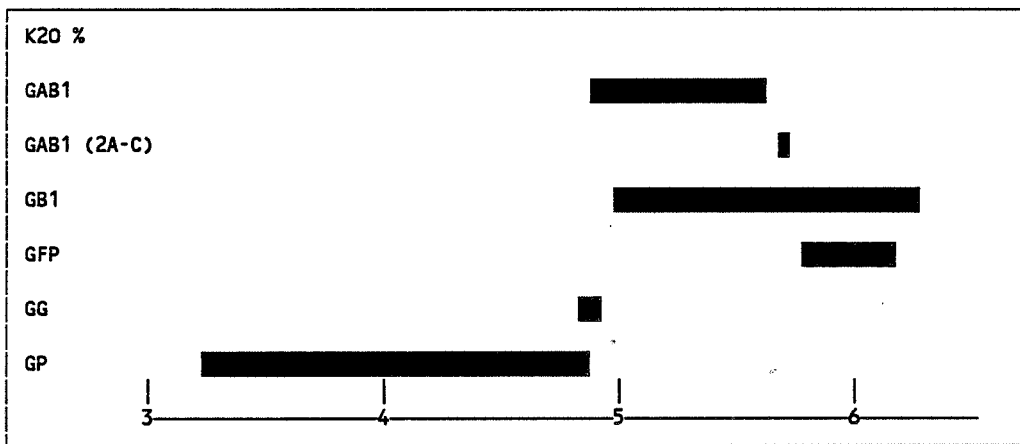
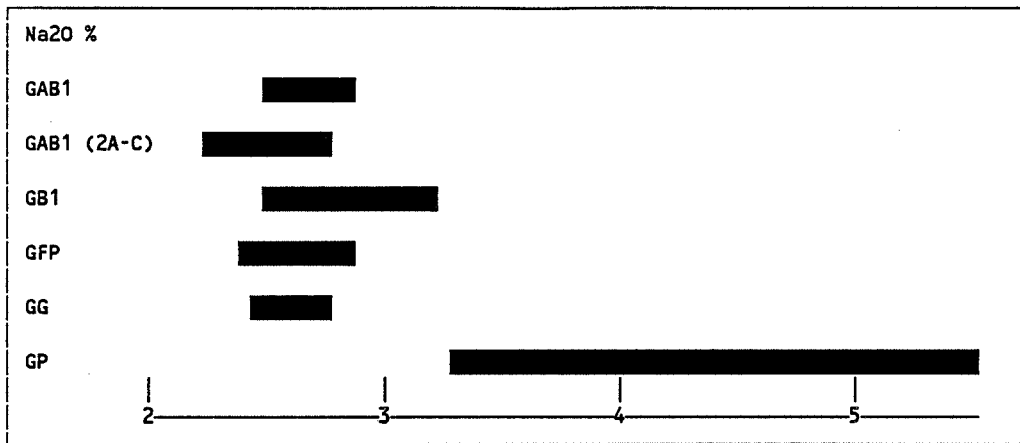


Figure I-15A-4: Répartition des éléments majeurs dans les différents faciès du massif de Serra Dourada.

5-2 Evolution des différents faciès :

Nous avons choisi la teneur en Th comme indice de différenciation, ce qui est justifié par son caractère discriminant. En effet Les teneurs en Th séparent assez bien les différents faciès 45 ppm en moyenne dans le faciès à amphibole GAB1, 61 ppm dans le granite à biotite GB1, 81 ppm dans le granite

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

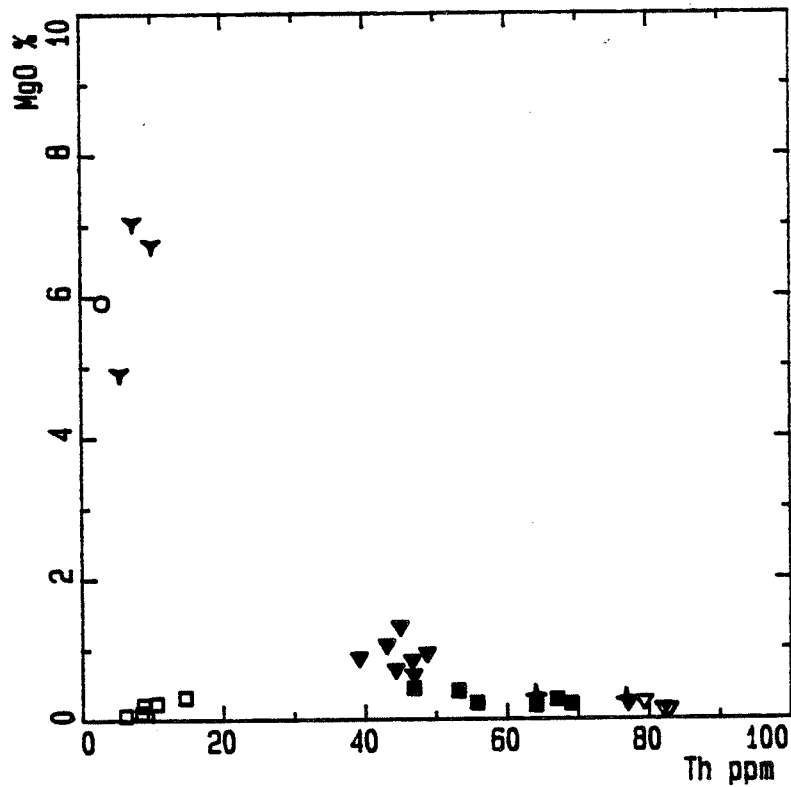
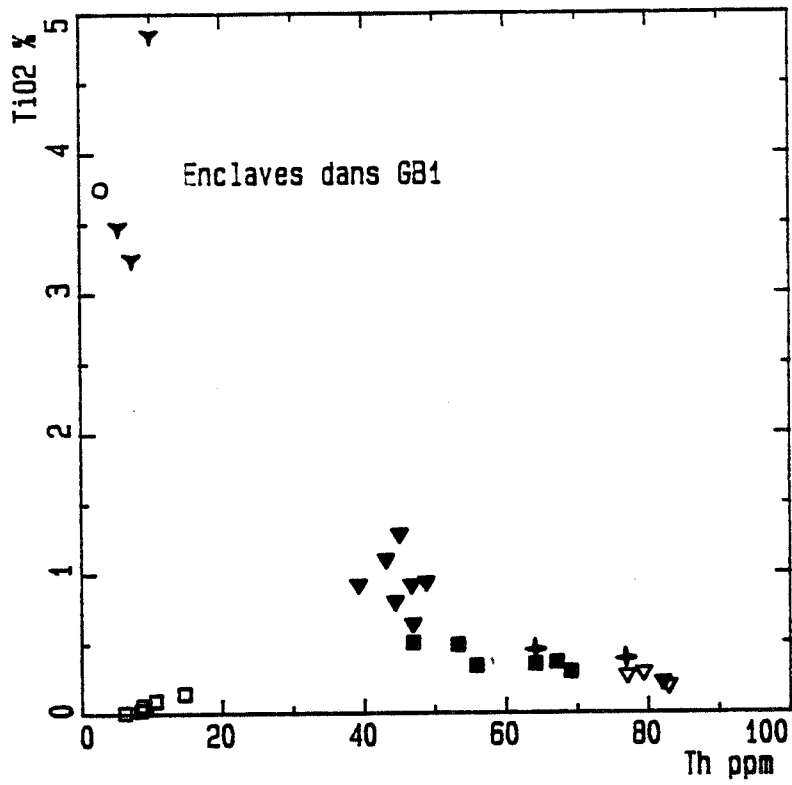


Figure I-15 : Variation de TiO_2 et de MgO par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada. GAB1: granites à hastingsite, GB1 granites à biotite, GFP: granites fin porphyrique, GG: granites à grenat, AM: amphibololite et XE: xénolite.

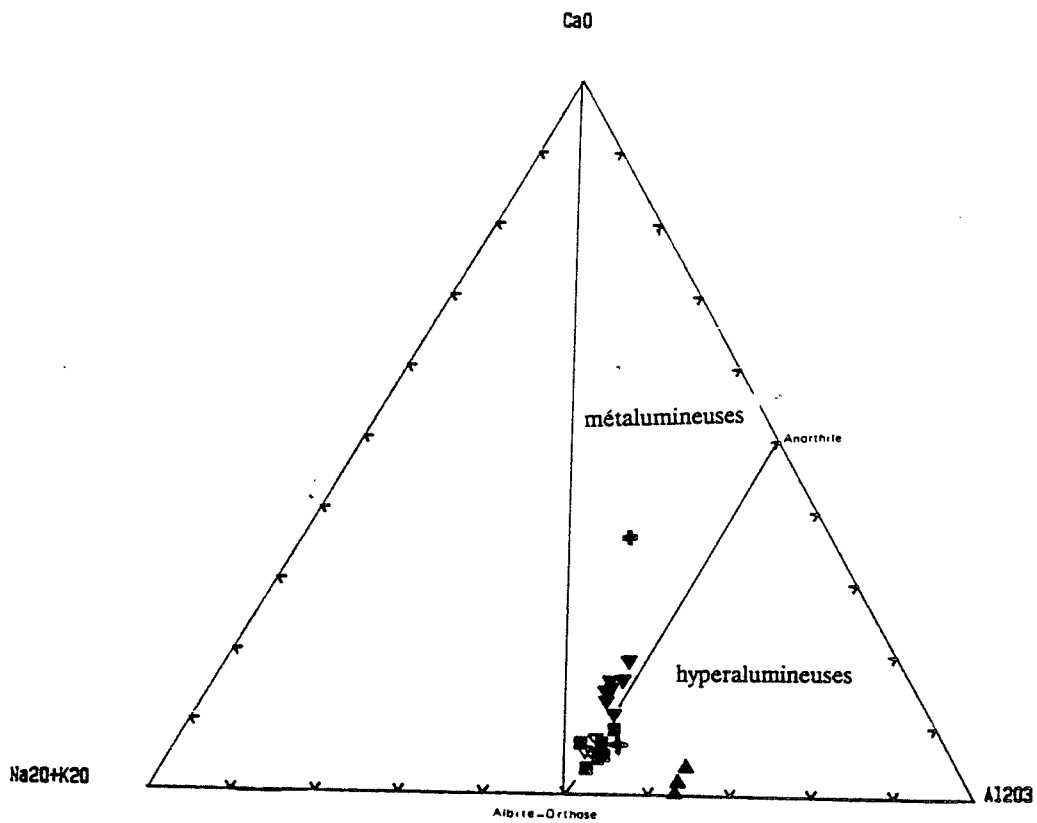


Figure I-16: Les granites du massif de Serra Dourada dans le diagramme $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (en moles).

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

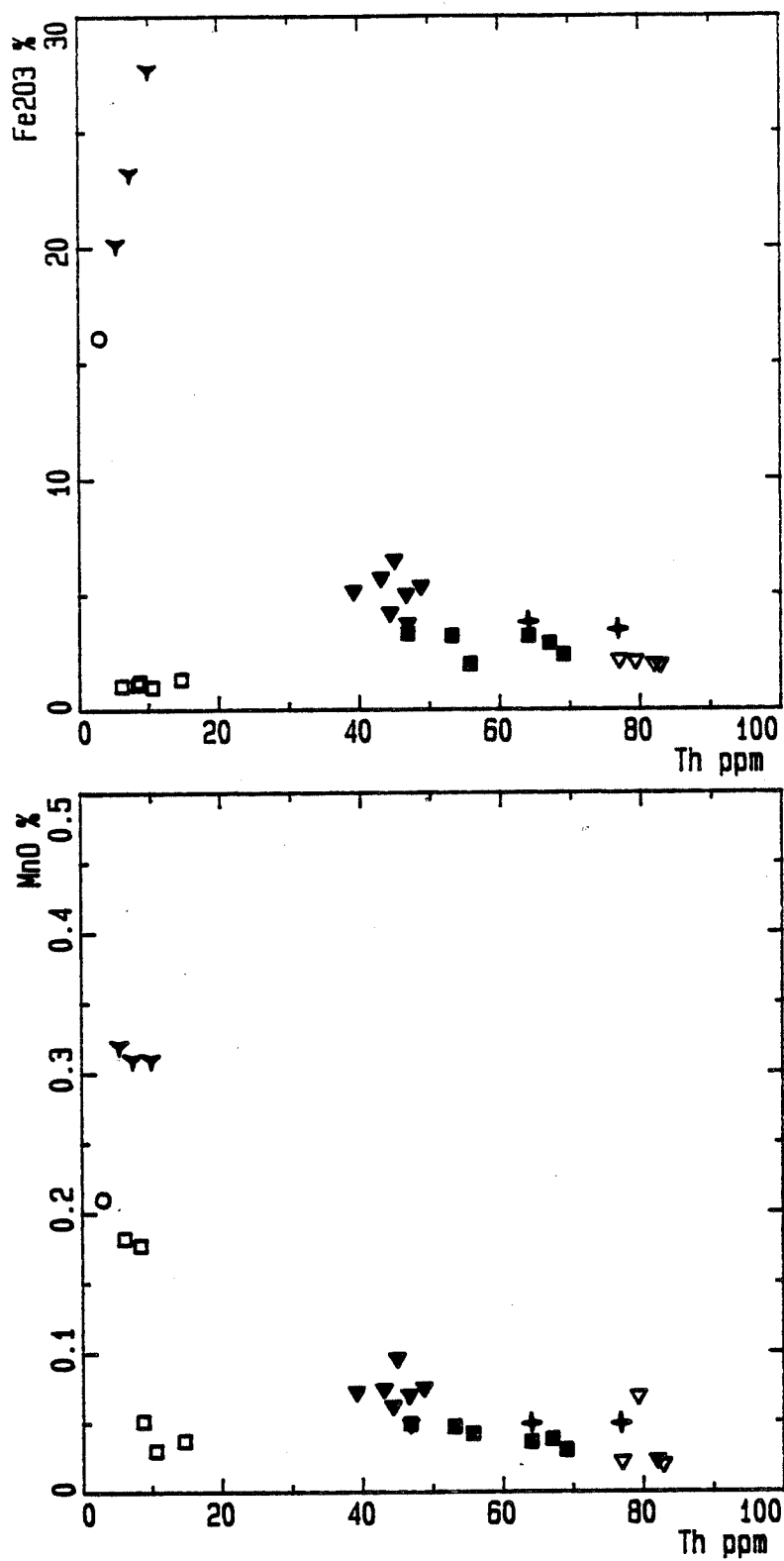


Figure I-17 : Variation des teneurs en Fe₂O₃ et MnO par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada. GAB1: granites à hastingsite, GB1 granites à biotite, GFP: granites fin porphyrique, GG: granites à grenat, AM: amphibololite et XE: xénolite.

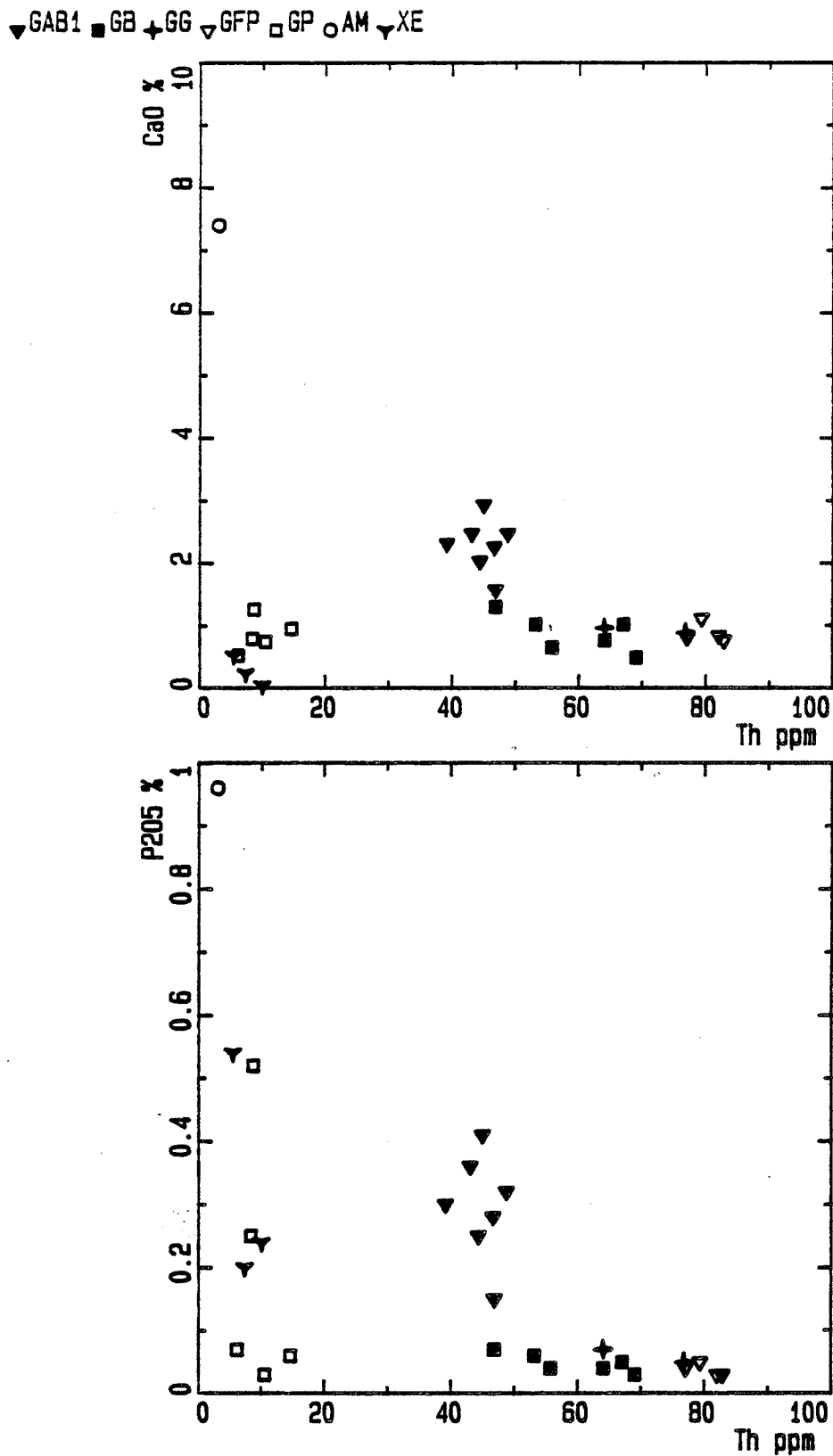


Figure I-18 : Variation des teneurs en CaO et P₂O₅ par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada. GAB1: granites à hastingsite, GB1 granites à biotite, GFP: granites fin porphyrique, GG: granites à grenat, AM: amphibololite et XE: xénolite.

fin porphyrique. Le faciès à grenat a des teneur en Th proches de celles du faciès à biotite GB1. Le granite pegmatoïde est très pauvre en Th (14.6 à 5 ppm). En plus le Th a été dosé par trois méthodes différentes (ICPAES, fluorescence X et activation neutronique), ce qui a permis de comparer et de confirmer les valeurs obtenues pour le Th bien dosé dans les trois cas.

Dans le diagramme TiO_2/Th (fig. I-15B), nous pouvons distinguer deux séries évolutives (ou lignées). La première est caractérisée par des teneurs en Th corrélées positivement à celles du titane, elle caractérise les granites pegmatoïdes. La seconde se différencie par des teneurs en Th corrélées négativement à celles du titane, c'est l'évolution principale du massif de Serra Dourada. Nous traiterons dans ce qui suit essentiellement l'évolution principale. Le granite pegmatoïde est tardif et recoupe les différents faciès granitiques et les zones métasomatiques du massif de Serra Dourada.

L'évolution de ces granites se caractérise par un enrichissement en K_2O et en silice (les teneurs en Na_2O ne montrent pas de variations significatives) par rapport aux teneurs en titane. Le diagramme triangulaire $CaO/Na_2O+K_2O/Al_2O_3$ en proportions molaires (fig. I-16) permet de positionner les différents faciès par rapport aux champs des roches hyperalumineuses, métalumineuses et hyperalcalines (Bonin, 1980). Les différents faciès du massif de Serra Dourada sont dans le domaine des roches métalumineuses. Le rôle joué par les phases minérales aux cours du fractionnement est donné par la position de la hornblendite. L'évolution se fait à proximité du joint (orthose-albite)-anorthite. Elle est contrôlée par les proportions relatives du clinopyroxène, de l'amphibole, du plagioclase et du feldspath potassique participant au fractionnement.

Les teneurs en Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , MnO , CaO et P_2O_5 montrent avec les teneurs en Th une corrélation négative (fig. I-17 et I-18). Les diagrammes P_2O_5/Th , CaO/Th et MgO/Th montrent deux trends parallèles légèrement décalés. Un trend comprend le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique et l'autre trend comprend le faciès à grenat.

Nous avons reporté sur ces diagrammes la composition des enclaves (les biotitites et la hornblendite). Elles sont très pauvres en Th (5 à 10 ppm dans les biotitites et 3 ppm dans la hornblendite). Les biotitites sont riches en fer, en magnésium, en titane et en manganèse et pauvre en calcium et en phosphore, en revanche la hornblendite est riche en tous ces éléments.

Les éléments majeurs permettent de définir deux trends. Le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique présentent une continuité dans l'évolution. Le faciès à grenat montre un enrichissement en MnO et F_2O_3 .

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

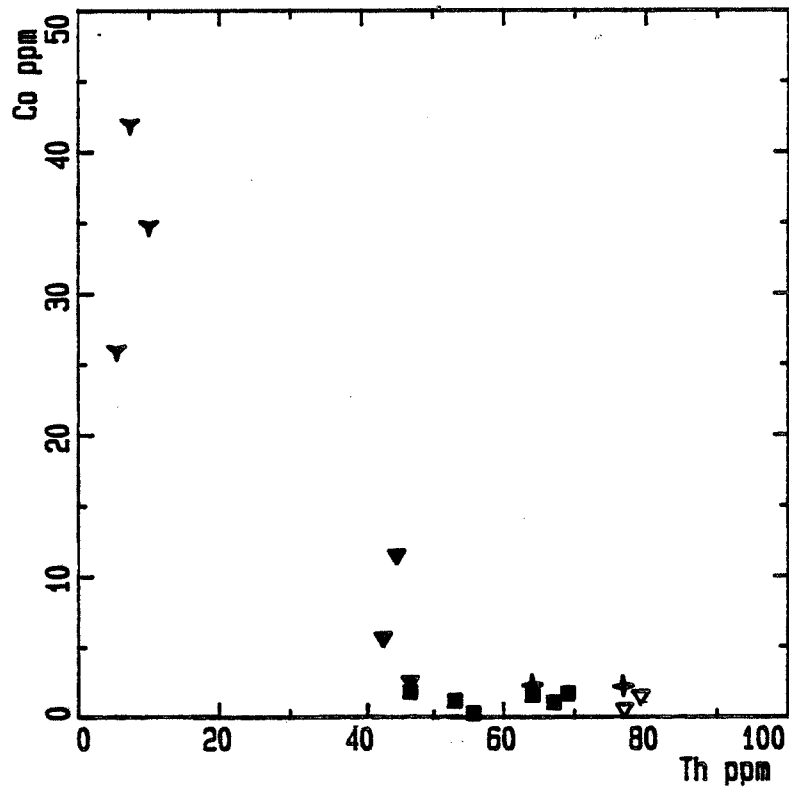
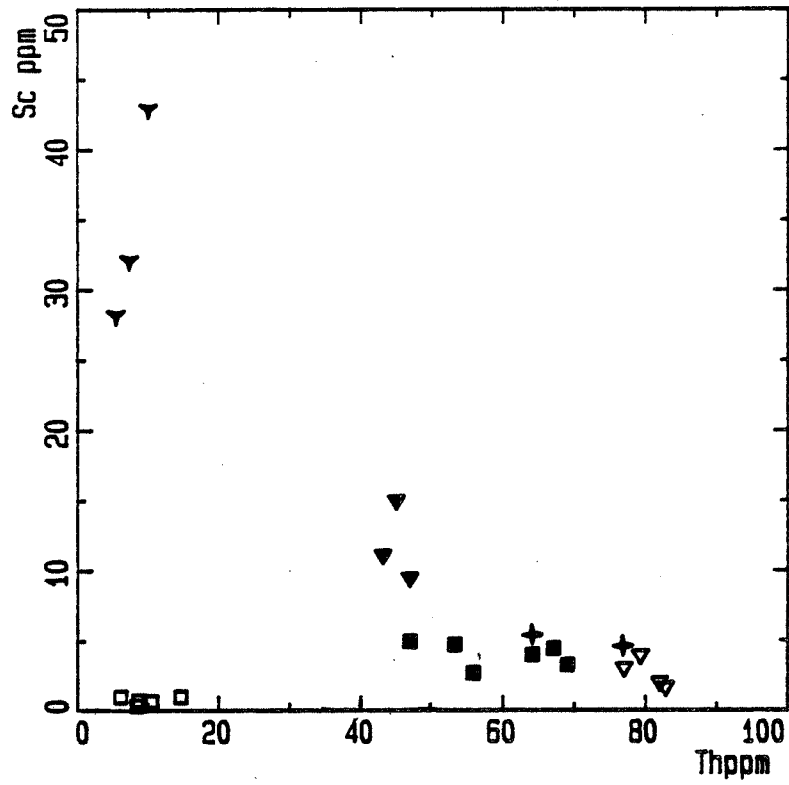


Figure I-19: Variation des teneurs en Sc et Co par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

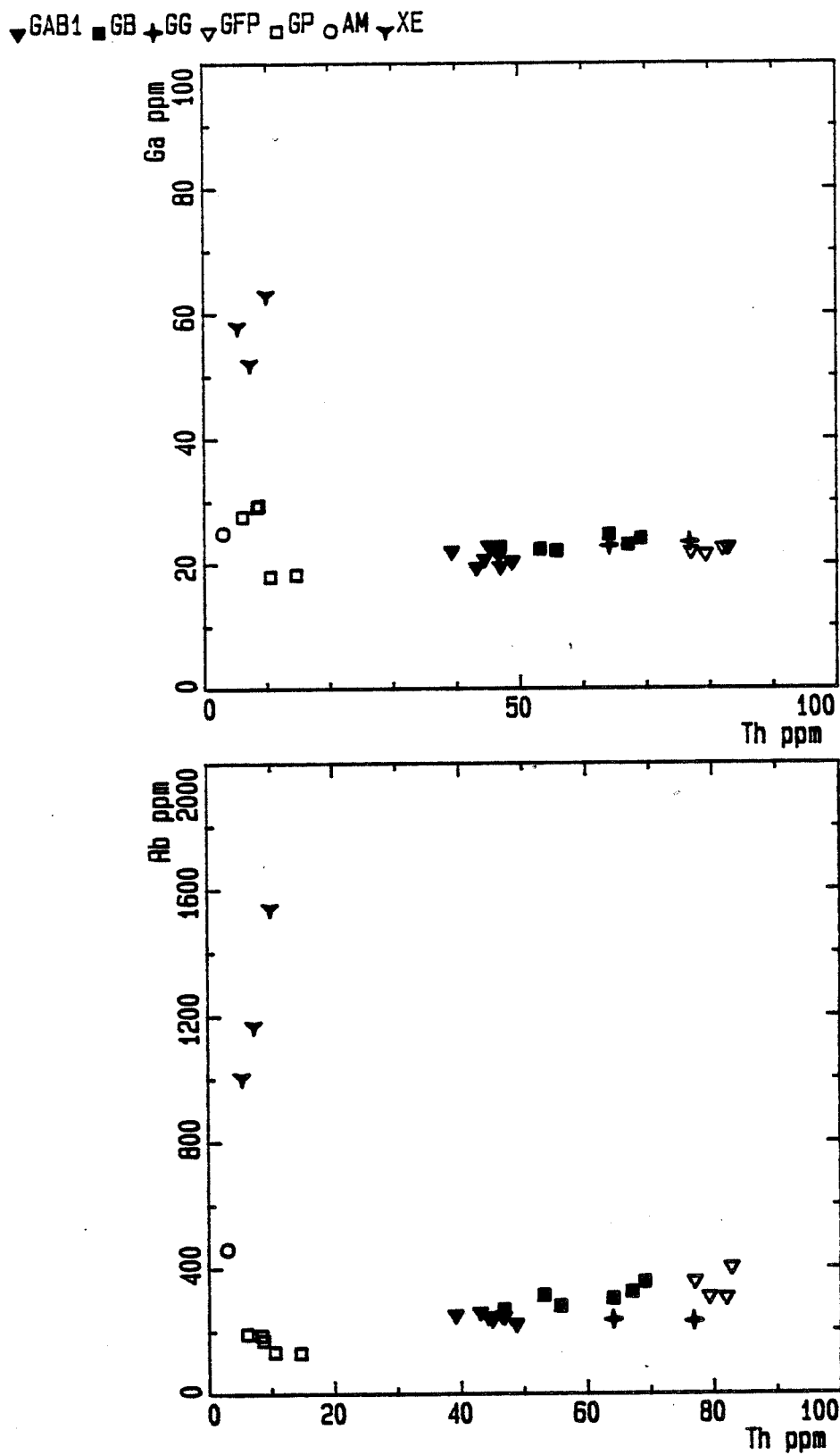


Figure I-20: Variation des teneurs en Ga et Rb par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

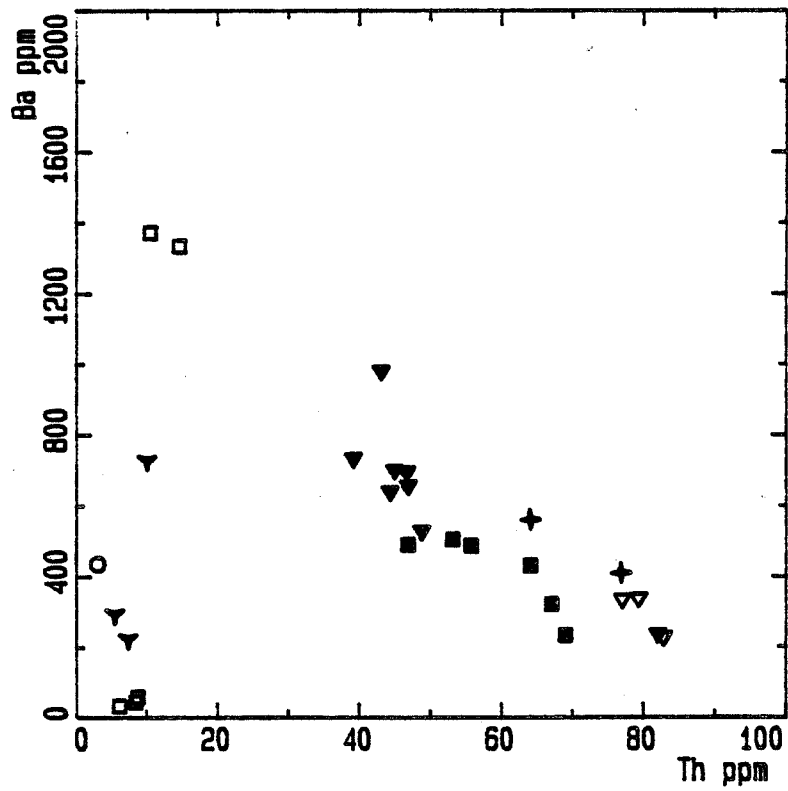
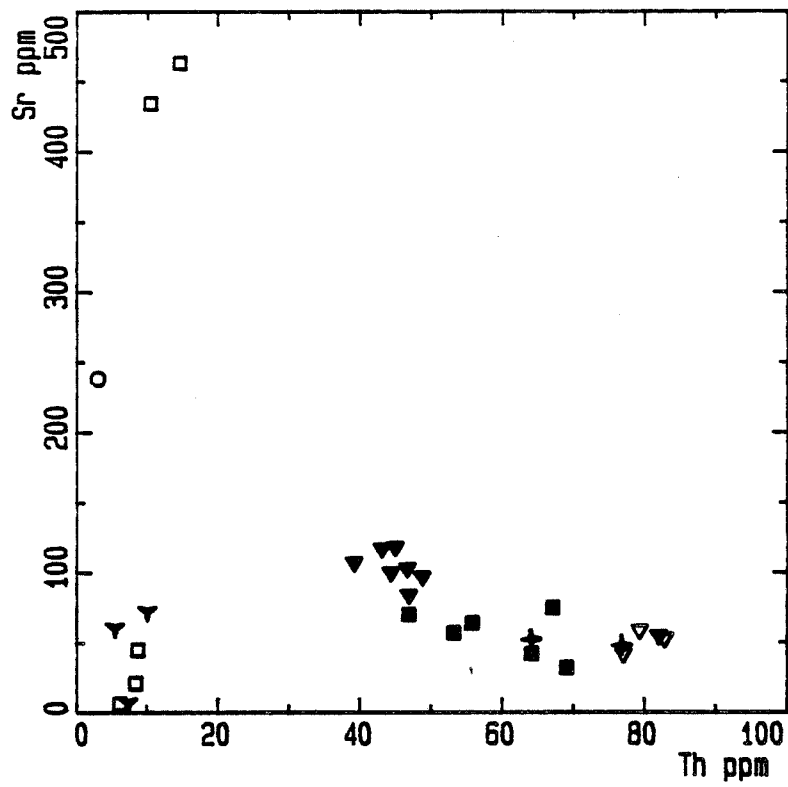


Figure I-21: Variation des teneurs en Sr et Ba par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

Les éléments de transition Co et Sc sont corrélés négativement avec le Th (fig. I-19). Ils séparent légèrement le faciès à grenat des autres faciès. L'évolution des éléments de transition peut être expliquée par le fractionnement de l'amphibole et de la biotite dans le trend comprenant GAB1, GB1 et GFP.

Les teneurs en Rb (fig. I-20) augmentent progressivement du faciès à amphibole au faciès fin porphyrique. Le faciès à grenat montrent des teneurs en Rb faibles. Les teneurs en Ba (fig. I-21) séparent le faciès à grenat du trend principal. Le Ba est principalement porté par la biotite et le feldspath potassique. L'évolution du Ba, (fig. I-21) entre le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique, est conditionnée par le fractionnement du feldspath potassique et de la biotite.

Les teneurs en Ga ne présentent pas de différences significatives (19.4 à 22.8 ppm dans le faciès à amphibole, 22 à 24 ppm dans le faciès à biotite et 21.9 à 22.6 ppm dans le faciès fin porphyrique GFP).

Les teneurs en Li se comportent de la même façon que celles du Ga. Elles croissent au début de l'évolution du faciès à amphibole (13.8 à 16.5 ppm) au faciès à biotite (19.5 à 28.8 ppm) puis elles chutent dans le faciès fin porphyrique de 27.4 à 18.8 ppm.

Les teneurs en Nb baissent par rapport aux teneurs en Th (fig. I-22) au cours de l'évolution de ces granites (43 à 33 ppm dans les granites à amphibole, 32 à 27 ppm dans le faciès à biotite et 26.2 à 22 ppm dans le faciès fin porphyrique). Le faciès à grenat montre un enrichissement en Nb (fig. I-22). Le Nb est essentiellement fixé dans la biotite, ilménite et sphène. Les biotites sont dépourvues de sphène et riches en biotite et ilménite, elles sont également riches en Nb. La biotite et, dans une moindre mesure, l'ilménite (en faible proportion dans les granites) sont responsables du comportement du Nb. La décroissance des teneurs en Nb dans les granites anorogéniques n'est pas surprenante et a été observée dans le massif anorogénique de Hualapai dans le Sud-Ouest des Etats Unis (Kwok, k. et Anderson, J.L., 1983).

Les teneurs en Ta augmentent légèrement par rapport aux teneurs en Th (fig. I-20) du faciès à amphibole au faciès fin porphyrique. Le Ta est faiblement hygromagmatophile dans notre cas. Deux échantillons (32A et 32B) du granite fin porphyrique qui provient de la même localité sont pauvres en Ta, une remobilisation, probablement d'origine hydrothermale, du Ta est à envisager, les données expérimentales de Wang et al., 1982 montrent qu'une remobilisation dans de telles conditions était possible. Cette hypothèse ne peut être retenue tant qu'une étude plus détaillée du secteur 32 n'aura pas été réalisée.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

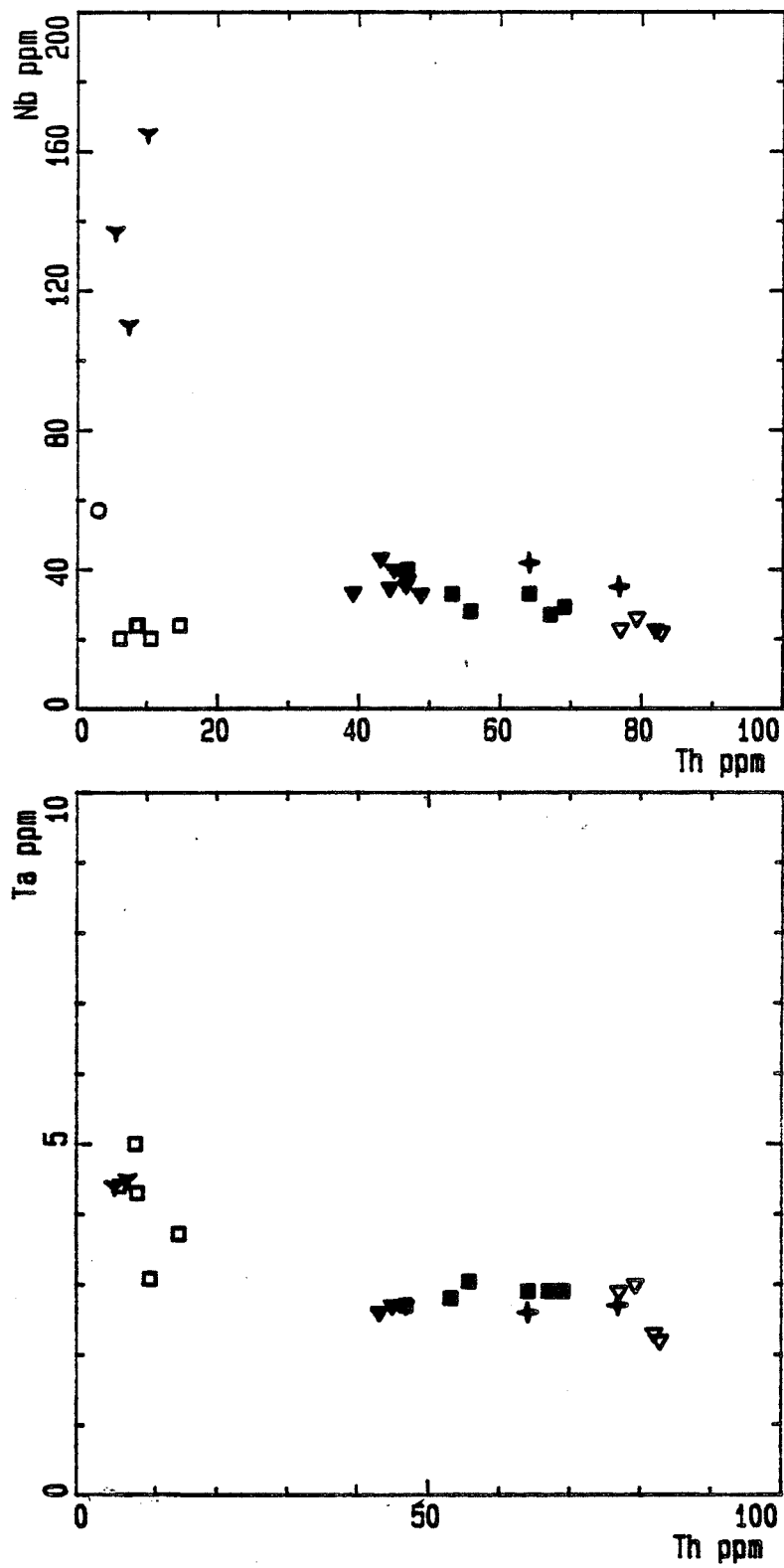
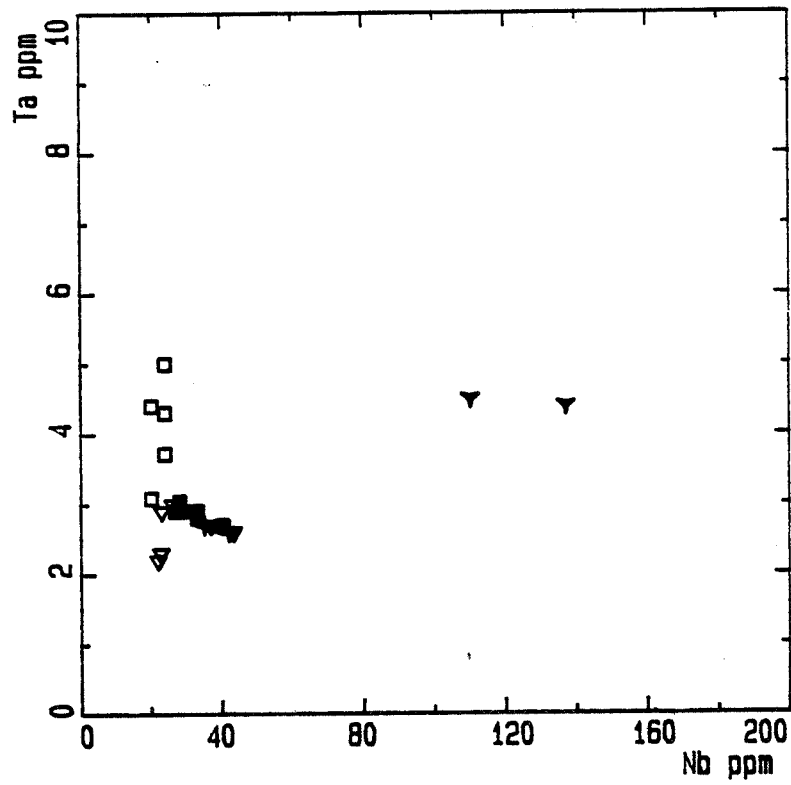


Figure I-22: Variation des teneurs en Nb et Ta par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE



▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

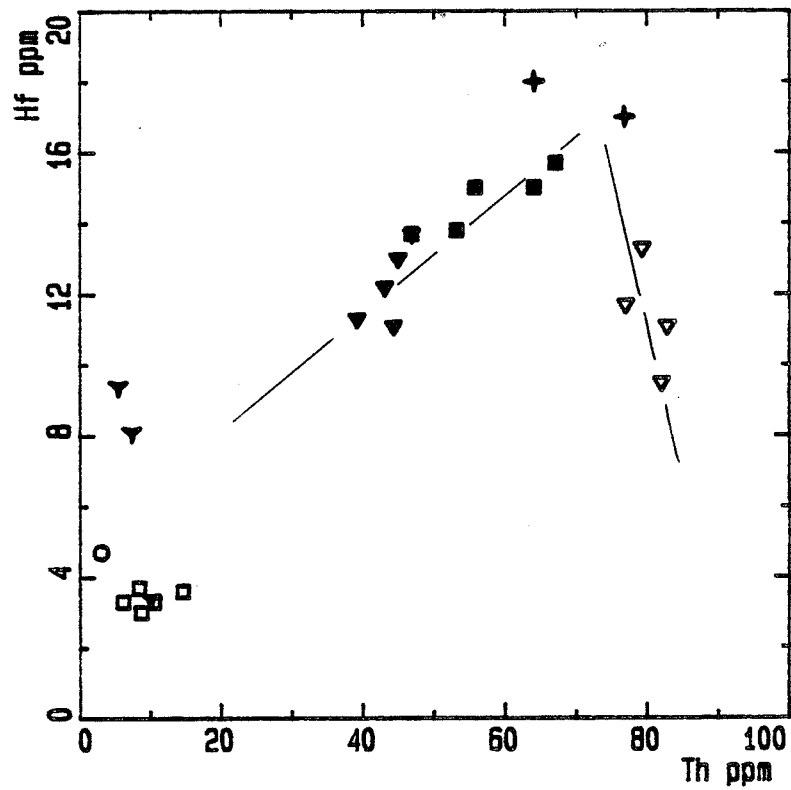
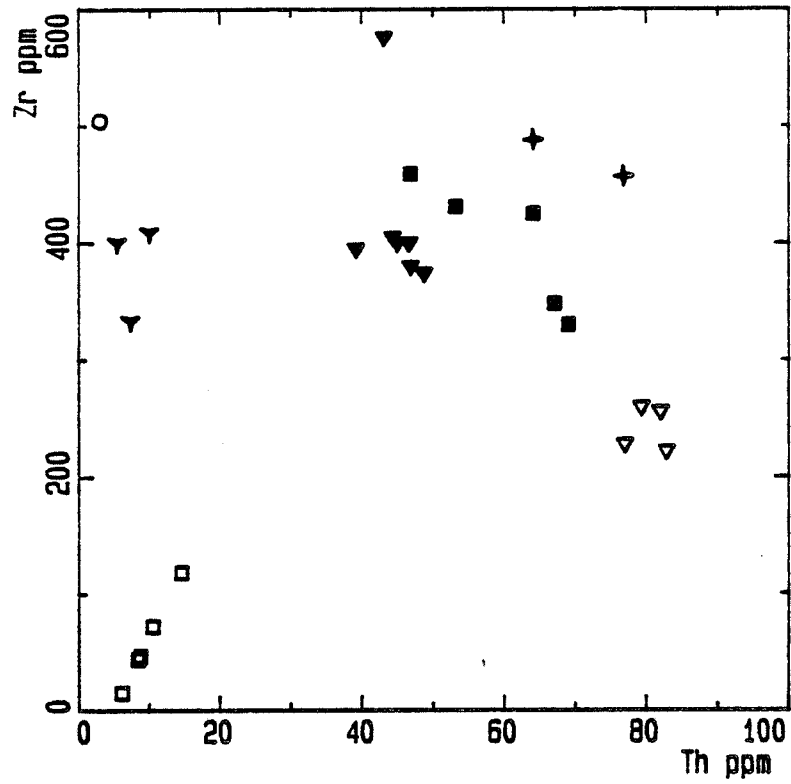


Figure I-24: Variation des teneurs en Zr et Hf par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

Le diagramme Ta/Nb montre (fig. I-23) que ces deux éléments sont parfaitement corrélés négativement entre le faciès à amphibole et le faciès à biotite. La valeur moyenne du rapport Nb/Ta baisse de 15.24 dans le faciès à amphibole à 10.93 dans le faciès à biotite. Dans le faciès fin porphyrique le rapport est de 8.3. Cette observation est importante d'un point de vue comparatif, car elle sépare clairement ce massif des granites anorogéniques francs pour lesquels Nb et Ta augmentent en conservant à peu près le même rapport, ou des granites peralumineux pour lesquels Nb et Ta augmentent. De ces derniers, le massif de Serra Dourada conserve cependant la tendance à la séparation entre Nb et Ta, se traduisant dans les granites alumineux, par une croissance moins forte de Nb que de Ta, ici, par une décroissance de Nb pour une légère croissance de Ta. Tout se passe comme si le caractère de base (différenciation entre Nb et Ta) était conservé, mais translaté globalement vers des D_{Ta} et des D_{Nb} globalement plus forts. A ma connaissance, seules la granodiorite de la Fourque (gisement de scheelite de Salau, Pyrénées, France), étudiée par Raimbault et Kaelin (1987), et les charnokites riches en amphiboles de la partie supérieure du lopolithe de Bjerkreim-Sokndal (Norvège méridionale) (Wilmart, E., 1988) présentent une évolution de Nb et Ta parallèle à celle de Serra Dourada.

Les teneurs en Zr baissent légèrement par rapport aux teneurs en Th du faciès à amphibole au faciès à biotite (fig. I-24) et considérablement du faciès à biotite au faciès fin porphyrique. Le comportement du Zr dans ce massif est différent de celui observé dans le massif de Sucuri où le caractère hygromagmaphile de cet élément est bien marqué, pourtant ces deux massifs sont métalumineux (le rapport $Al/(Na+K+2Ca)$ est inférieur à 1.07 dans les deux massifs). Le changement du comportement du Zr dans l'évolution des granites peut être simplement expliqué par la saturation du magma en Zircon. Un tel processus est clairement démontré par Watson (1979).

Les teneurs en Hf et en Zr s'enrichissent dans le faciès à grenat (17 à 18 ppm) et baissent (de 13.3 à 9 ppm) par rapport aux teneurs en Th dans le faciès fin porphyrique, le comportement de Zr et Hf traduit bien le contrôle de ces deux éléments par un seul minéral. En revanche, les teneurs en Hf augmentent avec celles en Th (fig. I-24A et B) du faciès à amphibole (11.3 à 13.7 ppm) au faciès à biotite (13.7 à 15.7 ppm) contrairement à celles en Zr. Hf dans le faciès à amphibole et dans le faciès à biotite a un comportement hygromagmaphile.

Les teneurs en U augmentent avec celles en Th (fig. I-23) au cours de l'évolution des granites. Pour la même teneur en Th, le faciès à grenat présente des teneurs en U faibles.

Les teneurs en La, en Ce et en Y (fig. I-25 et I-26) ne montrent pas de variations significatives entre le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

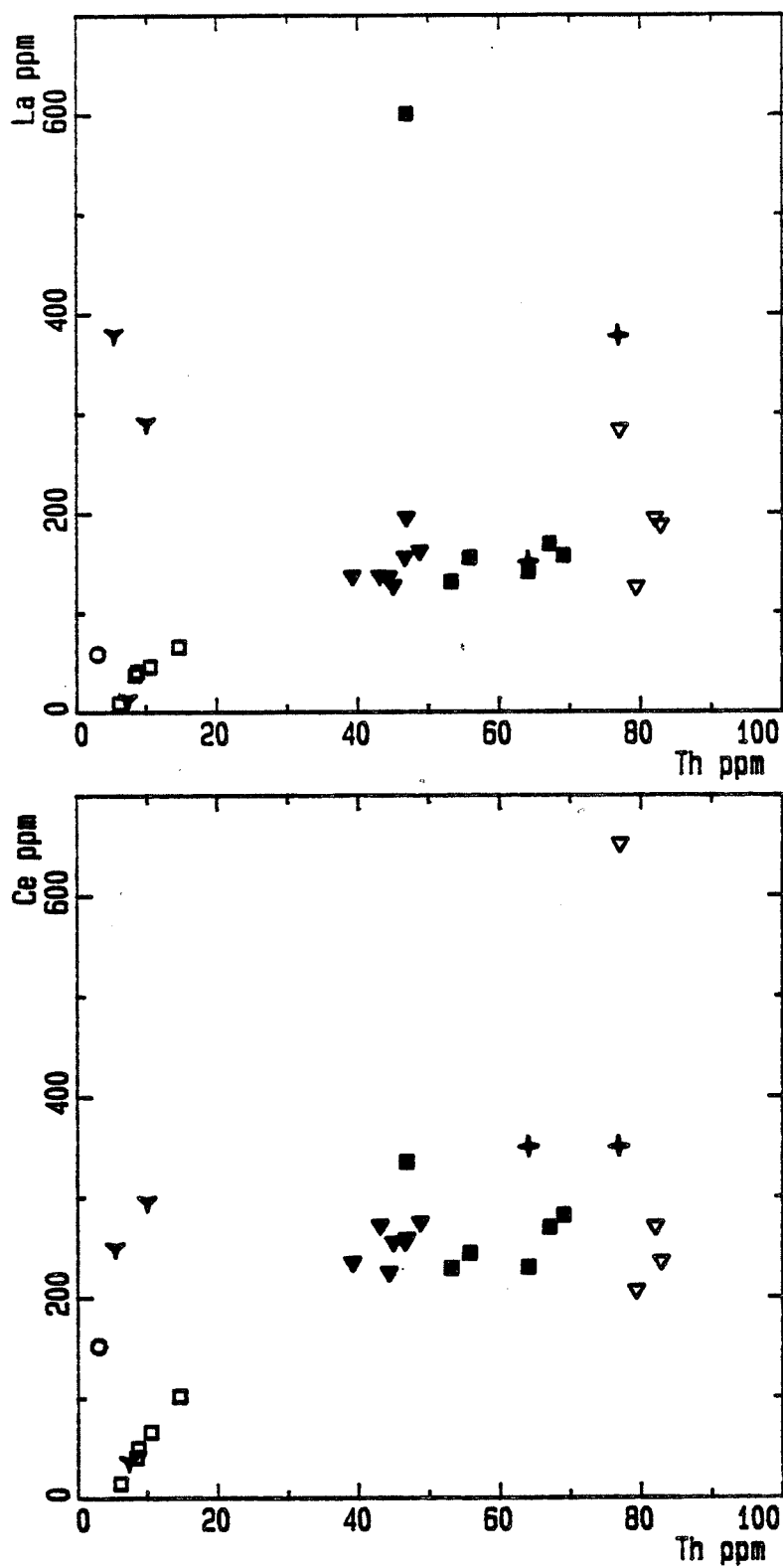


Figure I-25: Variation du rapport des teneurs en La et en Ce par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ GP ○ AM ▼ XE

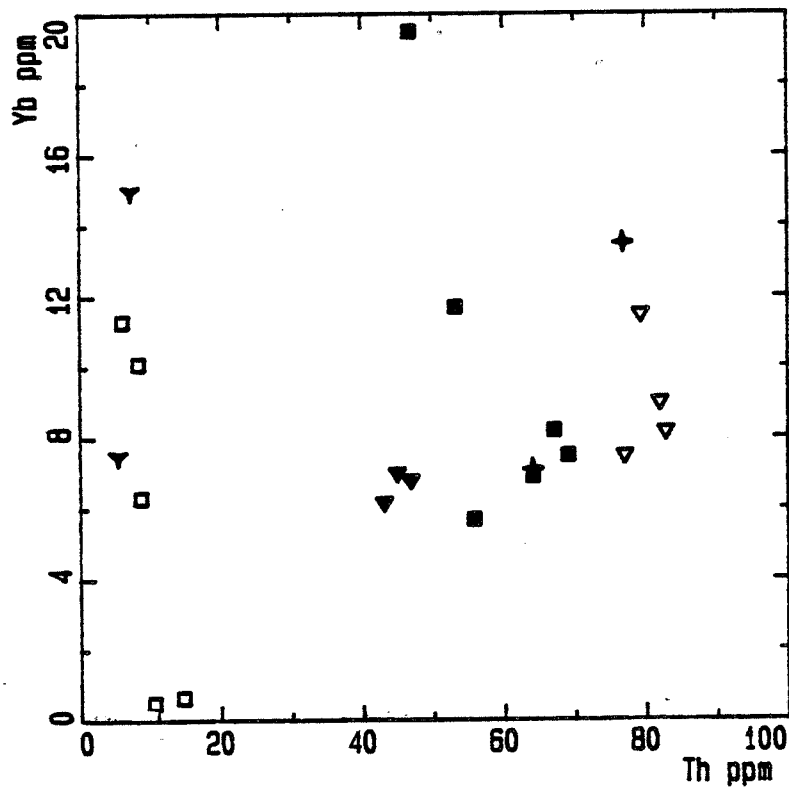
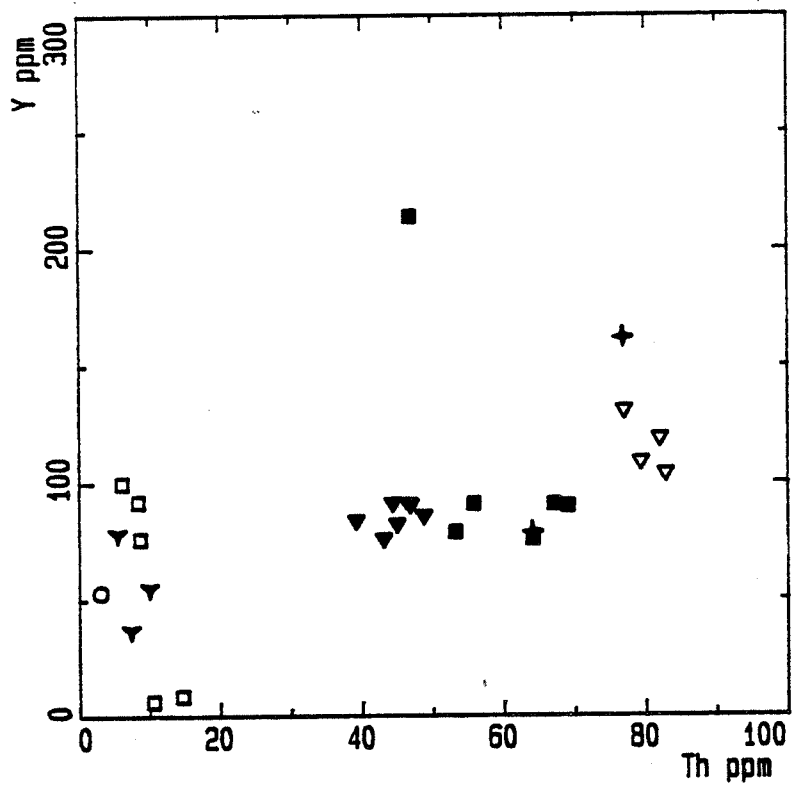


Figure I-26: Variation du rapport des teneurs en Y et en Yb par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Serra Dourada.

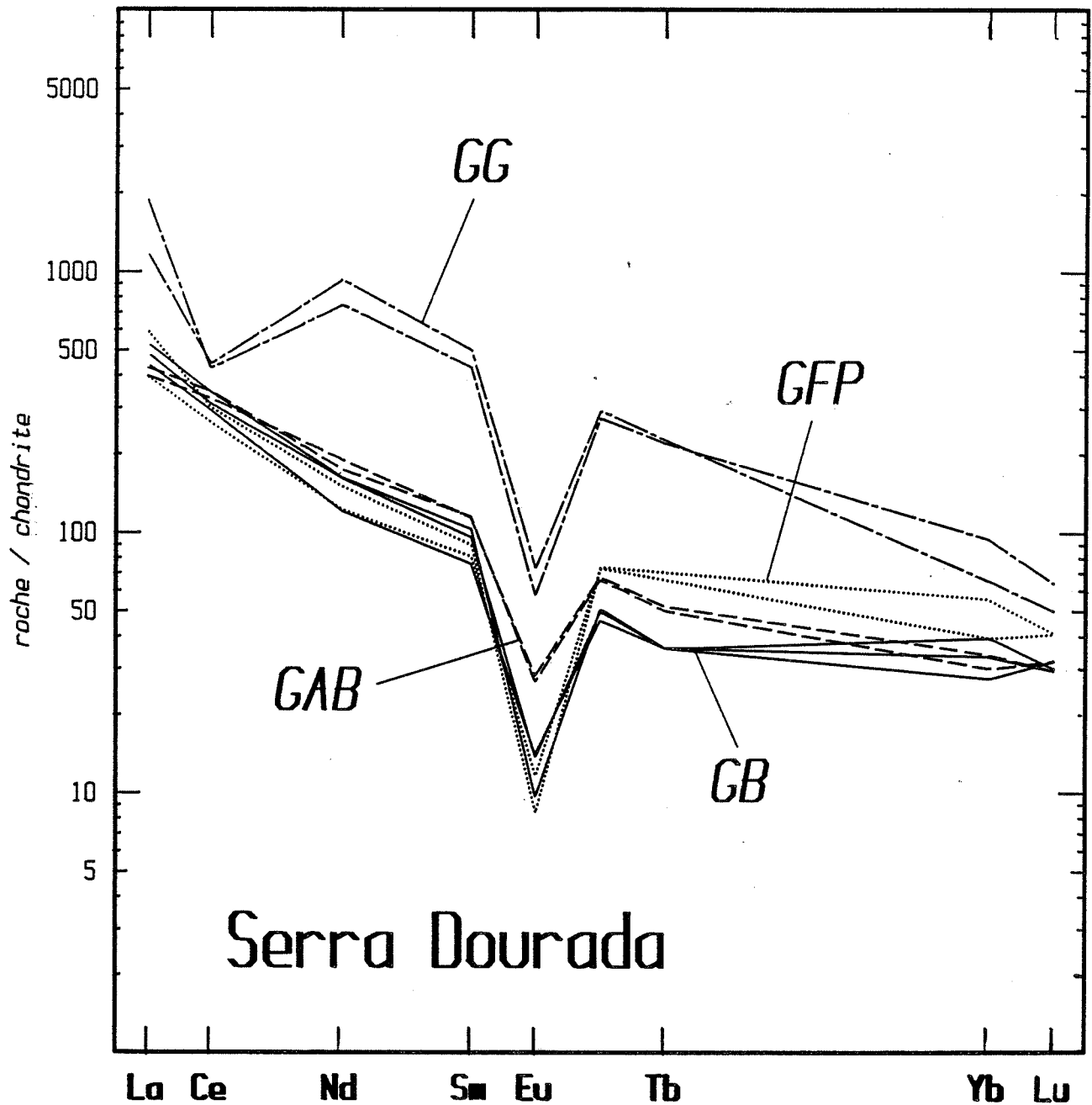
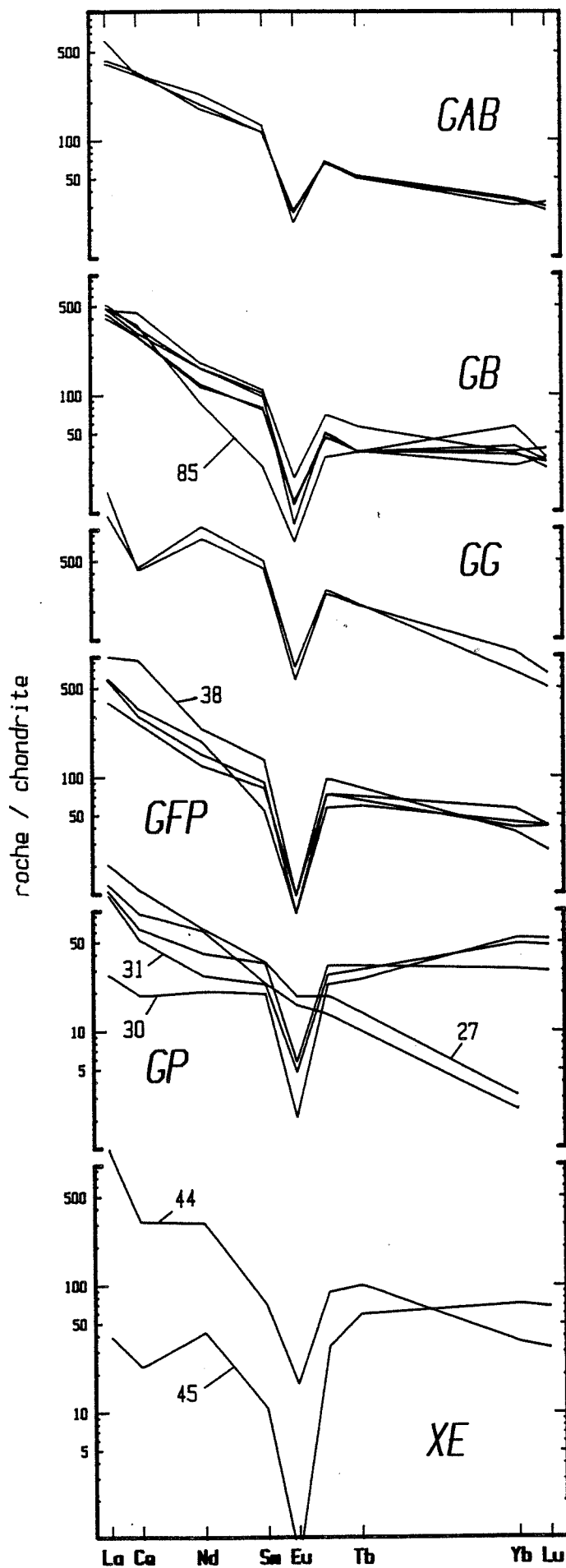


Figure I-27 Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra Dourada. a: granites à amphibole, b: granites à biotite, c: granite fin porphyrique, d: granites à grenat.

Figure I-28: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra Dourada. GAB: granites à amphibole, GB: granites à biotite, GFP: granite fin porphyrique, GG: granites à grenat, XE: xénolite et GP: granite pegmatoïde.



fin porphyrique. Par contre, dans le faciès à grenat, les terres rares peuvent atteindre 378 ppm de La, 350 ppm de Ce et 162 ppm de Y.

Le rapport Ce/Th des différents faciès varie de 6 à 2.61 et ceux du faciès à amphibole (6.01 à 5.08), faciès à biotite (4.38 à 4.03), faciès à grenat (5.55 à 4.92) au faciès fin porphyrique (3.30 à 2.61). Ces rapports des différents faciès sont du même ordre de grandeur que ceux (3 à 6) des monazites des granitoïdes, d'après les travaux de Fleischer et Altschuler (1969) et de 4 à 6.5 d'après Guineberteau (1982). Il est vraisemblable que la monazite apparaît précocement (inclusion de monazite dans la biotite) mais les faibles variations des teneurs en Ce et en La et les fortes teneurs en CaO (Cuney et al., 1987) dans le faciès à amphibole et le faciès à biotite limitent considérablement son rôle.

Dans le faciès à grenat, les teneurs en La (fig. I-25) sont également très élevées (601 à 151 ppm) par rapport aux autres faciès. Le grenat fractionne plus les terres rares lourdes (les terres rares yttriques) mais pas les terres rares légères. Les fortes teneurs en La et en Ce et le fort rapport La/Th (4.92 à 5.55) dans ce faciès sont liées à la cristallisation de l'allanite dans ces roches.

La forme des spectres des terres rares (fig. I-27) se caractérise par une richesse par rapport aux chondrites en terres rares légères 300 à 600 fois (nous avons noté des écarts dans le faciès évolué jusqu'à 1 000 fois les chondrites) et lourdes 30 à 40 fois.

Tableau I-15: Données calculées à partir des analyses de terres rares par activation neutronique caractérisant la forme des spectres.

Faciès	(La/Yb) _N	Eu/Eu*
GAB1	13.3	0.27
GB1	12.5	0.13
GFP	15-16	0.12
GG	14.3	0.17

Ce comportement assez complexe des terres rares peut s'expliquer par les minéraux accessoires (zircon, monazite, sphène et allanite) qui cristallisent à différents stades de l'évolution des granites. Le zircon fractionne les terres rares lourdes. Le sphène fractionne les terres rares moyennes Sm et Tb et les terres rares lourdes. L'amphibole et le plagioclase interviennent également dans le fractionnement de l'euporium mais le feldspath potassique a plus tendance à creuser l'anomalie en Eu que le plagioclase. Le rapport (La/Yb)_N baisse légèrement du faciès à amphibole au faciès à biotite (tableau I-15) et traduit le rôle modéré de la monazite (précoce) dans le fractionnement des terres rares légères et le caractère hygromagmaphile des terres rares lourdes entre ces deux

faciès. L'augmentation du rapport $(La/Yb)_N$ dans le faciès fin porphyrique est le résultat de la cristallisation tardive de l'allanite qui a tendance à fractionner les terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Exley, 1980 et Fourcade et Allègre, 1981). Elle coïncide avec l'arrêt de la cristallisation du sphène.

Le faciès à grenat (fig. I-27) est caractérisé par un rapport $(La/Yb)_N$ élevé (14.3) par rapport au faciès à amphibole et au faciès à biotite et une anomalie négative en europium Eu/Eu^* de l'ordre de 0.17. Le changement de comportement des terres rares lourdes (qui devient compatible) peut résulter de la cristallisation d'un minéral qui fractionne les terres rares lourdes probablement du grenat.

Il semble donc que le faciès fin porphyrique et le faciès à grenat sont liés génétiquement.

L'évolution des spectres des terres rares confirme la participation essentielle des feldspaths, de l'amphibole, de la biotite et des minéraux accessoires (monazite, zircon, sphène et allanite) dans le fractionnement et indique que le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique ont une parenté génétique. En revanche, il semble difficile de rattacher à ces faciès le faciès à grenat.

Dans les différents diagrammes présentés, le comportement de tous les éléments montre que le faciès à amphibole GAB1, le faciès à biotite GB1 et le faciès fin porphyrique sont cogénétiques. Un modèle de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée pourrait expliquer l'évolution entre ces faciès. Le creusement de l'anomalie en Eu ne peut être que le résultat de la participation de feldspaths, et la stagnation des teneurs en K et en Na fait penser que les deux feldspaths participent à cette minéralogie. L'augmentation du caractère alumineux entre les faciès nécessite des minéraux alumineux probablement de la biotite et de l'amphibole (la biotite est limitée par le comportement du Rb); l'évolution des éléments de transition et les éléments majeurs (Mg, Fe, Mn et Ti) indiquent que l'amphibole et la biotite participent à cette évolution. Parmi les accessoires, l'apatite est rendue nécessaire par la diminution de P, le sphène et l'ilménite par le comportement de Nb, le zircon par celui de Zr. Par contre l'évolution des terres rares légères et le caractère légèrement calcique de ces faciès limitent sérieusement le rôle de la monazite. L'allanite apparaît tardivement.

Cas des enclaves:

Tableau I-16: Composition chimique des enclaves du faciès à biotite.

	Hornblendite	biotitite		
	46B	52	45	44
SiO ₂ %	43.85	35.68	42.65	46.07
TiO ₂ %	3.75	4.85	3.25	3.48
Al ₂ O ₃ %	14.48	14.00	14.30	14.80
Fe ₂ O ₃ %	16.10	27.70	23.22	20.16
MnO %	0.21	0.31	0.31	0.32
MgO %	5.92	6.74	7.06	4.92
CaO %	7.40	0.04	0.23	0.52
Na ₂ O %	2.50	0.38	0.35	0.42
K ₂ O %	4.70	6.93	6.95	6.67
P ₂ O ₅ %	0.96	0.24	0.20	0.54
PF %	1.18	2.56	1.00	1.53
Total	101.06	99.43	99.52	99.43
Zn ppm	216	530	698	687
Ga ppm	25	63	52	58
Rb ppm	461	1542	1170	1006
Sr ppm	238	72	7	60
Ba ppm	435	728	223	293
Y ppm	53	55	37	78
Zr ppm	504	409	333	400
Nb ppm	57	165	110	137
Ta ppm	n.d.	n.d.	4.50	4.40
Ce ppm	152	296	37	250
Th ppm	3	10	7.30	5.40

La hornblendite a une composition chimique proche de celle d'un gabbro. Elle s'en différencie par sa faible teneur en silice et sa richesse en fer et en alcalin (tableau I-16), ce qui témoigne de la sous-saturation en silice de cette roche. Les biotitites sont également pauvres en silice. Elles se distinguent de la hornblendite par leurs faibles teneurs en CaO et Na₂O. Les teneurs en fer dans les enclaves augmentent en même temps que celles du Th.

La hornblendite montre des teneurs en Rb, Ga et en alumine plus élevées que dans la roche hôte (faciès à biotite). Le remplacement du clinopyroxène par l'amphibole et la cristallisation massive d'amphibole et de biotite indiquent que la hornblendite a subi une forte augmentation de la pression d'eau au cours de sa recristallisation. K et Rb sont fixés dans la biotite et dans le feldspath potassique, il est vraisemblable d'envisager un enrichissement en K et Rb de la hornblendite par un apport de ces éléments depuis la roche hôte par l'intermédiaire des fluides qui migrent depuis la roche hôte (granite à biotite) vers la hornblendite. La disposition de la hornblendite dans les différents diagrammes (notamment Zr/Th) s'accorde mal avec l'hypothèse d'un cumulat.

Les teneurs en K, Rb, Ba des biotites sont plus élevées que dans la hornblendite. Les variations de ces éléments entre les biotites sont dues aux proportions de biotite dans ces enclaves. Compte tenu de la position des biotites dans les différents diagrammes et en particulier dans les diagrammes Nb/Th, Ta/Th et Ta/Nb, il nous semble très difficile de les considérer comme des cumulats.

La forme des spectres des terres rares des biotites (fig. I-28) varie considérablement. Elle montre un enrichissement par rapport aux chondrites en terres rares légères jusqu'à 1 000 fois et lourdes 35 à 70 fois. L'anomalie négative en europium est de l'ordre de 0.22 à 0.04. Les fortes teneurs en terres rares peuvent être expliquées par la présence d'apatite (seul minéral accessoire) dans ces biotites qui sont également riches en P par rapport à la roche hôte. En effet, ce minéral concentre assez fortement les terres rares (Henderson, 1984). L'échantillon 45 se caractérise par de faibles teneurs en terres rares moyennes (2 ppm de Sm et 3 ppm de Tb contre 13 ppm de Sm et 5.1 ppm de Tb dans l'échantillon 44) et de fortes teneurs en terres rares lourdes (15 ppm de Yb contre 7.5 ppm dans l'échantillon 44). Cette biotite (45) se distingue par de faibles teneurs en terres rares légères, 50 fois les chondrites. Ces fortes teneurs en terres rares lourdes peuvent être expliquées par la présence de grenat qui fractionne fortement les terres lourdes (Irving et Frey, 1978).

La forme des spectres des terres rares des biotites suggère qu'il est peu probable que les biotites puissent influencer sur l'évolution des terres rares dans nos granites. Leur influence sur l'évolution pourrait consister à provoquer l'abaissement des spectres des terres rares des granites. Les biotites ne peuvent pas être considérées comme des cumulats.

Pearce et al. (1984) ont proposé de normaliser la composition des granitoïdes étudiés (fig. I-29) en prenant pour référence la composition théorique d'un granite issu de la différenciation d'un magma tholéiitique de type N-MORB, au niveau d'une ride médio-océanique normale. Cette méthode permet de discriminer des granites mis en place dans différents sites géotectoniques grâce à la répartition d'une série d'éléments.

Les différents faciès du massif de Serra Dourada montrent une forte anomalie en Ba caractéristique des granites intraplaques, un enrichissement important en Rb, Th et Ce et un déficit plus ou moins accusé en Ta, Nb, Hf et Zr.

La forme des arachnogrammes (spiders diagrammes) suggère (fig. I-29 et I-30) des analogies géochimiques avec le granite intraplaque de Sabaloka du Soudan (Harris et al., 1983 et Pearce et al., 1984).

Dans le diagramme synthétique Rb/(Y+Nb) (fig. IV-1 page 327) proposé par Pearce (1984), les granites du massif de Serra Dourada se placent nettement dans le champ des granites intraplaques et particulièrement dans le champ des compositions des granites anorogéniques d'Arizona (Anderson, 1989).

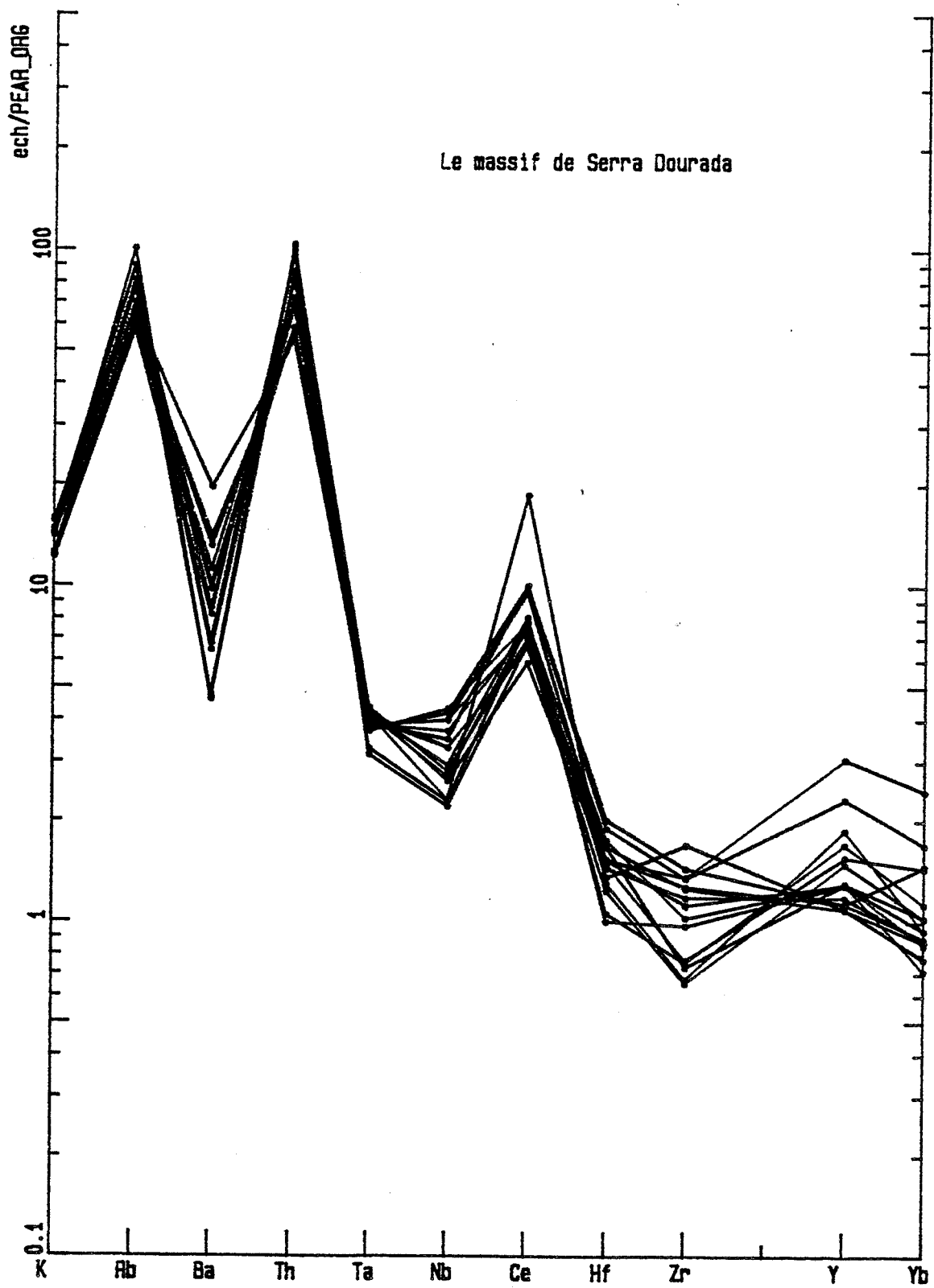


Figure I-29: Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)

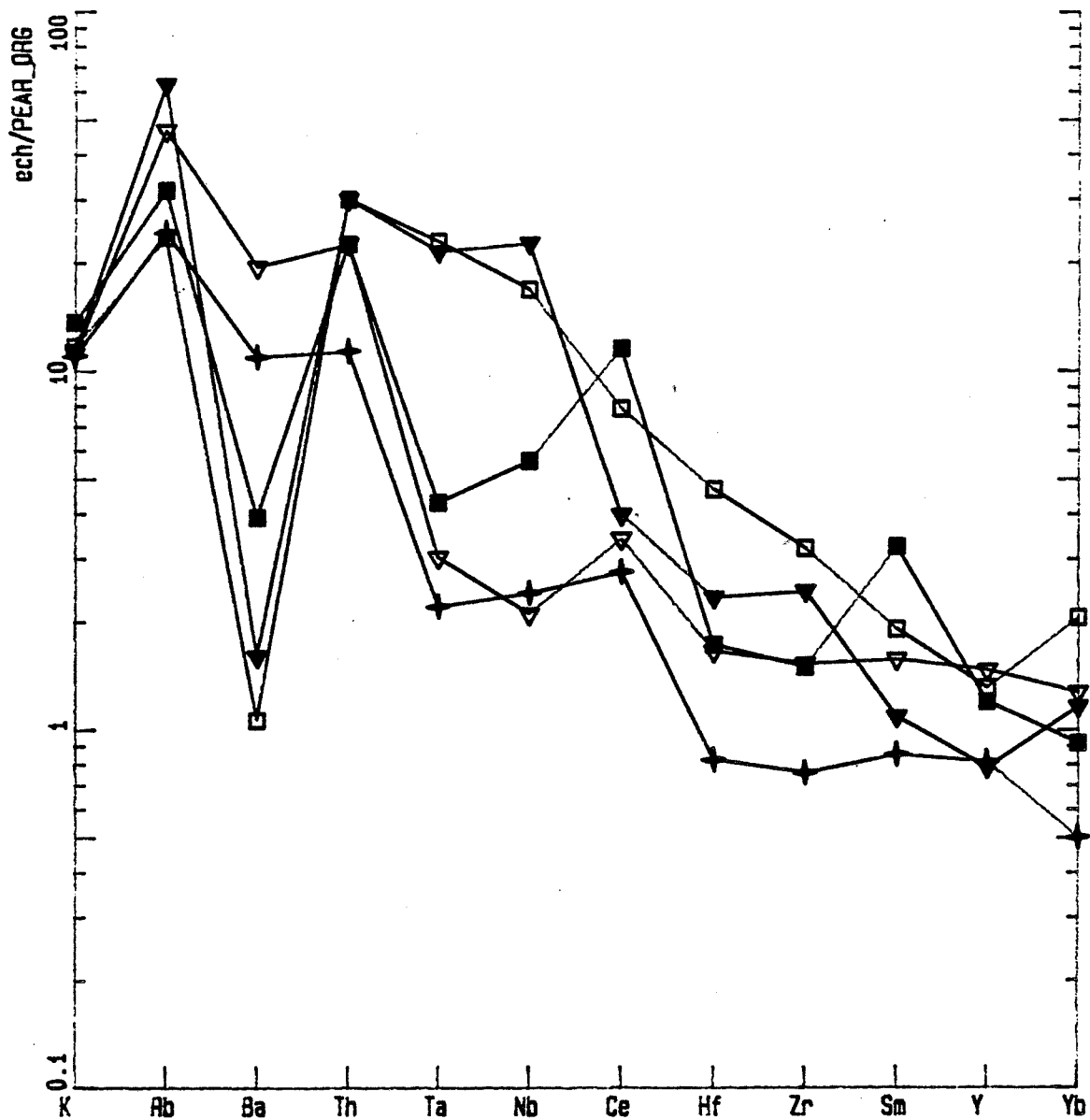


Figure I-30: Arachnogrammes de référence utilisés par Pearce et al. (1984). Ascen: granite intraplaque de l'île de l'ascension, Oslo: granite intraplaque continental de la province d'Oslo, Saba: granite intraplaque continental du massif de Sabaloka (Soudan), Skae : granite intraplaque de Skaergaard et Mull: province de Mull.

Une de leurs caractéristiques est leur rapport MgO/TiO_2 voisin de 1, comme dans tous les granites de type A : granites anorogéniques d'Arizona en USA (Anderson, 1989), et de Gabo et Mumbulla (en Australie) (Collins et al., 1982). Ce rapport MgO/TiO_2 semble bien discriminer les différentes suites granitiques puisqu'il est de l'ordre de 3.5 - 0.6 dans les granites type M (17 analyses, Whalen, 1985), 3.3 - 0.9 dans les granites type I (991 analyses, Whalen et al., 1987), 2.9 - 1.0 dans les granites type S (578 analyses, Chappell et al., 1974), 1 - 0.25 (148 analyses, Whalen et al., 1987 et Collins et al., 1982) dans les granites type A et 0.5 - 0.2 dans les granites alcalins (Bonin et al., 1978 et Bowden P. et al., 1976). Ces deux éléments (Mg et Ti) sont compatibles et ils sont peu mobilisés par les processus métasomatiques. Ces propriétés les rendent propices à la distinction des différentes suites granitiques.

5-3 Conclusion :

Ces granites se caractérisent par des teneurs en K_2O élevées (entre 4.86 % et 6.34 %) et un rapport atomique $(Al/Na+K+2Ca)$ qui est toujours inférieur à 1.07. Les teneurs en alumine des biotites de ces granites sont faibles à moyenne.

L'évolution de ces granites est marquée par l'augmentation des proportions du quartz et des feldspaths alcalins et le fractionnement de l'amphibole, de la biotite et du plagioclase. Cela se traduit par une augmentation des teneurs en silice, du K_2O et Na_2O et par une baisse des teneurs en Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 , Sr, Ba et des éléments de transition (Co, Sc et V).

Dans les différents diagrammes présentés, le comportement de tous les éléments montre un trend granitique principal, il est formé par le faciès à amphibole, le faciès à biotite et le faciès fin porphyrique. Le granite à grenat semble s'écarter de ce trend principal. Ceci est confirmé également par la composition chimique des biotites. Un modèle de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée pourrait expliquer l'évolution observée à Serra Dourada.

Les éléments traces Nb, Y, Zr, Ce, La et Ga et le rapport MgO/TiO_2 sont comparables à ceux des granites anorogéniques. Cependant le Nb, compatible dans notre cas, est généralement hygromagmaphile dans les granites anorogéniques.

V - Les roches métasomatiques (le gisement de Mata Azul)

1- Introduction

Le gisement d'étain de Mata Azul (à 11 km de la ville de Mata Azul) est localisé (fig. I-31A) dans la partie nord-ouest du massif de Serra Dourada et il est associé au granite à biotite.

Deux types de roches métasomatiques ont été distingués dans cette région, des lentilles de biotites à cassitérite et des lentilles à pyroxène. Une albitisation tardive affecte ces lentilles et le granite à biotite. Le phénomène d'albitisation du granite à biotite n'a pas été étudié en détail ici car la compagnie minière avait noyé la zone albitisée de la mine (la plus riche en étain) et les roches récoltées en surface étaient trop altérées pour faire une étude pétrographique et géochimique sérieuse. Cependant des informations à ce sujet peuvent être trouvées dans la partie sud du massif de Serra Dourada où Macambira (1983) décrit des phénomènes comparables.

Les lentilles à pyroxènes présentent une zonation minéralogique (zone à biotite, zone à amphibole et zone à pyroxène) de la périphérie au coeur. Ces lentilles à pyroxène ont été considérées jusqu'à présent comme des enclaves trondjhemitiques (Macambira, 1983) ou granulitiques (Pierantoni Campos et Marmos, 1986) dans le granite mais la composition chimique des minéraux et la composition chimique de ces roches indiquent qu'il s'agit de roches d'origine métasomatique. Ce phénomène n'est pas localisé, les filons de microgranites qui recoupent le massif de Serra d'Encosto (fig. I-1 page 20), la partie nord-ouest du massif granitique de Serra da Mesa ainsi que certains niveaux carbonatés de l'encaissant ont également subi une skarnification.

2 - Structure du gisement:

Le gisement se trouve (fig. I-31B et I-31C) dans une région fortement fracturée selon des plans de directions principales N-S, N160 et E-W et de pendage vertical. Cette partie du massif possède de nombreux filons pegmatitiques d'épaisseur variable (centimétrique à métrique), qui recoupent le granite à biotite et les zones minéralisées.

Les roches minéralisées se présentent généralement (fig. I-31C) sous forme de lentilles de 1 à 8 mètres de puissance et de 10 à 20 mètres de longueur qui peuvent s'étendre sur 350 mètres. Elles sont orientées N-S parallèlement à la foliation du granite à biotite (de direction générale N-S).

3- Pétrographie

Nous décrirons successivement les lentilles à biotite et les lentilles à pyroxène.

LE GISEMENT DE MATA AZUL

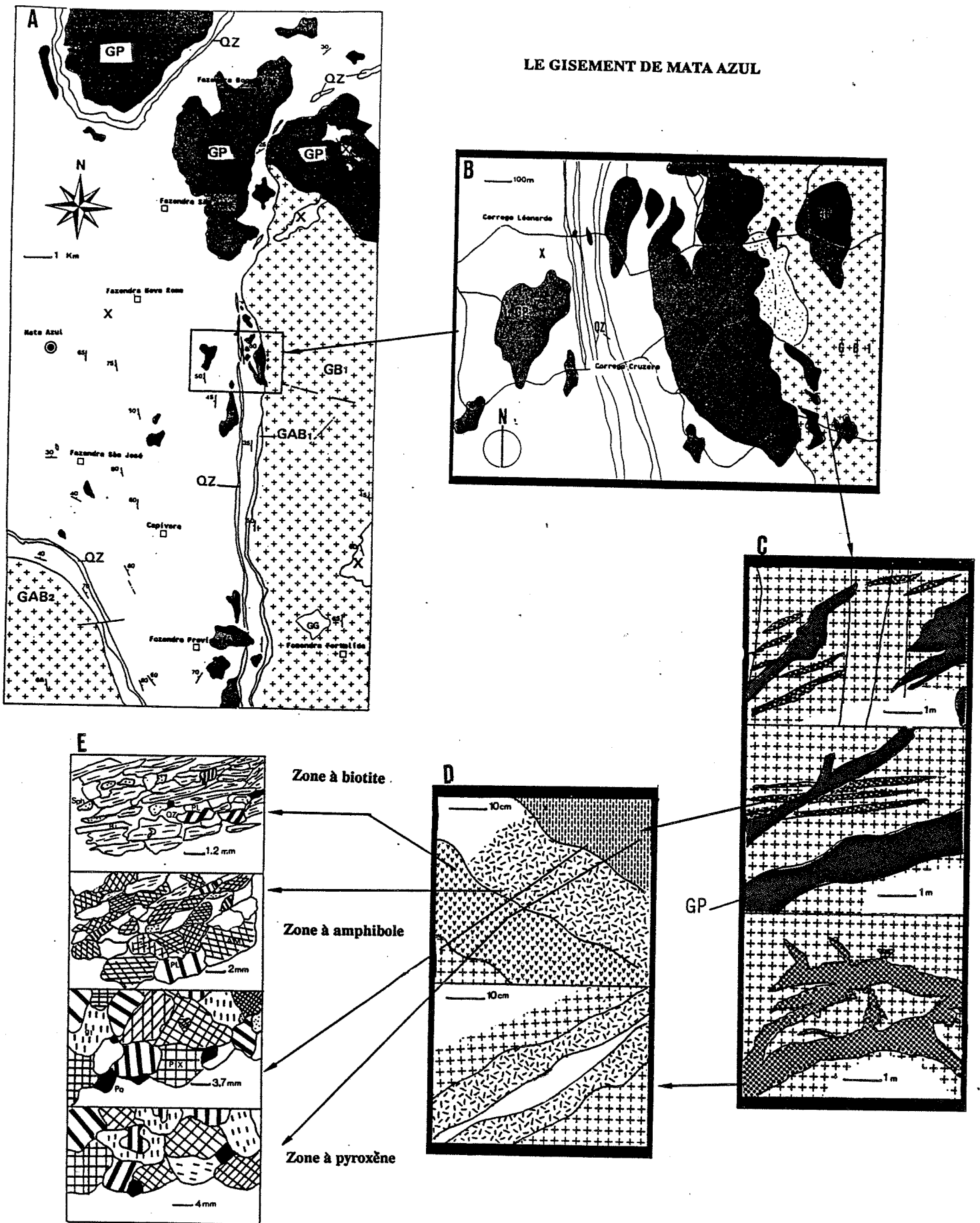


Figure I-31: Localisation du gisement de Mata Azul (A et B). Les pegmatites recoupent le granite GB1 et les zones métasomatiques. Détail des veines à pyroxène. Aspect microscopique des différentes zones métasomatiques.

Gisement de Mata-Azul



Granite à biotite folié



A



B



C

1.25 cm



D



E

0.4 mm

A: zone à biotite, la foliation du granite est encore visible.
B: zone à amphibole
C: zone à clinopyroxène
D: front zone à biotite - zone à amphibole
E: front zone à amphibole - zone à clinopyroxène
bordure ---> coeur de la lentille

Tableau récapitulatif :

Zone à	0 Granite GB1	1A Biotite (biotitite)	1B Biotite	2 Amphibole	3 Pyroxène
Minéralogie	Pl (An20-16) FK Bi(3% de TiO ₂) Ilménite Sphène	Pl (An19-16) Bi (1% de TiO ₂)		Pl (An20-22) Pl (An23-27)	
		----- Sphène (0.02% SnO ₂) (0.8% SnO ₂)		(1.9% SnO ₂)	(3% SnO ₂)
		----- Quartz -----			
			----- Grenat ----- 76% Alm 12% Gros		45% Alm 43% Gros
	Monazite Zircon	Cassitérite Zircon Pyrrhotite 45% at Fe	Cassitérite Zircon	Allanite Zircon	Allanite Zircon Pyrrhotite 45% à 46% a Fe

3-1 Lentille à biotite:

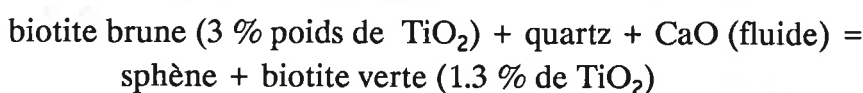
La roche est formée essentiellement de biotite (90 % du volume de la roche), de quartz et de rares plagioclases (An19 -16). La cassitérite se présente en lentilles millimétriques parallèles à la foliation de la roche. La columbite (un cristal de 5 mm) a été observée une seule fois. La pyrrhotite (44.9 % à 45.3 % atomes de Fe), unique sulfure observé, est disséminée dans la roche.

Au niveau du contact avec le granite GB1, nous observons la transformation du feldspath potassique en biotite verte poecilitique. La biotite brune du granite GB1 disparaît progressivement tandis que la biotite verte (analyses 683 à 698 échantillon 81) est accompagnée d'une accumulation importante de sphène.

L'ilménite du granite GB1 est remplacée par le sphène. Le plagioclase ne change pas de composition (An19-16) par rapport à celui du granite GB1 (An20-16).

L'écriture de la réaction met en évidence des apports de CaO et en H₂O :

(1)



ou

▼BI ■BIGT +Am ▼GT □PX

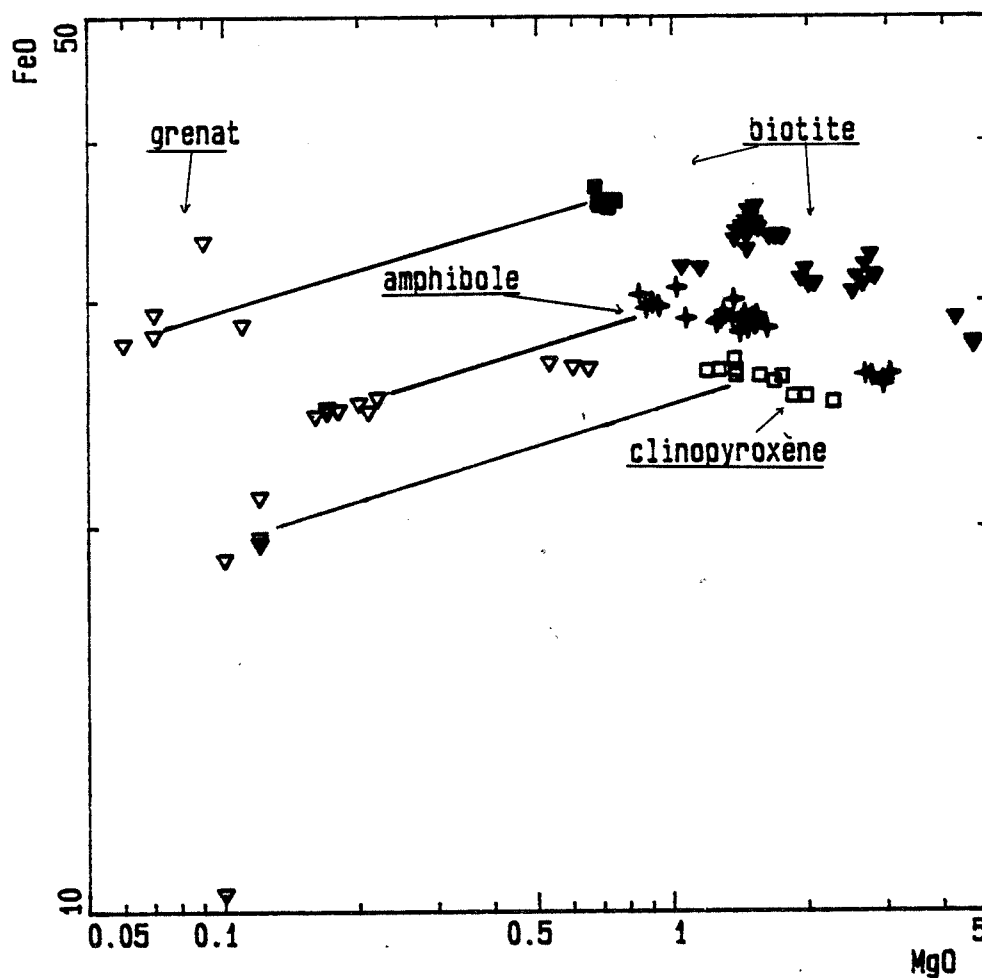
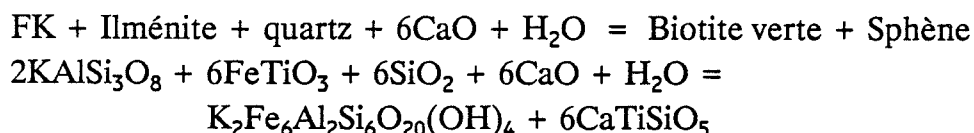


Figure I-32: Variation de la composition des minéraux au cours de la skarnification. BI: biotite, BIGT: biotite associée aux grenats, Am: amphibole, GT: grenat et PX: pyroxène.

(2)



Loin du contact, le sphène devient rare. La roche est formée de biotite verte et de quartz. L'allanite, absente dans le granite GB1, apparaît dans cette lentille à biotite, elle est généralement métamicté. La cassitérite subautomorphe est associée à la biotite, sa composition est très pure (100 % SnO₂).

3-2 Lentille à pyroxène:

Cette lentille (1 à 2 m de puissance) montre une zonation minéralogique particulière. De la périphérie au coeur de la lentille, nous observons la succession minéralogique suivante :

Zone à biotite:

Cette partie externe de la lentille à pyroxène est semblable à celle que nous avons décrite à propos de la lentille à biotite. Le feldspath potassique est remplacé par la biotite poecilitique. Le sphène se développe aux dépens de l'ilménite.

Tableau I-17: Caractéristiques chimiques des biotites des roches métasomatiques, () indique le nombre d'analyse.

	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe/Fe+Mg
Biotite seul (7)	15.06 - 15.64	1.11 - 0.72	0.93
Biotite associée au grenat (11)	14.69 - 15.07	1.04 - 0.51	0.97
Zone de transition			
Biotite associée à l'amphibole (9)	15.19 - 17.04	1.12 - 0.45	0.77 - 0.87
Biotite associé à l'amphibole et au grenat (6)	15.67 - 16.65	1.08 - 0.65	0.87

Les biotites de ces roches se caractérisent par des teneurs en fer (3.6 à 5.3 a./f.u.) très fortes par rapport à celles du granite à biotite GB1 (3.5 à 4.4 a./f.u.). Les biotites associées à l'amphibole (de petite taille) sont moins riches en fer (3.6 à 4.5 a./f.u.) par rapport aux biotites seules ou associées au grenat (4.4 à 5.3 a./f.u.) (fig. I-25). Les teneurs en Mn sont dans la même gamme de variation (0.03 à 0.09 a./f.u.)

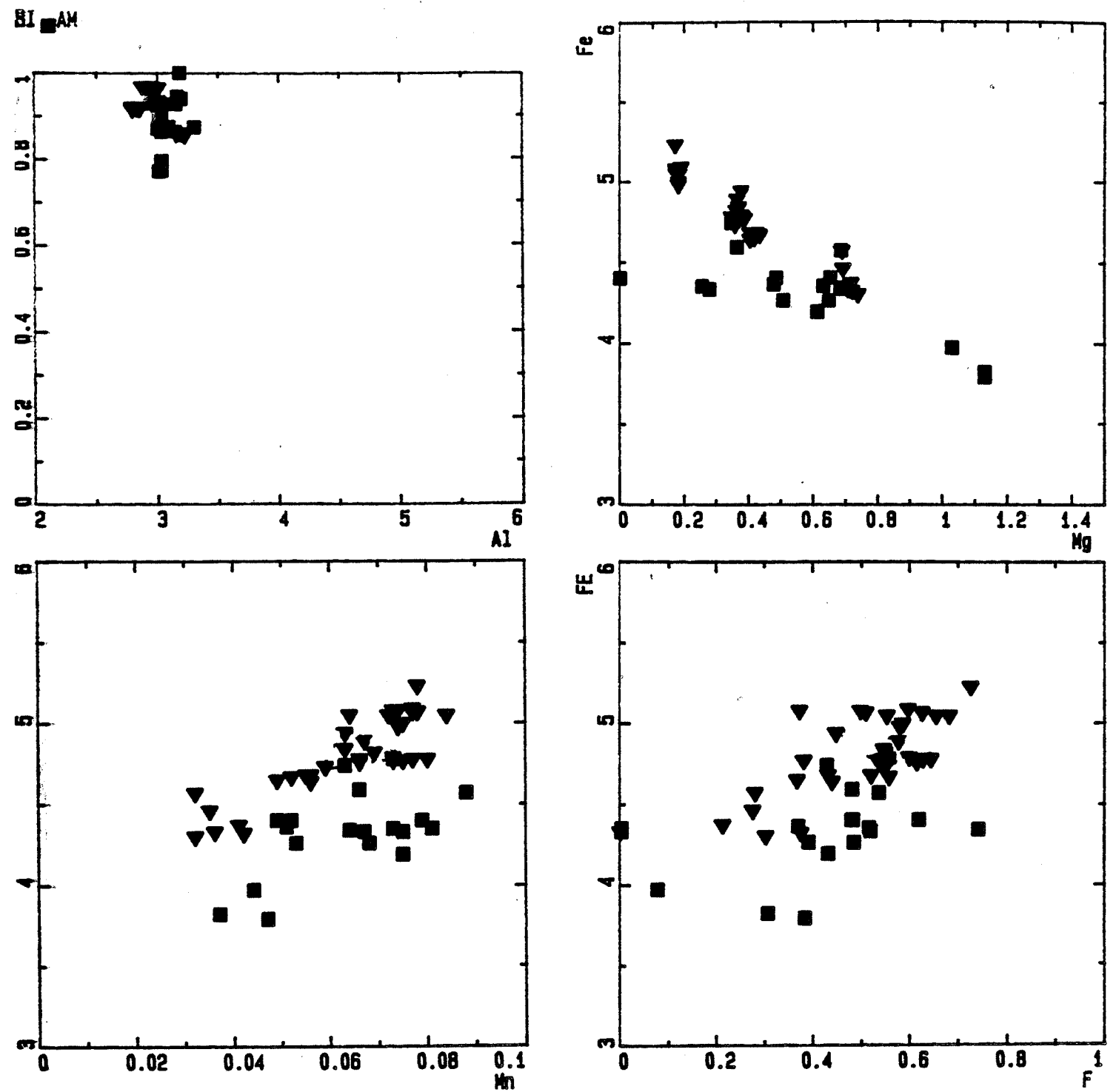


Figure I-33: Variation de la composition des biotites au cours de la skarnification. Bi: zone à biotite et AM: zone à amphibole.

que celles du granite à biotite GB1 (fig. I-25). Les teneurs en titane des biotites associées à l'amphibole sont plus élevées (0.3 a./f.u) que celles des biotites seules ou associées aux grenats (0.05 a./f.u.). Ces teneurs sont faibles par rapport à celles des biotites de granite GB1 (0.4 a./f.u.). Les teneurs en alumine sont relativement constantes (fig. 4) 3 a/f.u. dans les biotites des biotitites et entre 2.9 à 3.2 a./f.u. dans les biotites associées aux grenats ou aux amphiboles.

Les biotites des zones minéralisées sont plus ferrifères que celles du granite à biotite GB1 du massif de Serra Dourada. Les teneurs en titane de ces biotites vertes sont très faibles (1 % de TiO₂) en moyenne par rapport à celles du granite GB1.

Tableau I-18: Composition chimique des pyrrhotites en proportion atomique dans la zone à biotite:

	1	2	3	4
Fe	44.92	44.74	45.33	45.26
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.03	0.03	0.03	0.02
Ag	0.00	0.01	0.00	0.00
Sb	0.01	0.01	0.01	0.01
S	54.92	55.12	54.54	54.61
Pb	0.07	0.06	0.06	0.06
Bi	0.06	0.03	0.03	0.03

Zone à amphibole:

Les amphiboles apparaissent d'abord en petits cristaux (0.14 mm). Elles croissent aux dépens des biotites vertes. Cette zone intermédiaire (entre la zone à biotite et la zone à amphibole) est formée de biotite poecilitique, d'amphiboles, de plagioclase An27-23, de quartz et de sphène. La biotite disparaît complètement au profit de l'amphibole.

Le feldspath potassique est très rare, il n'a été observé qu'une seule fois dans cette zone. Le grenat (riche en composant grossulaire 50 % à 70 %) apparaît dès cette zone. Il remplace le plagioclase An28-24. Dans certains cas, le sphène est très abondant, il s'est probablement formé au cours de la destruction de la biotite.

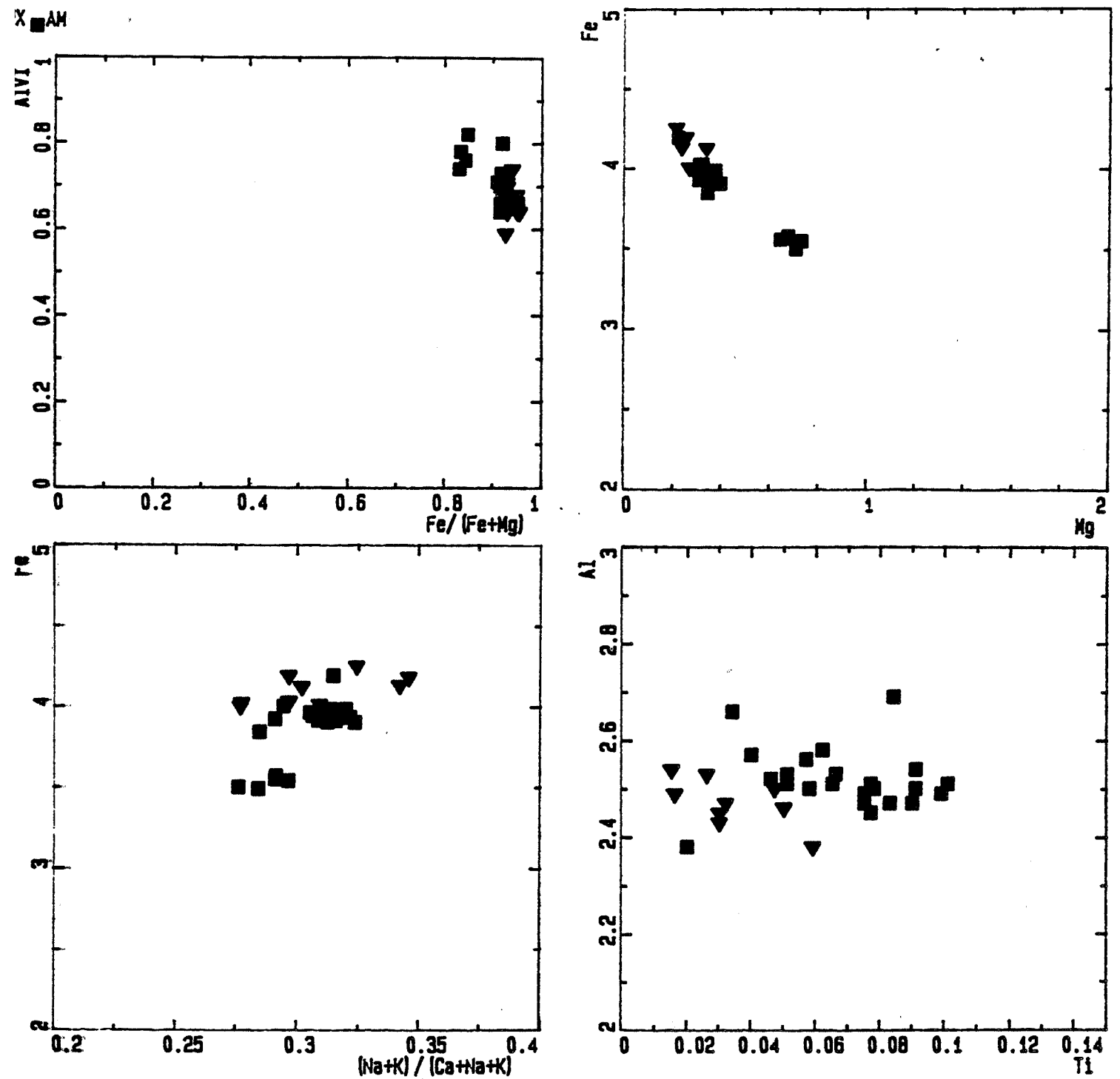


Figure I-34: Variation de la composition des amphiboles au cours de la skarnification. AM: zone à amphibole et PX: zone à pyroxène.

Tableau I-19: Caractéristiques chimiques des amphiboles, () indique le nombre d'analyses :

	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe/Fe+Mg	CaO %
amphibole associée à la biotite (3)	12.98-12.96	0.37-0.47	0.91-0.92	10.17-10.62
amphibole associée au grenat (14)	12.81-14.07	0.53-0.82	0.91-0.93	10.87-11.10
amphibole associée au pyroxène (9)	12.66-13.07	0.48-0.12	0.93-0.94	11.05-11.27

Les amphiboles ont une composition de ferropargasite (Leake, 1978). Le rapport Fe/(Fe + Mg) varie très peu, 0.83 dans la zone à amphibole et 0.93 dans la zone à pyroxène.

Les teneurs en alumine octaédrique Al^{VI} varient entre 0.6 et 0.8 a./f.u.. Cependant, les teneurs en alumine total restent dans la même gamme de variation (entre 2.4 et 2.6 a./f.u.) d'une zone à l'autre. Par contre, les teneurs en titane des amphiboles sont plus élevées dans la zone à amphibole (0.05 à 0.11 a./f.u.) que dans la zone à pyroxène (0.01 à 0.05 a./f.u.).

Les teneurs en alcalins (Na+K) augmentent de 0.79 à 0.89 a./f.u. dans les deux zones. Les teneurs en calcium des amphiboles croissent de la zone à amphibole (1.89 à 1.94 a./f.u.) jusqu'à la zone à pyroxène (1.93 à 2.03 a./f.u.).

Les amphiboles des roches métasomatiques sont plus alumineuses et plus pauvres en titane que celles du granite à amphibole du massif de Serra Dourada. Les teneurs en alcalins varient dans la même gamme que celles du granite.

L'évolution de ces amphiboles d'une zone à l'autre se marque par une baisse des teneurs en Mg (fig. I-26) et Ti, accompagnée par une augmentation des teneurs en Fe et Ca.

Zone à pyroxène:

L'apparition de la zone suivante se fait selon un front net marqué par le remplacement de l'amphibole par le clinopyroxène (91 % d'hédenbergite et 8 % de diopside) selon la réaction (6). Au niveau de ce front et dans cette zone, il se développe un liseré de sulfures (pyrrhotite 45 % à 46 % atomes de Fe). Le grenat,

▼BI ■AM +PX

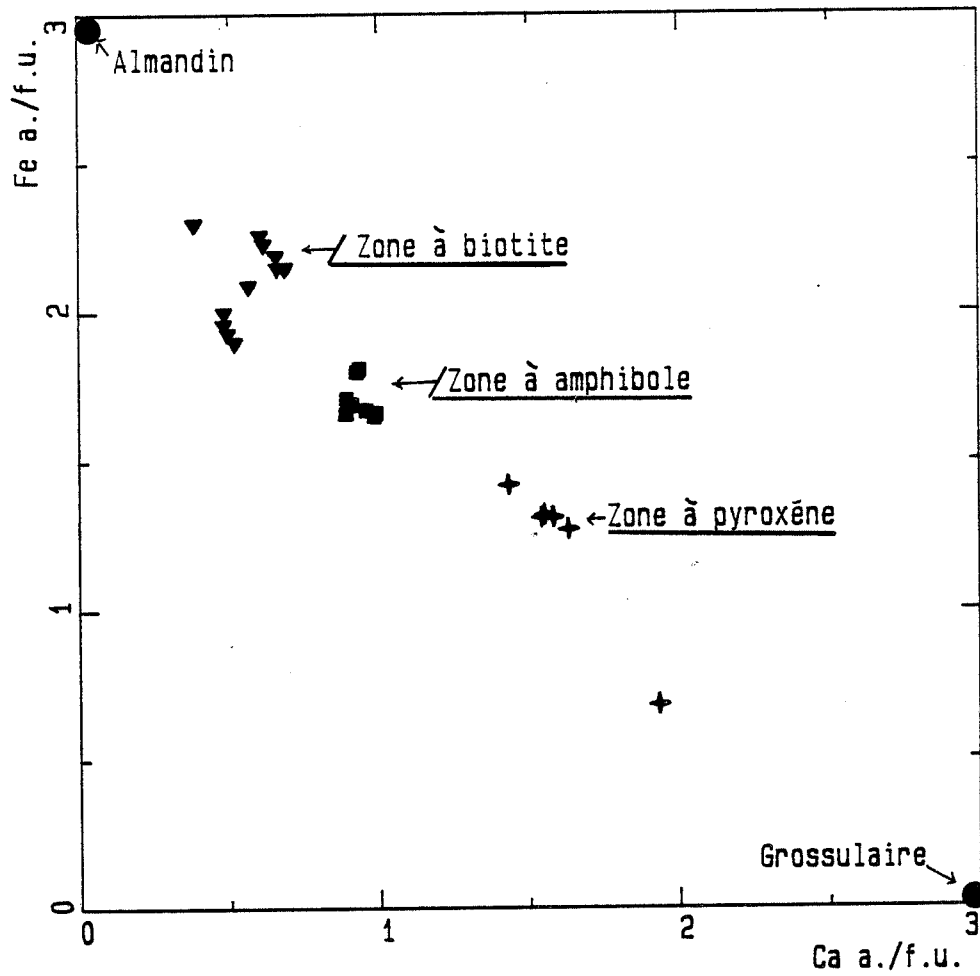


Figure I-35: Variation de la composition des grenats au cours de la skarnification. BI: zone à biotite, AM: zone à amphibole et PX: zone à pyroxène.

associé au clinopyroxène, remplace le plagioclase, en formant des mégacristaux de 1 à 2 cm. Les quantités de plagioclase et de quartz diminuent fortement.

Tableau I-20: Composition chimique des pyrrhotites en proportion atomique (une seule analyse à 46 % atomes de Fe) dans la zone à pyroxène:

	1	2	3	4
Fe	45.05	46.31	45.19	45.34
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.03	0.02	0.02	0.02
Ag	0.00	0.01	0.01	0.00
Sb	0.01	0.01	0.02	0.01
S	54.81	53.54	54.65	54.52
Pb	0.06	0.05	0.08	0.07
Bi	0.04	0.04	0.04	0.04

Les clinopyroxènes ont une composition d'hédenbergite. Leur rapport Fe/(Fe+Mg) varie de 0.86 à 0.92. Ils contiennent peu de MnO (0.76 %). Les teneurs en CaO varient très peu (21.88 % à 22.4 %). Les teneurs en Ca et en Mn baissent légèrement quand le rapport Fe/(Fe+Mg) augmente. Ils sont dépourvus de titane. Les teneurs en alumine varient de 0.29 à 0.88 %.

La composition chimique des grenats de la lentille à pyroxène est caractérisée par l'augmentation du constituant grossulaire de la zone à biotite (11.78 % de grossulaire en solution solide) à la zone à pyroxène (73 %), elle traduit une baisse de l'activité de l'alumine de la bordure au coeur de la lentille. Les teneurs en Ca augmentent (fig. I-28) de la zone externe à la zone interne.

Zone à biotite: Alm₇₆ Spess₁₁ Gross_{11.78} Andr_{0.93} Pyr_{0.07}

Zone à amphibole: Alm₆₀ Spess₇ Gross₃₀ Andr_{0.78} Pyr_{2.22}

Zone à pyroxène: Alm₄₅ Spess₇ Gross₄₅ Andr_{2.33} Pyr_{0.48}

Les teneurs en magnésium des grenats varient à l'intérieur de chaque zone et d'une zone à l'autre. En effet, les teneurs en magnésium augmentent de la zone à biotite (0.005 à 0.036 a./f.u.) à la zone amphibole (0.014 à 0.052 a./f.u.) puis baissent dans la zone à pyroxène (0.01 à 0.008 a./f.u.). Les teneurs en aluminium baissent de la zone externe (1.33 à 1.32 a./f.u.) à la zone interne (1.31 à 1.27 a./f.u.). Ces teneurs dépendent essentiellement de la nature du minéral (plagioclase ou ferromagnésien) que le grenat remplace.

▼ BI ■ AM + PX

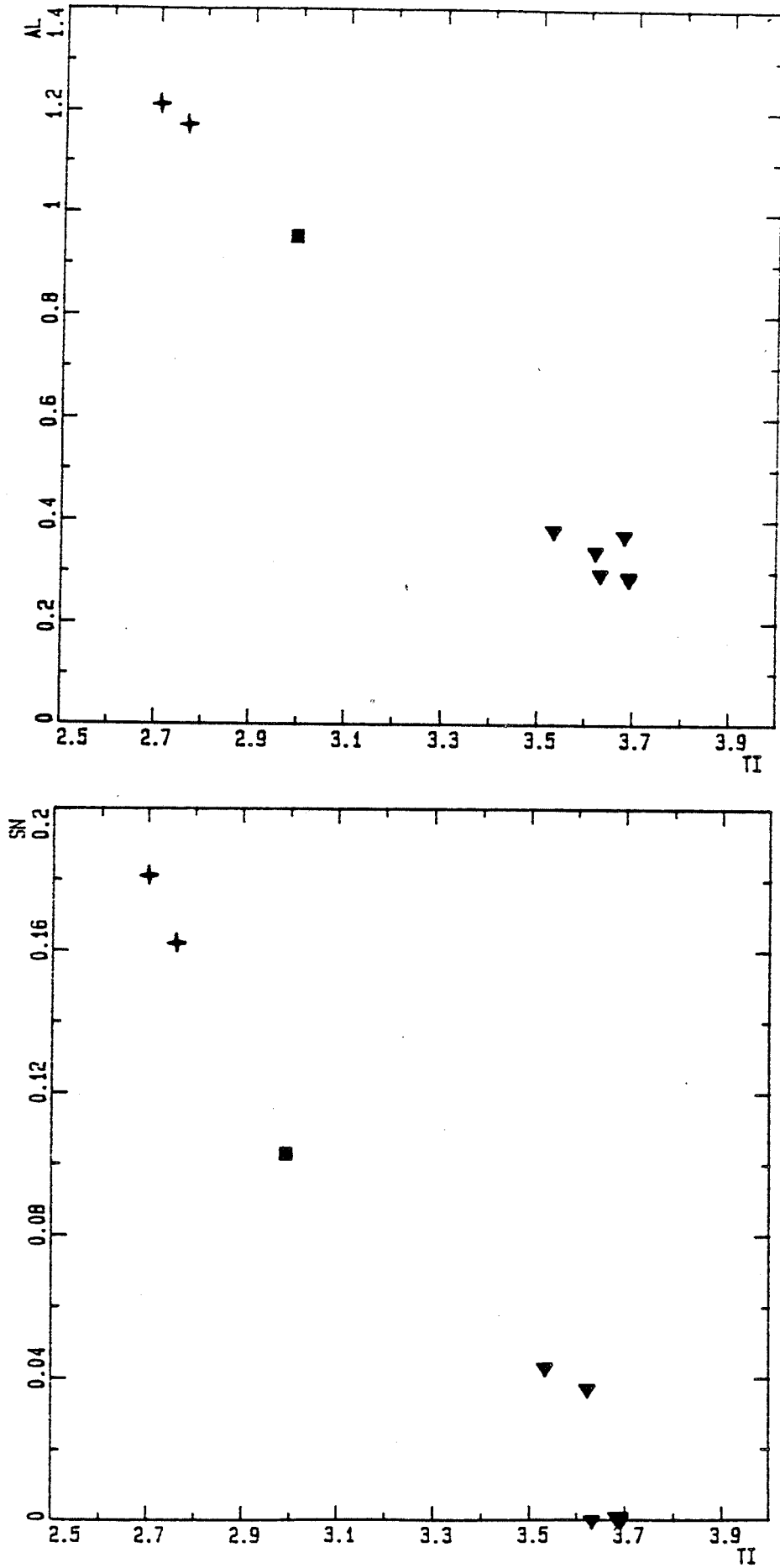


Figure I-36: Variation de la composition des sphènes au cours de la skarnification. BI: zone à biotite, AM: zone à amphibole et PX: zone à pyroxène.

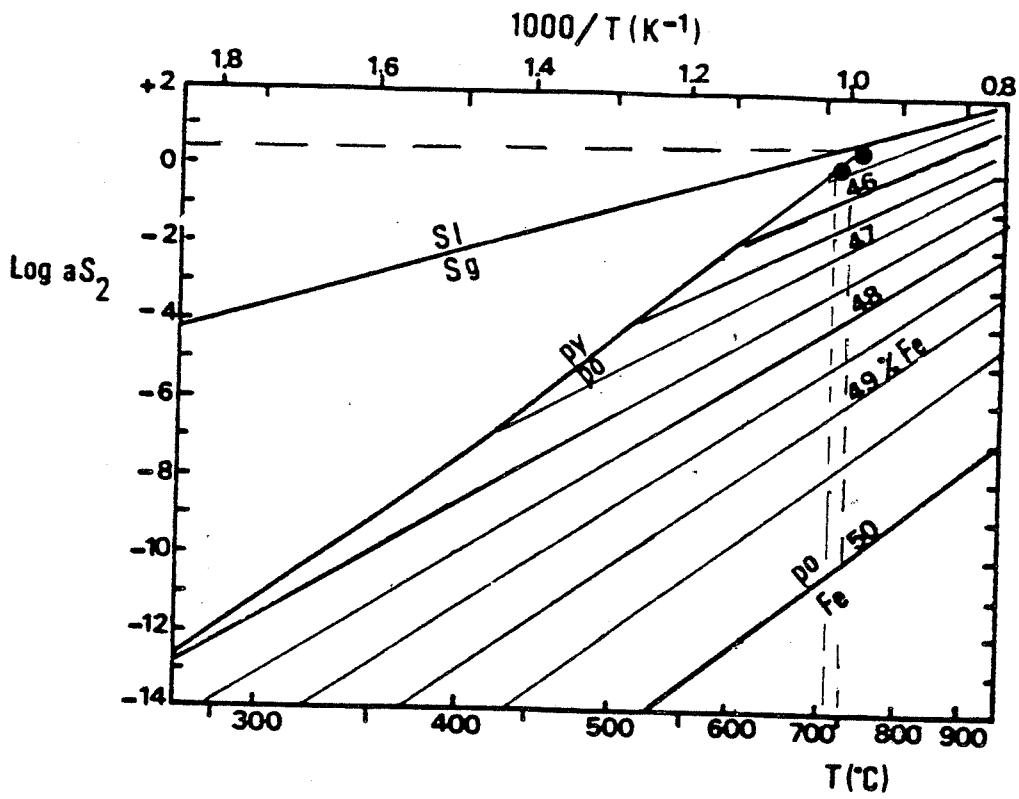


Figure I-37: Condition de formation de la pyrrhotite, en fonction du pourcentage (% atomes) en Fe. (d'après Toulmin et Barton, 1964 et Skinner, 1966). En tireté, condition (T , $\text{log } a_{\text{S}_2}$) de cristallisation des pyrrhotites analysées.

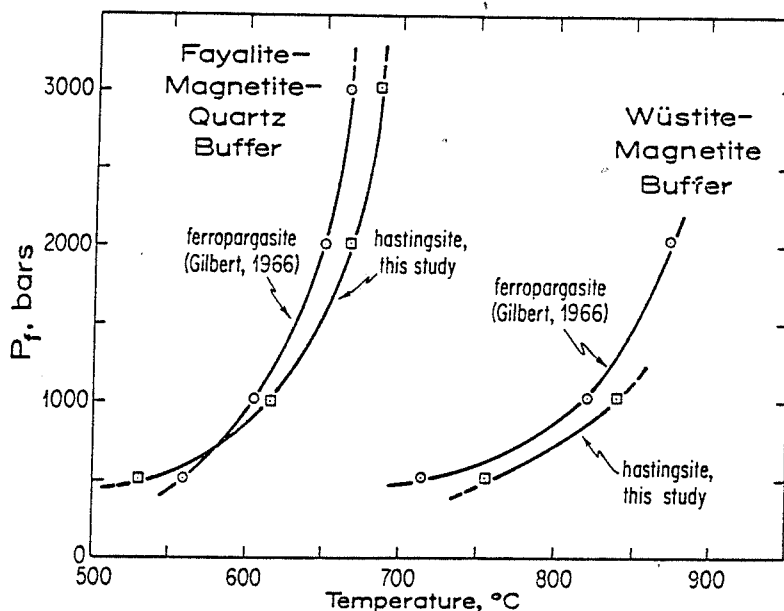
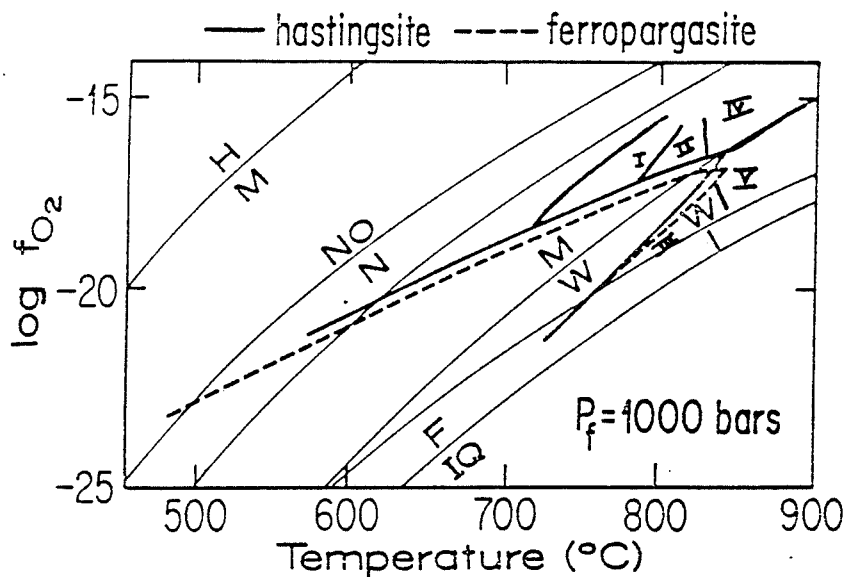


Figure I-38: 1- Condition de stabilité de l'hastingsite et de la pargasite (Thomas, 1982) dans le diagramme isobarique $\log f_{O_2} / T$ à une pression de 1 kbar. Les assemblages présentés sont:

- I: hédénbergite + magnétite + plagioclase + grenat + fayalite + fluide,
- II: hédénbergite + magnétite + plagioclase + nephéline + fayalite + fluide,
- III: hédénbergite + plagioclase + nephéline + fayalite + fluide,
- IV: hédénbergite + magnétite + plagioclase + liquide + fayalite + fluide,
- V: hédénbergite + plagioclase + fayalite + liquide + fluide.

2- Condition de stabilité de l'hasingsite et de la pargasite dans le diagramme pression en fonction de la température. A: d'après Gilbert (1966) et B: d'après Thomas (1982).

La présence de grenats présentant des compositions similaires à celles du grenat de Mata Azul a déjà été signalée dans plusieurs gisements associés aux skarns (Fonteilles 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.

Les teneurs en titane et en alumine des sphènes caractérisent chaque zone (fig. I-27). Les teneurs en titane baissent de la zone la plus externe (3.69 à 3.63 a./f.u.) à la zone interne (zone à pyroxène et grenat) (2.70 à 2.76 a./f.u.). Les teneurs en fer et en aluminium croissent de la zone à biotite à la zone à pyroxène (fig. I-27).

Les teneurs en étain augmentent (fig. I-27) également dans les sphènes de la zone à biotite (0.001 a./f.u.) à la zone à pyroxène (0.103 à 0.181 a./f.u.). Elles sont corrélées négativement avec celles de Ti. Ces sphènes contiennent jusqu'à 7 % de malayaite en solution solide. Le titane est remplacé par l'aluminium et l'étain dans la structure du sphène.

les sphènes des zones minéralisées sont nettement plus riches en Ti que dans le granite GB1. Ils sont riches en étain alors que ceux du granite GB1 en sont dépourvus.

3-3 Estimations des conditions physiques:

Nous savons (Toulmin et Barton, 1964 et Skinner, 1966) que la composition de la pyrrhotite ne dépend que de la température et de la fugacité de soufre (fig. I-32). A chaque composition correspond une relation linéaire entre la température ($1/T$) et le $\log(fS_2)$. La composition (pourcentage atomique de Fe) de la pyrrhotite, d'après les données de ces auteurs, indiquerait pour la pyrrhotite de la biotite (45 % at. de Fe) et pour la zone à pyroxène (45 % at. de Fe) une température minimale de 700°C.

La stabilité de la ferropargasite a été déterminée expérimentalement par Gilbert (1966) et par Thomas W.M. (1982) (fig. I-33-2), elle dépend de la température, de la pression et de la fugacité d'oxygène. Pour des conditions d'oxydation compatibles avec les tampons QFM NiNiO, l'assemblage minéral produit au cours de la déshydratation de ferropargasite est le suivant : hédénbergite, andradite, plagioclase, magnétite et fluide. L'hédénbergite prédomine largement sur le grenat.

L'hédénbergite disparaît (fig. I-33-1) par augmentation de la fugacité d'oxygène ou par diminution de la température au profit de l'assemblage (andradite, quartz, magnétite et fluide).

Les travaux de Gustafson (1974), sur des phases pures et pour une pression de fluide de l'ordre de 2 kbars, ont montré que l'hédénbergite est stable entre 400°C et 800°C pour des fugacités d'oxygène entre 10^{-28} et 10^{-13} .

3-4 Discussion et conclusion:

Nous observons à Mata Azul d'abord la transformation du feldspath potassique du granite GB1, la formation de la biotite verte poecilitique accompagnée par une importante quantité de sphène et le développement du sphène aux dépens de l'ilménite du granite GB1. Ensuite, l'amphibole remplace la biotite verte (zone à amphibole), le feldspath potassique est très rare ; le pyroxène se développe aux dépens de l'amphibole (zone à pyroxène). Le grenat remplace le plagioclase et il est présent dans toutes ces zones.

Cette zonalité minéralogique est souvent décrite dans les endoskarns. " Endoskarns (sens lato) display patterns of mineral zoning that dominantly reflect progressive addition of calcium to the protolith. Under relatively reducing conditions zoning toward limestone (or toward major fissures in the absence of limestone) consistently involves the sequence biotite ---> amphibole ---> pyroxène ---> (garnet) " (Einaudi et Burt, 1982). Par ailleurs, différents auteurs (Fonteilles, 1962, Einaudi, 1977, Uchida et Iiyama, 1982 et Guy, 1988) ont décrit des transformations de granite en endoskarns. Cependant, les zones skarnifiées sont généralement en contact avec l'encaissant (calcaire ou dolomie). Les lentilles à pyroxène de Mata Azul ne sont pas en contact avec des roches calciques, cependant elles montrent la même zonalité minéralogique que les endoskarns, nous pouvons les considérer comme des endoskarns.

Si nous nous rapportons à l'augmentation des teneurs en calcium des minéraux (de la zone à biotite à la zone à pyroxène), la zonalité minéralogique observée peut s'expliquer simplement par une variation de l'activité du calcium. Uchida et Iiyama (1982) ont montré l'importance des variations du potentiel chimique du calcium sur les successions minéralogiques dans les endoskarns. D'après ces auteurs, on peut expliquer le potentiel chimique de CaO croissant :

à haute température la succession :

plagioclase + biotite / plagioclase + amphibole / plagioclase + clinopyroxène / clinopyroxène + grenat ;

à plus basse température la succession :

plagioclase + biotite / plagioclase + amphibole / épidote + amphibole / grenat + amphibole / grenat + clinopyroxène ;

à température moyenne, deux autres zonations intermédiaires entre les précédentes.

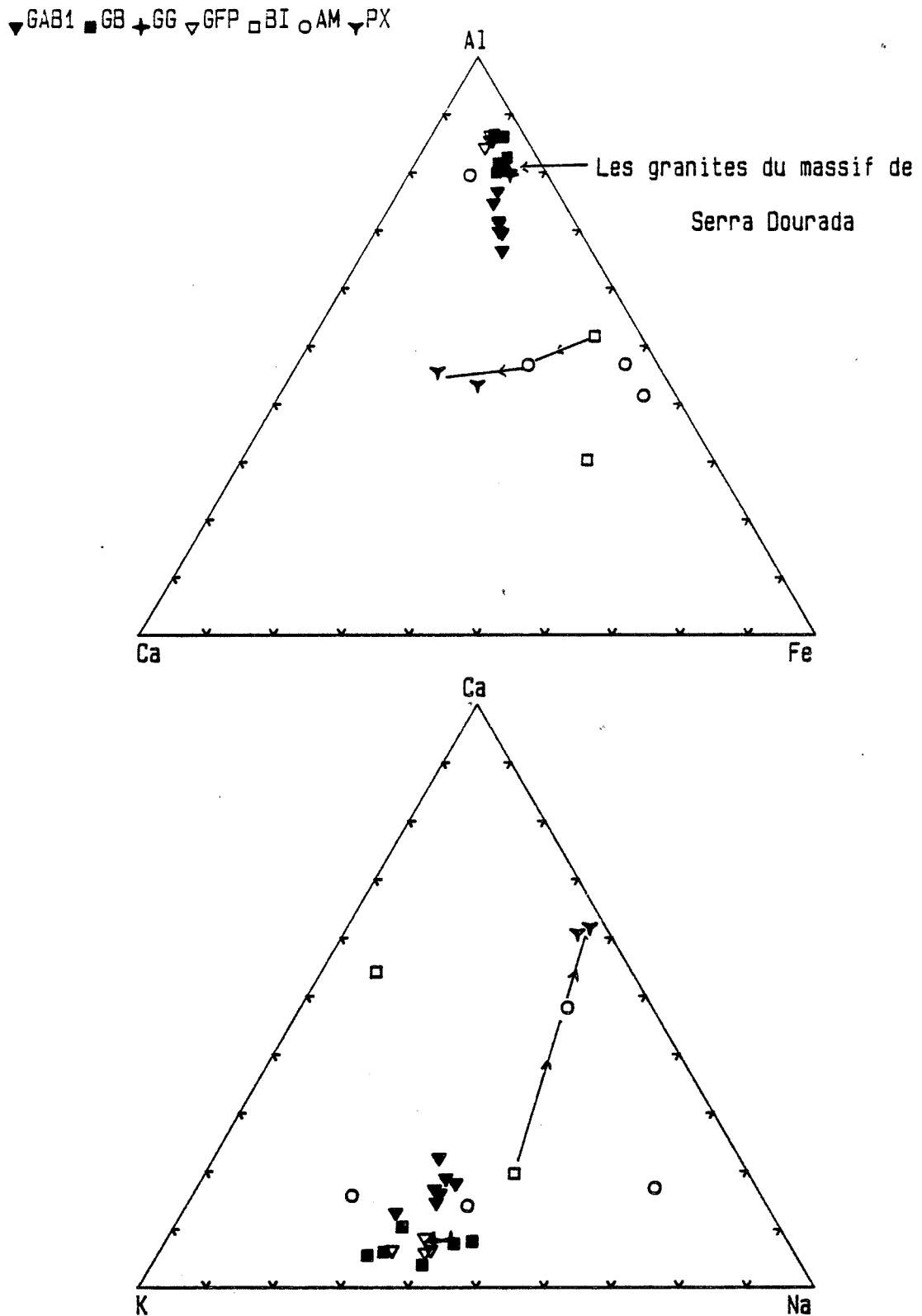
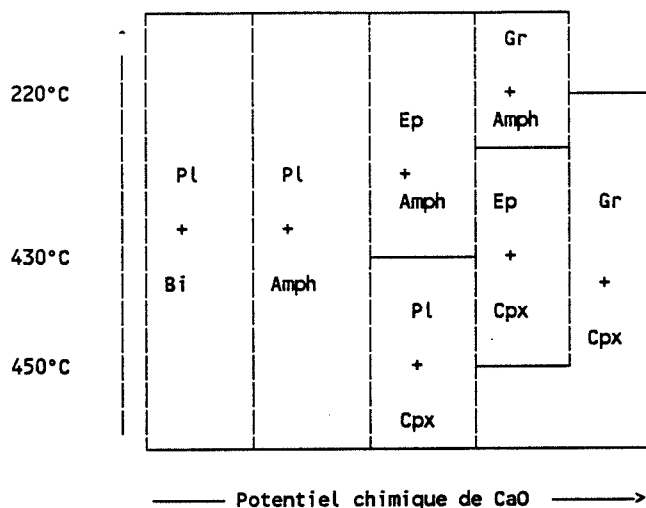


Figure I-39: Variation de la composition chimique des lentilles à pyroxène (endoskarns), la flèche indique la variation de la composition chimique de la zone externe (zone à biotite) à la zone interne (zone à pyroxène). GAB: granite à amphibole, GB: granite à biotite, GG: granite à grenat, granite fin porphyrique, BI: zone à biotite, AM: zone à amphibole et PX: zone à pyroxène.



Succession de minéraux en fonction des variations du potentiel chimique de CaO à différentes températures d'après Uchida et Iiyama (1982) dans le système CaO, MgO, SiO₂ et Al₂O₃ et à une pression de 1 kbar.

4- Composition chimique des roches métasomatiques

Nous disposons d'échantillons appartenant à une même séquence lentille à pyroxène (zone à biotite (échantillon 78A), zone à amphibole (échantillon 78B) et zone à pyroxène (échantillons 75A et 75B) et des échantillons pris dans les différentes lentilles à pyroxène ou à biotite du gisement de Mata Azul.

La zonation minéralogique, observée dans la lentille à pyroxène, se traduit par une zonalité chimique dans le triangle Ca-Fe-Al en nombre atomique (fig. I-39), les roches de la zone à biotite s'enrichissent en fer. L'évolution se poursuit par une baisse des teneurs en fer et un enrichissement plus important en calcium. Les roches de la zone à pyroxènes se détachent nettement des autres roches. Cette évolution de la zone à biotite à la zone à pyroxène se fait avec une baisse des teneurs en alumine. Dans le diagramme atomique K-Ca-Na (fig. I-39), nous observons la même évolution, baisse des teneurs en K correspondant à la transformation du feldspath potassique. Les roches des zones à amphiboles et pyroxène progressent vers le pôle Ca. Cette évolution se produit à Na constant et un lessivage de K.

4-1 Identification des matériaux d'origine:

La présence du zircon et l'abondance du sphène au cours de l'altération (tableau récapitulatif) laissent penser que le Ti et Zr sont inertes. Dans le diagramme triangulaire Zr-TiO₂-Th (fig. I-40A), la superposition des points représentant les granites non transformés et les roches métasomatiques indique que ces trois éléments sont inertes. Le diagramme Al₂O₃-TiO₂-Th (fig. I-40B) montre que l'alumine est

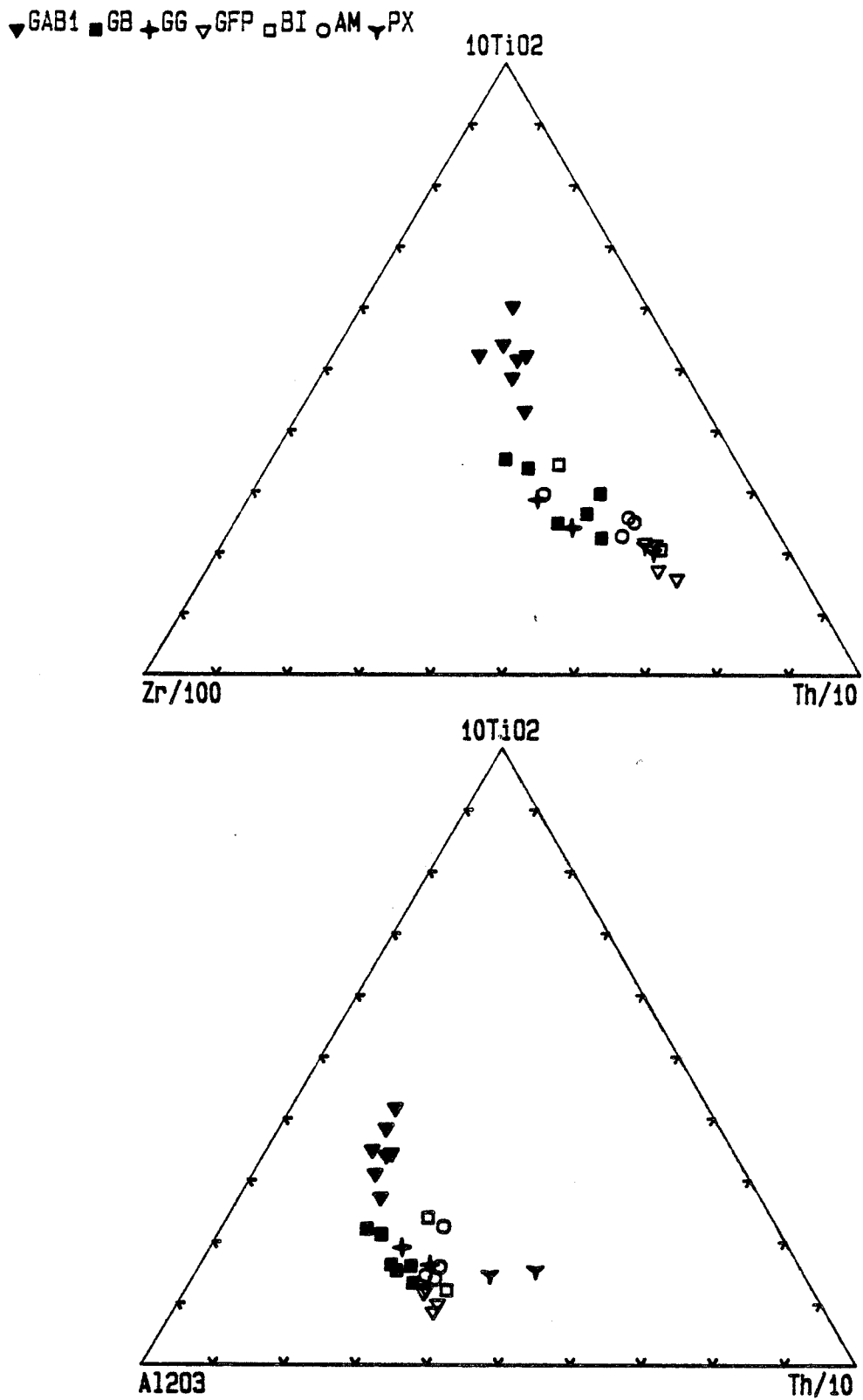


Figure I-40: Comparaison des analyses des roches fraîches et des roches métasomatiques dans les diagrammes Zr-TiO₂-Th et Al₂O₃-TiO₂-Th. même légende que la figure 39.

mobile. L'augmentation des teneurs en constituant grossulaire du grenat de la bordure au coeur de la lentille à pyroxène confirme la mobilité de l'alumine dans ces roches.

Le diagramme TiO_2 -Th montre que les points représentant les roches métasomatiques s'alignent sur une droite passant par l'origine. Cette droite intersecte la courbe représentant les granites non altérés en un point représentant la roche d'origine transformée. Cette méthode a été utilisée par Floyd et Winchester (1978) pour identifier les roches volcaniques altérées et/ou métamorphisées et pour apprécier la perte ou le gain en masse. La variation de certains éléments à l'intérieur de chaque faciès granitique justifie le choix de cette méthode. La roche altérée ne correspond pas forcément à la roche non transformée proche de l'éponte de celle-ci.

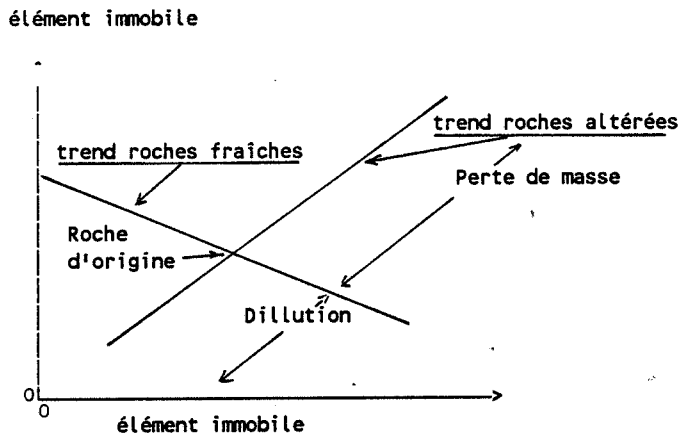


figure d'après Floyd et Winchester (1978).

Le diagramme TiO_2 -Th (fig. I-41) montre que toutes les roches représentant les différentes zones de la lentille à pyroxène s'alignent sur une même droite avec les granites du faciès fin porphyrique GFP (38) et un échantillon (85) du granite à biotite. Une deuxième droite associe une lentille à biotite (échantillon 81), une lentille à amphibole (échantillon 62) et le granite à grenat GG (échantillon 5) et le granite à biotite (23A). Ce diagramme TiO_2 -Th indique également (en se rapportant à la méthode utilisée par Floyd et al., 1978) que les transformations se sont produites avec une perte de masse.

▼ GAB1 ■ GB + GG ▼ GFP □ BI ○ AM ▼ PX

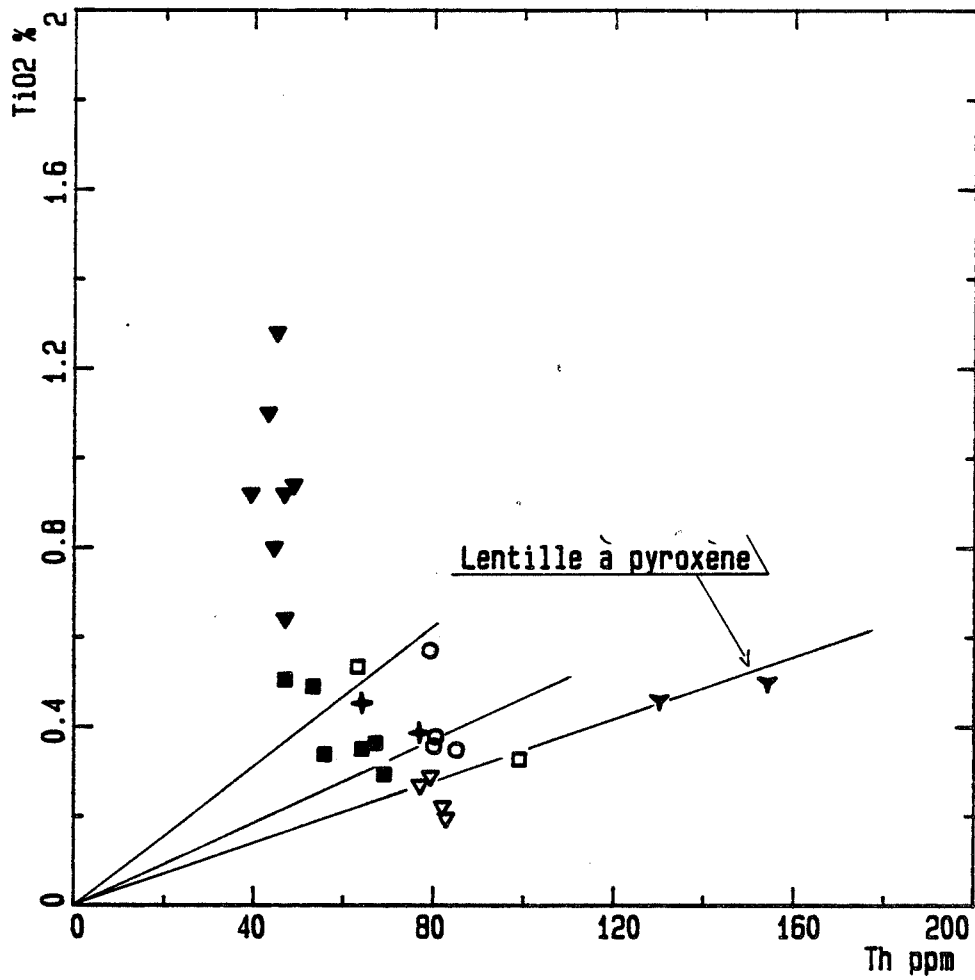


Figure I-41: Diagramme TiO₂ - Th de comparaison des analyses des roches fraiches et des roches métasomatiques. même légende que la figure 39.

Tableau I-21: Compositions chimiques des roches métasomatiques normalisées par rapport aux teneurs en titane des roches non altérées définies par la méthode de Floyd. Le total normalisé indique la réduction de masse. Un total à 80.78 % pour la zone à biotite (échantillon 78A) de la lentille à pyroxène, par exemple, indique une réduction de masse de 19 %.

éch. faciès	38 GFP	78A BI	78b AM	75A PX	75b PX	85 GB	73A AM	72 AM	23A GB	81 BI	5. GG	62 AM
SiO ₂	74.1	47.5	45.85	33.6	35.2	75.	46.9	63.00	73.3	40.8	73.3	41.8
TiO ₂	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.29	0.29	0.29	0.49	0.49	0.45	0.45
Al ₂ O ₃	12.5	11.4	10.00	6.5	8.1	12.2	9.3	10.7	12.9	9.8	12.8	9.3
Fe ₂ O ₃	2.2	14.4	11.48	6.7	5.9	2.4	15.0	1.9	3.2	26.0	3.8	19.0
MnO	0.02	0.14	0.15	0.3	0.32	0.03	0.09	0.03	0.05	0.34	0.05	0.23
MgO	0.24	0.92	1.33	0.29	0.31	0.21	1.4	0.26	0.40	0.81	0.33	0.86
CaO	0.81	1.6	4.52	4.7	6.5	0.49	1.0	1.7	1.	1.60	0.96	1.2
Na ₂ O	2.4	2.1	2.06	1.5	2.1	2.8	1.7	3.7	3.2	0.55	2.8	0.98
K ₂ O	6.2	2.4	0.99	0.3	0.2	5.9	2.7	1.2	5.	3.90	4.9	3.8
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.06	0.00	0.07	0.07
Total	98.68	80.78	76.70	54.19	58.93	99.30	78.45	82.81	99.68	84.29	99.36	77.69
Li	27.4	84	12.3	8	4.7	20.	48	13.	29.	76.	26.7	76.
Sc	3.1	3.5	5.66	3	4	3.3	4.4	3.5	4.7	11.3	5.4	11.5
V.	3.5	2.9	11.63	7	8	0.98	7.3	5.5	9.7	7.9	1.4	9.2
Co	0.63	3.	8.53	1	2	1.7	13.9	1.1	1.2	9.2	2.3	28.
Ni	3.2	5.2	8.38	5.1	2	3.2	6.9	1.7	7	5.4	2.4	3.5
Zn	38	112	74	62	54.6	59	103	38	81	507	87	268
Ga	22	25	19	14	16	24	23.2	18	22	46	23	37
Rb	358	291	65	30	14	356	386	74	313	576	235	561
Sr	42	100.	125	88	147	32	78	159	57	10.	52.	21.
Y.	131	111	87	210	178	90.	82.	83.	78.9	214	78.9	148
Zr	228	234	263	259	253	330	225	226	431	358	488	452
Nb	23.	38	15.5	20	20.4	29.	23.	23.	33.	88.	42.	135
Ba	336	208	135	37	37	233	159	162	504	89.	559	161
Pb	39.	106	21	18	20.4	33.	16.	18	38.6	34.	33.	25.7
La	284	190	171	293	254	157	262	116	131	41.3	151	403
Ce	652	352	328	544	469	282	514	187	229	100.	350	774
Th	77.	82	66	83	76	69.	63	66	53.	58.	64.	62.
U.	18.9	9.4	8.4	13.	15.5	10.4	10.5	9.4	8.8	9.6	6.6	10.4
Be	3.	4.	3	4.5	6.5	2.	2.5	2.8	3.7	24.8	1.9	7.3
Sn	3.5	7065	488	558	506	8.8	192	4.7	3.	1367	3.	387
W.	12.	12.7	14	12.7	13.7	11.7	6.6	8.	9.6	13.	4.8	7.6

4-2 Transferts de matière:

Les compositions chimiques des différentes lentilles ont été normalisées par rapport à la teneur en titane de la roche d'origine. Nous constatons après ce calcul que pour :

▼PX ■GFP

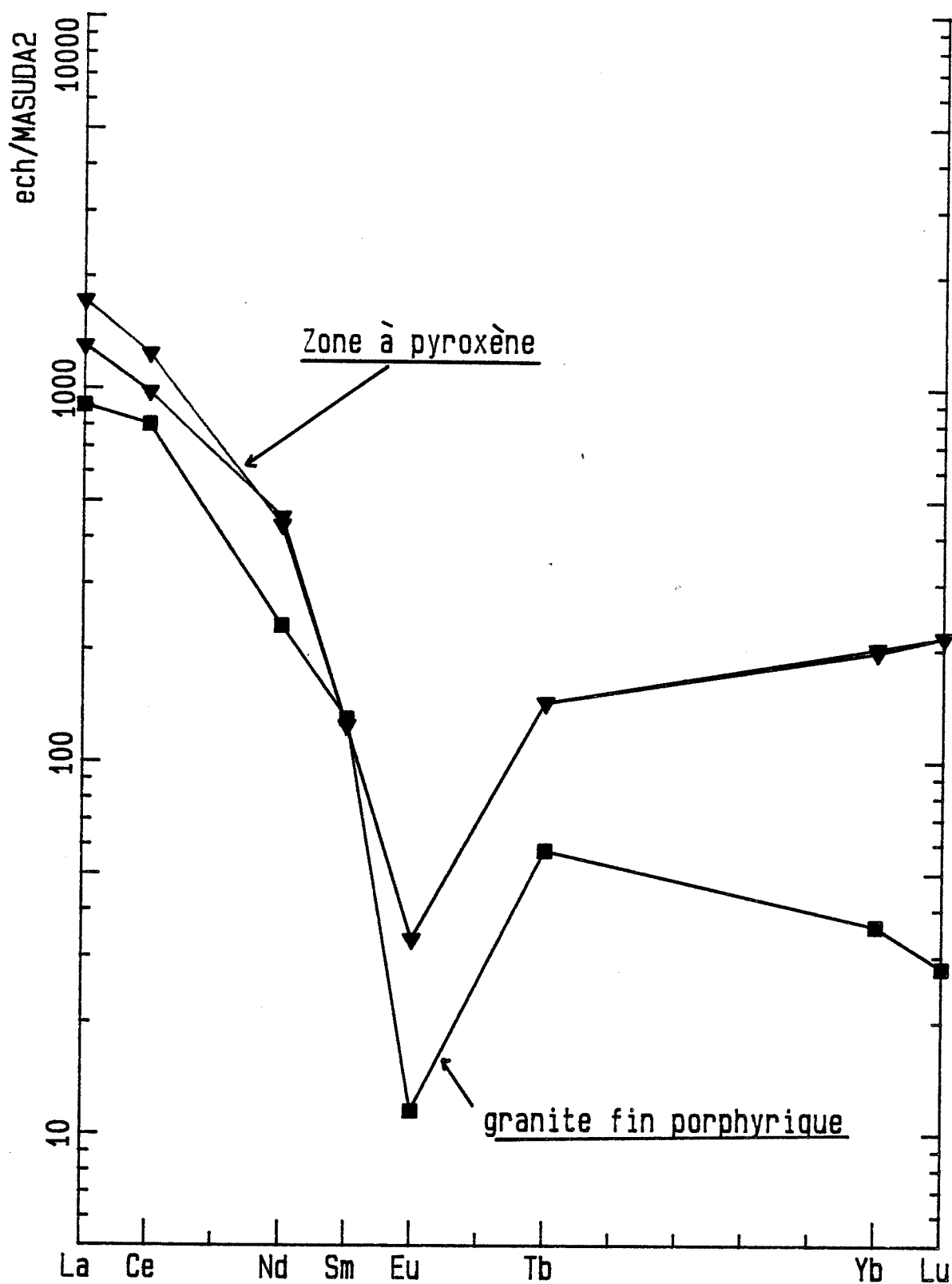


Figure I-42: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) de la zone à pyroxène PX de la lentille à pyroxène et du granite fin porphyrique GFP.

La lentille à pyroxène:

- Les teneurs en CaO, MnO et en Sr augmentent de la zone à biotite à la zone à pyroxène.

- Les teneurs en Fe₂O₃ et MgO augmentent par rapport à celles du granite dans la zone à biotite et dans la zone à amphibole et baissent dans la zone à pyroxène et restent élevées par rapport à celles du granite.

- Les teneurs en SiO₂, Al₂O₃, K₂O et, Na₂O baissent progressivement de la zone à biotite à la zone à pyroxène.

- Les teneurs en Li, Zn, Ga, Nb, Sn et Pb augmentent par rapport à celles du granite dans la zone à biotite puis chutent dans les deux autres zones.

- Les teneurs en Y sont faibles par rapport à celles du granite dans les zones à biotite et à amphibole et très élevées dans la zone à pyroxène.

- Les teneurs en Rb et Ba sont faibles par rapport à celles du granite et baissent de la zone à biotite à la zone à pyroxène.

- Les teneurs en Th sont comparables dans les zones à biotite et à pyroxène et faibles dans la zone à amphibole (la teneur en Th varie de 14 % par rapport à celle du granite).

Les teneurs en Zr sont comparables à celles du granite dans la zone à biotite et elles augmentent de 15 % dans la zone à amphibole et de 14 % dans la zone à pyroxène.

Il faut noter que le granite GFP (échantillon 38) est riche en terre rare légère.

Les lanthanides : nous n'avons analysé que l'échantillon (75A) de la zone à pyroxène (dosé par activation neutronique). Les autres échantillons représentant les autres zones ont été dosés par ICP. L'europium est très mal dosé en ICP, nous n'avons pas pris en compte cet élément dans la discussion de la zone à biotite et la zone à amphibole.

La zone à biotite et la zone à amphibole sont enrichies 700 fois en terres rares légères et 50 à 60 fois en terres rares lourdes par rapport aux chondrites. Le rapport (La/Yb)_N est de l'ordre 11.73 dans la zone à biotite, 14.59 dans la zone à amphibole et de 6.45 dans la zone à pyroxène. Ce rapport dépend de l'importance du grenat dans ces zones. Le grenat fractionne fortement les terres rares lourdes.

La variation de volume ne peut expliquer à elle seule le gain en terres rares et il faut envisager un apport.

Les autres lentilles:

A l'exception de Rb dont les teneurs augmentent dans les lentilles à biotite, les autres éléments se comportent de la même façon que dans la lentille à pyroxène.

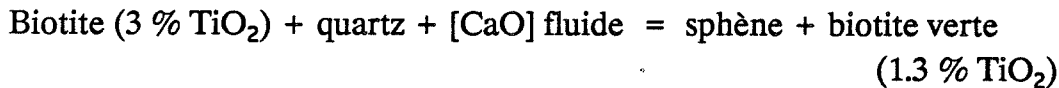
En conclusion, si nous considérons que les éléments Ti, Th et Zr sont inertes :

Les éléments lessivés de façon importante par les fluides sont Si, Al, K, Na, Ga, Pb, Rb et Ba.

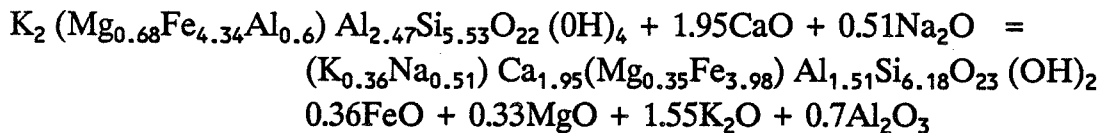
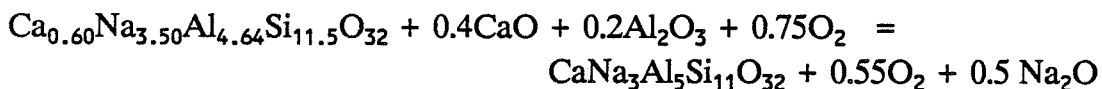
Les éléments apportés par le fluide sont Ca, Fe, Mg, Mn, Li, Sr, Y, Sn, Ni, Co, V, Zn et les terres rares.

Nous pouvons maintenant tenter d'écrire les réactions chimiques aux fronts, observées dans la lentille à pyroxène :

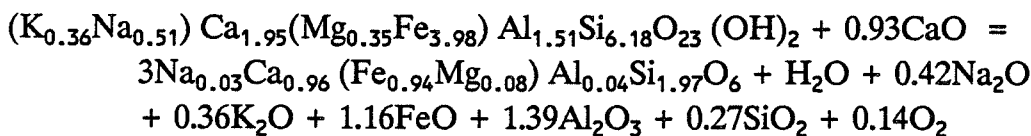
* Front d'apparition de la biotite verte



* Front zone à biotite - zone à amphibole



* Front zone à amphibole - zone à pyroxène



Les trois réactions accordent un rôle majeur à la présence du calcium, la zonalité minéralogique observée dans la lentille à pyroxène peut s'expliquer par une variation de l'activité du calcium et de la fugacité d'oxygène.

5- conclusion:

Les lentilles à pyroxènes de Mata Azul montrent une zonalité minéralogique (Zone à biotite, zone à amphibole et zone à pyroxène) comparable à celle décrite dans les endoskarns (Einaudi et Burt, 1982). Les zones skarnifiées sont généralement en contact avec l'encaissant (calcaire ou dolomie). Les lentilles à pyroxène de Mata Azul ne sont pas en contact avec des roches calciques, cependant elles montrent la même zonalité minéralogique que les endoskarns et les trois zones de la lentille à pyroxène ont conservé une empreinte géochimique du granite non altéré, nous pouvons les considérer comme des endoskarns.



CHAPITRE. II

LES AUTRES MASSIFS GRANITIQUES

DE LA SOUS-PROVINCE DE

RIO TOCANTINS

CHAPITRE II

Dans ce chapitre, nous traitons brièvement les autres massifs de la sous-province de Rio Tocantins sous leurs aspects généraux, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques.

I - Introduction

Ces massifs sont localisés à l'Ouest (Serra d'Encosto) (fig. II-1) et au Sud-Est du massif de Serra Dourada. Les massifs de Serra da Mesa et Serra Branca ont des âges proches 1574 à 1614 M.a. (Pimentel et al., en préparation) pour le massif de Serra da Mesa et 1658 M.a. (Reis Neto, 1983) pour le massif de Serra Branca. Le massif de Serra d'Encosto n'a pas été daté.

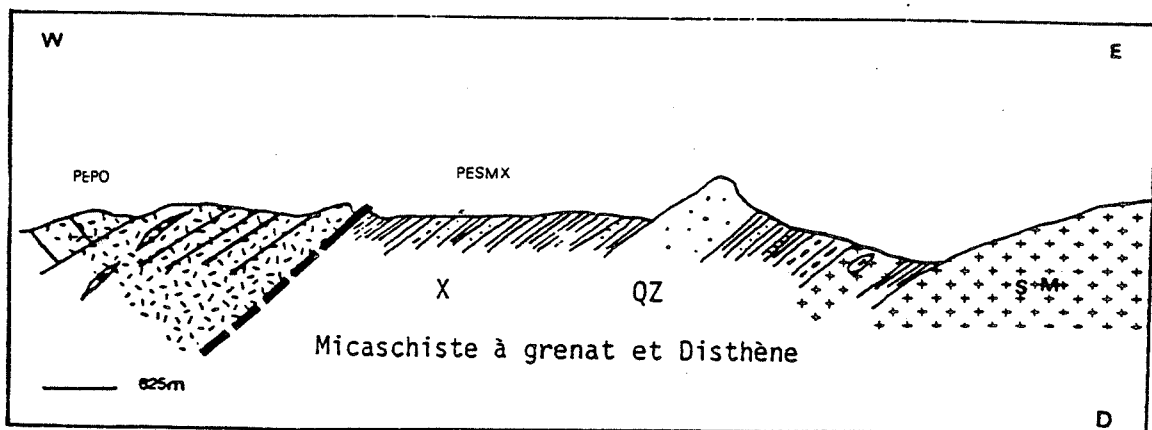
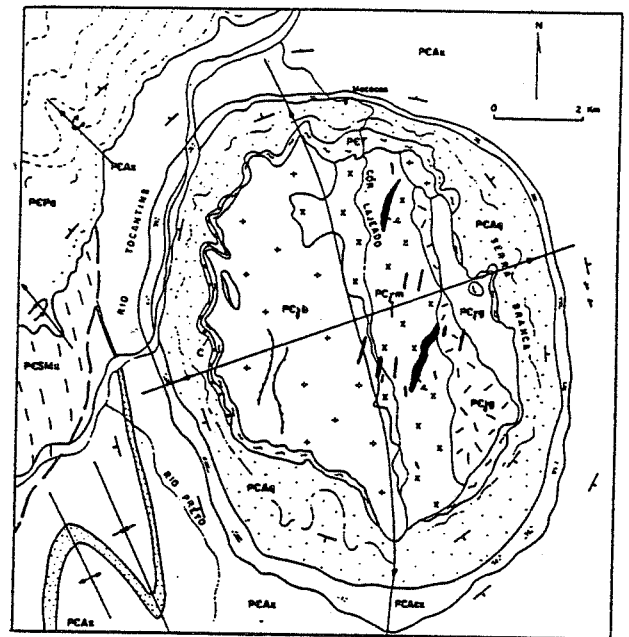
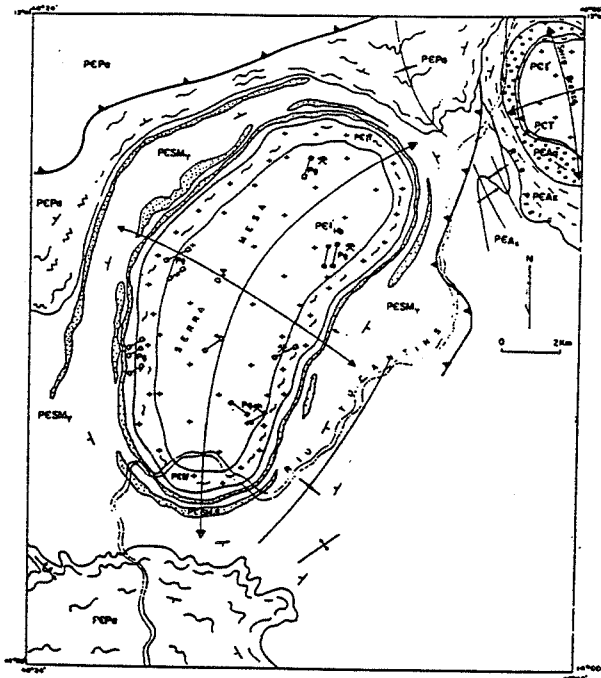
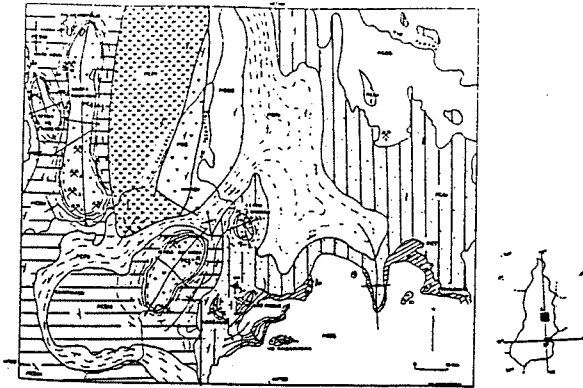


Figure II-1 : Géologie des massifs de Serra Branca et Serra da Mesa (cartes de Marini et al., 1976 et Andrade, 1978)

Protérozoïque supérieur:
PEPO: Groupe Paranoá

Protérozoïque moyen:
Pg: Pegmatite

Massif de Serra da Mesa: PEGb granite à hastingsite et PEGf: granite à biotite. D: Coupe au sud ouest du massif.
Massif de Serra Branca: PEG granite à biotite, PEGm: granite greisenisé, PEG: greisen.

Protérozoïque inférieur:
Groupe Araí: PEAX schistes, PEACx: calcoschistes et PEAQ: quartzites et conglomérats de base (c).
PESMx: Groupe Serra da Mesa
PET: formation Ticunzal.

II - Géologie et pétrographie des massifs granitiques

Tableau récapitulatif:

Massif	Serra Dourada	Serra d'Encosto	Serra da Mesa	Serra Branca
Faciès Dominant	granite à biotite	granite à amphibole	granite à amphibole	granite à biotite
Faciès secondaire	granite à amphibole		granite à biotite et grenat	
Faciès associé	granite à grenat granite pegmatoïde pegmatites	microgranite à amphibole et à grenat	pegmatites	pegmatites
Texture	hétérogranulaire porphyrique	hétérogranulaire	subisogranulaire	hétérogranulaire porphyroïde
Minéralogie	Biotite XFe: 0.70 à 0.90	Biotite XFe: 0.91 à 0.93	Biotite XFe: 0.83 à 0.97	Biotite XFe: 0.86 à 0.92
	ferropargasite XMg: 0.19 à 0.25	ferropargasite XMg: 0.06 à 0.08	ferrohastingsite XMg: 0.02	
	Plagioclase An 28-22/An 20-13	Plagioclase An 30-25/ An 20	Plagioclase An29-26	Plagioclase An 26-10
	FK perthitique	FK perthitique	FK perthitique	FK perthitique
	Sphène, monazite, zircon et apatite	Allanite, zircon, fluorine	Sphène, zircon,	Muscovite Fluorine Zircon

1- Le massif de Serra d'Encosto

Ce massif est situé à l'Ouest du granite de Serra Dourada. Il est intrusif dans les métasédiments du groupe Serra da Mesa. Il est formé essentiellement d'un faciès grossier. c'est une roche rose porphyroïde. Les phénocristaux de feldspath potassique (3 à 4 cm) sont étirés suivant la direction de la foliation marquée par l'orientation de la biotite et de l'amphibole. Des filons de microgranites roses à grenat et amphibole (70 cm de puissance) coupent ce faciès.

Les mégacristsaux (1 à 2 cm) de feldspath potassique sont subautomorphes. Ils renferment de nombreuses inclusions de biotite, de plagioclase et d'apatite. Les microclines sont également présents dans la mésostase (0.6 mm à 0.8 mm). Deux

génération de feldspaths potassiques peuvent être distinguées: la première est perthitique, riche en inclusions de minéraux et rarement maclée, la deuxième est un microcline, elle remplace le premier feldspath potassique et l'englobe même.

Le quartz est étiré et fracturé. Il a une extinction ondulante assez marquée.

Le plagioclase An25-30 est subautomorphe. Au contact du feldspath potassique, des intercroissances myrmékitiques existent mais sont peu fréquentes.

La biotite brunâtre est subautomorphe. Elle est associée à l'allanite et à l'amphibole. Elle moule les feldspaths potassiques et le quartz. Elle se développe dans les fractures de l'amphibole, elle englobe alors des cristaux de plagioclase.

L'amphibole verte est subautomorphe. Ses bordures sont irrégulières. Elle borde le plagioclase. Elle prend la même orientation que la biotite.

L'apatite est automorphe, le plus souvent elle est incluse dans l'amphibole, le quartz et la biotite. L'allanite semble contemporaine de la biotite. Elle lui est associée avec le zircon.

*** Microgranite à grenat et amphibole (AP):**

La mésostase (0.5 mm) est équigranulaire. Certains feldspaths ont des tailles de l'ordre du millimètre.

Les plagioclases (An 21) sont subautomorphes, leurs bordures montrent des lobes remplis de quartz, de microcline et de grenat. Les deux générations de feldspaths potassiques sont également présentes dans ce faciès.

Le quartz a une forme allongée et une extinction ondulante. Il renferme des inclusions de biotite, d'allanite et d'apatite.

L'amphibole verte est subautomorphe. Elle possède des inclusions d'apatite et d'allanite.

La biotite brunâtre est chloritisée. Elle montre des bordures irrégulières. Elle est toujours orientée.

Le grenat est xénomorphe ou subautomorphe. Généralement de taille millimétrique, il peut atteindre un centimètre. Il englobe le quartz et la biotite et entoure le plagioclase. Le grenat a cristallisé tardivement par rapport aux autres minéraux et au moins à une partie du quartz. Dans l'échantillon 19B, il se dépose en chapelets orientés suivant la foliation de la roche. La biotite disparaît et le plagioclase est rare, nous observons alors l'association amphibole-grenat-feldspath potassique-quartz. Cette association caractérise des roches métasomatiques type skarn (Einaudi et al., 1982).

L'allanite automorphe est souvent associée à la biotite.

L'apatite est automorphe et souvent en inclusion dans l'amphibole.

2- Le granite de Serra da Mesa

Il est situé sur la rive gauche du Rio Maranhao. Le granite de Serra da Mesa renferme de nombreuses enclaves de paragneiss et de micaschistes graphiteux. Le caractère intrusif dans les paragneiss est assez net. Ces paragneiss sont assez comparables à ceux de la Serra Dourada. Au Nord-Ouest on observe la même séquence métasédimentaire qu'à Serra Dourada.

Le granite de Serra da Mesa a une forme ellipsoïdale, allongée selon la direction NE-SW. Il est composé de deux faciès, le faciès principal à grain moyen à fin occupe la majorité du massif, et la biotite et l'amphibole y sont abondantes. L'autre faciès apparaît en bordure, il est à grain fin et la biotite prédomine sur l'amphibole.

La minéralogie de ces deux faciès est la même, ils se distinguent par la texture subisogranulaire en bordure et hétérogranulaire dans le faciès principal ainsi que par la présence de grenat dans le faciès de bordure.

La mésostase (grain de 0.5 mm) est composée de biotite, plagioclase, quartz et microcline.

Le quartz y est présent en cristaux globuleux ou en intercroissances graphiques dans le feldspath. Il apparaît également en plages (1.8 mm) monocristallines à extinction onduleuse. Il renferme des inclusions de biotite et de monazite.

Le feldspath potassique perthitique (2 mm) est rarement maclé. Il renferme de nombreuses inclusions (plagioclase, quartz et biotite). Le microcline (0.5 mm) est xénomorphe, il se développe sur le feldspath potassique perthitique ou en cristaux subautomorphes entre les feldspaths. Le microcline moule le quartz et montre des contacts très irréguliers avec le plagioclase. Par endroit ce phénomène de microclinalisation est assez important. Le microcline devient la phase dominante de la roche et semble cristalliser tardivement à un stade subsolidus. La roche prend une texture mosaïque.

Le plagioclase (An₂₉-An₂₆) est corrodé par le quartz. Il a plusieurs types de macles polysynthétiques. Il est englobé par le feldspath potassique.

La biotite (1 mm à 1.5 mm) est vert-brunâtre, elle est associée presque toujours au sphène. Elle borde l'amphibole et l'englobe mais dans certains cas, elle est incluse dans l'amphibole. Elle est orientée.

L'amphibole verte est automorphe à subautomorphe. Elle contient des petits grains de quartz et des inclusions de zircon et d'apatite. Elle est orientée comme la biotite.

Le sphène et le zircon sont les principaux accessoires de la roche. Ils sont le plus souvent associés à la biotite.

3- Le massif de Serra Branca

Ce massif est situé au NE du massif de Serra da Mesa. Il a été étudié par Andrade (1978). Il est intrusif dans le groupe Serra da Mesa.

Les phénomènes tardi-magmatiques (greisenisation) affectent plus de la moitié du massif. Le faciès non transformé est un granite porphyroïde à biotite. Il occupe toute la partie occidentale du massif. La foliation de ce granite grossier est marquée par l'orientation de la biotite.

Les phénocristaux de feldspath potassique (1 à 5 cm) sont automorphes et sont maclés Carlsbad. Le feldspath potassique est un microcline parfois perthitique et généralement maclé (macle albite-péricline et carlsbad). Le feldspath potassique perthitique est presque entièrement transformé en microcline.

Les plagioclases sont en faible proportion par rapport aux feldspaths potassiques et au quartz. Leur composition varie de An26-10. Ils sont maclés albite. Deux générations se distinguent nettement :

- la première est un oligoclase An26-An22, qui est xénomorphe. Il est fréquemment en inclusion dans le microcline. Il est souvent transformé en un amas de muscovite, microcline, quartz et albite.

- la deuxième génération a une composition plus sodique An14-10. Elle apparaît sous forme d'auréole autour du feldspath potassique ou sous forme de petits cristaux non maclés cimentant, avec le quartz et la muscovite, les fractures des feldspaths potassiques.

La biotite (2 mm) vert-brunâtre est fréquemment chloritisée. Elle est associée aux minéraux accessoires zircon, apatite et xénotime.

La muscovite tardive en lamelles fines se développe dans les joints et les fractures des minéraux. Elle forme des amas avec l'albite, le quartz et la fluorine.

III - Composition chimique des minéraux

1- Les biotites

1-1 Les biotites des massifs de Serra d'Encosto et de Serra da Mesa:

Dans le faciès à amphibole:

Les biotites du granite de Serra d'Encosto et du massif de Serra da Mesa ont les mêmes teneurs en alumine que celles du faciès à amphibole le plus évolué du massif de Serra Dourada. Elles se distinguent par leurs faibles teneurs en magnésium (Tableau I-3) et leurs fortes teneurs en fer. Elles sont nettement plus riches en alcalins (surtout Na_2O). Par contre leurs teneurs en fluor et Cl sont faibles. Dans chaque massif nous observons une diminution des teneurs en titane corrélée à une augmentation du fer (Fig. II-2).

Le site tétraédrique (Tableau II-1) peut être saturé par l'alumine. La silice varie de 5.65 à 5.71 dans les biotites du massif de Serra d'Encosto et de 5.51 à 5.62 dans celles du massif de Serra da Mesa.

Dans le site octaédrique, l'alumine varie de 0.43 à 0.68 a./f.u. dans le massif de Serra d'Encosto et de 0.42 à 0.59 a./f.u. dans le massif de Serra da Mesa. Pour les autres éléments, la composition des biotites des deux massifs est assez homogène. Les seules variations notables concernent les teneurs en titane qui diminuent corrélativement avec l'augmentation des teneurs en alumine et du fer.

Dans le faciès à biotite:

Ce faciès représente la bordure du massif de Serra da Mesa. Il faut y noter la présence tardive de grenat, mais nous n'avons pas observé de relation entre ce grenat et la biotite.

Les teneurs en Al_2O_3 des biotites (16%) sont plus élevées que dans le faciès à amphibole (Tableau II-1). Les teneurs en FeO sont faibles (30 %) et en MgO sont élevées (1.73 %) par rapport au faciès à amphibole. Les teneurs en titane des deux faciès sont comparables.

Cette biotite ne peut pas être en équilibre avec le grenat, sa teneur en alumine (16 %) est nettement inférieure aux 20 % qui caractérisent les biotites développées (à température moyenne ou élevée) en présence de grenat, de silicate d'alumine ou de cordiérite. Cependant, ces biotites ont les mêmes teneurs en alumine que celles du faciès à grenat du massif de Serra Dourada.

les biotites
 ▼ SD ■ SE + SM ▽ SB

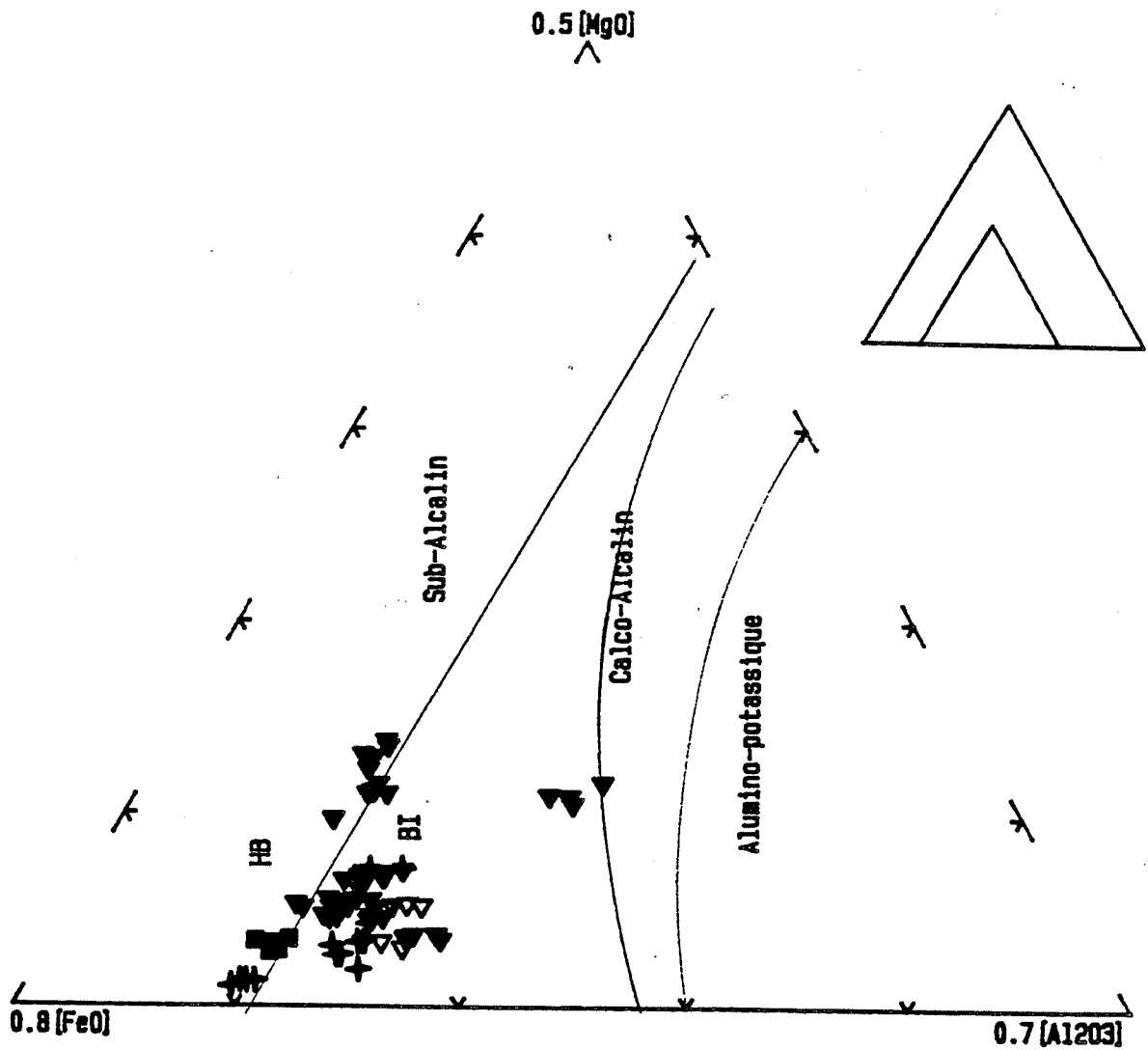


Figure II-2A: Position des biotites des granites des massifs de Serra d'Encosto (SE), Serra da Mesa (SM), Serra Branca (SB) et de Serra Dourada (SD) dans le diagramme triangulaire $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$. Alc: champs des biotites des granites alcalins, Sub-alcalin: champs des biotites des granites sub-alcalins, Calco-alc: champs des biotites des granites calco-alcalins et Al-K: champs des biotites des granites alumino-potassiques (Rossi et al., 1987).

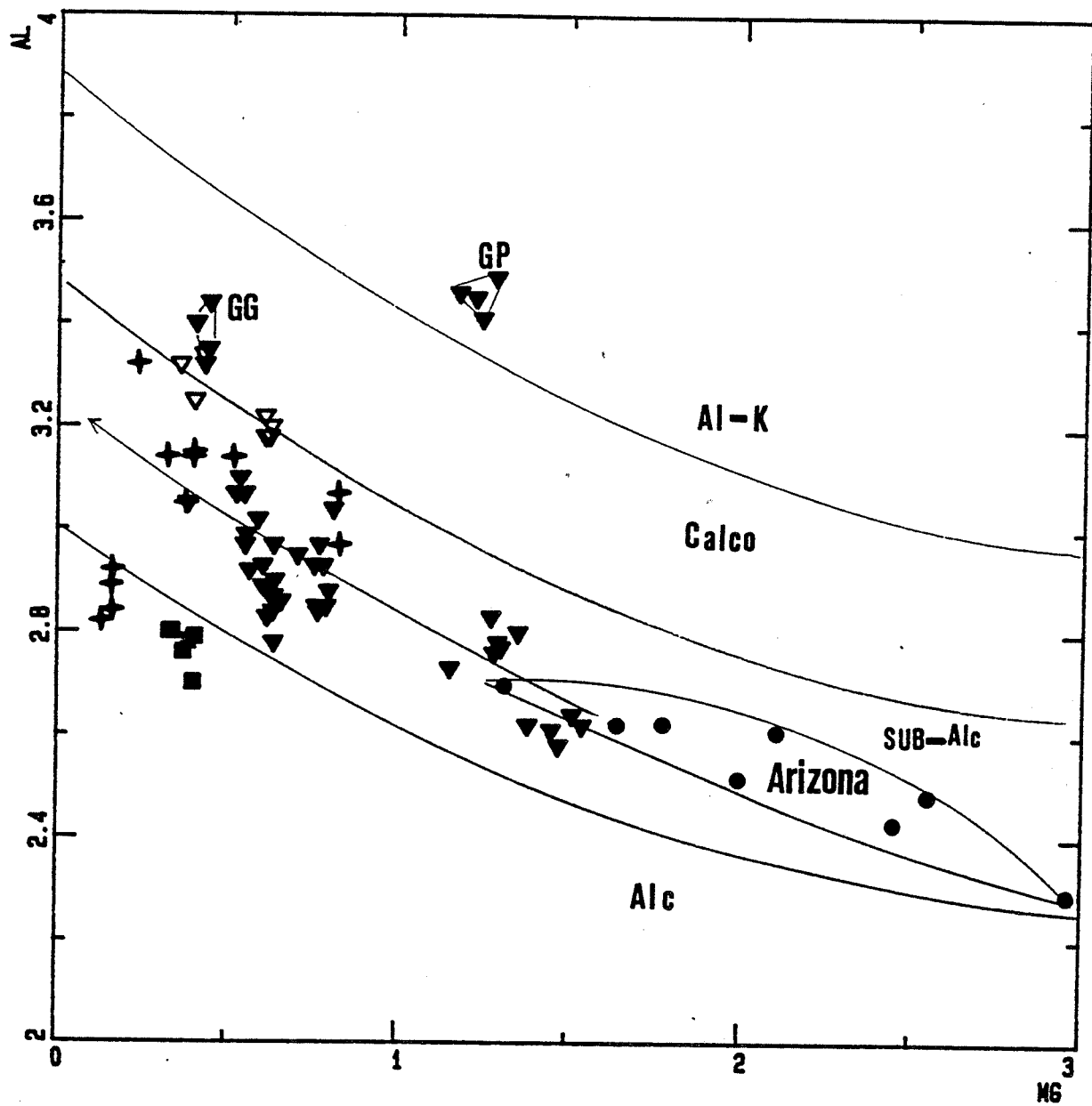


Figure II-2B : Position des biotites des différents massifs dans le diagramme Al (total)/Mg de Nachit (1985). Alc: champs des biotites des granites alcalins, Sub-alcalin: champs des biotites des granites sub-alcalins, Calco-alc: champs des biotites des granites caloco-alcalins et Al-K: champs des biotites des granites alumino-potassiques. Même légende que la figure II-2A.

Tableau II-1: Compositions moyennes des biotites des massifs de Serra d'Encosto, Serra da Mesa et de Serra Branca :

Massif Faciès	SE	SM			SB
	GAB2 6	GAB3 4	6	GB2	GB3 4
SiO ₂	34.22	33.40	33.94	34.22	35.27
TiO ₂	2.63	2.26	2.22	2.13	2.25
Al ₂ O ₃	14.19	14.57	16.09	16.65	17.31
FeO	31.42	33.78	30.02	28.65	30.18
MnO	0.37	0.40	0.37	0.25	0.15
MgO	1.51	0.63	1.73	2.51	1.66
CaO	0.11	0.07	0.02	0.00	0.05
Na ₂ O	0.11	0.09	0.10	0.06	0.05
K ₂ O	9.53	9.53	9.23	9.52	9.21
F	0.53	0.15	0.44	0.61	0.23
Cl	0.29	0.18	0.22	0.12	0.18
Total	95.21	95.03	94.38	94.72	96.54
Si ^{IV}	5.670	5.580	5.590	5.577	5.610
Al ^{VI}	2.330	2.420	2.410	2.423	2.390
Al ^{VI}	0.430	0.450	0.710	0.772	0.850
Ti	0.343	0.284	0.275	0.260	0.270
Fe	4.350	4.720	4.130	3.900	4.015
Mn	0.053	0.057	0.052	0.035	0.026
Mg ²⁺	0.372	0.157	0.424	0.612	0.393
M ²⁺	5.548	5.668	5.591	5.579	5.554
Ca	0.020	0.013	0.004	0.000	0.055
Na	0.035	0.029	0.032	0.017	0.016
K	2.020	2.020	1.940	1.978	1.868
F	0.267	0.079	0.229	0.315	0.113
Cl	0.084	0.051	0.061	0.033	0.047
OH	3.649	3.870	3.710	3.652	3.840
XFe	0.92	0.97	0.910	0.86	0.91
A	0.452	0.332	0.409	0.421	0.446
XF	0.067	0.020	0.058	0.079	0.029
Roche					
SiO ₂	67.30	76.55	76.90	73.4	76.70
TiO ₂	0.61	0.411	0.40	0.29	0.19
Al ₂ O ₃	15.30	11.6	11.60	12.40	12.20
Fe/Mg	10.34	14.6	8.11	4.29	8.28

Les teneurs en fluor et en chlore sont plus élevées dans ce faciès que dans le faciès à amphibole. Il faut remarquer que les biotites riches en magnésium (Tableau II-1) sont également riches en fluor (fig. II-3).

1-2 Les biotites du massif de Serra Branca:

Nous avons analysé les biotites non transformées de roches situées au Nord du massif et à l'Ouest du massif.

Les biotites du massif de Serra da Branca sont fortement alumineuses, entre 16 % et 17.93 % de Al₂O₃ (tableau II-1). Elles correspondent aux biotites de granite à biotite seule d'après Nockolds (1947). Les teneurs en alumine sont dispersées et la présence de biotite à 16 % de Al₂O₃ laisse supposer que les biotites initiales ont pu se former dans un milieu comparable à celui d'où provient le faciès à biotite de Serra da Mesa. La variation de la composition chimique de ces biotites reflète une évolution progressive vers la saturation en alumine.

■ SE + SM ▽ SB

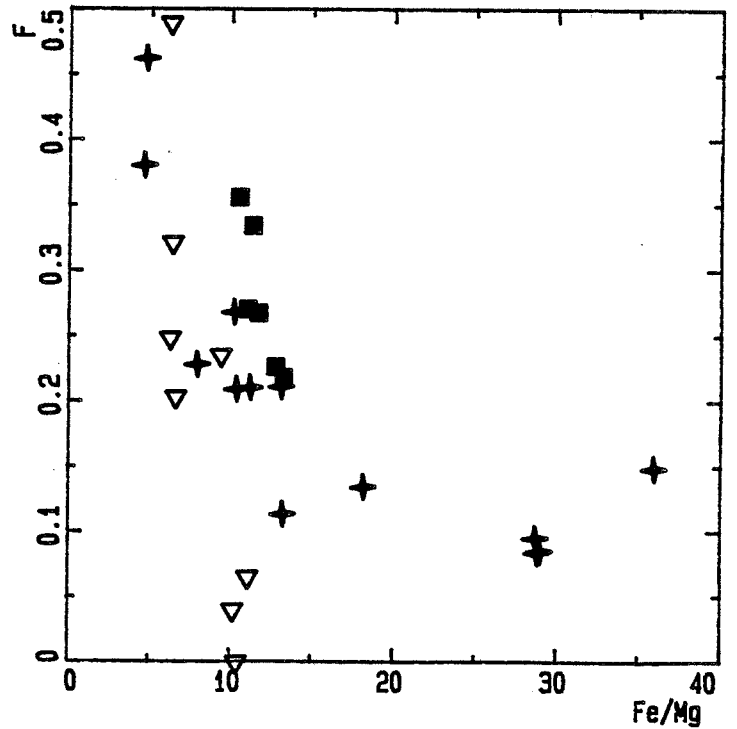
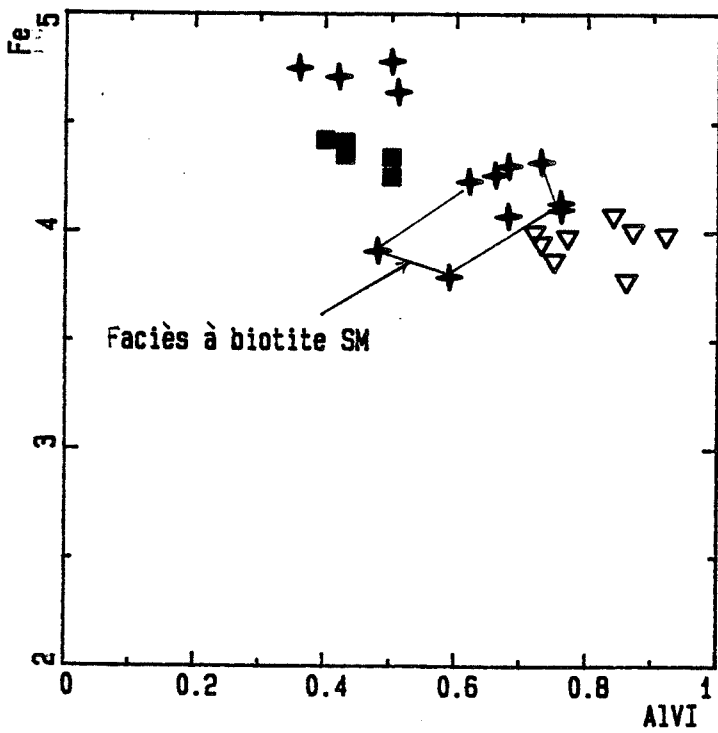
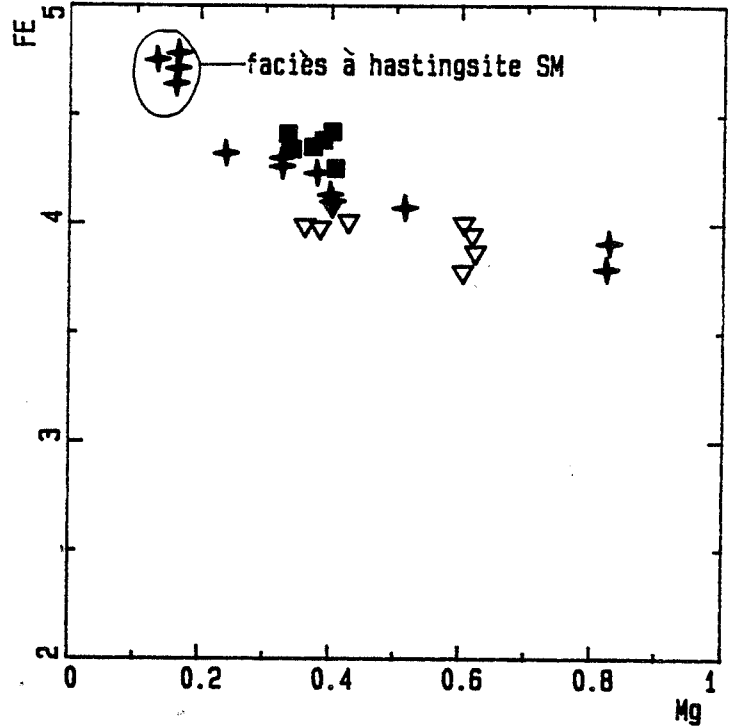
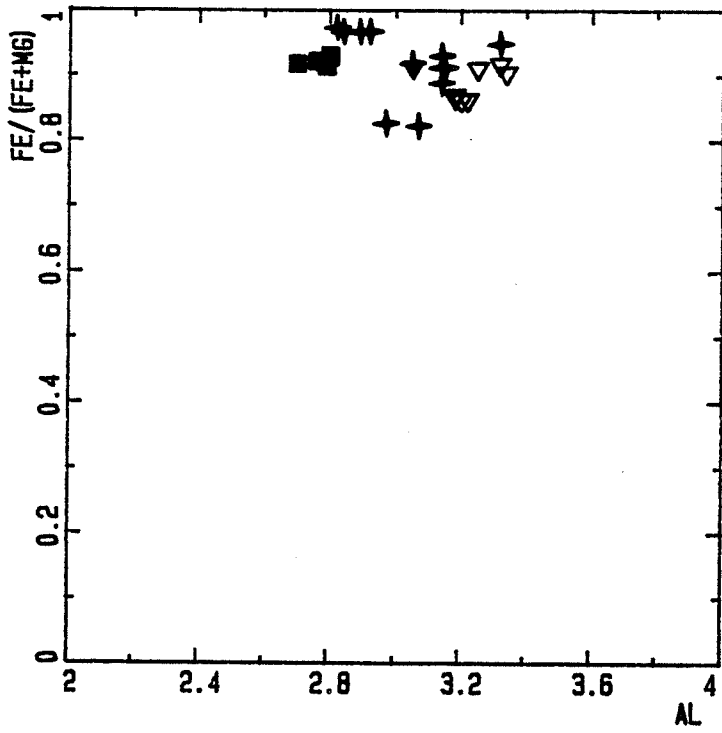


Figure II-3A: Variation de la composition des biotites des granites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa.

▼SD ■SE +SM ▽SB

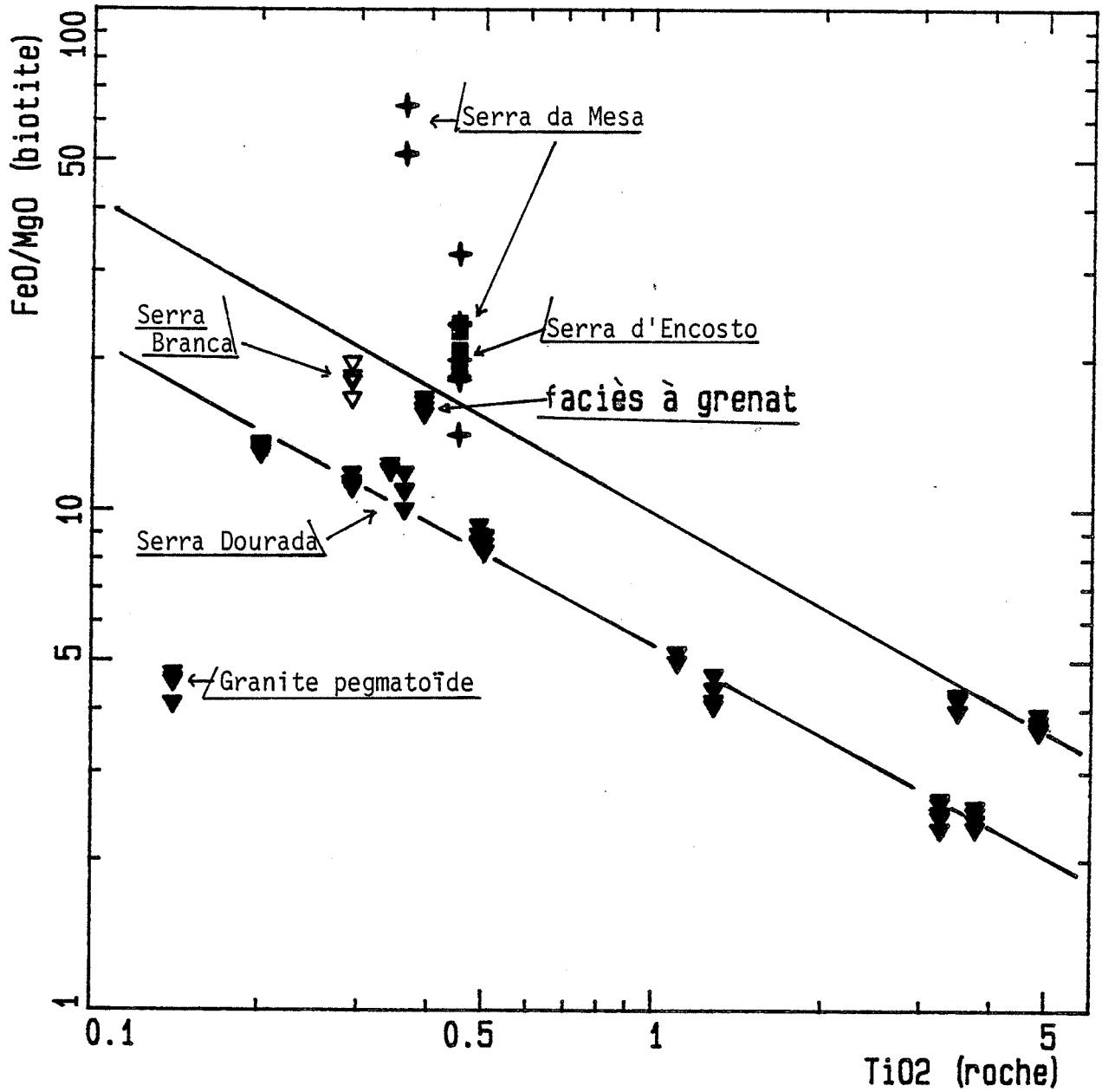


Figure II-3B: Variation du rapport FeO/MgO de la biotite des différents massifs par rapport à la teneur en TiO₂ de la roche.

La composition de la biotite du massif de Serra Branca est comparable à la biotite du massif de Serra da Mesa (Tableau II-1).

1-3 Conclusion:

Les biotites de ces massifs, comme celles du massif de Serra Dourada, se situent dans le champ annite-sidérophyllite (fig.II-3 et I-11). L'augmentation de la fraction sidérophyllite des micas se traduit par un accroissement du déficit en site octaédrique et des teneurs en aluminium total.

Le diagramme Al-Mg (Fig. I-12 page) montre deux tendances d'après la compilation de 400 analyses de biotites de divers environnements géologiques effectuées par Nachit et al (1985):

1. Les biotites du massif de Serra Dourada et les biotites de Serra Branca ont une affinité subalcaline. Nous avons porté sur ce diagramme les biotites des granites anorogéniques (type A) d'Arizona qui se placent dans le même domaine.

2. Les biotites du massif de Serra da Mesa et de Serra d'Encosto montrent une tendance alcaline plus marquée. Elles se placent dans le domaine des biotites de massifs alcalins.

Les biotites du faciès à biotite du massif de Serra da Mesa ont une composition proche de celle des biotites de granites subalcalins.

Les biotites du faciès à grenat du massif de Serra Dourada ont la même composition chimique que les biotites du massif de Serra Branca.

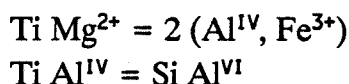
Le granite pegmatoïde est nettement postérieur aux autres granites. Ses biotites ont une composition comparable à celle des biotites de granites aluminopotassiques.

Le diagramme FeO/MgO en fonction des teneurs en titane des roches montre que les biotites des massifs de Serra Branca, Serra d'Encosto, certaines biotites de Serra da Mesa et le granite à grenat du massif de Serra Dourada sont plus ferrifères que celles du massif de Serra Dourada et qu'elles se mettent sur un trend parallèle au trend des biotites des différents faciès du massif de Serra Dourada.

2- Les amphiboles

Les amphiboles sont assez homogènes. Elles sont plus riches en fer que les amphiboles du massif de Serra Dourada. Elles sont marquées par un enrichissement sensible en Al et moindre en Fe corrélé avec la chute des teneurs en Ti, Mg et Si. Les teneurs en Ca et les alcalins Na+K (fig. II-4) restent quasi constantes.

L'évolution des amphiboles s'effectue suivant le mécanisme de substitution suivant:



Les amphiboles des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa montrent deux évolutions parallèles. Les amphiboles du massif de Serra d'Encosto sont plus magnésiennes et plus alumineuses que celles du massif de Serra da Mesa. Par contre leur teneurs en titane montrent la même gamme de variation que celles de Serra da Mesa. Les amphiboles de Serra d'Encosto ont une composition de ferropargasite et celles du massif de Serra da Mesa ont une composition de ferrohastingsite. La composition des amphiboles des deux massifs est nettement plus alcaline (la somme Na+K est compris entre 0.94 et 1 a./f.u. dans le massif de Serra d'Encosto et entre 1 et 1.05 a./f.u. dans le massif de Serra da Mesa) et ferrifère que celle du massif de Serra Dourada (la somme Na+K est comprise entre 0.78 et 0.94 a./f.u.). La composition chimique des amphiboles des endoskarns est comparable à celle des amphiboles de Serra d'Encosto.

3- Les grenats

3-1 Composition:

a) *Le massif de Serra da Mesa:*

Le grenat se développe tardivement entre les feldspaths dans le faciès à biotite de bordure. Sa composition est assez homogène $\text{Al}_{55.4}\text{Sp}_{13}\text{Py}_{0.48}\text{Gr}_{30.35}\text{Andr}_{0.77}$ à $\text{Al}_{56.7}\text{Sp}_{14}\text{Py}_{0.51}\text{Gr}\text{Andr}_{0.4}$.

Ces grenats se caractérisent par leur richesse en calcium 10 % en moyenne de CaO. Les teneurs en FeO varient entre 25.28 et 26.65 %. Le fer ferrique est assez faible 0.012 à 0.033 a./f.u.. Les teneurs en MgO sont très faibles (0.1 à 0.13 %). Celles du manganèse évoluent de 5.44 à 6.26 %.

Ces grenats sont zonés, les teneurs en fer augmentent du coeur vers la périphérie de 25.46 à 25.81 %, celles en manganèse suivent la même évolution de

▼SD ■SE +SM

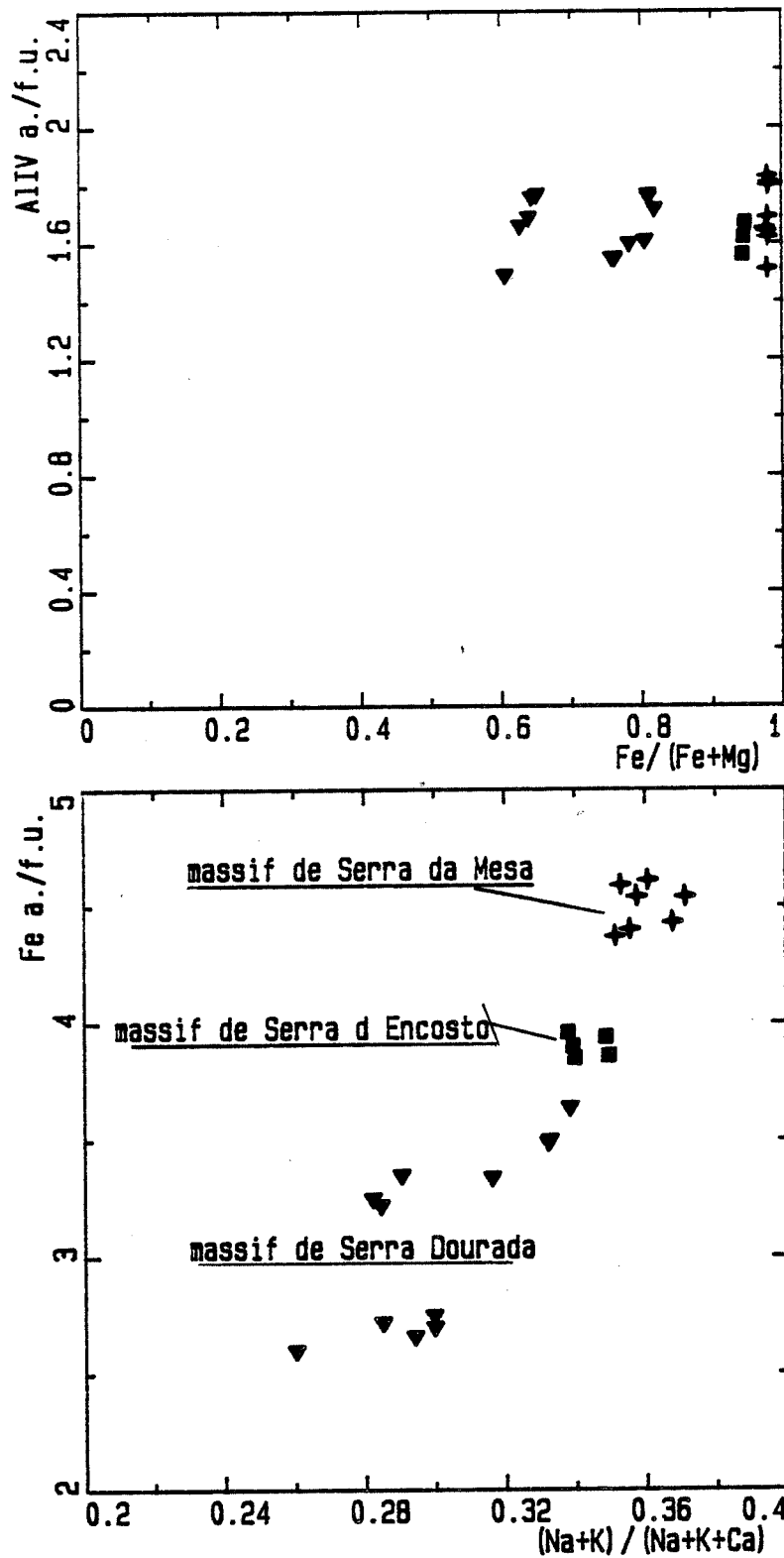


Figure II-4A: Variation de la composition des amphiboles des granites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa.

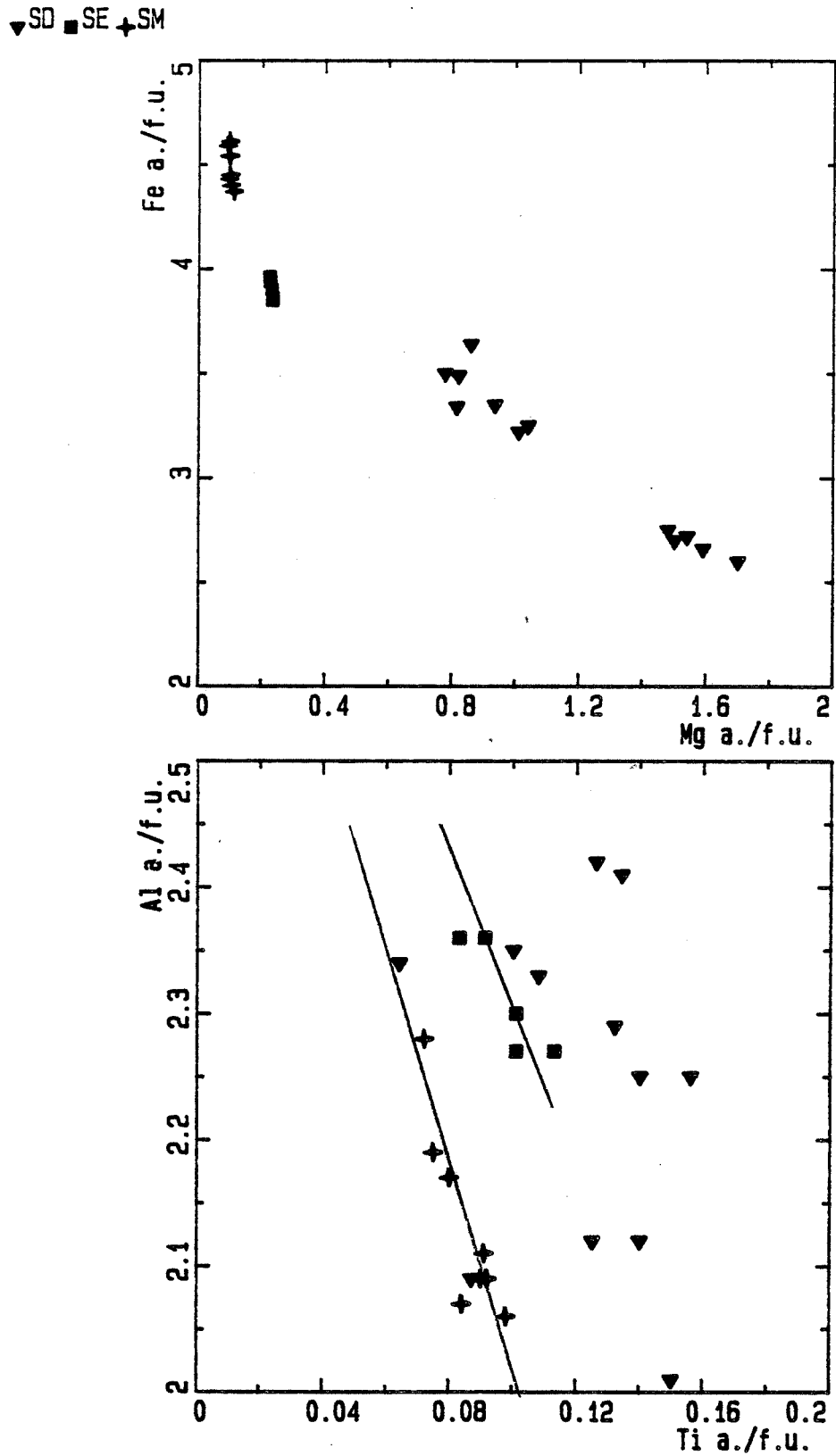


Figure II-4B: Variation de la composition des amphiboles des granites des massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa.

5.71 à 5.26 %. Les teneurs en calcium baissent légèrement de 10.5 à 10.14 %. Le magnésium reste constant 0.13 %.

b) Le massif de Serra d'Encosto:

Les grenats apparaissent uniquement dans les microgranites qui coupent le granite à amphibole et ils sont de deux types:

- Le premier a pratiquement la même composition que les grenats du massif de Serra da Mesa $Al_{61.69}Sp_{9.54}Py_{0.44}Gr_{28.02}Andr_{0.3}$. Il est associé à la même paragenèse que ceux de Serra da Mesa. Les teneurs en fer sont de l'ordre de 27.4 %, celles en manganèse 4.16 %, celles en calcium 9.76 % et celles du magnésium 0.14 % en moyenne.

- Le second se caractérise par de fortes teneurs en calcium 15.62 à 15.93 % et de faibles teneurs en fer 22.5 à 22.77 %.

3-2 Discussion et conclusion:

Les grenats des massifs de Serra da Mesa et de Serra d'Encosto sont caractérisés par leur richesse en calcium 10 % pour le premier massif et entre 10 et 15 % pour le second. Ces grenats almandin-spessartine-grossulaire sont communs dans les skarns (Deer et al. 1966, Emiliani et Zeda, 1974).

Dans le massif de Serra da Mesa, le grenat est présent seulement dans le faciès à biotite de bordure. Le grenat cristallise tardivement. Le caractère xénomorphe du grenat laisse penser qu'il s'est formé à un stade subsolidus.

Dans le massif de Serra d'Encosto, le grenat est présent uniquement dans les microgranites. Il se développe dans les interstices de la roche et souvent aux dépens des plagioclases et de l'amphibole. Dans certains cas (échantillon 19B), les plagioclases sont complètement transformés en grenat et quartz. L'amphibole subsiste, elle est bordée par le grenat. La biotite est absente dans cette zone. Les teneurs en calcium sont de l'ordre de 15 % dans les grenats qui se développent sur les plagioclases et de 10 % dans ceux qui croissent sur les amphiboles. Il faut remarquer que la teneur de 10 % de CaO dans ce grenat est comparable à celle observée dans le grenat de Serra da Mesa.

Ces grenats (du massif de Serra da Mesa et Serra d'Encosto) ont la même composition que ceux des endoskarns du massif de Serra Dourada (fig. I-28 page). La bordure ouest de Serra da Mesa et les microgranites de Serra d'Encosto ont subi un début de skarnification.

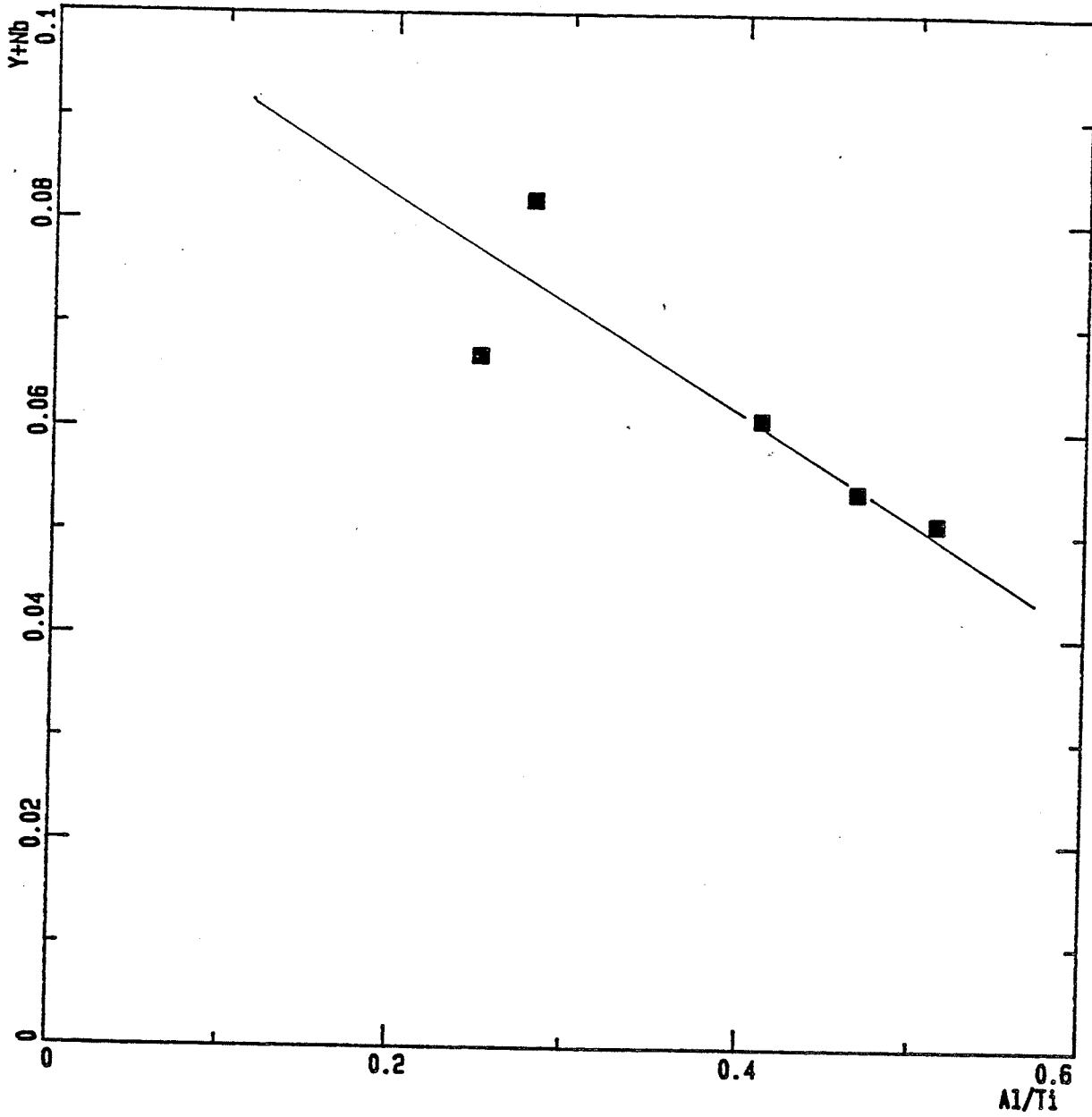


Figure II-5: Variation de la composition des sphènes des granites du massif de Serra da Mesa.

Nous retiendrons pour notre cas, l'hypothèse de phénomènes deutériques post-magmatiques (skarnification). Des fluides riches en calcium provoquent la transformation des minéraux des granites.

4- Les sphènes

Le sphène est présent uniquement dans le massif de Serra da Mesa. Les sphènes de granite à biotite sont plus alumineux et pauvres en titane que ceux du granite à amphibole. La même tendance a été observée dans le massif de Serra Dourada. La somme des teneurs en Nb et Y des sphènes diminue dans le massif de Serra da Mesa tandis qu'elle croît dans le massif de Serra Dourada (fig. II-5).

5- Conclusion:

Les minéraux des massifs de Serra da Mesa, Serra d'Encosto et Serra Branca sont généralement plus ferrifères que ceux du massif de Serra Dourada. La composition des Biotites du granite à grenat du massif de Serra Dourada est plus proche de celle des biotites de ces massifs. Cependant, la composition chimique du grenat du granite à grenat du massif de Serra Dourada est différente de celles des massifs de Serra da Mesa et Serra d'Encosto. Les grenats de ces massifs ont la même composition que ceux des endoskarns du massif de Serra Dourada. La bordure ouest de Serra da Mesa et les microgranites de Serra d'Encosto ont subi un début de skarnification. Les amphiboles du massif de Serra d'Encosto ont une composition de ferropargasite comme celles du massif de Serra Dourada, en revanche les amphiboles du massif de Serra da Mesa ont une composition de ferrohastingsite.

IV - Composition chimique des granites

1- Description

1-1 Massif de Serra d'Encosto:

Les teneurs en silice varient entre 65.34 % et 67.99 % dans le granite et de l'ordre de 74.4 % dans le microgranite. Le rapport atomique $Al/Na+K+2Ca$ est compris entre 0.96 et 1.04. Le granite de Serra d'Encosto est métalumineux. Les teneurs en alumine sont comprises entre 14.10 % et 15.30 % dans le granite et de

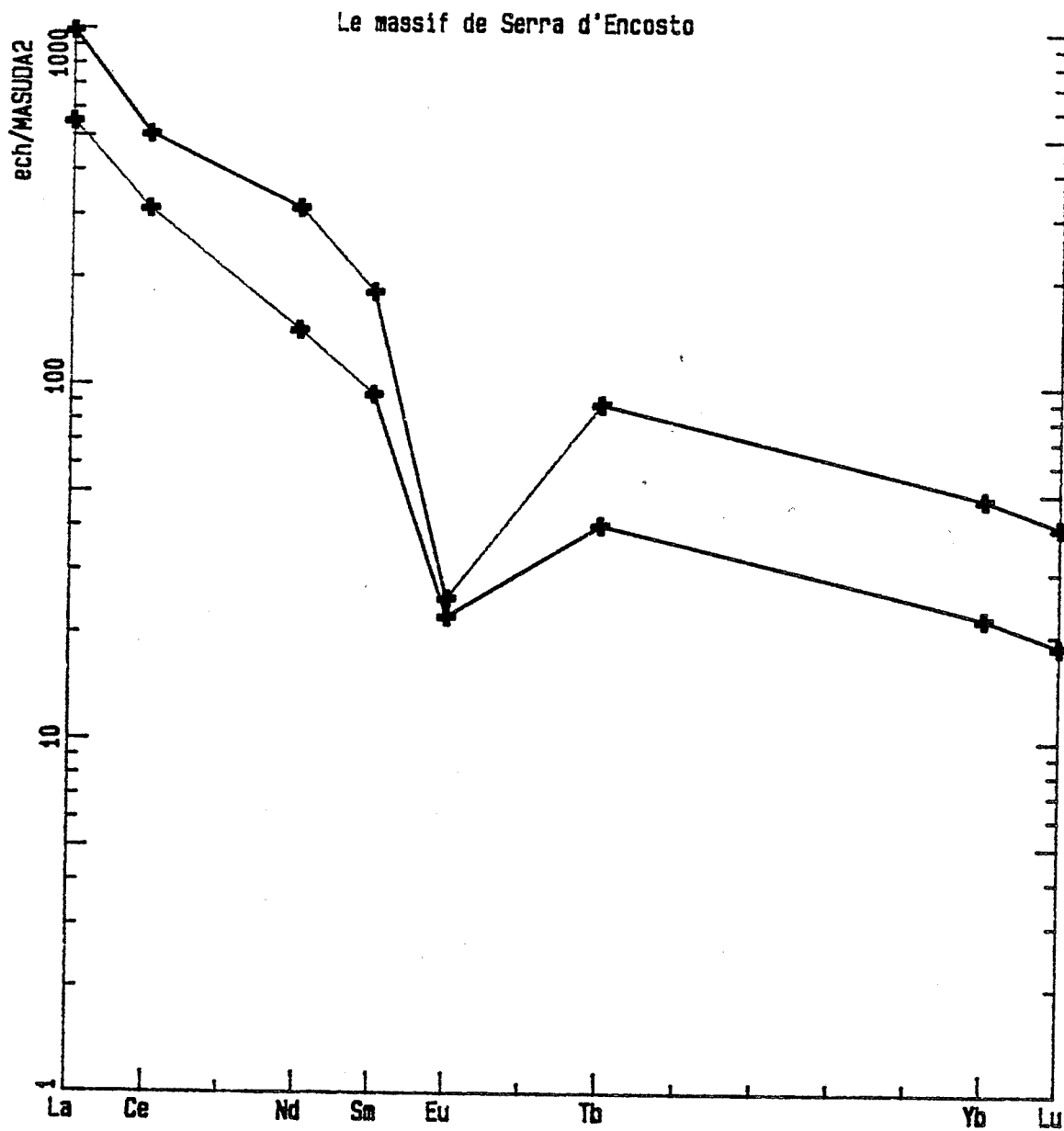


Figure II-6: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra d'Encosto.

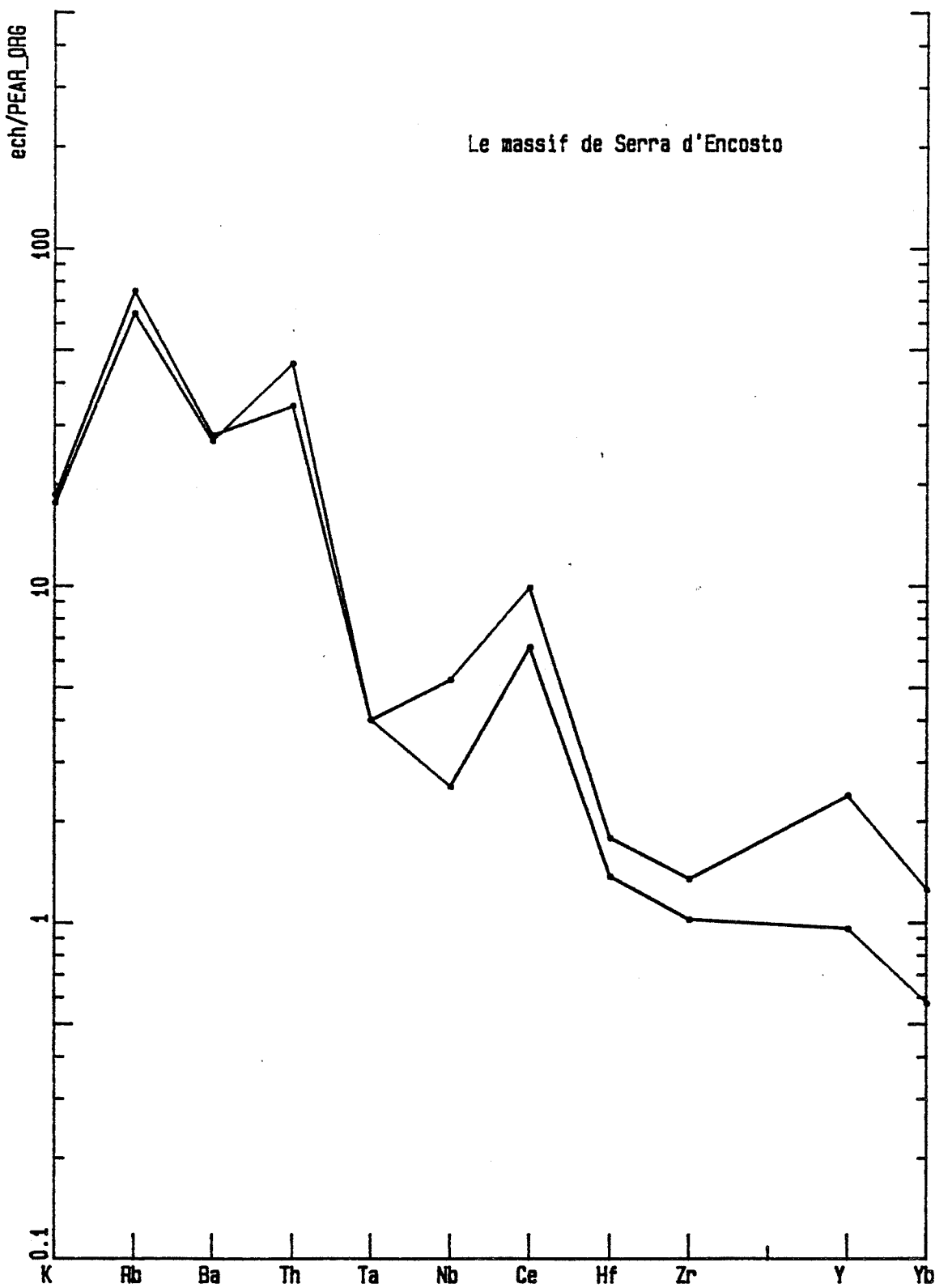


Figure II-7 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)

l'ordre de 12.7 % dans le microgranite. Elles sont nettement plus élevées que celles (13.4 à 12.5 %) dans le faciès à amphibole du massif de Serra Dourada.

Les teneurs en K_2O sont très élevées 7.44 à 6.38 % dans le granite et 5.98 % dans le microgranite. Les teneurs en Na_2O sont également plus fortes 2.29 % à 3.26 % que celles du faciès à amphibole du massif de Serra Dourada. Le rapport Na_2O+K_2O/CaO (5.10 à 10.4) est nettement plus élevé dans ce massif que dans le massif de Serra Dourada (4.98 à 2.5 %).

Les teneurs en Fe_2O_3 sont comprises entre 5.51 % et 2.36 % dans le granite et de 1.56 % dans le microgranite.

Les teneurs en magnésium sont de l'ordre de 0.23 % à 0.15 % et celles du titane sont très faibles (0.51 % à 0.36 % dans le granite et 0.12 % dans le microgranite) que celles du massif de Serra Dourada.

Les teneurs en Ba sont très élevées, dans le granite (1394 à 1209 ppm) et dans le microgranite (862 ppm). Les teneurs en Sr sont comprises entre 130 et 117 ppm dans le granite et 92 ppm dans le microgranite. Les teneurs en Rb varient entre 299 et 220 ppm.

Les teneurs en Nb sont très fortes dans ce massif, 51 à 61 ppm dans le granite et 15 ppm dans le microgranite. Les teneurs en Th sont comprises entre 50 et 30 ppm. Les teneurs en Zr sont dans la même gamme de variation que dans le massif de Serra Dourada.

Les teneurs en terres rares légères (fig. II-6) sont plus élevées 332 à 154 ppm de La et 504 à 133 ppm de Ce que dans le faciès à amphibole du massif de Serra Dourada (196 à 127 ppm de La et 275 à 225 ppm de Ce). Le rapport $(La/Yb)_N$ normalisé aux chondrites est nettement plus fort 20 à 23 que celui (13.3) du même faciès de Serra Dourada (fig. II-6). Ce rapport baisse dans le microgranite à amphibole $(La/Yb)_N = 6.86$. La fin d'évolution de ce massif se caractérise par un fractionnement des terres rares légères (allanite) et pour un enrichissement en terres rares lourdes. L'anomalie en europium est négative $Eu/Eu^* = 0.022$.

L'allanite précoce participe au fractionnement de ces granites alors que dans le massif de Serra Dourada, elle cristallise tardivement.

La forme des profils des arachnogrammes (méthode de Pearce, 1984) de ces granites (fig. II-7) est semblable à celle des granites de Serra Dourada. Cependant, l'anomalie en Ba est moins accentuée et le rapport $Rb/Y+Nb$ est faible (1.42) [fig. IV-1 page].

1-2 Massif de Serra da Mesa:

Les teneurs en silice sont plus élevées 73 % à 76.9 %. Les teneurs en alumine sont très faibles, 11.26 % à 12.3 %. Le rapport atomique $Al/Na+K+2Ca$ est compris entre 0.96 et 1.01. Les granites de Serra da Mesa sont métallumineux.

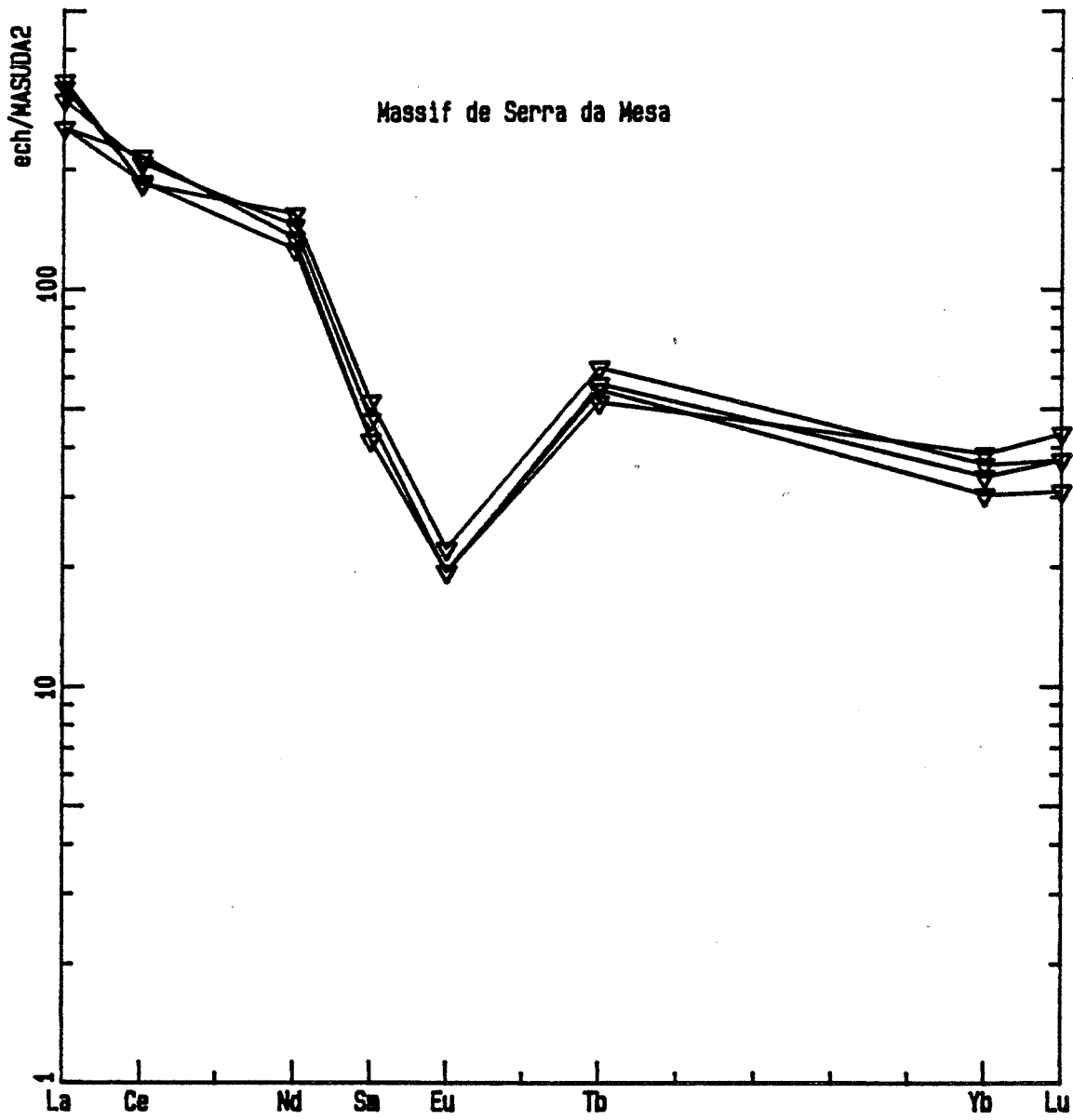


Figure II-8: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Serra da Mesa.

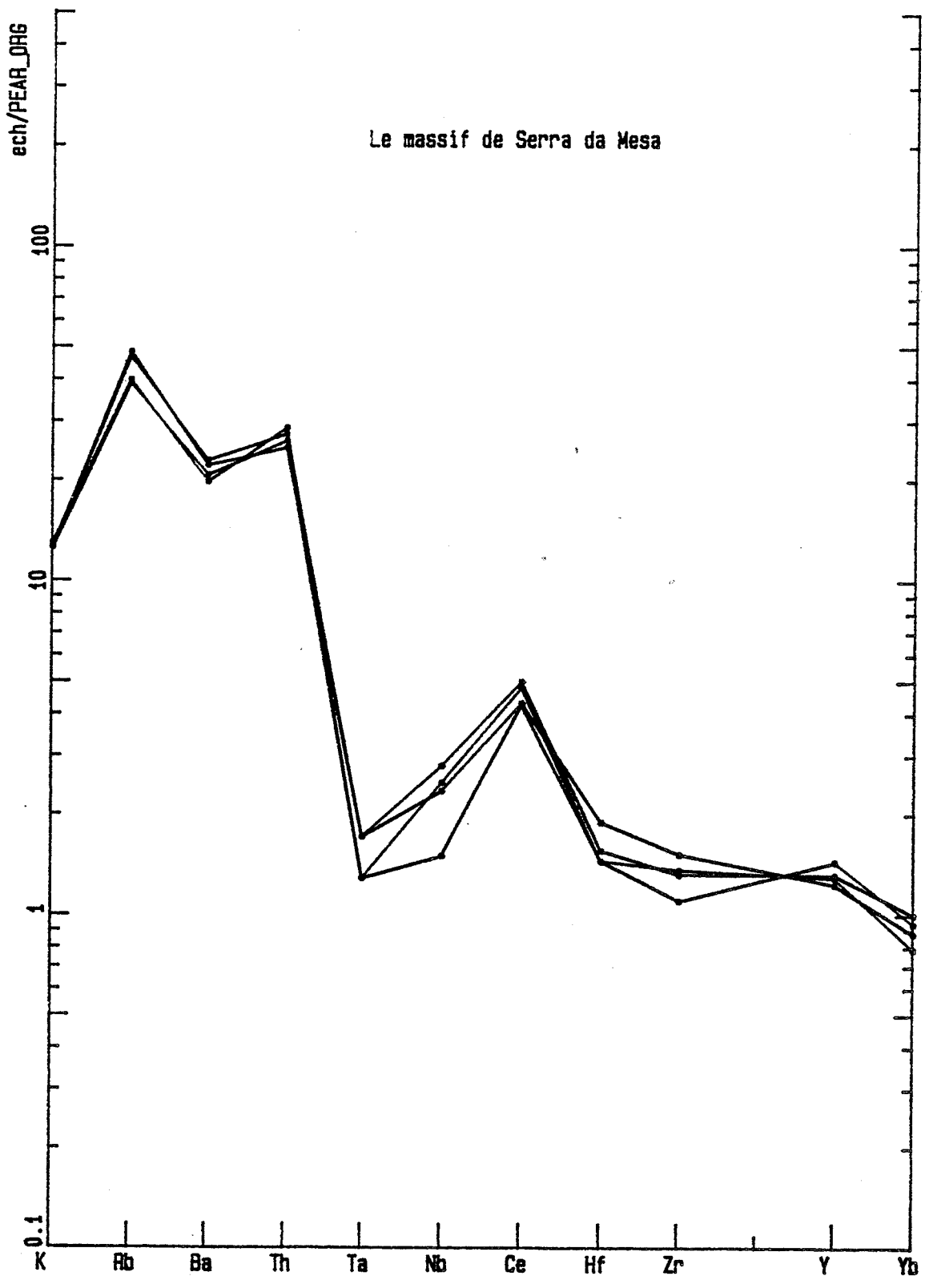


Figure II-9 : Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)

Le rapport $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ varie entre 5.15 et 10, dans la même gamme de variation que dans le massif de Serra d'Encosto.

Le rapport Fe / Mg varie beaucoup, 8.11 dans le faciès à biotite et entre 9.14 et 29 dans le faciès à amphibole. Les teneurs en titane sont de l'ordre de 0.45 % dans le faciès à biotite et entre 0.35 et 0.5 % dans le faciès à amphibole.

Les niveaux de teneurs en éléments de transition sont nettement plus faibles que ceux du massif de Serra Dourada.

Les teneurs en Ba et Sr sont de l'ordre de 1142 à 865 ppm de Ba et 102 à 71 ppm de Sr dans le faciès à amphibole et 986 ppm de Ba et 73 ppm de Sr dans le faciès à biotite. Les teneurs en Rb sont comprises entre 193 et 155 ppm dans le faciès à amphibole et de l'ordre de 159 dans le faciès à biotite. Le rapport Rb / Sr est en moyenne de l'ordre de 2. Le rapport Sr / CaO varie de 70 à 90.

Les teneurs en Th (20 à 22 ppm), en Nb et en Ta (28 à 15 ppm de Nb et 0.9 à 1.2 ppm de Ta dans le faciès à amphibole et 25 ppm de Nb et 0.9 ppm de Ta dans le faciès à biotite) sont faibles par rapport à celles du massif de Serra d'Encosto et du massif de Serra Dourada.

La forme des spectres des terres rares (fig. II-8) est la même dans les différents faciès du massif de Serra da Mesa. Ces spectres se caractérisent par une faible anomalie négative en europium $\text{Eu} / \text{Eu}^* = 0.16$ et des teneurs en Sm assez faibles 8 à 7 ppm dans le faciès à amphibole et 9 dans le faciès à biotite. Le rapport $(\text{La} / \text{Yb})_N$ normalisé aux chondrites est de l'ordre de 8.3 dans le faciès à amphibole et de 10 dans le faciès à biotite. **Le passage du faciès à amphibole au faciès à biotite se fait essentiellement par fractionnement des terres rares lourdes.**

Les arachnogrammes des granites de Serra da Mesa sont (fig. II-9) différents de ceux de Serra Dourada et Serra d'Encosto. La représentation de Ta, Nb, Hf, Zr, Sm, Y, Yb est très basse par rapport à Rb, Th et Ce. Ces granites montrent des profils intermédiaires entre ceux des massifs de Skaergaard et de Mull (Pearce, 1984) et celui du granite intraplaque de Sabaloka (Harris et al., 1983).

1-3 Massif de Serra Branca:

Nous n'avons que deux analyses de ce massif et l'interprétation géochimique est très délicate dans la mesure où ce massif a subi d'importants phénomènes post-magmatiques. Les deux échantillons proviennent de la partie nord-ouest du massif, la moins exposée à la greisenisation (il faut rappeler que plus de la moitié de la surface du massif est partiellement greisenisée).

Les teneurs en silice sont variables, 73.4 % et 76.7 %. Le rapport atomique $\text{Al} / \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}$ est très élevé, 1.12 à 1.23. Le rapport $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ est

▼SD ■SE +SM ▽SU □SO ○SB

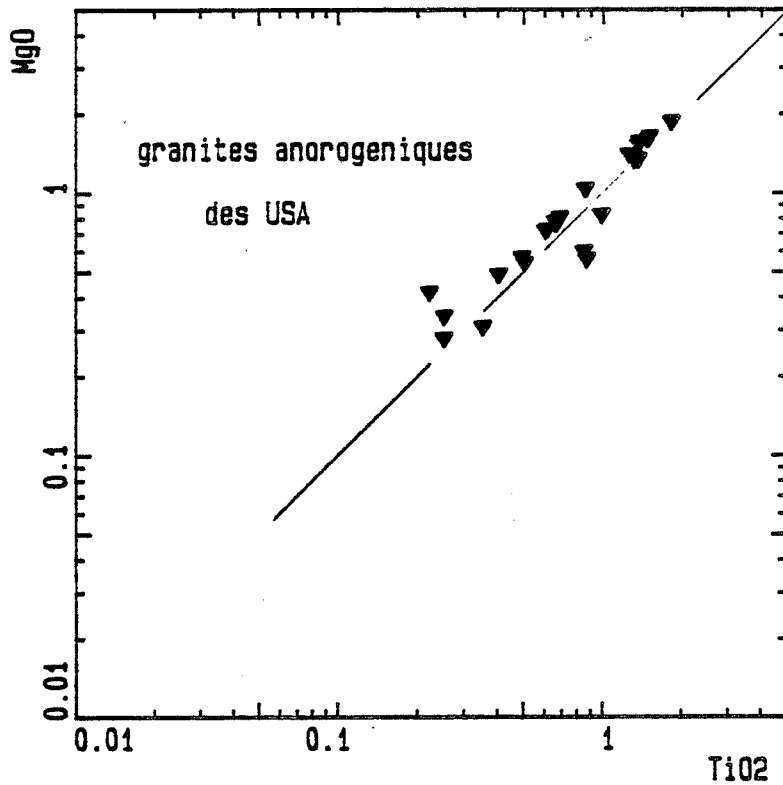
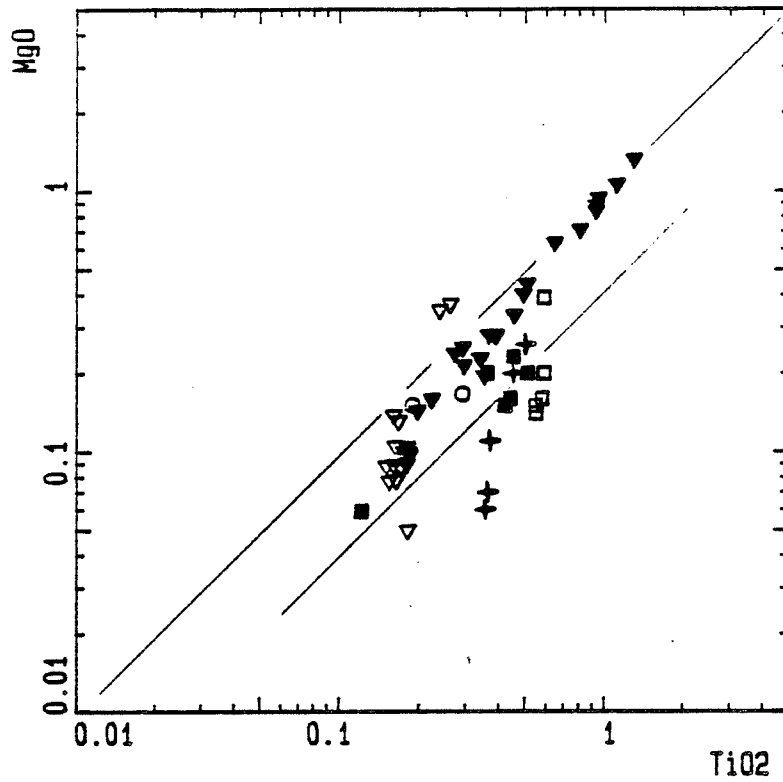


Figure II-10: Diagrammes MgO/TiO₂ comparaison des massifs de Serra d'Encosto (SE), Serra da Mesa (SM), Serra Branca (SB), de Serra Dourada (SD), de Sucuri et de Soledade de la province granitique de l'état de Tocantins et des granites anorogéniques du sud-ouest des USA.

■ USA + Trneuve ◇ GaboAus

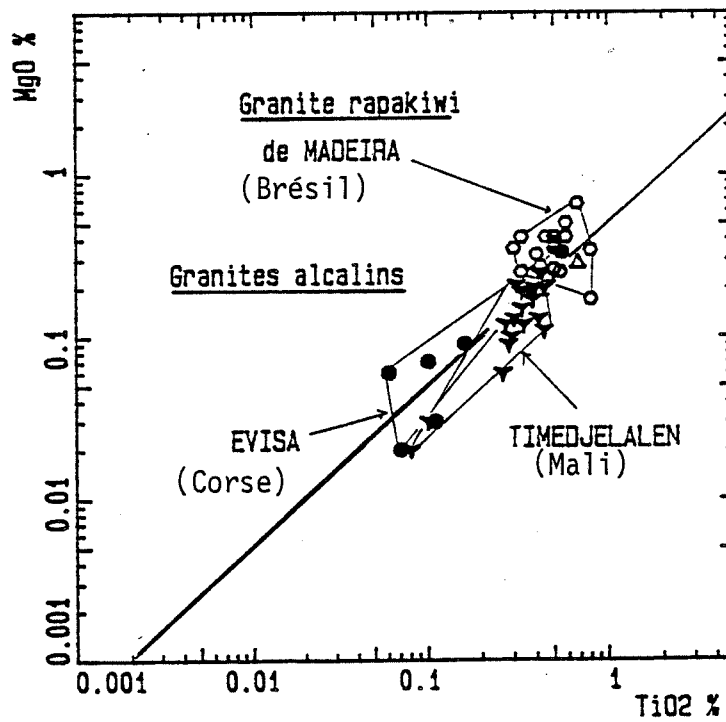
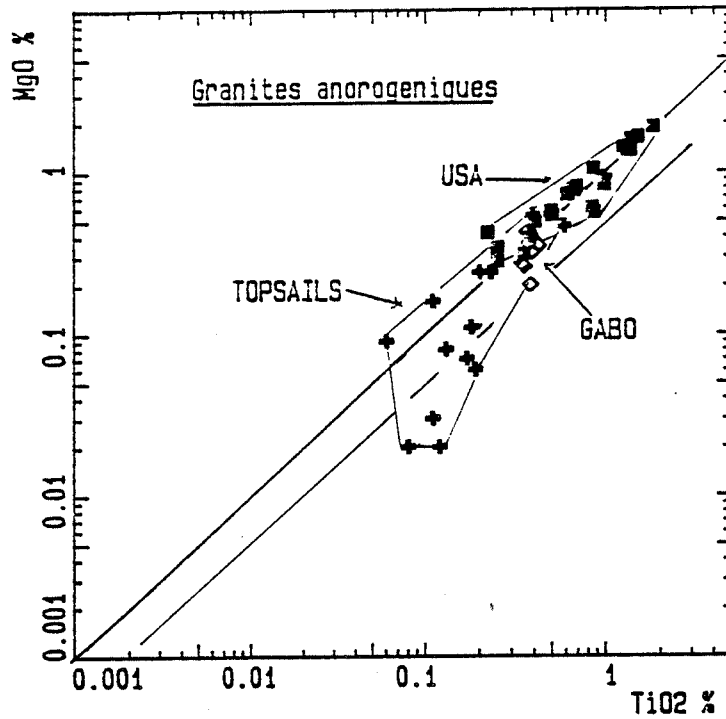


Figure II-10B: Diagrammes MgO/TiO2 comparaison des différents types de granites.

▽ QUER □ CORSE

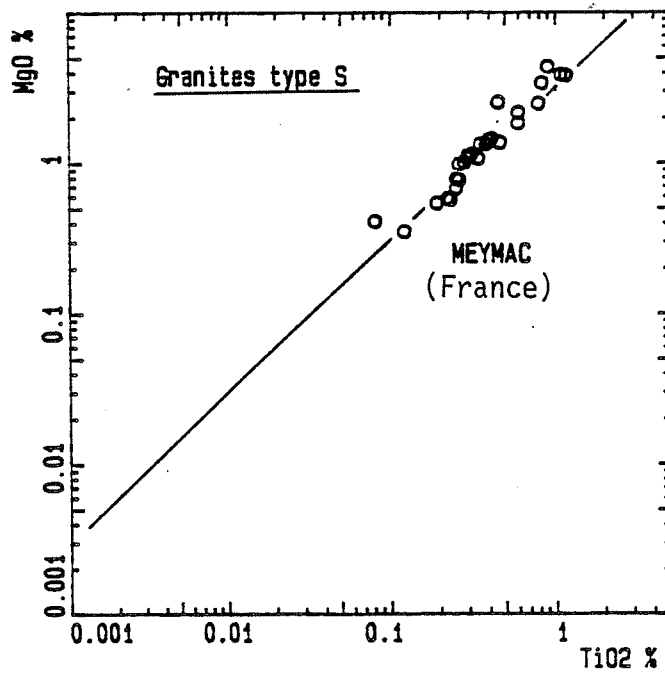
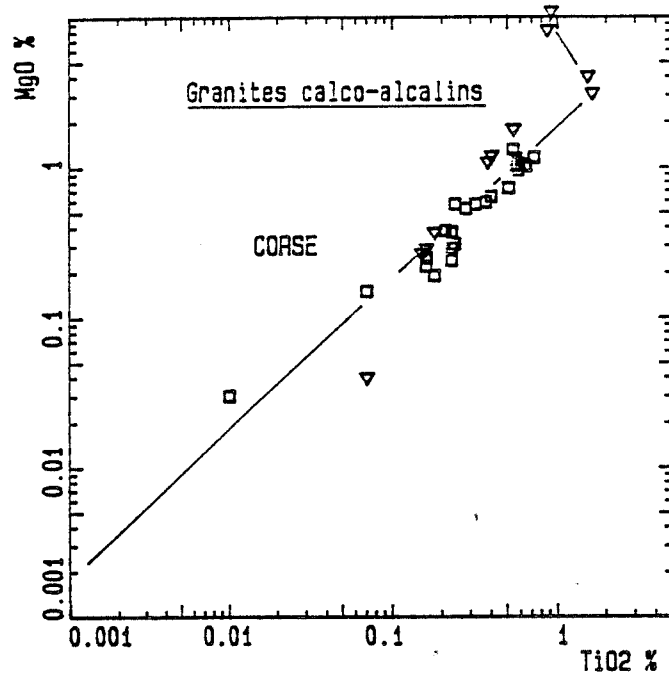


Figure II-10C: Diagrammes MgO/TiO2 comparaison des différents types de granites.

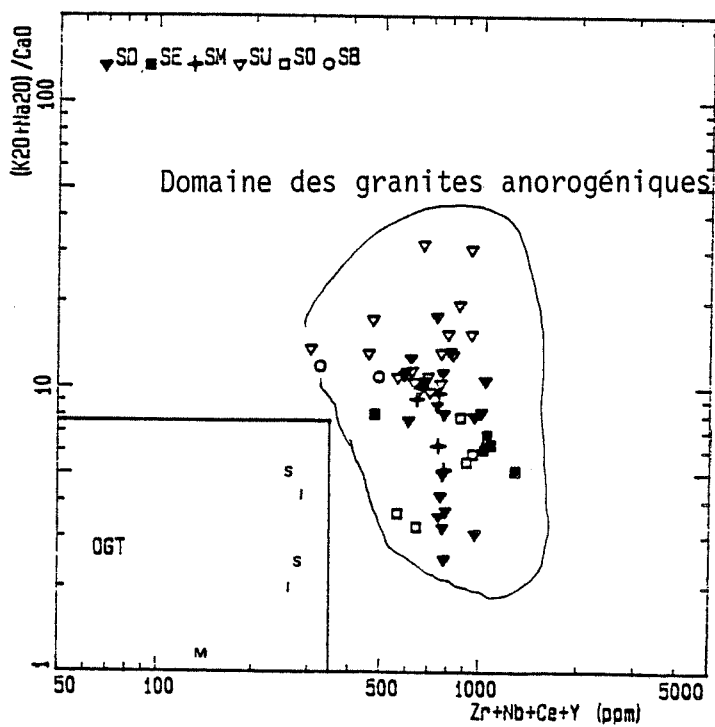
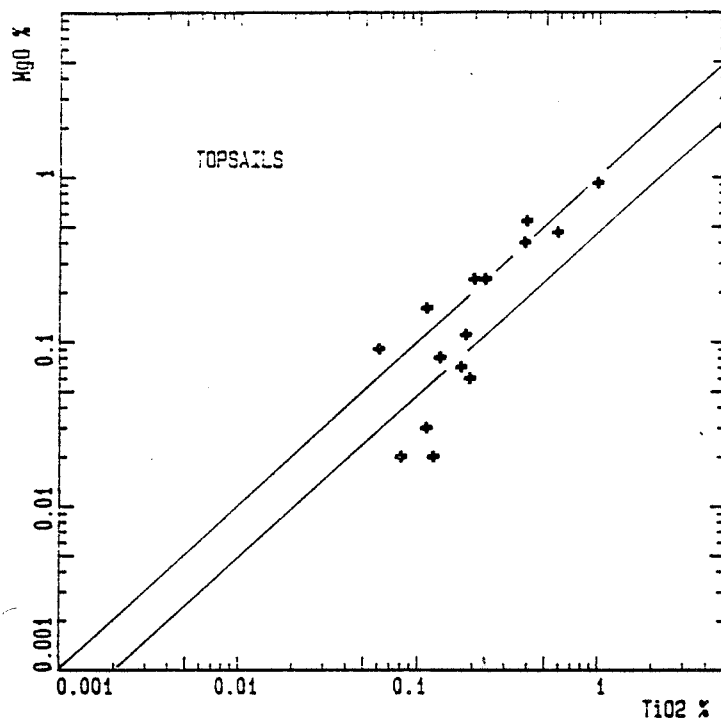


Figure II-10D: Diagramme MgO/TiO₂, les granites du complexe de Topsails à Terrebonne (Canada) se répartissent en deux populations à rapport MgO/TiO₂ variable comparable aux granites de la région de Goiás.

Diagramme synthétique (K₂O+Na₂O/CaO) en fonction de (Zr+Nb+Ce+Y) de Whalen et al., 1987. OGT: domaine des granites orogéniques.

supérieur à 10. Les granites du massif de Serra Branca sont plus péralumineux et plus alcalins que les granites des autres massifs.

Les teneurs en Fe_2O_3 sont faibles 1.41 % à 2.46 %. Les teneurs en titane et en magnésium sont respectivement de l'ordre de 0.29 % et 0.15 à 0.17 %.

Les variations des différents éléments sont données à titre indicatif dans le tableau XII.

2- Interprétation et conclusion

A l'exception du massif de Serra Branca, tous les massifs ont un rapport atomique $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$ compris entre 0.96 et 1.07. Les massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa sont métalumineux.

Le rapport atomique $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ (7 à 16) de ces massifs est dans la même gamme (4 à 17) de variation que dans le massif de Serra Dourada. Les granites des différents massifs de la sous-province de Rio Tocantins sont très potassiques (K_2O est supérieur à 4.5%) et la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) est généralement supérieure à 8%)

Les granites des massifs de Serra d'Encosto et de Serra da Mesa sont légèrement plus riches en fer et pauvres en magnésium que ceux du massif de Serra Dourada. Leurs minéraux sont plus ferrifères que ceux des granites du massif de Serra Dourada. Ces granites présentent un rapport MgO/TiO_2 faible (0.36 à 0.5 pour le massif de Serra d'Encosto et 0.30 à 0.47 pour le massif de Serra da Mesa) par rapport à celui (voisin de 1) des granites du massif de Serra Dourada et du massif de Serra Branca. La valeur (0.5 à 0.3) de ce rapport est voisine de celle des granites alcalins à hastingsite et fayalite de Nigéria (Bowden et al., 1974) et celle des granites alcalins du complexe Evisa en Corse (Bonin et al., 1978). Ce rapport a une valeur voisine de 1 +/- 0.25 dans les granites anorogéniques (Bilal et al., en préparation) et de 3 dans les granites de type S.

Les teneurs en Nb, Y, Zr, Rb et en terres rares des granites des différents massifs sont comparables à celles des granites anorogéniques de type A (Collins et al., 1978) et des granites alcalins de Nigéria (Bowden et al., 1974).

La forme des arachnogrammes (fig. II-7) montre des analogies géochimiques entre les granites de Serra Dourada et Serra d'Encosto. Cependant, le massif de Serra d'Encosto est plus riche en Ba et il possède un rapport $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$ faible, comparable à celui de Serra da Mesa. Les massifs de Serra d'Encosto et Serra da Mesa présentent des arachnogrammes peu différents de ceux des granites intraplaques du massif de Sabaloka (Soudan) et des massifs de Skaergaard et de Mull.

Les granites de la sous-province de Rio Tocantins ont des compositions chimiques intermédiaires entre les granites alcalins et les granites tholéitiques intraplaques.

كيتكلم قبل ما يعرف
ويفسر قبل ما يفهم

Il parle avant de savoir
et Il explique avant de comprendre.

Proverbe Berbère (Anti-Atals, Maroc)



F. Olliver
1898

CHAPITRE III

LES MASSIFS DE

SUCURI ET DE SOLEDADE



I - Localisation

L'accès à ces massifs en partant de Brasilia (300 kms) se fait par la route BR-20 (Brasilia-Salvador) puis par la route GO 118 passant par Sao Joao da Alliança, Alto Paraiso puis Terezina de Goias d'où on n'est plus respectivement qu'à 20 et 40 km des massifs de Soledade et de Sucuri situés au NE de cette localité (fig. III-1).

II - Le socle métamorphique

Le socle est assez monotone, il est constitué d'une alternance de gneiss fin et de gneiss oeilé ainsi que de blastomylonites dans les zones fortement cisillées.

Le gneiss oeilé:

La présence de gros yeux de feldspath potassique (1 à 2 cm) et de quartz visiblement étiré, fracturé et englobé par une pâte schisteuse grise, caractérise ce faciès.

La texture de la roche est granoblastique, hétérogranulaire à grain moyen (0,5 à 0,8 mm). La muscovite et la biotite sont inscrites dans le plan de foliation de la roche.

Le quartz est xénomorphe et se présente en plages interstitielles polycristallines moulant les feldspaths et englobant des reliques de feldspath et de biotite.

Les feldspaths potassiques sont représentés par l'orthose xénomorphe, perthitique et non maclée, ainsi que par du microcline (1,2 mm) xénomorphe. Ils sont tous deux présents dans la mésostase.

Le plagioclase oligoclase (An16) forme des cristaux xénomorphes millimétriques, parfois arrondis. Il présente des "golfs de corrosion" remplis par le quartz et il est souvent séricitisé.

La biotite (vert à brun pâle) souligne la foliation.

La muscovite est plus abondante que la biotite. En paillettes (0,8 mm), elle moule les porphyroblastes de feldspath potassique et matérialise, elle aussi, la foliation de la roche.

La tourmaline automorphe se développe dans les plans de foliation de la roche, elle apparaît postérieure aux autres minéraux.

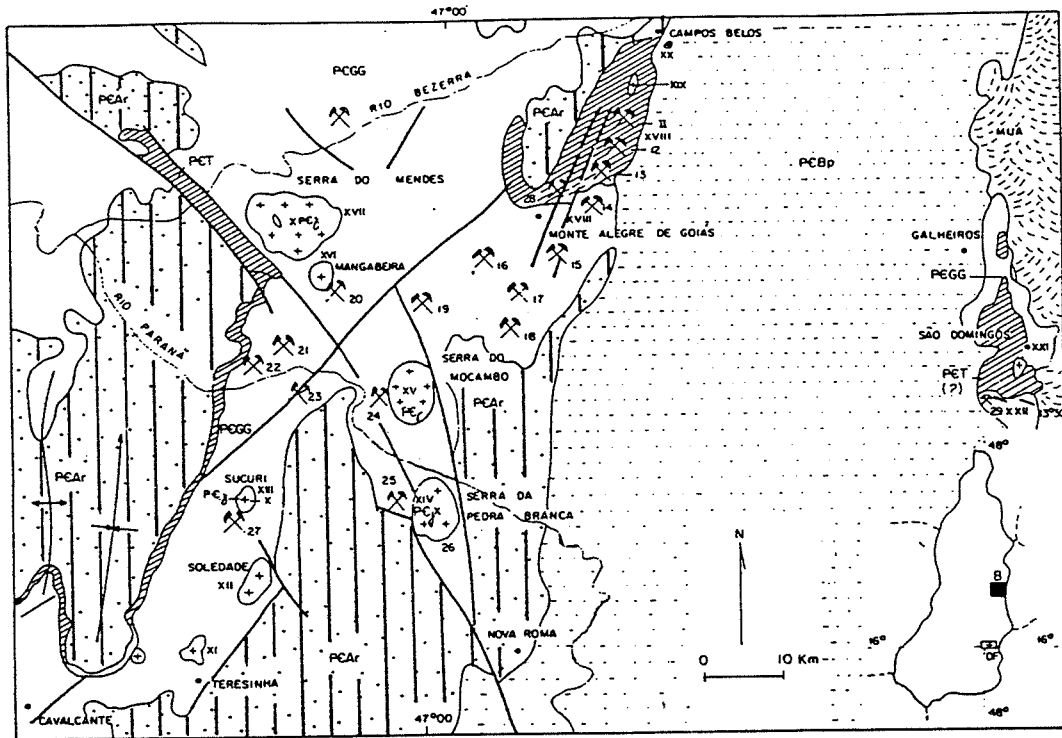


Figure III-1: Géologie de la sous-province de Rio-Paraná (carte de Marini et al., 1986 modifiée).

Mésozoïque:

MUA formation Urucua/Areados

Protérozoïque supérieur:

PEBp Groupe Bambui

Protérozoïque moyen:

Pg pegmatites

Granites stannifères: massif de Pedra Branca, massif de Serra do Mocambo, massif de Mangabeira et massif de Serra do Mendes.

Protérozoïque inférieur:

Granites stannifères : massif de Sucuri et massif de Soledade

PEAr Groupe Araï

PET formation Ticunzal

Archéen:

gneiss et blastomylonite

Garimpos :

- 10: Bezerra, 11: Cabeça do Riacho dos cavalos, 12: Riacho dos cavalos, 13: Tucano, 14: Xinguzinho, 15: Grotão, 16: Barro Preto, 17: Morro Redondo, 18: Atalaia, 19: Escondido, 20: Passa e Fica, 21: Pelotas, 22: Varzea, 23: Boa Vista, 24 : Ingazeira, 25: Garimpinho, 26: Pedra Branca, 27: Sucuri ou Cachorro, 28: Xupe ou Aeroporto et 29: Corrego Bonito.

Le gneiss à grain moyen à fin:

La composition minéralogique est à peu près constante et ressemble à celle du gneiss oillé, la seule différence réside dans la rareté de la biotite. La roche présente une texture gneissique finement litée. Les yeux sont encore nombreux, mais beaucoup plus petits que précédemment.

Les porphyroblastes de quartz sont étirés et allongés, ils sont souvent entourés de petits cristaux de quartz recristallisés. Les yeux feldspathiques sont constitués de feldspath potassique perthitique. Ils sont xénomorphes ou en amande. Leur extrémité granulée forme une mosaïque avec le quartz.

Les lits quartzo-feldspathiques présentent une texture isogranulaires en mosaïque et à grain fin (0,2 à 0,7 mm) qui évoque d'anciens granites.

Le quartz de ces lits quartzo-feldspathiques se présente en cristaux arrondis. Le feldspath potassique est plus abondant que le plagioclase. Il est xénomorphe et perthitique. Le plagioclase oligoclase An15-10 est xénomorphe ; il est généralement bordé par une frange albitique limpide. Comme dans les gneiss oillés, les golfes de corrosion sont remplis de quartz. Il existe d'autre part de petits amas de muscovite et d'albite (An5) provenant de la transformation des plagioclases. Le tout présente une orientation très nette parallèle à la foliation. La biotite en cristaux dispersés est légèrement chloritisée. La muscovite fine très abondante marque la foliation. En effet, le plagioclase est transformé en un amas de fines lamelles de muscovite et de granules d'albite.

Blastomylonites:

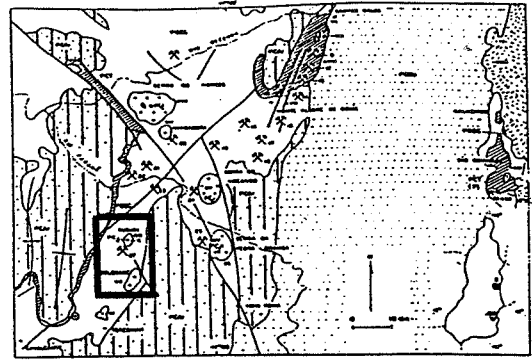
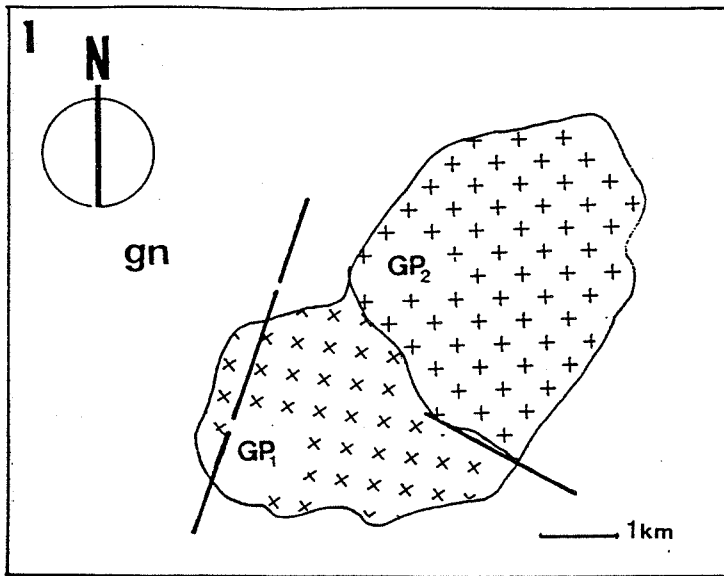
Ces roches sont formées essentiellement de fines muscovites et de porphyroblastes de quartz. Tous les feldspaths sont transformés en amas de muscovite et d'épidote (zoïzite). La biotite est rare et toujours chloritisée. La muscovite toujours fine marque la foliation de la roche.

Le quartz apparaît en plages polycristallines, où exceptionnellement monocristallines, et en petits cristaux arrondis.

III - Le massif de Sucuri

1- Répartition des faciès dans le massif

On distingue quatre faciès pétrographiques dans le massif de Sucuri : un granite à biotite GB à grain moyen, un granite à biotite à grain fin GF, parfois porphyrique GFP, et un microgranite MG (fig. III-2).

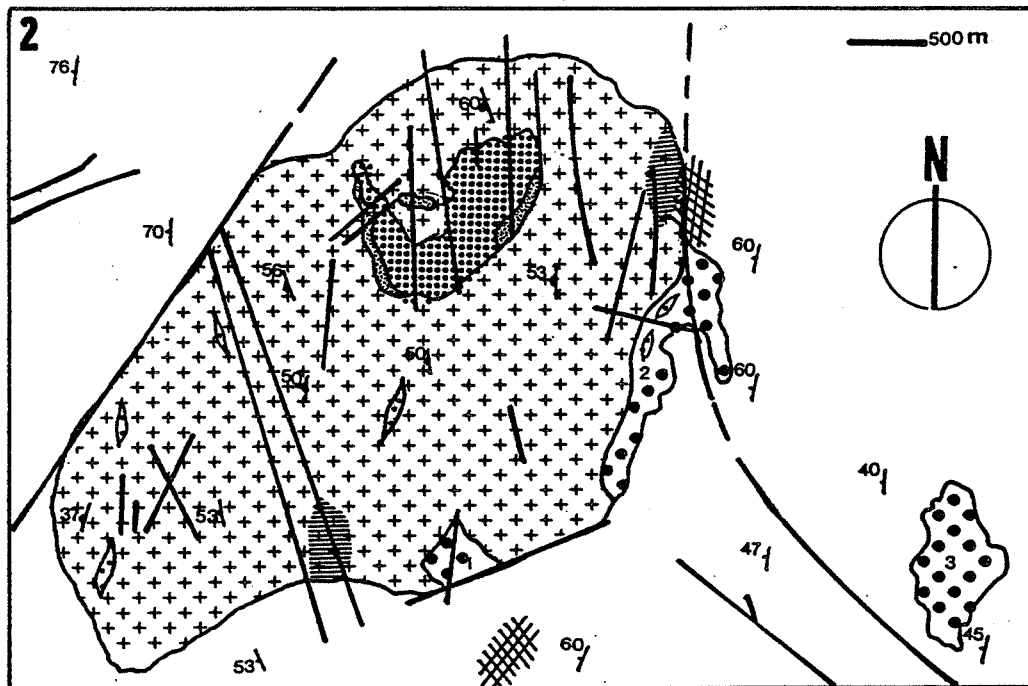


Géologie de la sous-province de Rio-Paraná (carte modifiée de Marini et al., 1966).

Mésozoïque:
 MJA formation Urucua/Arados
Protérozoïque supérieur:
 PEBo Groupe Bambuí
 Protérozoïque moyen:
 Pp pegmatites
 Granites stannifères: massif de Pedra Branca, massif de Serra do Mocambo, massif de Mangabeira et massif de Serra do Mandes.
Protérozoïque inférieur:
 Granites scapolitères: massif de Sucuri et massif de Soledade
 PEAr Groupe Arari
 PET formation Tucuzal
Archéen:
 gneiss et blastomylonite

Carilopes:
 10: Bezerra, 11: Cabeça de Riacho dos cavais, 12: Riacho dos cavais, 13: Tucano, 14: Xiqueirão, 15: Grêdo, 16: Serra Preto, 17: Morro Badendo, 18: Ataleia, 19: Escandido, 20: Passa e fica, 21: Pelotas, 22: Verzas, 23: Boa Vista, 24: Ingazeira, 25: Carlapirô, 26: Pedra Branca, 27: Sucuri ou Cachorro, 28: Mape ou Aeroporto et 29: Corrego Bonito.

1 (empty box) 2 (x) 3 (+) 4 (diagonal line)



1 (granite with biotite) 2 (granite with schistosity and foliation) 3 (microgranites) 4 (albitized zones) 5 (gneiss and blastomylonites) 6 (shear zones) 7 (faults and schistosity direction)

Figure III-2:

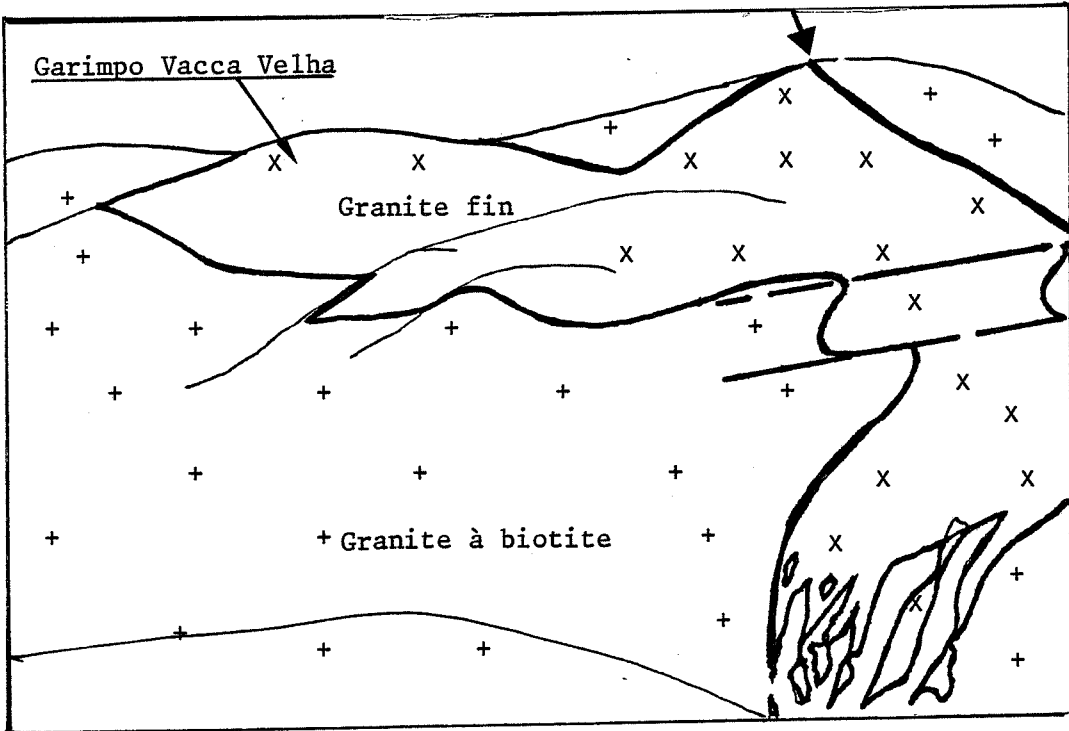
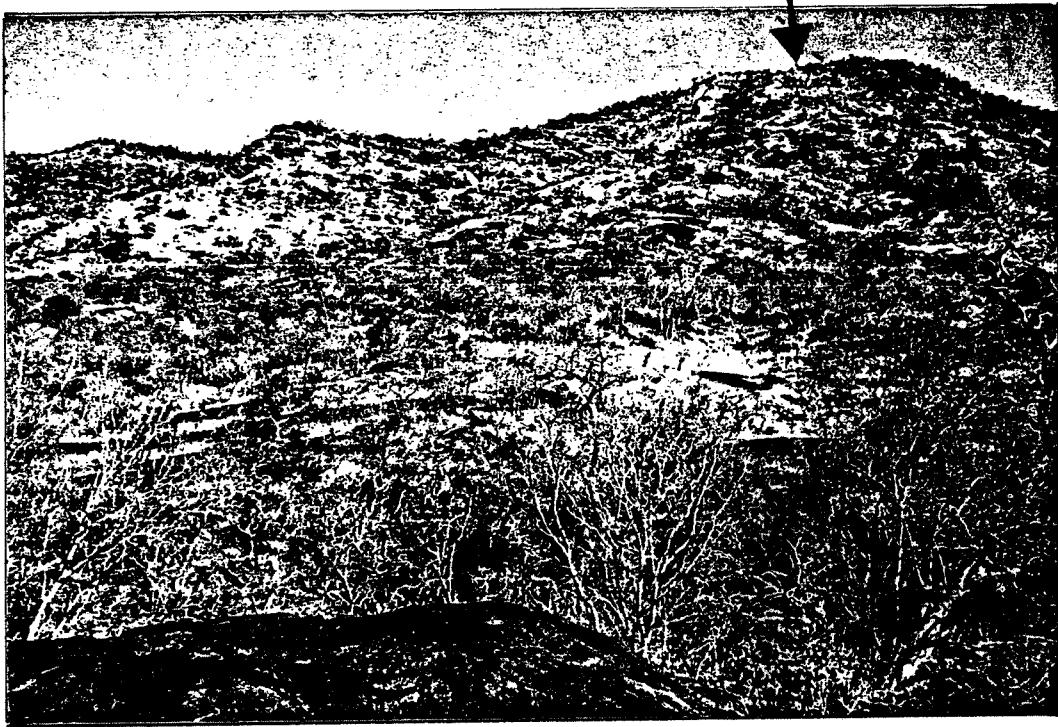
Localisation et géologie des massifs de Sucuri et de Soledade.

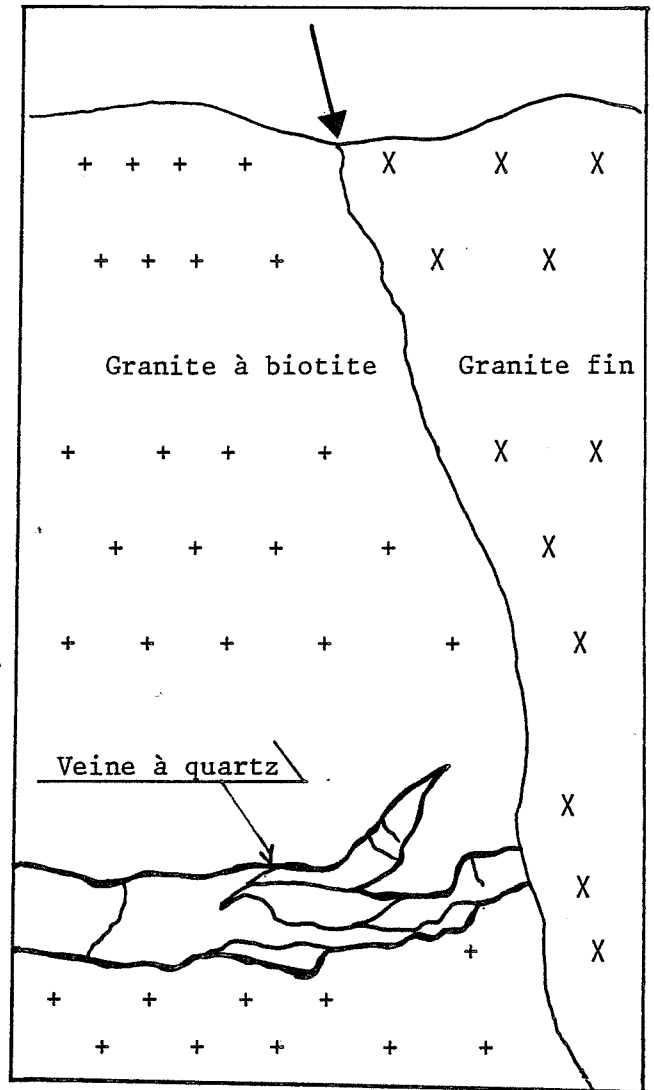
1 - Massif de Soledade:

1: gneiss archéen, 2: granophyre à grain fin, 3: granophyre à grain moyen et 4: failles.

2 - Massif de Sucuri:

1: granite à biotite à grain moyen, 2: a: granite fin et b: granite à grain fin porphyrique, 3: microgranites, 4: zones albitisées, 5: gneiss et blastomylonites archéen, 6: zones de cisaillement et 7: failles et direction de la schistosité des gneiss et de la foliation des granites.





Contact entre le granite à biotite et le granite fin (Garimpo Vacca Velha

Le granite à biotite à grain moyen GB est le type banal, il occupe la majeure partie du massif. Il présente une foliation nette, une tendance porphyroïde (phénocristaux de feldspaths potassiques de 1,5 cm) vers le Sud-Ouest du massif et une texture microgranitique MG1 au Sud. Ce sous-faciès MG1 est caractérisé par l'importance de petites poches pegmatitiques et par sa richesse en cassitérite.

Le granite à biotite à grain fin GF, à texture presque aplitique, affleure au Nord du massif, en une grande lame de granite orientée NW avec un pendage de 60° NE. Il forme également un filon (FGF) de faible importance (2 mètres de puissance). Il peut être porphyrique GFP, comme c'est le cas à la base et au sommet de la lame du granite GF. Des veines à sidérophyllite, d'autres à quartz et muscovite et des greisens sont localisés dans la partie apicale de ce faciès. La mise en place de ce granite fin provoque localement la muscovitisation du granite à grain moyen GB.

Les microgranites à biotite MG sont situés sur les bords orientaux du massif à l'Est du massif sous forme d'un pointement isolé de 2,5 km² MG3. Ils montrent un contact intrusif franc avec le granite GB1. Le granite fin semble les recouper.

Le microgranite à biotite MG2 occupe la partie Est du massif. Il a une épaisseur de 100 m et une longueur de 1 km environ. Il n'est pas minéralisé en Sn.

Le massif de Sucuri est jalonné par des filons aplo-pegmatitiques de faible puissance (15 à 50 cm). Ces filons souvent minéralisés en Sn recoupent le granite fin GF.

2- Déformation dans le granite

2-1 Déformation cassante:

Le massif de Sucuri est affecté par trois réseaux de fractures :

1- Le réseau le plus important (de failles conjuguées) NE-SW et NW-SE a guidé la mise en place du granite fin et des aplites. Les filons d'albitites et de quartz empreintent les mêmes directions.

2- Ce réseau est recoupé par des fractures orientées NNE-SSE qui par endroit, décalent les fractures du réseau précédent.

Il est à noter que la foliation du granite a les mêmes directions que le premier réseau de fractures. Cependant la phase la plus tardive (cycle Brésiliano) de direction NNE transpose la foliation antérieure et provoque la mylonitisation des gneiss, et par endroit des granites.

3- Un réseau de grandes fractures plus jeunes d'orientation NE-SW affecte le socle et les granites.

2-2 Déformation plastique:

Les micas des granites moulent les feldspaths. La muscovite qui marque la foliation du granite a probablement cristallisé dans des conditions subsolidus au cours de la déformation. Une partie de la biotite a été rééquilibrée à ce stade (voir chapitre minéralogie). Le granite fin est intrusif dans le granite à biotite à grain moyen GB (direction NW avec un pendage SW de 60°). Les phénomènes d'albitisation qui affectent le granite à biotite à grain moyen GB, effacent cette foliation, ils sont donc postérieurs à cette déformation. Une déformation cisailante NNE-SSE affecte les granites et les roches transformées (albitites et greisens).

Dans les gneiss encaissants, on observe deux déformations : la première est orientée selon la direction NE et la seconde, cisailante, et plus tardive, prend la direction NNE à SSE.

2-3 Conclusion:

Ces remarques nous permettent d'esquisser la chronologie des mises en place et des déformations.

Après la mise en place du granite à biotite à grain moyen GB et un début de déformation plastique, le granite fin GF s'intrude en lames allongées suivant la direction NW (N150, 60° SW).

Les granites et les zones métasomatiques sont affectés par une déformation cisailante NNE et SSE qui provoquent une mylonitisation de certaines parties des granites et du socle.

3- Pétrographie

Tableau III-1 : Tableau des faciès macroscopiques et pétrographiques de Sucuri

	GB	GFP	GF	MG
Qz	Globuleux ou xénom.	automorphe	automorphe	rond
Kfds	perthitique	phénoX automorphes	phénoX automorphes	xénom.
Plag	An20-16 + An10-7	oligoclase albite	oligoclase albite	An30-10
femg XFe	biotite .97-.98	biotite .97-.98	biotite .97-.98	biotite .90-.92
Alsi	muscovite	muscovite	muscovite	
Acessoires	zircon monazite fluorine ilménite	zircon fluorine ilménite	zircon monazite fluorine	zircon

3-1 Granite à biotite à grain moyen GB:

Le granite à biotite est hétérogranulaire. La mésostase (0,4 mm) est peu abondante.

Le quartz se présente sous plusieurs formes : globuleux ou allongé dans les feldspaths, en association symplectique avec la muscovite ou subautomorphe à automorphe dans la mésostase.

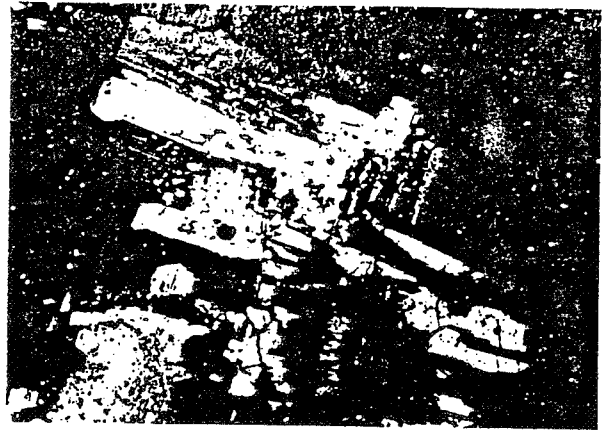
deux générations de feldspath potassique, toutes deux perthitiques et rarement maclées (Carlsbad).

La première génération a une bordure albitique monocristalline et limpide, elle est englobée par un feldspath potassique de taille plus grande. Ce feldspath potassique de deuxième génération possède également une auréole albitique mais sa texture est différente, elle forme des chapelets de petits cristaux d'albite et de quartz. Ces phénocristaux (5 à 10 mm) de feldspath potassique perthitique montrent des golfes de corrosion utilisés par le quartz et qui renferment plusieurs types d'inclusions minérales : biotite entourée de muscovite et plagioclase (oligoclase).

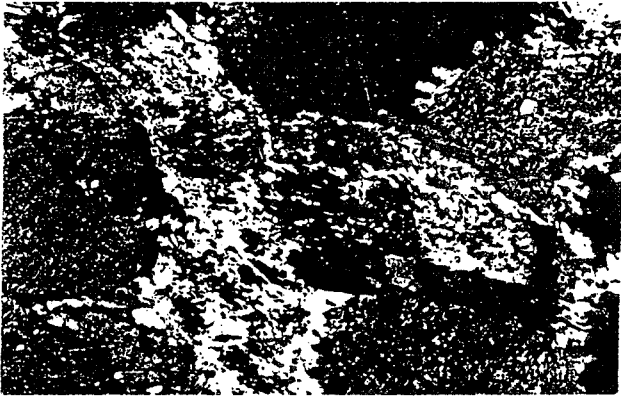
Les plagioclases sont généralement séricitisés ou complètement transformés en une muscovite légèrement jaunâtre et il ne reste que leurs fantômes ou quelques



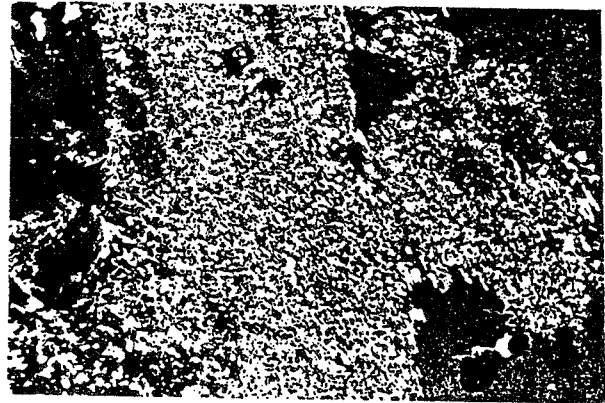
Deux générations de feldspath-K.
La première génération a une bordure albitique monocristalline et limpide.



Oligoclase (An 20-16) dans le FK.



L'oligoclase est séricitisé.



L'oligoclase est complètement séricitisé.



Biotite déchiquetée



Biotite chemisée par la muscovite
et biotite interstitielle associée
à la muscovite.

Granite à biotite à grain moyen

reliques noyées dans une masse séricitique. Seuls les plagioclases (oligoclase An16-20), de taille modeste inclus dans les feldspaths potassiques, sont épargnés par la séricitisation.

Trois habitus de l'albite peuvent être distingués :

- une albite (An10-7) de petite taille dans la mésostase et dans certains cristaux de feldspath potassique,
- une albite limpide formant une auréole autour du feldspath potassique de la première génération,
- une albite en petits cristaux, associée au quartz et se logeant entre les cristaux de feldspath potassique et dans les microfissures.

On observe trois types de muscovites :

L'une qui se développe aux dépens de la biotite orientée. Dans certains cas, on remarque l'association biotite-ilménite-muscovite.

Une autre, en amas légèrement jaunâtres, qui est issue de la transformation du plagioclase. Elle est associée au quartz et à l'albite.

Une troisième interstitielle, en relation avec une biotite rééquilibrée, qui est de petite taille et automorphe et qui est localisée dans les fissures.

Il faut noter enfin la présence de petites muscovites qui entourent la biotite en inclusions dans le feldspath potassique.

La biotite présente elle aussi différents habitus:

- une biotite précoce, automorphe, incluse dans le feldspath potassique et entourée de muscovite de petite taille. Son pléochroïsme varie dans les bruns, elle ne possède pas d'inclusion minérale.

- Une biotite de grande taille (2,5 mm) orientée, pléochroïque dans les brun foncé à brun pâle, est riche en inclusions d'ilménite, et de zircon. Cette biotite peut être remplacée partiellement ou totalement par la muscovite et dans la plupart des cas on a l'association : ilménite-muscovite-biotite. Toujours en relation avec la muscovite, elle peut être déchiquetée et renferme dans certains cas des cristaux de muscovite de petite taille.

- une biotite interstitielle, de petite taille (1 mm), est toujours associée à la muscovite et rarement seule.

L'ilménite est généralement associée à la biotite. Elle résulte vraisemblablement de la transformation de la biotite.

Le zircon est limpide et incolore, il est généralement prismatique, allongé et entouré d'une auréole radioactive.

La monazite abondante est généralement aux abords de la biotite déséquilibrée.

La fluorine est tardive, associée à la biotite déchiquetée. Elle occupe les microfissures et les interstices de la roche.

3-2 Granite fin porphyrique GFP:

Ce granite est hétérogranulaire à rares phénocristaux de feldspaths ne dépassant pas 0.5 cm. La muscovite interstitielle est prédominante, elle est orientée suivant la foliation de la roche.

Le quartz tardif est automorphe présentant un aspect de nourrissage, il est parfois géodique. Dans les feldspaths, le quartz est généralement globuleux. Dans certains cas, il a une tendance micropegmatitique.

Les phénocristaux de feldspath potassique sont automorphes et perthitiques. On observe généralement un coeur riche en inclusions minérales parfois limpides mais dans d'autres cas une albite s'y développe. On rencontre rarement cette albite dans la mésostase, elle est souvent xénomorphe et riche en inclusions.

Le plagioclase est représenté par un oligoclase séricitisé et souvent englobé par le feldspath potassique. L'albite est automorphe et ne possède pas d'inclusions minérales. Elle borde le feldspath potassique.

La biotite est comparable à celle du granite à biotite à grain moyen mais elle montre une orientation préférentielle.

Une muscovite associée au quartz envahit les feldspaths, elle peut les transformer entièrement.

L'ilménite est toujours associée à la biotite.

Le zircon est assez abondant et il est associé dans certains cas à la monazite, souvent cette dernière est proche de la biotite comme dans le granite à grain moyen GB.

La fluorine tardive se présente d'une manière disséminée dans la roche souvent en relation avec le quartz tardif.

3-3 Granite fin GF:

La minéralogie de ce granite est comparable à celle du granite à biotite à grain moyen exception faite de la présence d'une biotite tardive verdâtre.

Le quartz est en petits cristaux automorphes. Il se présente parfois en phénocristaux subautomorphes corrodant les feldspaths et englobant certains micas.

Une myrmékite se développe sur les plagioclases au contact du feldspath potassique perthitique.

Les deux générations de feldspath potassique sont également présentes. Il faut noter l'absence de l'albite limpide qui borde le feldspath potassique primaire dans le granite à biotite à grain moyen. La deuxième génération de feldspath potassique renferme des inclusions de muscovite squelettique, de biotite, de quartz, de plagioclase (oligoclase) et d'albite primaire.

Dans la mésostase (0.3 mm) le feldspath potassique est rarement séricitisé. Il est également subautomorphe et mâclé Carlsbad et il renferme des inclusions de biotite et de muscovite.

Le plagioclase est un oligoclase automorphe, à macle albite ou à double macle.

L'albite primaire subautomorphe est englobée dans le feldspath potassique. Il existe également une albite automorphe dans la mésostase. Une albite xénomorphe se développe aux dépens du feldspath potassique mais ce phénomène est encore modeste et ne concerne que la bordure du feldspath potassique. Par contre, une phase tardive d'albitisation affecte le granite. En effet, une albite en petits cristaux associée au quartz se développe dans les microfissures et dans certains cas entre les cristaux de feldspath. L'albite renferme de nombreuses inclusions minérales (muscovite et quartz).

On remarque une biotite en cours de transformation en muscovite. Ce phénomène de destabilisation provoque l'accumulation d'oxyde de titane surtout de l'ilménite, rarement du rutile. La biotite primaire est probablement remplacée par la biotite (recristallisée) en amas. Une biotite de néoformation automorphe brun à brun verdâtre se développe entre les cristaux de feldspath, parfois associée à la muscovite. Cette biotite secondaire prédomine dans la roche.

Pour les muscovites, on distingue les mêmes générations déjà citées pour le granite à grain moyen à savoir la muscovite M1 issue de la destabilisation de la biotite, une muscovite jaunâtre à incolore associée au quartz qui se développe aux dépens du feldspath ou qui est interstitielle et tapisse alors les joints. Enfin une muscovite tardive englobe la biotite verte.

La fluorine est très disséminée dans la roche, généralement associée au quartz et aux micas. Elle est dans certains cas englobée par l'albite.

La monazite en grains est associée à la muscovite et au zircon.

Le zircon automorphe est associé à la biotite et à la monazite.

Dans la partie apicale, à proximité du greisen, le granite fin présente toujours la même paragenèse. La muscovite est largement dominante. Au coeur du feldspath potassique perthitique, l'albite se développe jusqu'à envahir complètement le feldspath. Ce phénomène d'albitisation est accompagné par la croissance de quartz géodique parfois allongé et de la muscovite.

L'albite xénomorphe se présente généralement dans les interstices et elle se présente en plages à bords flous qui envahissent les bordures ou le coeur du feldspath.

3-4 Les microgranites MG:

La différence majeure entre les microgranites MG et les granites GB et GF est le pourcentage de biotite dans la roche et la granulométrie (0.5 mm dans le microgranite MG3 et entre 0.5 mm et 1 mm dans les deux autres). Le microgranite MG2 est affecté par des phénomènes tardifs, il est souvent épidotisé.

La trame du microgranite est isogranulaire, le quartz se présente en grains arrondis entre les minéraux ou en plage de remplissage tardive. Le feldspath potassique est xénomorphe et sans macle. Les plagioclases sont automorphes et très

abondants. Les teneurs en anorthite varient beaucoup An30 à An10, les plagioclases englobent la biotite et le zircon. Ils sont souvent séricitisés.

La biotite brunâtre se développe en amas ou de façon isolée dans les interstices de la roche. Elle est remplacée tardivement par la muscovite.

IV - Le granite de Soledade GP

Il est composé d'un faciès à grain fin GP1 en bordure et un faciès à grain moyen GP2 porphyrique au centre. La texture granophyrique est commune aux deux faciès.

La composition minéralogique est semblable dans les deux faciès. La roche est constituée essentiellement d'intercroissances graphiques de quartz et de feldspath potassique, englobant les plagioclases et la biotite (fig. III-3).

Le plagioclase subautomorphe est corrodé par le quartz. Il a une composition variable An30-An28 et An23. Il se présente en phénocristaux de 2 mm ou en petits cristaux de 0,5 mm dans la mésostase qui est essentiellement granophyrique. Il peut être complètement transformé en un amas de séricite et d'épidote et parfois de calcite. Ses fractures sont cimentées par du quartz.

La biotite est automorphe, pléochroïque dans les verts. Elle est souvent en amas, associée à la magnétite et à l'épidote. Elle résulte de la transformation d'un minéral dont la section basale ressemble à celle d'une amphibole.

L'épidote automorphe se développe sur le plagioclase et en amas associés à la biotite. Sa teinte de polarisation est caractéristique des pistachites.

Le quartz se présente en phénocristaux (1,6 mm) (bleu en macroéchantillon) arrondis, en petits cristaux automorphes dans la mésostase (0,5 mm) associés à la biotite et les feldspaths et en intercroissance graphique.

Le zircon est le seul minéral accessoire.

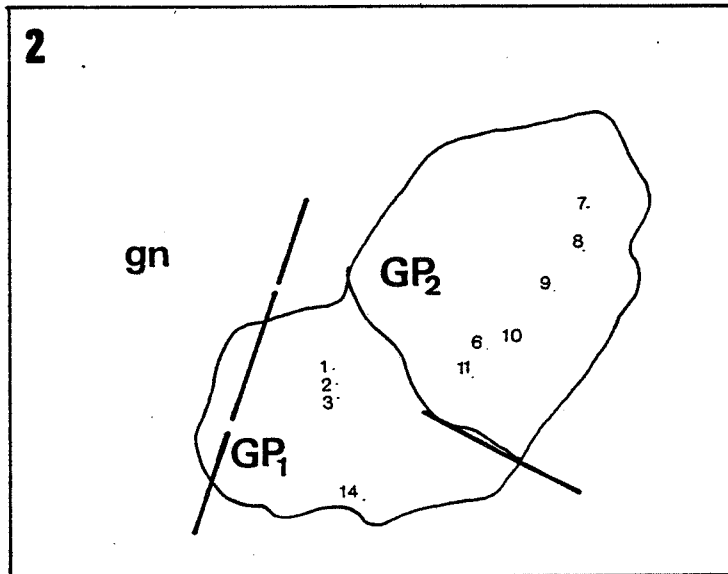
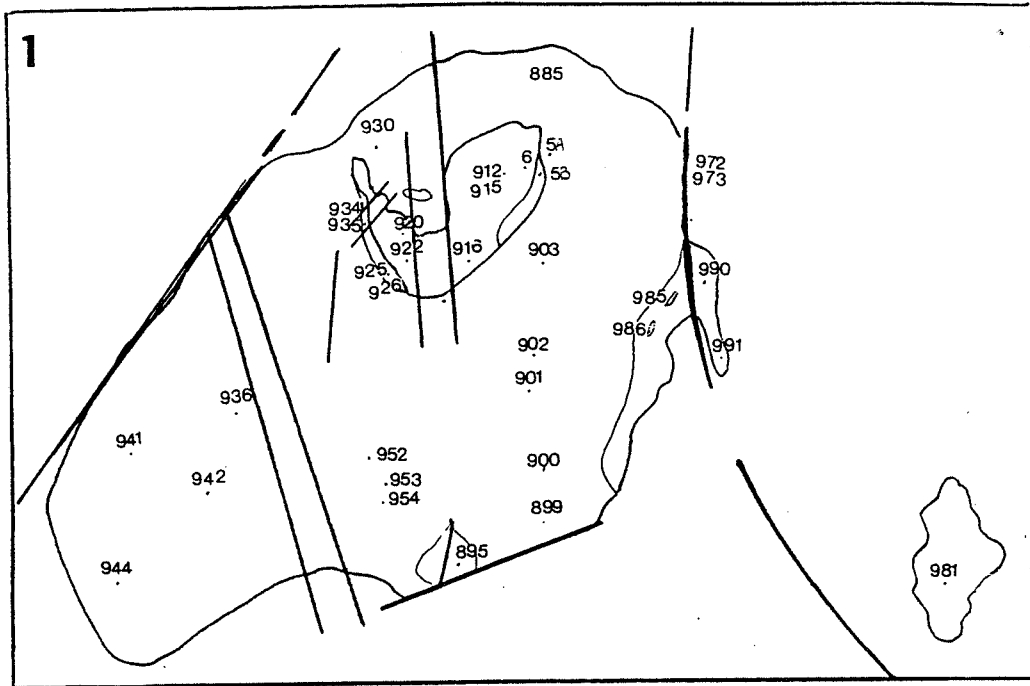


Figure III-3: Carte des échantillons étudiés.

Massif de Sucuri

Granite à grain moyen GB : 5A, 901, 902 et 903.

Granite fin GF : 920, 922A, 922B, 6A (partie apical).

Granite fin porphyrique PGF : 926, 925, 934 et 5B.

Granite fin filonien FGF : 985 et 986.

Microgranite MG : MG1 (895), MG2 (990, 991) et MG3 (981).

Massif de Soledade

Granophyre GP: 1, 6, 8, 9 et 14

V - Composition chimique des minéraux des granites

1- Les biotites

1-1 Composition:

a) *Dans le granite à grain moyen GB:*

A l'échelle du cristal, les biotites interstitielles du granite GB sont caractérisées par une zonation modeste de la distribution du titane, du magnésium, de l'alumine et du fluor, avec un coeur plus riche (0.254 de Ti, 0.193 de Mg, 3.02 de Al (total) et 0.85 de F a./f.u. pour 22 oxygènes) que la bordure (0.238 de Ti, 0.178 de Mg, 3.05 de Al et 0.79 de F a./f.u.). Les teneurs en fer, en manganèse et en silice évoluent en sens inverse, 4.33 de Fe, 0.054 de Mn et 5.7 de Si au centre contre 4.35 de Fe, 0.062 de Mn et 5.68 de Si en périphérie du cristal. Les teneurs en chlore restent constantes 0.014 a./f.u. de Cl.

Nous observons une légère augmentation des teneurs en fer dans les biotites interstitielles (4.25 à 4.44 a./f.u.) et une diminution des teneurs en titane (0.32 à 0.24 a./f.u.) et en magnésium (0.27 à 0.18 a./f.u.). Les teneurs en fer et en magnésium sont corrélées négativement. Les teneurs en alumine augmentent faiblement au cours de cette évolution (3 à 3.2 a./f.u.). L'aluminium en position octaédrique reste à peu près constant (0.7 a./f.u. de AlVI).

La biotite déchetée montre une zonation particulière : la bordure du cristal est beaucoup plus alumineuse (3.45 a./f.u.) et riche en silice (5.82 a./f.u.) que le coeur (3.04 a./f.u. de Al et 5.7 a./f.u. de Si). La bordure est en équilibre avec la muscovite. Le rapport Fe/(Fe+Mg) varie très peu 0.957 à 0.959. Les teneurs en fer sont parfaitement corrélées avec celles de l'alumine octaédrique (fig. III-4). Les teneurs en magnésium décroissent (0.19 à 0.16 a./f.u.) moins vite que celles du fer (4.35 à 3.65 a./f.u.). Les teneurs en titane (0.24 à 0.20 a./f.u.), en manganèse (0.057 à 0.047 a./f.u.) et en fluor (0.97 à 0.77 a./f.u.) suivent la même évolution que celles du magnésium.

La biotite en amas (BA dans les diagrammes) associée à la muscovite montre la même évolution que celle observée à l'échelle du cristal dans la biotite déchetée (BD) et rééquilibrée (fig. III-4). Les teneurs en fer, en magnésium, titane, manganèse baissent alors que les teneurs en alumine et en silice augmentent. Cette biotite a le même rapport Fe/(Fe+Mg) que les muscovites avec lesquelles elle coexiste.

Les biotites séparées (analysées par ICP) ont des teneurs en Be de l'ordre de 26 ppm et en lithium 377 ppm.

Les teneurs en fer sont bien corrélées avec celles de l'alumine octaédrique.

Caractéristiques chimiques des micas du granite à biotite GB

nombre d'analyses	Biotite			Muscovite			
	BA En amas	BI Interstitiel	BP Précoce	MA En amas	MI Interstitiel	MB Associée à la biotite	ME dans le feldspath
	(9)	(19)	(2)	(13)	(10)	(3)	(4)
Al ₂ O ₃	15.60 - 17.10	15.10 - 16.60	15.60 - 15.90	24.90 - 27.10	26.30 - 29.52	26.45 - 28.40	25.50 - 26.00
TiO ₂	1.64 - 2.42	2.37 - 1.93	1.98 - 2.13	0.10 - 0.55	0.36 - 0.51	0.27 - 0.51	0.05 - 0.28
FeO	27.60 - 31.90	30.90 - 32.30	31.00 - 31.60	7.60 - 8.30	5.94 - 8.35	6.62 - 9.85	7.53 - 7.85
MgO	0.70 - 0.82	0.70 - 0.98	0.94 - 0.96	0.49 - 0.73	0.37 - 0.62	0.38 - 0.50	0.68 - 0.78
XFe	0.954 - 0.962	0.947 - 0.962	0.948 - 0.949	0.853 - 0.912	0.846 - 0.911	0.898 - 0.915	0.849 - 0.872
Xphe				0.25 - 0.41	0.20 - 0.41	0.25 - 0.32	0.21 - 0.41

Caractéristiques chimiques des micas des microgranites

nombre d'analyses	Biotite			Muscovite		
	MG1 (5)	MG2 (4)	MG3 (4)	MG1 (6)	MG2 -	MG3 (4)
Al ₂ O ₃	14.70 - 16.20	15.40 - 15.80	15.10 - 16.00	25.80 - 28.10	---	28.50 - 30.60
TiO ₂	1.91 - 2.34	2.33 - 2.65	1.79 - 2.55	0.09 - 0.47	---	0.16 - 0.41
FeO	29.90 - 32.30	30.50 - 30.80	31.30 - 31.70	6.04 - 9.07	---	5.56 - 7.13
MgO	0.64 - 0.74	1.82 - 1.98	1.49 - 2.12	0.29 - 0.55	---	0.58 - 0.74
XFe	0.960 - 0.965	0.897 - 0.905	0.892 - 0.922	0.896 - 0.921	---	0.832 - 0.870
Xphe				0.26 - 0.39		0.22 - 0.36

Caractéristiques chimiques des biotites du granite fin

nombre d'analyses	BM (7)	BS (16)	BC (8)	BP (4)	BF (4)	BG (6)
Al ₂ O ₃	14.60 - 15.70	15.40 - 16.50	14.69 - 15.73	14.94 - 15.63	14.88 - 15.12	15.90 - 16.90
TiO ₂	1.41 - 1.78	1.60 - 2.17	2.17 - 2.57	2.09 - 3.85	2.52 - 2.76	1.05 - 1.56
FeO	29.80 - 32.80	31.60 - 33.80	31.53 - 32.96	32.20 - 33.13	33.08 - 33.84	31.30 - 32.80
MgO	0.39 - 0.50	0.31 - 0.59	0.88 - 0.96	0.50 - 0.55	0.59 - 0.65	0.29 - 0.34
XFe	0.972 - 0.978	0.969 - 0.984	0.950 - 0.954	0.971 - 0.973	0.966 - 0.969	0.982 - 0.984

Caractéristiques chimiques des muscovites du granite fin

nombre d'analyses	MB (2)	MS (13)	MC (9)	MA (9)	MP (3)	MF (4)	MG (2)
Al ₂ O ₃	26.80 - 27.20	26.30 - 27.70	24.80 - 27.11	24.60 - 27.60	26.28 - 26.31	26.01 - 27.69	27.20 - 28.20
TiO ₂	0.20 - 0.31	0.05 - 0.40	0.20 - 0.50	0.05 - 0.39	0.39 - 0.46	0.20 - 0.67	0.26 - 0.58
FeO	7.95 - 8.35	7.84 - 8.66	8.05 - 8.53	8.19 - 10.10	8.55 - 9.08	8.19 - 8.33	4.91 - 8.46
MgO	0.26 - 0.28	0.16 - 0.27	0.53 - 0.77	0.19 - 0.38	0.40 - 0.43	0.35 - 0.42	0.19 - 0.94
XFe	0.941 - 0.947	0.944 - 0.966	0.856 - 0.899	0.934 - 0.963	0.922 - 0.924	0.917 - 0.930	0.745 - 0.961
Xphe	0.30	0.26 - 0.34	0.30 - 0.41	0.25 - 0.39	0.30 - 0.31	0.23 - 0.39	0.28 - 0.29

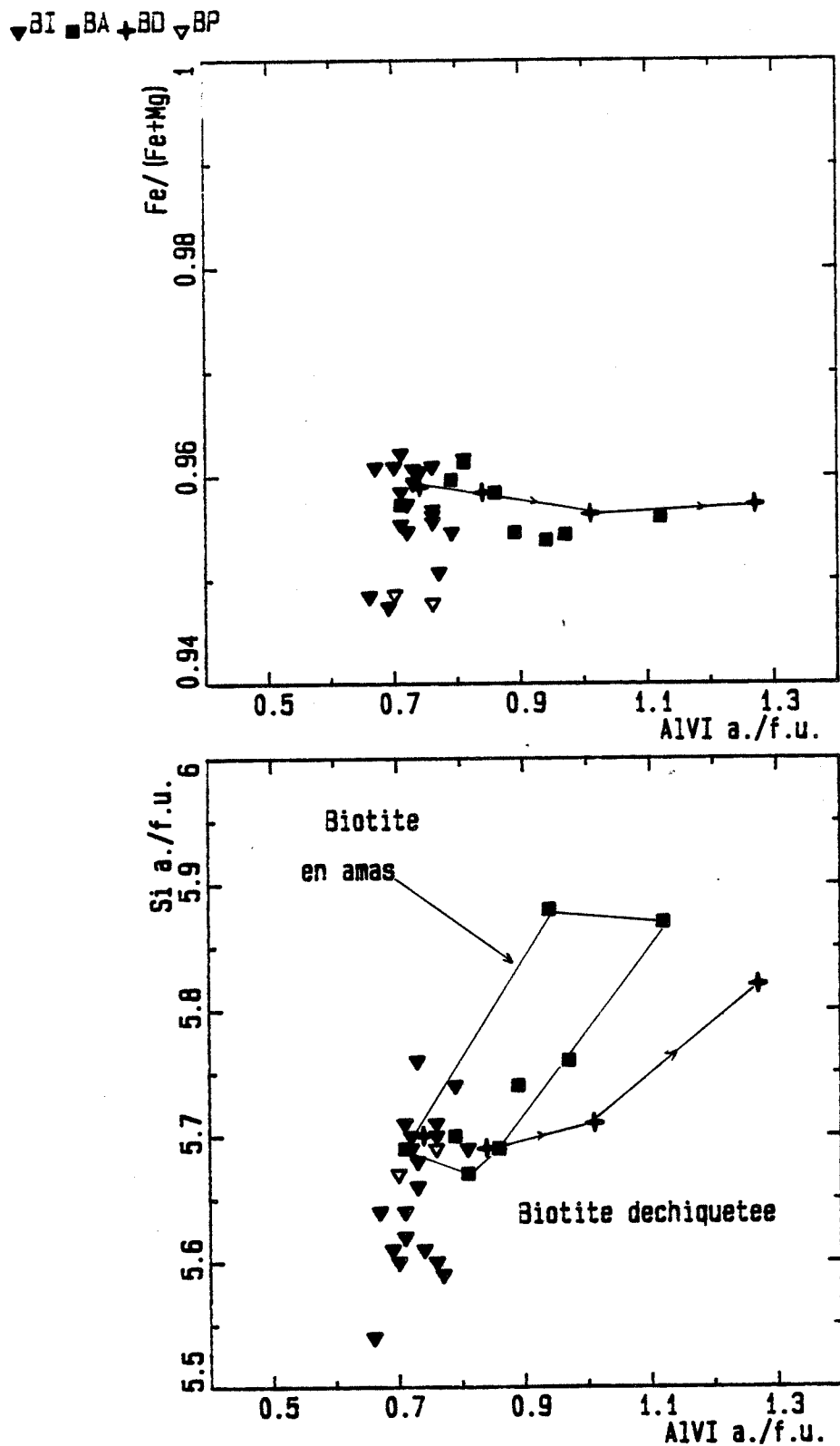


Figure III-4A: Variation de la composition des biotites du granite à biotite à grain moyen GB. BI : biotite interstitielle; BA : biotite en amas; BD : biotite déchiquetée la flèche indique la variation de la composition chimique du coeur à la bordure; BP : biotite dans les feldspaths.

▼BI ■BA +BD ▼BP

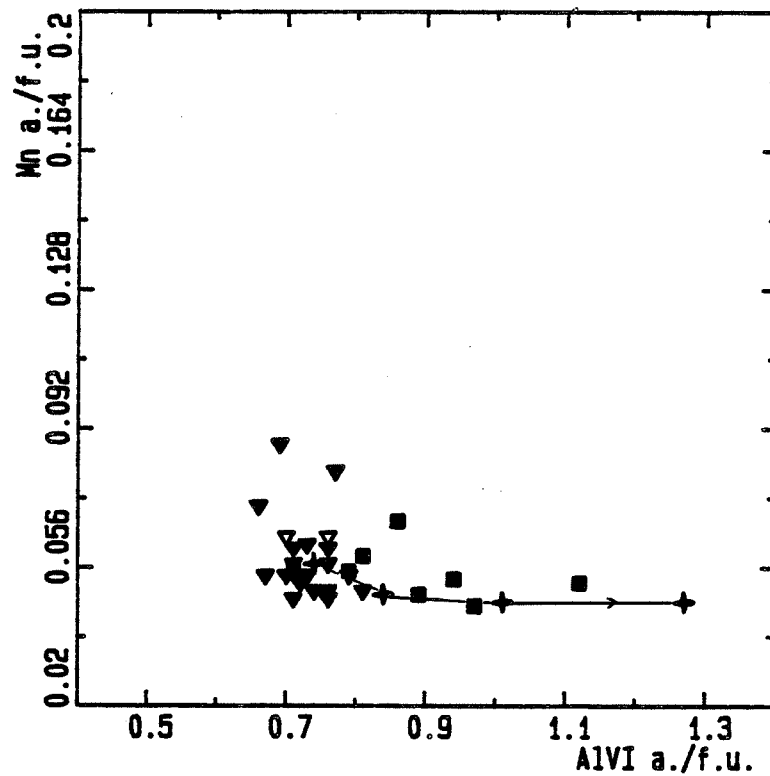
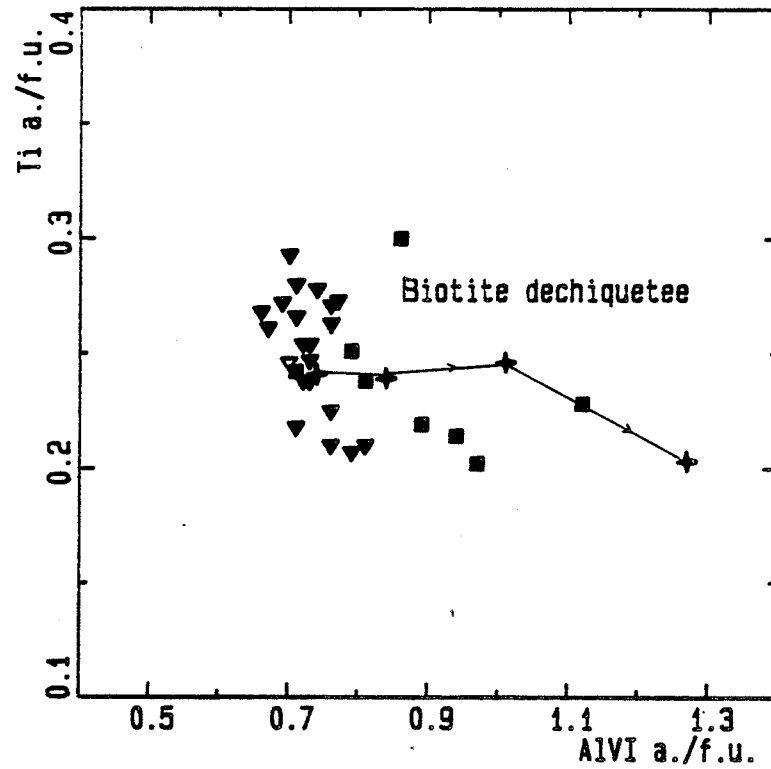


Figure III-4B: Variation de la composition des biotites du granite à biotite à grain moyen GB. BI : biotite interstitielle; BA : biotite en amas; BD : biotite déchiquetée la flèche indique la variation de la composition chimique du coeur à la bordure; BP : biotite dans les feldspaths.

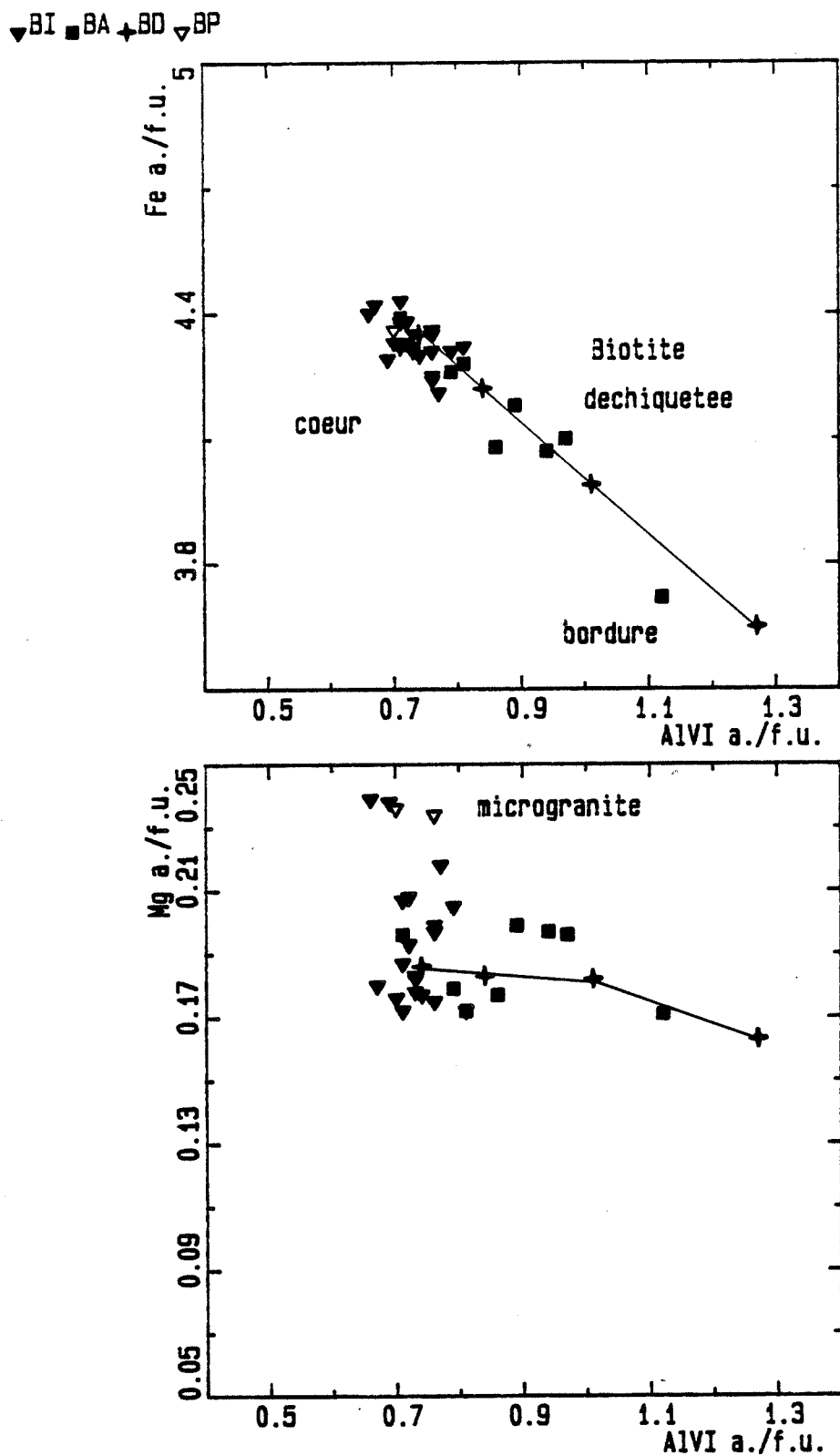


Figure III-4C: Variation de la composition des biotites du granite à biotite à grain moyen GB. BI : biotite interstitielle; BA : biotite en amas; BD : biotite déchiquetée la flèche indique la variation de la composition chimique du coeur à la bordure; BP : biotite dans les feldspaths.

b) Dans le granite à grain fin:

Nous avons analysé les biotites des échantillons localisés (fig. III-3) : au centre BC, à la bordure BP et BM, partie apicale BS et à 5 mètres de la zone minéralisée en étain BG. Les biotites des filons de faible dimension sont également représentées BF.

Les biotites du granite fin sont ferrifères (4.1 à 4.8 a./f.u. de Fe) par rapport à celles du granite à grain moyen. Nous observons deux évolutions opposées (fig. III-5) :

- La première correspond à une zonation depuis le centre à la partie apicale du granite fin, elle s'exprime par une augmentation des teneurs en fer (4.5 à 4.78), en manganèse (0.04 à 0.18) et en alumine (2.95 à 3.15) et une baisse des teneurs en magnésium (0.23 à 0.08), en titane (0.35 à 0.23), en silice (5.68 à 5.50) et en fluor (0.96 à 0.50). Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ croît de 0.95 à 0.98 à alumine constante vers la bordure et en même temps que l'alumine vers la partie apicale du granite fin.

- La deuxième se distingue par une chute des teneurs en fer (fig. III-5) dans tout le granite fin (partie apicale comprise) (jusqu'à 4.3 a./f.u. de Fe sauf pour BM 4.1 a./f.u.). Les biotites s'enrichissent en silice entre 5.7 et 6 de Si pour BM et entre 5.5 et 5.7 de Si pour les autres et en alumine octaédrique de 0.65 à 1.

Les biotites de la partie apicale sont plus riches en Mn et en Al.

Les teneurs en béryllium des biotites de la partie apicale du granite fin BS séparées sont de l'ordre de 62 ppm et celles en lithium de 550 ppm.

c) Dans les microgranites:

La composition des biotites du microgranite MG1 est comparable à celle du granite à grain moyen GB. Les biotites des autres microgranites sont plus magnésiennes 0.45 a./f.u. pour MG2 et 0.35 a./f.u. pour MG3. Elles sont moins riches en fer (respectivement 4.22 et 4.35). Les teneurs en alumine (3 à 3.1 a./f.u.) sont dans la même gamme de variation que dans le granite à grain moyen. Les teneurs en manganèse dans le microgranite MG2 sont comparables à celles des biotites de la partie apicale du granite fin.

d) Dans le granophyre:

Les biotites des granophyres sont plus alumineuses (3.1 à 3.2 a./f.u.) et ferrifères (4.4 à 4.5 a./f.u.) que celles des microgranites. Les teneurs en titane sont basses de l'ordre de 0.2 a./f.u..

▼ BS ■ BC + BP ▼ BF □ BG ○ BM

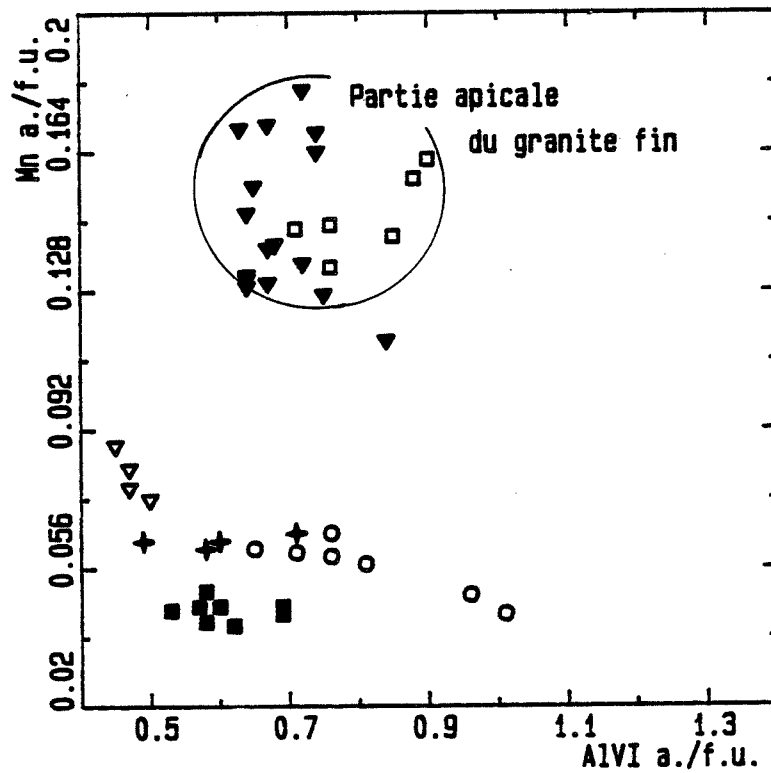
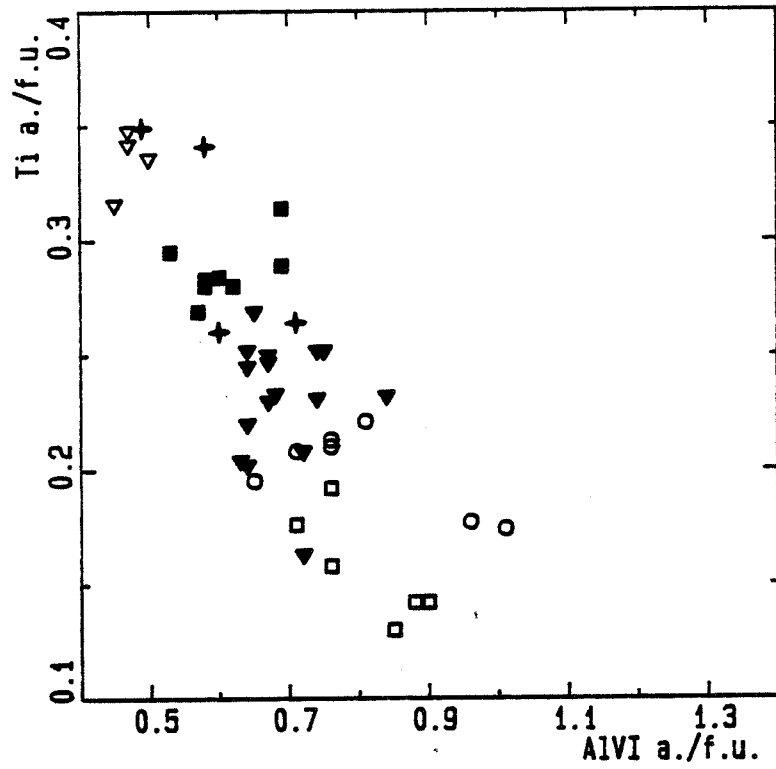


Figure III-5A: Variation de la composition des biotites du granite fin. BS : biotite de la partie apicale; BC : biotite du centre du filon de granite fin; BP : biotite de la bordure; BG : biotite de granite fin (GGF) près de la zone minéralisée; BM : biotite associée à la muscovite.

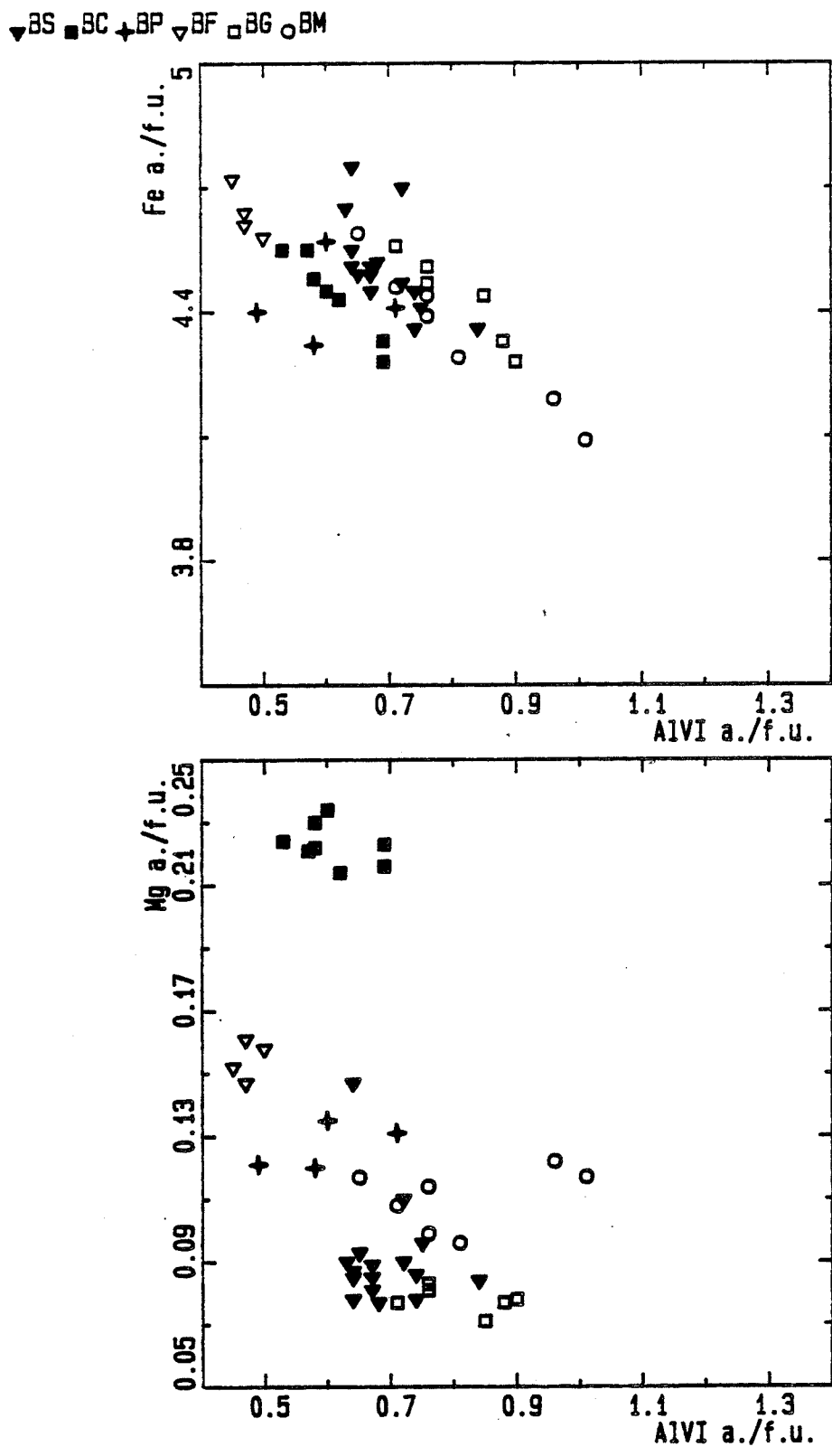
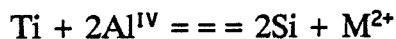


Figure III-5B: Variation de la composition des biotites du granite fin. BS : biotite de la partie apicale; BC : biotite du centre du filon de granite fin; BP : biotite de la bordure; BG : biotite de granite fin (GGF) près de la zone minéralisée; BM : biotite associée à la muscovite.

1-2 Mode d'évolution:

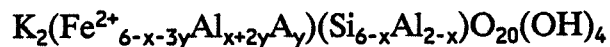
Nous avons distingué deux évolutions :

- La première est caractérisée par la diminution du magnésium et du titane et l'enrichissement en fer, en manganèse et en alumine depuis les microgranites jusqu'au granite fin. Cette évolution magmatique fait appel aux mécanismes de substitution suivants :



- La deuxième est subsolidus, les teneurs en fer et en titane décroissent, alors que celles en magnésium restent quasi constantes. L'alumine en position octaédrique et la silice augmentent. L'entrée de l'alumine octaédrique introduit des sites vacants en position octaédrique (Rutherford, 1973). C'est une solution solide entre la muscovite et la biotite.

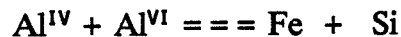
La formule générale, qui représente la composition de micas intermédiaires entre tri et dioctaédrique, peut s'écrire alors :



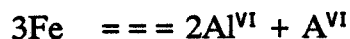
y correspond à la quantité de sites vacants. Le joint annite-sidérophyllite (x variant de 0 à 2) correspond à y = 0 et la muscovite à y = 2 pour x = 0.

Le taux de muscovite en solution solide dans la biotite déchiquetée (rééquilibrée) passe de 18.6 % à 36 % entre le coeur et la périphérie. Dans les biotites en amas ce taux est de l'ordre de 32 %.

Cette évolution est régie par les mécanismes de substitution suivants:



qui conduit vers la sidérophyllite pour x = 2



qui conduit à la muscovite pour y = 2

A : nombres de sites vacants en position octaédrique.

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▽ GB □ SGF ○ CGF ▼ FGF + PGF △ GGF ● GP

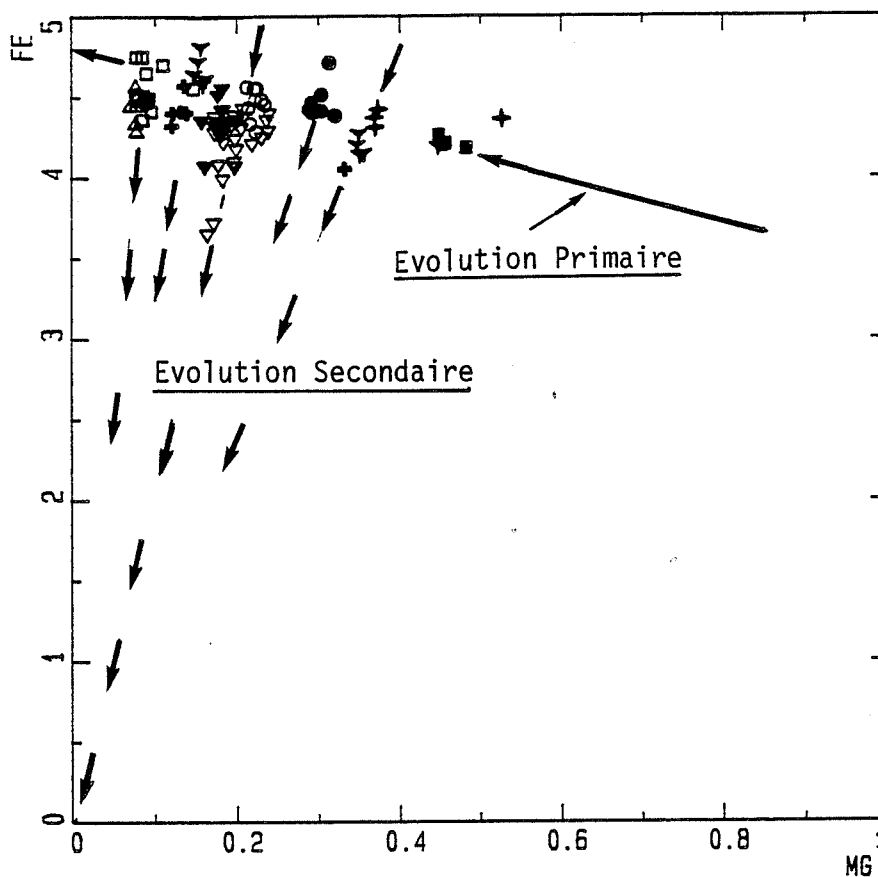


Figure III-6: Variation de la composition des biotites des granites des massifs de Sucuri et de Soledade.

GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, SGF : biotite de la partie apicale du granite fin, CGF: granite fin au centre de la lame de granite fin, GFP: granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites et GP : granophyre massif de Soledade.

1-3 Conclusion:

Les biotites du massif de Sucuri sont très ferrifères, ce qui témoigne du caractère très évolué de ce massif. Nockolds (1947) a examiné les teneurs en alumine des biotites des granites à deux micas. Il trouve une moyenne de 3.5 a./f.u. de Al dans la biotite. Pour les granites à biotite seule, il donne une valeur moyenne de 2.9 a./f.u. Les biotites du massif de Sucuri se situent dans l'intervalle de 2.9 à 3.2 a./f.u. De telles biotites ne se sont pas développées en présence de muscovite.

Les différents faciès dans lesquels cristallise la biotite sont bien individualisés et prouvent que l'évolution du milieu de cristallisation s'effectue par équilibres successifs (fig. III-6).

Evolution primaire:

La biotite "primaire" est englobée dans les feldspaths potassiques ou associée à l'ilménite, la monazite et le zircon. Cette biotite est caractérisée par des teneurs en alumine octaédrique faibles 0.5 à 0.7 a./f.u. et des teneurs en titane élevées 0.35 à 0.29 a./f.u., proche de la valeur moyenne (0.3 a./f.u.) des granodiorites et des monzonites (Dodge et al., 1969). La température de cristallisation indiquées pour de telles teneurs en titane des biotites a été estimée à environ 770°C pour les roches granitiques par Robert (1976).

La disposition de ces biotites dans le diagramme Fe/Mg (fig. III-6) est compatible avec une évolution d'ensemble, des microgranites, granite à grain moyen au granite fin. Les biotites du granophyre (massif de Soledade) se placent également dans cette évolution.

La biotite devient de plus en plus manganésifère vers les termes les plus évolués (la partie apicale du granite fin).

Les teneurs en fluor diminuent progressivement du granite à grain moyen au granite fin. Le comportement du fluor est probablement lié aux teneurs en fer des biotites (les biotites du granite fin sont plus riches en fer). Les liaisons Fe-F se forment peu dans les minéraux hydroxylés (Rainberg, 1952 et Rosenberg et Foit 1977).

Les teneurs en béryllium et en lithium dans les biotites séparées augmentent du granite à grain moyen au granite fin.

Les biotites du massif de Sucuri et de Soledade ont une affinité subalcaline dans le diagramme Al-Mg d'après Nachit (1985). Elles se placent dans le même domaine que les biotites du massif de Serra Dourada.

Evolution secondaire:

La roche est envahie par un assemblage de muscovite, petite biotite, ilménite et quartz. Le plagioclase est partiellement transformé en muscovite et albite. La biotite primaire se rééquilibre ou se déstabilise en muscovite et ilménite. Ce rééquilibrage provoque une hausse de la silice et une baisse du taux d'occupation des sites octaédriques. Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ reste quasi constant. Les teneurs en alumine octaédrique croissent jusqu'à 1.3 a./f.u. de Al^{VI} . Les teneurs en titane, en fer et magnésium chutent respectivement jusqu'à 0.2 a./f.u., 3.6 a./f.u. et 0.16 a./f.u..

La chute du titane est très importante et cela explique le grand volume d'oxyde de titane exsolvé. Le milieu s'enrichit en manganèse et en fer alors que le titane reste sur place (cristallisation de l'ilménite tardive).

Le caractère de plus en plus alumineux de ces biotites est probablement la conséquence de l'augmentation de l'activité de l'alumine dans le milieu de cristallisation. Les textures montrent que ces associations se sont formées aux dépens des plagioclases; l'alumine libérée par la destruction des feldspaths peut alors expliquer la composition alumineuse des biotites.

Le Bel (1979) ont montré dans les gisements de cuivre de Cerro Verde et Santa Rosa (Pérou) qu'au cours de l'altération hydrothermale la teneur en Al^{VI} des biotites croît et celle en Ti décroît, par contre le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ reste constant. Pour ces auteurs, les variations de Al^{VI} et de Ti sont liées à la température de formation et la constante du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ résulte d'une fugacité d'oxygène constante.

2- Les muscovites

2-1 Introduction:

L'étude pétrographique a permis de distinguer plusieurs types de muscovite :

- Une muscovite ME de petite taille, formant des chapelets de cristaux autour de la biotite, l'ensemble étant inclus dans le feldspath potassique.
- Une muscovite MB se développant aux dépens de la biotite.
- Une muscovite en amas MA, légèrement jaunâtre, issue de la transformation des feldspaths (surtout plagioclase). Elle est associée aux quartz et à l'albite.
- Une muscovite interstitielle MI associée à la biotite rééquilibrée ou recristallisée.

Dans le granite fin, en plus de cette distinction nous avons séparé les muscovites suivant leur position dans le filon granitique. MC : muscovite du centre; Ms : muscovite de la partie apicale; MP : muscovite de la périphérie; MBS : muscovite de la bordure du sommet. MG : muscovite près de la zone minéralisée (5 mètres) et MF : muscovite des

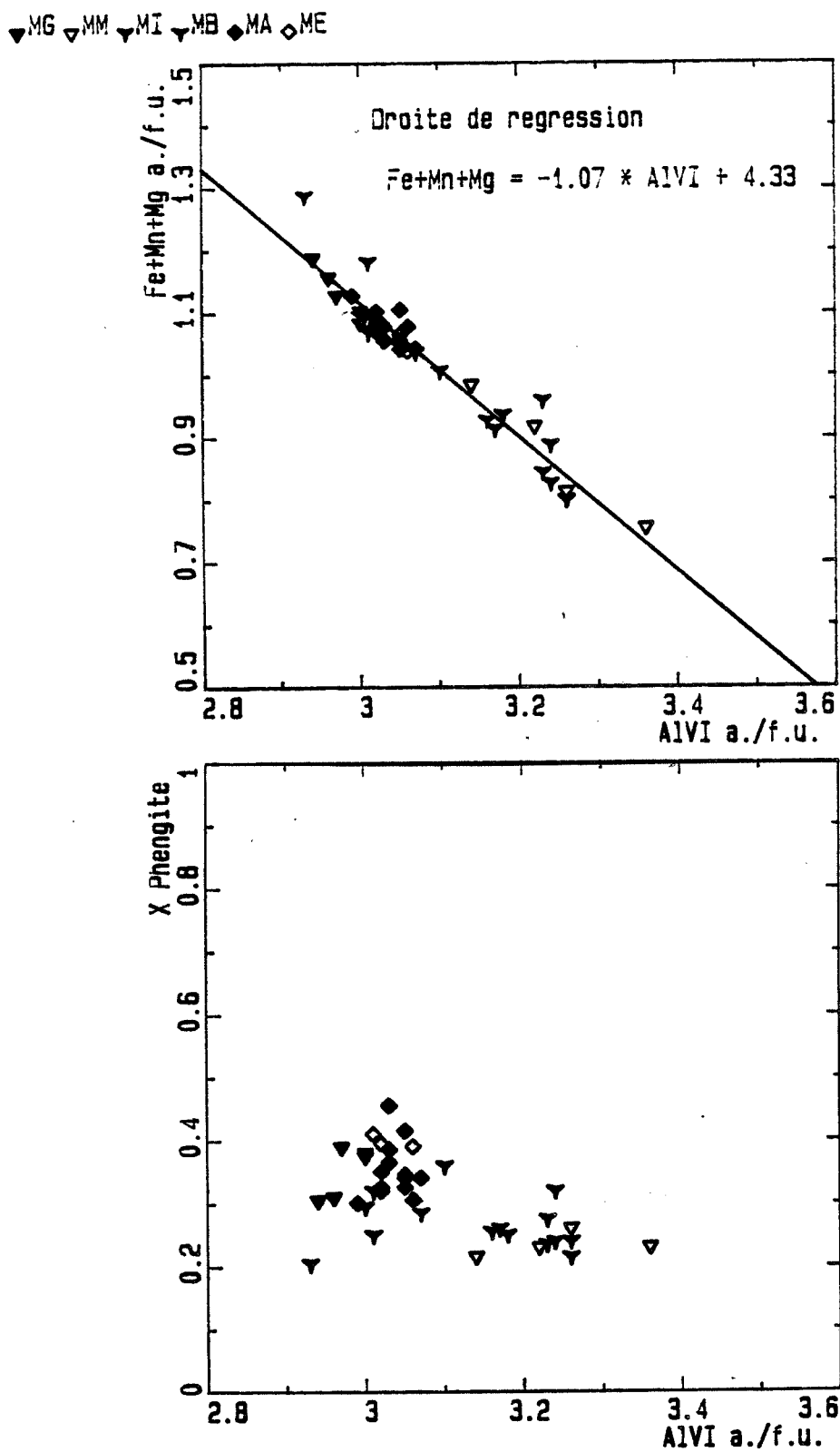


Figure III-7A: Variation de la composition des muscovites du granite à biotite à grain moyen GB. MG: muscovite du MG1; MM: muscovite du MG3; MI : muscovite interstitielle; MB: muscovite associée à la biotite; MA: muscovite en amas; ME: muscovite dans les feldspaths.

filons de granite fin de faible puissance (1 mètre de puissance). Les muscovites du microgranite MG3 sont désignées par MM.

2-2 Composition:

a) *Dans le granite à grain moyen:*

Les muscovites en amas MA sont plus riches en silice 6.58 à 7 a./f.u. que les muscovites associées aux biotites MB 6.4 à 6.6 a./f.u.. Les teneurs en alumine séparent également les deux types de muscovites (4 à 4.4 a./f.u. contre 4.4 à 5 a./f.u. respectivement). Il faut noter que la composition des muscovites ME en inclusion dans les feldspaths est la même que les muscovites en amas MA.

Les teneurs en titane (0 à 0.06 a./f.u.) des muscovites ne sont pas très discriminantes. Cependant nous observons un comportement comparable du couple Ti-Si pour les muscovites MB associées aux biotites (la droite de regression est $Ti = -0.36 Si + 2.36$) et les muscovites en amas MA (la droite de regression est $Ti = -0.16 Si + 1.11$).

Les teneurs en magnésium des muscovites en amas (0.1 à 0.16 a./f.u.) sont corrélées positivement avec celles de la silice. La droite de régression a pour équation : $Mg = 0.18 Si -1.09$. Les muscovites MB ont des teneurs en magnésium assez faibles 0.08 à 0.11 a./f.u.

Les teneurs en fer sont quasi constantes dans les muscovites en amas 0.9 a./f.u. en moyenne. Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ augmente de 0.85 à 0.89 parallèlement à Al^{VI} (de 2.95 à 3.3 a./f.u.). Le fer et l'alumine octaédrique suivent une droite de régression d'équation $Fe = -1.38 Al^{VI} + 5.2$. Par contre les teneurs en manganèse augmentent dans les muscovites.

Le taux de paragonite diminue dans les muscovites MA (2.5 % à 0.9 %). Dans les muscovites ME, ce taux est assez bas 0.8 à 0.95 %.

Les teneurs en fluor croissent dans les muscovites MA et MI et restent constantes dans les muscovites MB.

Les teneurs en silice et en alumine (fig. III-7) séparent les muscovites associées aux biotites MB des autres muscovites (MA, MI et ME). Les teneurs en fer des muscovites du granite à grain moyen GB sont corrélées avec celles de l'alumine octaédrique.

b) *Dans les microgranites:*

Les muscovites MG du microgranite MG1 ont la même composition que les muscovites en amas MA et interstitielles MI du granite à grain moyen GB (fig. III-7). Par contre celles du microgranite MG3 (MM dans les figures) sont plus alumineuses (4.7 à 4.9 a./f.u.) et plus magnésiennes (0.14 à 0.16 a./f.u.). Elles sont moins siliceuses

▼ MG ■ MM + MI ▼ MB □ MA ○ ME

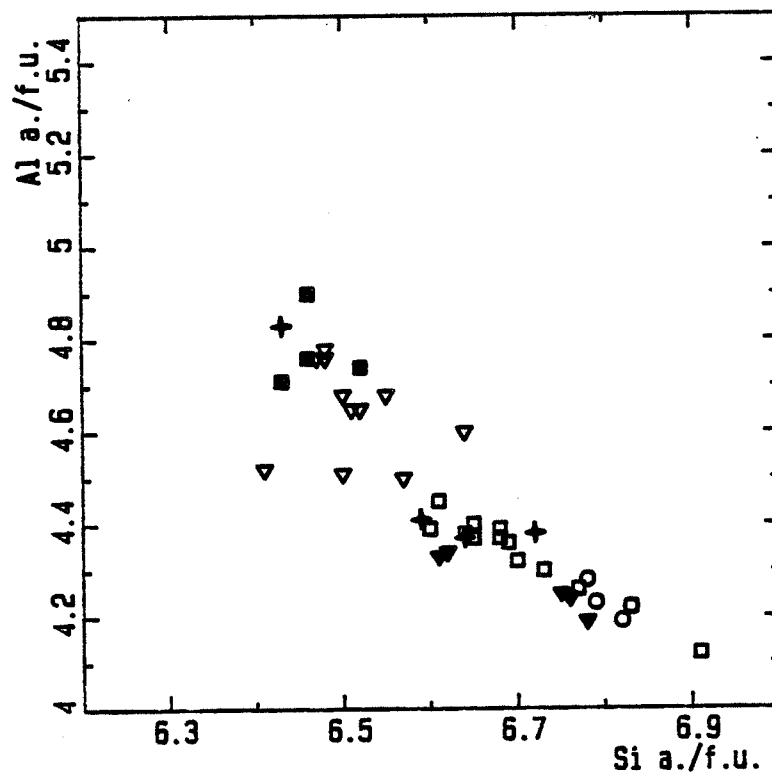
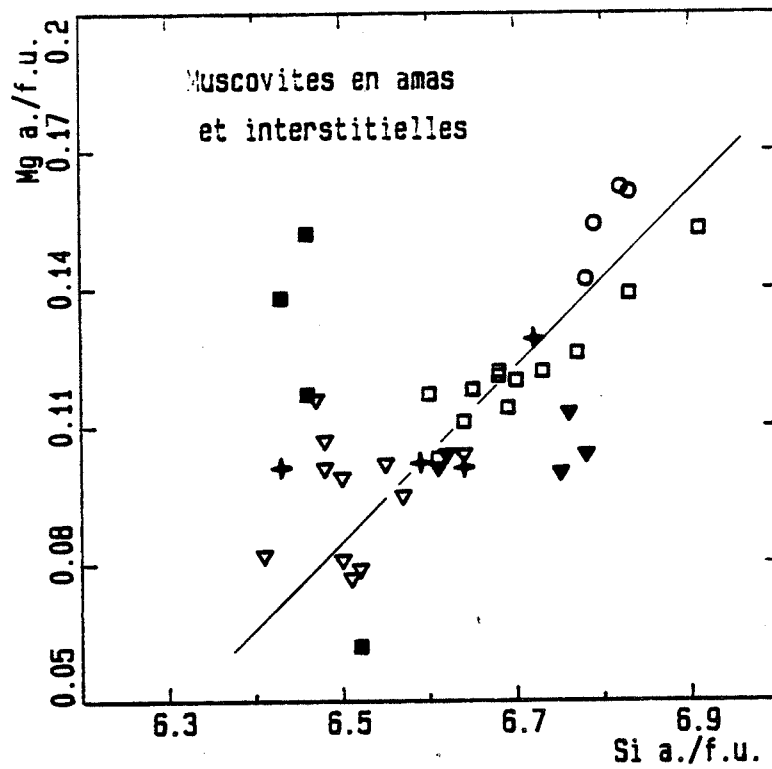


Figure III-7B: Variation de la composition des muscovites du granite à biotite à grain moyen GB. MG: muscovite du MG1; MM: muscovite du MG3; MI : muscovite interstitielle; MB: muscovite associée à la biotite; MA: muscovite en amas; ME: muscovite dans les feldspaths.

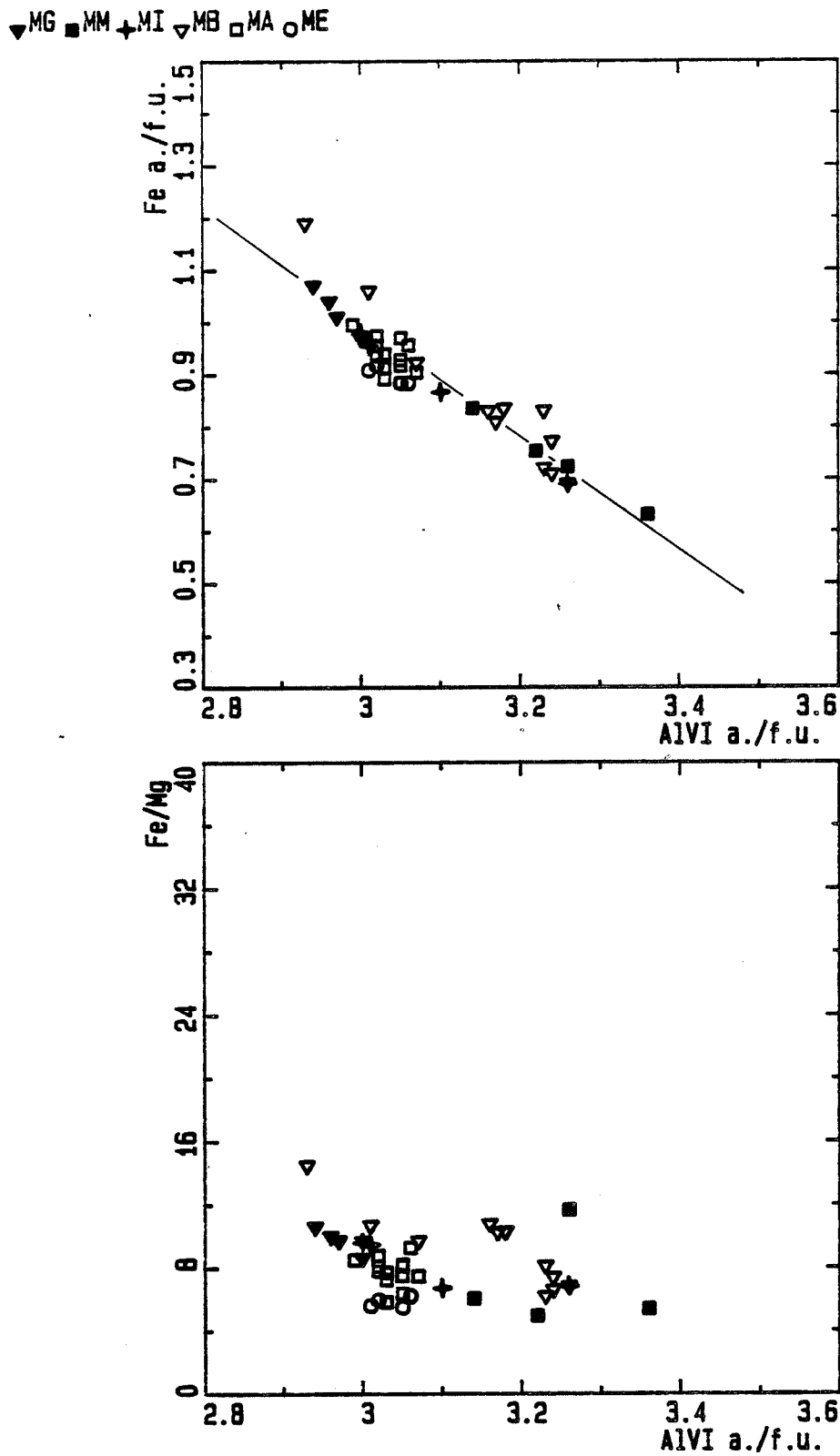


Figure III-7C: Variation de la composition des muscovites du granite à biotite à grain moyen GB. MG: muscovite du MG1; MM: muscovite du MG3; MI : muscovite interstitielle; MB: muscovite associée à la biotite; MA: muscovite en amas; ME: muscovite dans les feldspaths.

▼ MG ■ MM + MI ▼ MB □ MA ○ ME

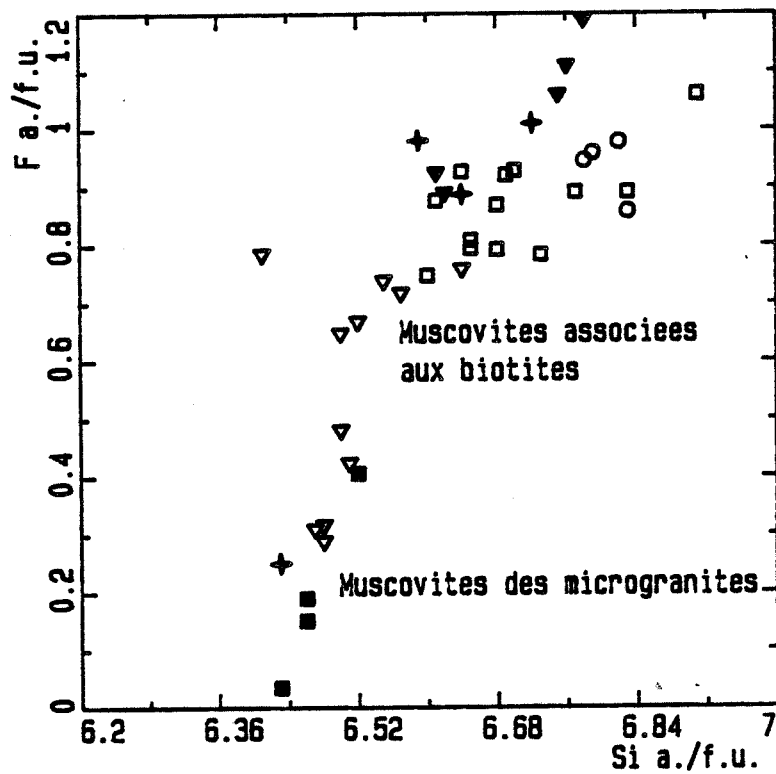
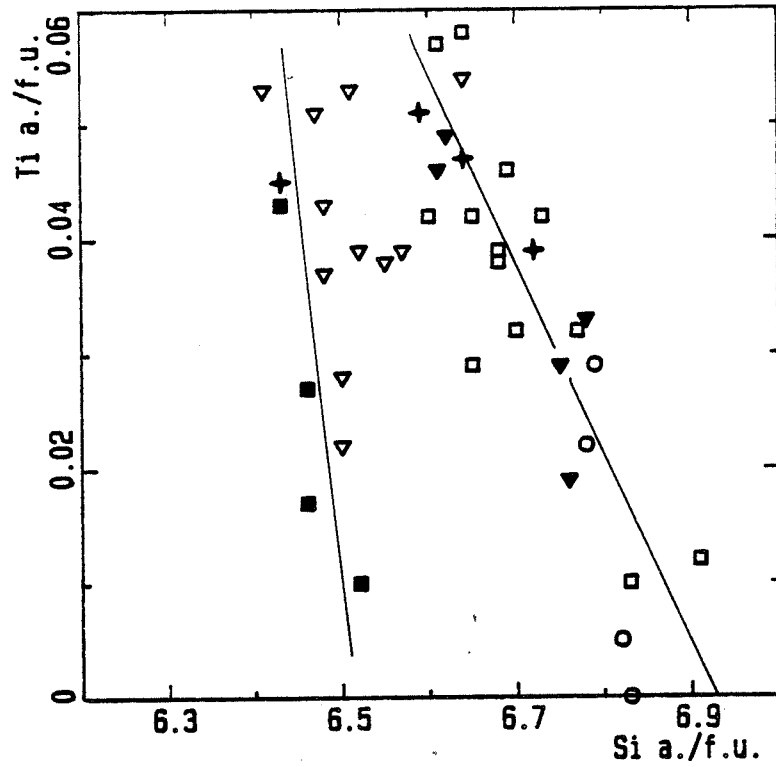


Figure III-7D: Variation de la composition des muscovites du granite à biotite à grain moyen GB. MG: muscovite du MG1; MM: muscovite du MG3; MI : muscovite interstitielle; MB: muscovite associée à la biotite; MA: muscovite en amas; ME: muscovite dans les feldspaths.

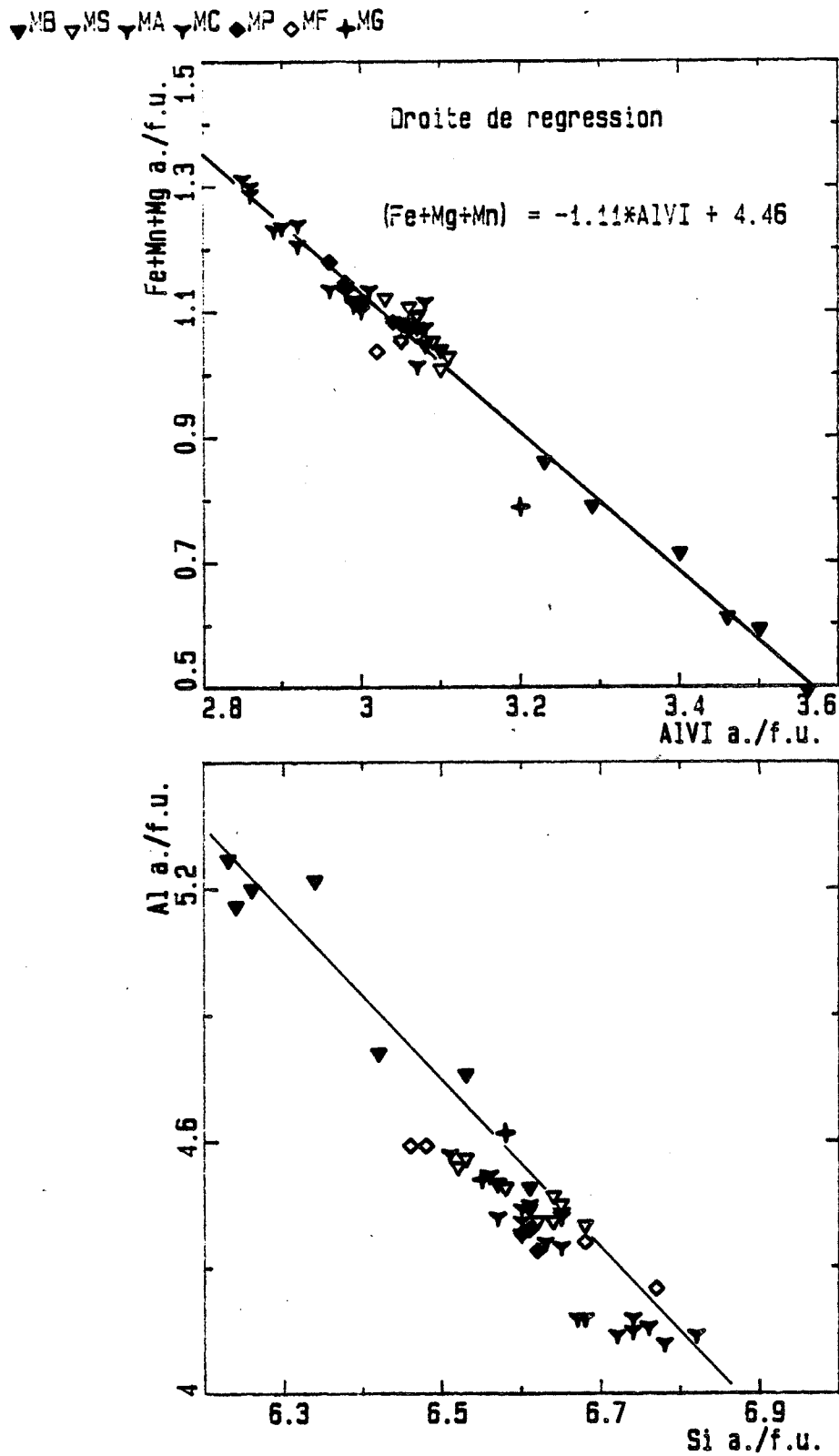


Figure III-8A: Variation de la composition des muscovites du granite fin. MC: muscovite du centre; MS: muscovite de la partie apicale du granite fin; MP: muscovite de la périphérie; MBS: muscovite de la bordure du sommet. MG: muscovite de granite fin (GGF) près de la zone minéralisée (5 mètres).

▼MB ▼MS ▼MA ▼MC ◆MP ○MF +MG

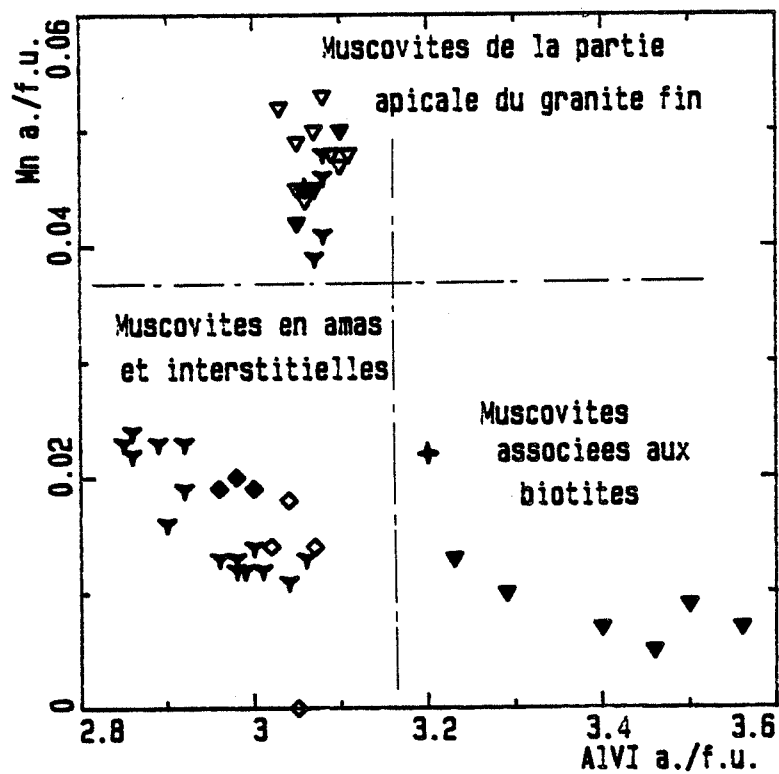
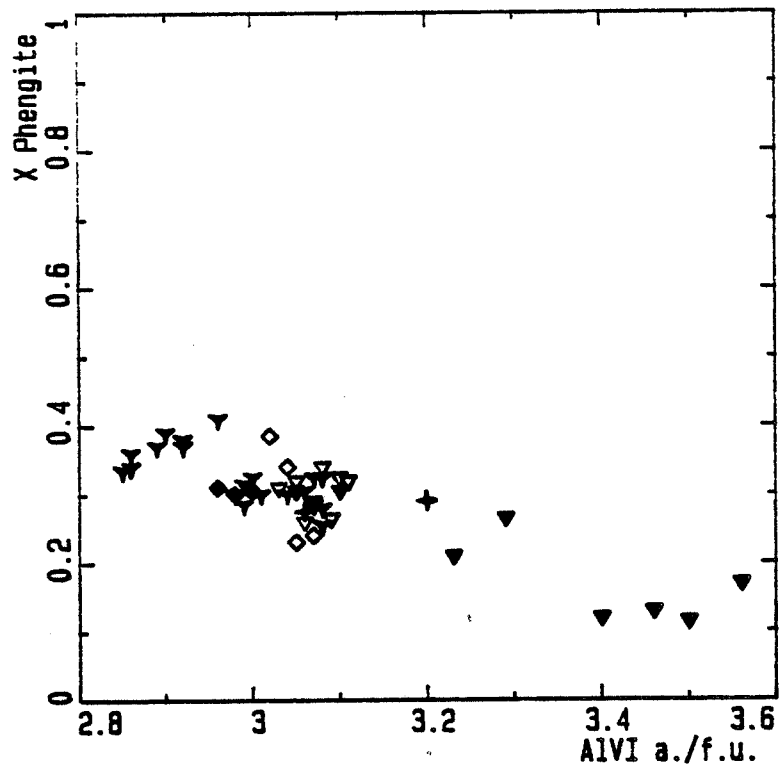


Figure III-8B: Variation de la composition des muscovites du granite fin. MC: muscovite du centre; MS: muscovite de la partie apicale du granite fin; MP: muscovite de la périphérie; MBS: muscovite de la bordure du sommet. MG: muscovite de granite fin (GGF) près de la zone minéralisée (5 mètres).

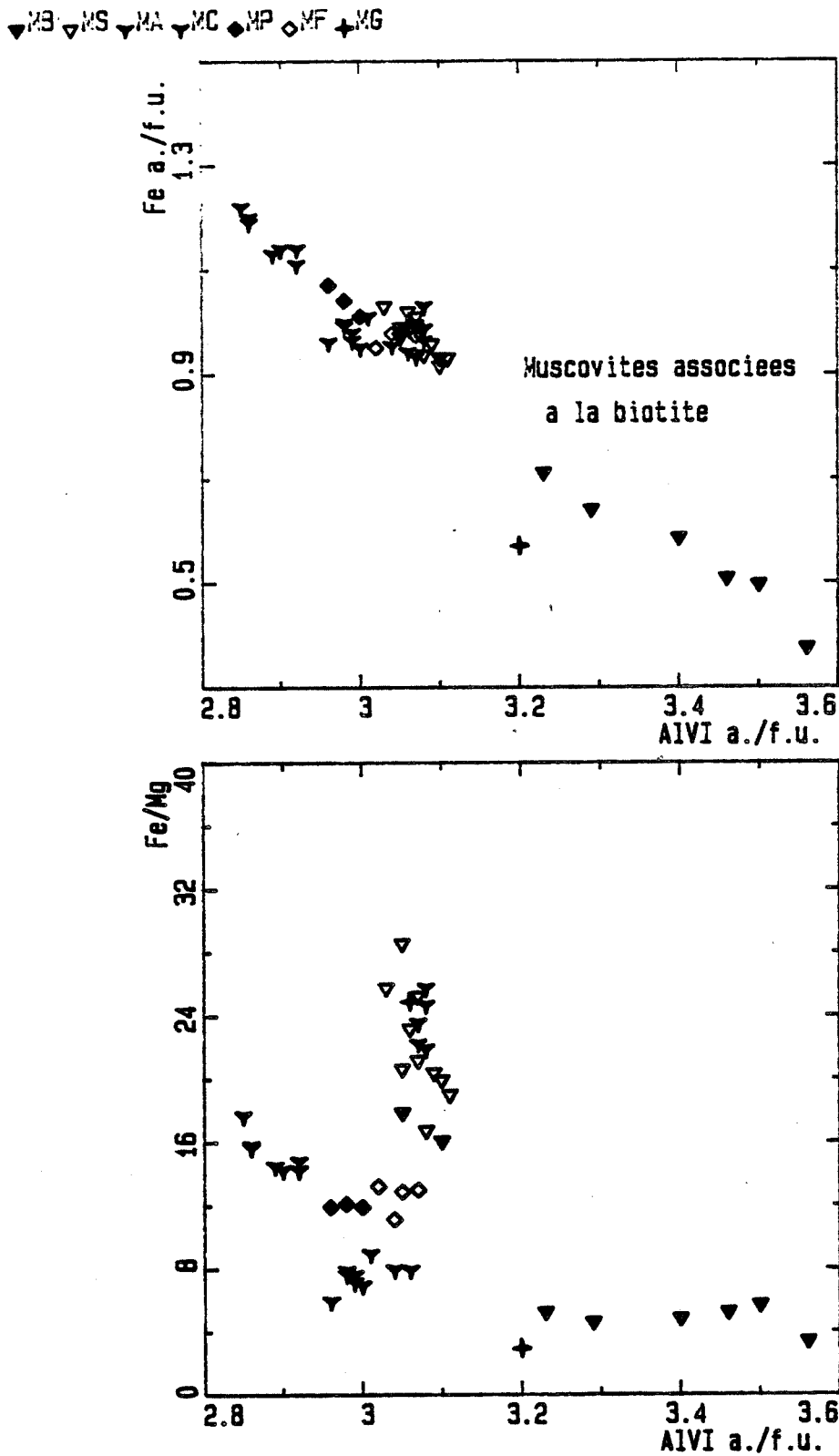


Figure III-8C: Variation de la composition des muscovites du granite fin. MC: muscovite du centre; MS: muscovite de la partie apicale du granite fin; MP: muscovite de la périphérie; MBS: muscovite de la bordure du sommet. MG: muscovite de granite fin (GGF) près de la zone minéralisée (5 mètres).

6.45 a./f.u., moins ferrifères (0.6 à 0.8 a./f.u.) et moins riches en fluor (0 à 0.4 a./f.u.). Les muscovites du microgranite MG3 ont la même gamme de teneurs en alumine octaédrique (3.15 à 3.45 a./f.u.) et en silice 6.4 à 6.6 a./f.u. que les muscovites associées aux biotites MB du granite à grain moyen GB. Il est intéressant de noter qu'elles diffèrent en ce qui concerne Mg : Si (fig. III-8).

c) Dans le granite fin:

Les muscovites présentent une substitution phengitique assez élevée 0.53 à 0.68 pour la partie apicale, 0.6 à 0.62 pour la périphérie, 0.57 à 0.65 pour le centre du filon et 0.68 à 0.78 pour les muscovites en amas proches des zones minéralisées.

Les muscovites du centre (fig. III-8) se distinguent nettement de celles de la partie apicale et de la périphérie par leur richesse en magnésium (0.113 à 0.137 contre 0.026 à 0.09 a./f.u.) et en fer (0.951 à 1.01 contre 0.93 à 1.08 a./f.u.) et par leur faible teneur en alumine octaédrique (2.96 à 3.06 contre 3.03 à 3.11 a./f.u.). Les teneurs en fluor diminuent légèrement du centre (0.9 a./f.u.) au sommet (0.7 a./f.u.) du filon granitique. Les teneurs en manganèse croissent du centre (0.011 à 0.014 a./f.u.) au sommet (0.044 à 0.052 a./f.u.) et vers la bordure MP (0.02 a./f.u.).

Les muscovites en amas MA s'enrichissent en fer (0.989 à 1.2 a./f.u.) et légèrement en magnésium (0.069 à 0.08 a./f.u.). Elles sont pauvres en alumine (2.85 à 2.92 a./f.u.) par rapport aux autres muscovites. Les teneurs en manganèse varient de 0.016 à 0.024 a./f.u.. Ce contraste de composition chimique entre MA et les autres muscovites est assez frappant au niveau des teneurs en fluor (0.94 à 1.33 contre 0.486 à 0.992 a./f.u.).

Les micas séparés du granite fin (partie apicale) ont des teneurs en lithium de l'ordre de 0.16% de Li₂O. Les teneurs en étain varient entre 0.03 % et 0.08 %.

Les muscovites MB qui se développent sur les biotites sont plus alumineuses et moins ferrifères et manganésifères que les autres muscovites (fig. III-8). Les muscovites de la partie apicale du granite fin sont très riches en Mn.

d) Dans le granite fin filonien (filon de 1 à 2 mètres de puissance):

Les muscovites de ce faciès ont la même composition chimique que les muscovites du centre du filon GF. Elles se différencient seulement par leur faible teneur en fluor (0.32 à 0.42 a./f.u.).

2-3 Relation entre les micas:

Nous avons analysé des couples biotite-muscovite dans les différents faciès.

▼ GB ■ GFP + GF ▼ GGF

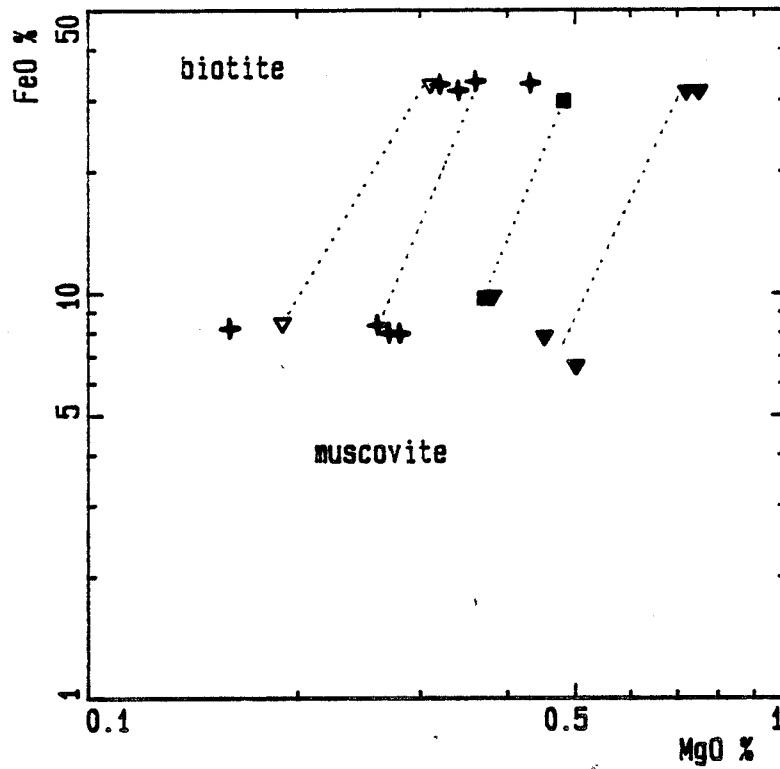


Tableau III-2: Composition chimique des couples biotite-muscovite dans les différents faciès granitiques du massif de Sucuri.

NUMERO	111	112	8562	8563	8566	8565	551	552	521	523
ECHAN	5A	5A	901	901	901	901	5B	5B	6A	6A
FACIES	GB	GB	GB	GB	GB	GB	PGF	PGF	GF	GF
SiO ₂	34.5	47.6	34.2	44.2	34.1	46.6	36.5	48.1	34.1	47.00
TiO ₂	2.1	0.51	2.2	0.49	2.4	0.37	1.4	0.33	1.9	0.31
Al ₂ O ₃	15.9	28.	16.4	26.5	16.	27.1	15.7	25.3	16.5	26.8
FeO	31.5	6.6	31.5	9.9	31.5	7.8	29.8	9.7	31.6	8.4
MnO	0.39	0.11	0.41	0.13	0.39	0.16	0.32	0.19	0.82	0.35
MgO	0.75	0.5	0.72	0.38	0.72	0.45	0.48	0.37	0.34	0.26
CaO	0.04	0.04		0.02	0.01		0.1		0.05	
Na ₂ O	0.02	0.08	0.05	0.13	0.08	0.14	0.11	0.12	0.06	0.15
K ₂ O	9.5	9.	9.3	10.6	9.4	10.9	8.2	10.5	8.3	10.6
F.	2.1	1.6	1.4	1.6	1.5	1.5	2.2	3.	1.3	1.6
Cl	0.02		0.01				0.06	0.02	0.03	0.01
total	96.80	94.00	96.2	93.9	96.1	95.00	94.9	97.7	95.	95.4
Fe/Fe+Mg	0.95	0.90	0.96	0.92	0.96	0.91	0.97	0.94	0.98	0.95

NUMERO	565	566	569	567	6257	6256	482	484
ECHAN	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A
FACIES	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GGF	GGF
SiO ₂	33.3	47.2	34.3	47.6	32.3	46.8	33.7	46.6
TiO ₂	1.6	0.2	1.9	0.19	1.3	0.16	1.4	0.26
Al ₂ O ₃	15.6	27.2	16.5	26.6	15.9	26.4	15.9	27.2
FeO	33.3	7.9	32.7	8.	32.9	8.2	32.8	8.5
MnO	1.2	0.42	1.2	0.45	0.93	0.41	1.	0.38
MgO	0.36	0.28	0.32	0.27	0.43	0.16	0.31	0.19
CaO		0.01			0.01	0.03	0.02	
Na ₂ O	0.05	0.13	0.08	0.11	0.05	0.18	0.07	0.16
K ₂ O	8.8	10.6	9.	10.5	8.	10.9	9.2	10.8
F.	1.3	1.4	1.2	1.2	1.1	1.4	1.4	1.6
Cl	0.02	0.01	0.03		0.04	0.02	0.03	0.02
total	95.6	95.4	97.2	94.9	93.	94.6	95.9	95.6
Fe/Fe+Mg	0.98	0.94	0.98	0.94	0.98	0.97	0.98	0.98

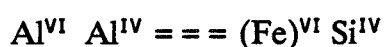
Le rapport Fe/Fe+Mg des muscovites du granite fin apical est voisin de celui de la biotite (tableau III-2). Ce rapport est conditionné dans la muscovite par celui de la biotite. Nous observons sur le diagramme FeO/MgO - TiO₂ que les teneurs en titane des muscovites varient dans le même sens que celles des biotites et que les évolutions de la composition des biotites et des muscovites sont parallèles. Un certain équilibre pour Fe et Mg s'est instauré entre la biotite secondaire et la muscovite. Les muscovites se développent aux dépens de la biotite qui imposent un certain rapport FeO/MgO aux muscovites.

2-4 Discussion et conclusion:

Ces micas sont caractérisés par des teneurs en alumine (25 à 30 %) assez faibles pour des muscovites (la proportion de Al_2O_3 est supérieure à 30 %). La gamme de variation de la valeur du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1.6 à 2) est comparable à celle des phengites (1.5 à 2.2) Deer (1962). L'augmentation des teneurs en silice est (fig. III-7 et 8) accompagnée d'une substitution du fer par l'alumine octaédrique (fig. III-7 et 8).

Les muscovites les plus alumineuses sont celles qui se développent sur les biotites (Al^{VI} varie entre 3.1 et 3.5 a./f.u.). Les teneurs en titane de ces muscovites chutent en même temps que celles de l'alumine octaédrique.

Le mécanisme de substitution qui permet de décrire cette évolution peut s'écrire :



Les teneurs en titane des micas sont plus faibles dans les faciès évolués (partie apicale du granite fin). Dans ce faciès, elles diminuent à alumine octaédrique constante.

Les proportions de paragonite sont très faibles entre 1 % et 3 %. Dans les muscovites en amas, elles sont corrélées négativement avec celles de la silice (fig. III-7). Monier (1985) a montré que les variations du taux de paragonite des muscovites sont une conséquence de la variation de la proportion de M^{2+} (Fe, Mg, Mn).

La chute des teneurs en F au cours de la cristallisation des micas tardi et post-magmatique est interprétée par Turpin (1984) comme l'effet de la dilution progressive de fluide orthomagmatique chargé de F dans des fluides d'origine extragranitique qui percolent dans la masse du granite. Nous retiendrons pour notre part l'hypothèse que la composition des micas influe sur ces teneurs en F (les muscovites sont très riches en fer entre 6 % et 10 % de FeO).

Les micas du massif de Sucuri présentent une composante phengitique assez élevée de 15 % à 45 %.

Les muscovites ont cristallisé tardivement aux dépens de la biotite et des plagioclases. Cependant, certaines muscovites et biotites (rééquilibrées) sont incluses dans les feldpaths potassiques.

Les muscovites de la partie apicale du granite fin sont très riches en Mn et en Fe.

La mise en place du granite fin provoque localement la muscovitisation et la greisénisation du granite à grain moyen GB. La composition des biotites de ce granite est modifiée par rapport à celles qui sont situées loin des contacts avec le granite fin. La composition de certaines biotites situées loin de ces zones de contacts se place sur la lignée évolutive des granites (fig. Fe/Mg). Les fluides qui ont circulé dans le granite

GB (au cours de sa déformation) sont probablement issus du granite fin GF (voir chapitre roches métassomatiques).

3- Les feldspaths

Les plagioclases sont généralement séricitisés ou complètement transformés en une muscovite légèrement jaunâtre (ces plagioclases étaient probablement plus calciques) et il ne reste que leurs fantômes et quelques reliques ça et là. Seuls les plagioclases (oligoclase An20 à An16) de taille modeste dans les feldspaths potassiques sont épargnés par la muscovitisation.

Une albite (An10 à 5) subautomorphe est présente dans tous les faciès.

Deux générations de feldspaths potassiques (subautomorphes à automorphes) ont été identifiées dans ces granites. La première possède une bordure albitique limpide, elle a été observée uniquement dans le granite à grain moyen GB. Ces feldspaths potassiques sont parfois inclus dans les feldspaths potassiques la deuxième génération. Ces derniers ne montrent pas de bordure albitique.

Les feldspaths potassiques ont été séparés et analysés par diffraction des rayons X. Les mesures de la triclinicité ont été effectuées par la méthode de Bubser et Laves (1967) :

$$\Theta(130) = 7.8 \text{ d}(130-130)$$

Les diffractogrammes des feldspaths potassiques confirment les observations pétrographiques. Il existe deux générations de feldspaths dans le granite à grain moyen GB. La première est franchement monoclinique ($2\Theta(130) = 23.536$) et la deuxième correspond au microcline maximum ($2\Theta(130) = 24.112$).

Le faciès de bordure du granite fin, présente également deux générations de feldspath potassique. Le granite fin (sommet) possède des feldspaths potassiques tricliniques avec un indice de triclinicité (0.97) assez élevé.

4- Le zircon

Les zircons sont de petite taille (0.1 à 0.04 mm). Ils sont généralement associés à la monazite et à la muscovite interstitielle ou en amas. Lorsque les formes du zircon sont reconnaissables, nous avons pu distinguer trois formes : deux prismatiques {110} et une bipyramidale {101}. Ces trois formes se rencontrent dans tous les faciès. Suivant la nomenclature de Pupin (1976 et 1980), ces formes sont du type P1, G1, G2 et G3. Pupin et Turco (1972) ont montré la relation existant entre la morphologie des cristaux de zircon et la température de leur milieu de cristallisation. A température élevée (supérieure à 700°C), les cristaux à prisme {100} prédominent, alors que les cristaux

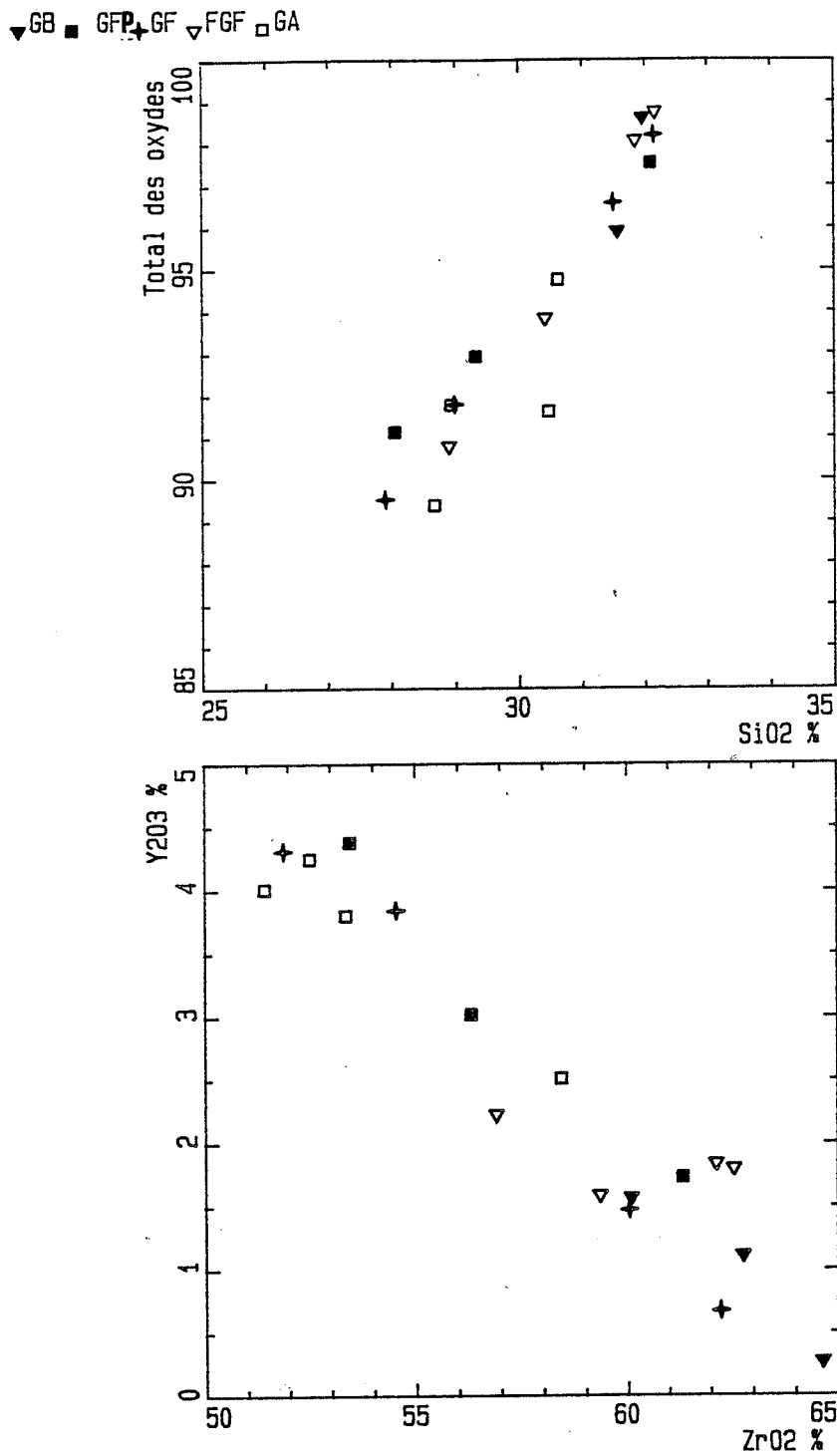


Figure III-10A: Variation de la composition chimique des zircons dans les granites du massif de Sucuri. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, FGF: granite fin filonien de faible puissance et GA: granite GB albitisé.

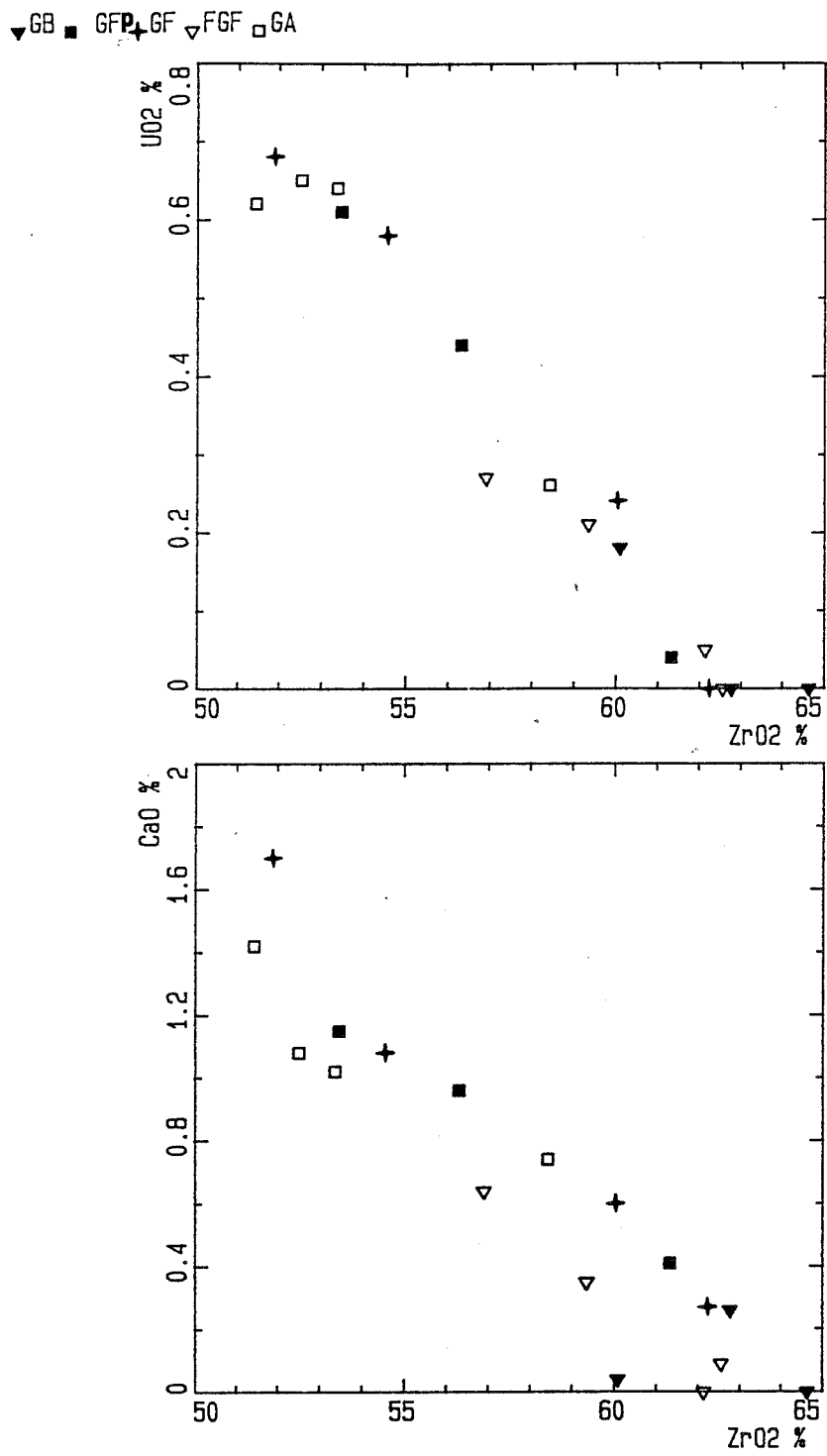


Figure III-10B: Variation de la composition chimique des zircons dans les granites du massif de Sucuri. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, FGF: granite fin filonien de faible puissance et GA: granite GB albitisé.

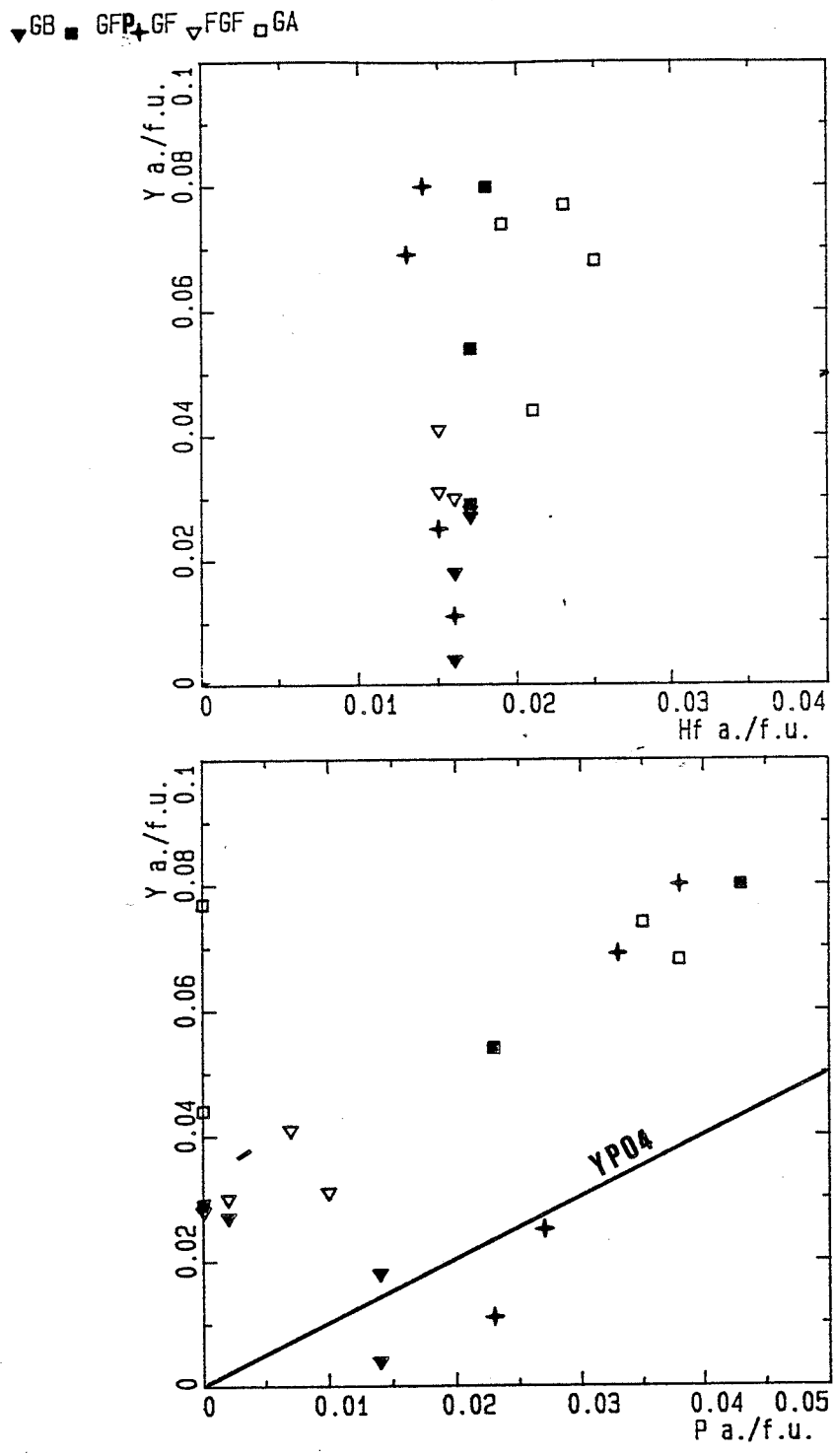


Figure III-10C: Variation de la composition chimique des zircons dans les granites du massif de Sucuri. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, FGF: granite fin filonien de faible puissance et GA: granite GB albitisé.

formés à basse température (entre 650°C et 500°C) montrent un développement accentué du prisme {110}. D'après les mêmes auteurs, le type G apparaît en fin de cristallisation à des températures de l'ordre de 600°C et le type P1 cristallise à 650°C. Pupin (1972 et 1980) remarque que le zircon de type G est généralement associé à la monazite.

Nous avons analysé en plus des zircons des différents faciès, les zircons des filons d'albitite (GA) (tableau en annexe).

Le total des oxydes varie entre 89% et 100%. Le total des oxydes est parfaitement corrélé avec les teneurs en silice (Fig. III-9). La droite de régression a pour équation :

$$\text{Somme des oxydes} = 2.06 \text{ SiO}_2 + 32$$

Le rôle de l'eau dans la composition des zircons est connu dans les zircons naturels (Fron del, 1953) et synthétiques (Fron del et Colette, 1957 et Caruba, 1975). Nous considérons que le déficit à 100 % (de la somme des poids d'éléments) est équivalent à la teneur en eau. Les teneurs en H₂O (entre 0 et 11 % de H₂O) ainsi calculée se corrélient bien avec les teneurs en silice mesurées à la microsonde. L'introduction de 10 % de H₂O produit un désordre dans la structure et le zircon n'est plus stable. Le rapport Zr/Si est supérieur à l'unité, ainsi ne pouvons-nous pas admettre en toute rigueur le remplacement de SiO₄⁴⁻ par 4((OH)⁻) comme le suggéraient Fron del et Colette (1957) et Caruba (1975) ?

Les teneurs en phosphore augmentent (0 à 1.5 % de P₂O₅) dans les zircons riches en eau. Le phosphore remplace probablement une partie de la silice et la neutralité électrostatique est maintenue par l'introduction des terres rares essentiellement yttriques. En effet les teneurs en yttrium croissent (0.27 % à 4.5 % de Y₂O₅) dans les zircons riches en eau par contre celles en cérium sont faibles entre 0 et 0.09 % de Ce₂O₃. Les terres yttriques se concentrent davantage que les terres rares légères dans les zircons métamictes.

Les teneurs en hafnium baissent dans le granite fin de 1.8 % à 1.4 % de HfO₂ et restent constantes (1.8 % de HfO₂) dans le faciès de bordure GFP du granite fin et dans le granite à grain moyen GB. Elles sont de l'ordre de 1.88% à 2.59% dans les filons d'albitites. Les teneurs en zirconium baissent de 65 % à 51 % de ZrO₂.

Les zircons déficitaires en zirconium et en silice s'enrichissent en uranium (de 0 à 0.68% de UO₂), en Thorium (de 0 à 0.25 % de ThO₂), en calcium (de 0 à 1.65 % de CaO) et en fer jusqu'à 1.24 % de FeO. Le rapport Th/U est constant 0.3 dans les zircons déficitaires du granite fin filonien et pour certains zircons du faciès de bordure du granite fin et 0.4 pour les zircons du sommet du granite fin.

Ces teneurs montrent que U, Th, Y, P, Ca et Fe se concentrent dans les stades tardifs en association avec la muscovitisation qui affecte ces granites. Les fortes teneurs

en éléments radioactifs associés à l'eau sont probablement responsables de la métamictisation du réseau du zircon par rapport aux zircons précoces.

5- La monazite

Les teneurs en cérium de la monazite sont corrélées négativement avec celles en thorium (6 % à 7.5 % de ThO_2), en yttrium (1 % à 4 % de Y_2O_5) et en calcium 0.8 % à 0.5 % de CaO) et positivement avec les teneurs en lanthane (12 % à 16 % de La_2O_3) et celles en phosphore (27 % à 28.8 % de P_2O_5).

Les teneurs en samarium dans le granite fin restent constantes (1.8 % de Sm_2O_3), alors qu'elles baissent (2.4 % à 1.2 % de Sm_2O_3) parallèlement à l'augmentation (fig. III-10) des teneurs de cérium (de 28 % à 31 % de Ce_2O_3) dans les monazites du granite à grain moyen GB. Les monazites du granite fin filonien se distinguent par de faibles teneurs en cérium (27 % à 28.5 % de Ce_2O_3).

Le diagramme triangulaire La-Y-Th met en jeu les trois principaux pôles de variation des monazites : les LREE (La), les HREE (Y) et le thorium. Il sépare clairement deux groupes : des monazites hydrothermales pauvres en Th et en Y (filons d'albite GA), et des monazites magmatiques à teneurs en Th ordinaires pour des monazites de granites (Cuney, 1981), mais à teneurs en Y variables. Dans le second groupe, il est remarquable que les monazites des granites FGF (granite fin filonien) se distinguent nettement de celles des autres granites par des teneurs en Th plus faibles, indiquant qu'il faut distinguer ces granites de l'ensemble des autres.

6- Les ilménites

Les ilménites sont toujours associées à la biotite et à la muscovite. Les ilménites du granite à grain moyen GB se distinguent de celles du granite fin par leurs fortes teneurs en fer ferrique 4.5 % de Fe_2O_3 et leurs faibles teneurs en manganèse 4.24 % contre 5.41 % de MnO.

	Ilménite	Hématite	Pyrrhophanite
granite GB	82%	9.4%	9%
granite GFP	86.7%	1.7%	11.5%
granite GF	88.4%	0	11.6%

La forte proportion d'hématite en solution solide dans l'ilménite témoigne de l'état d'oxydation élevé du milieu de cristallisation.

■ GB ▼ GF ◆ PGF △ FGF * GA

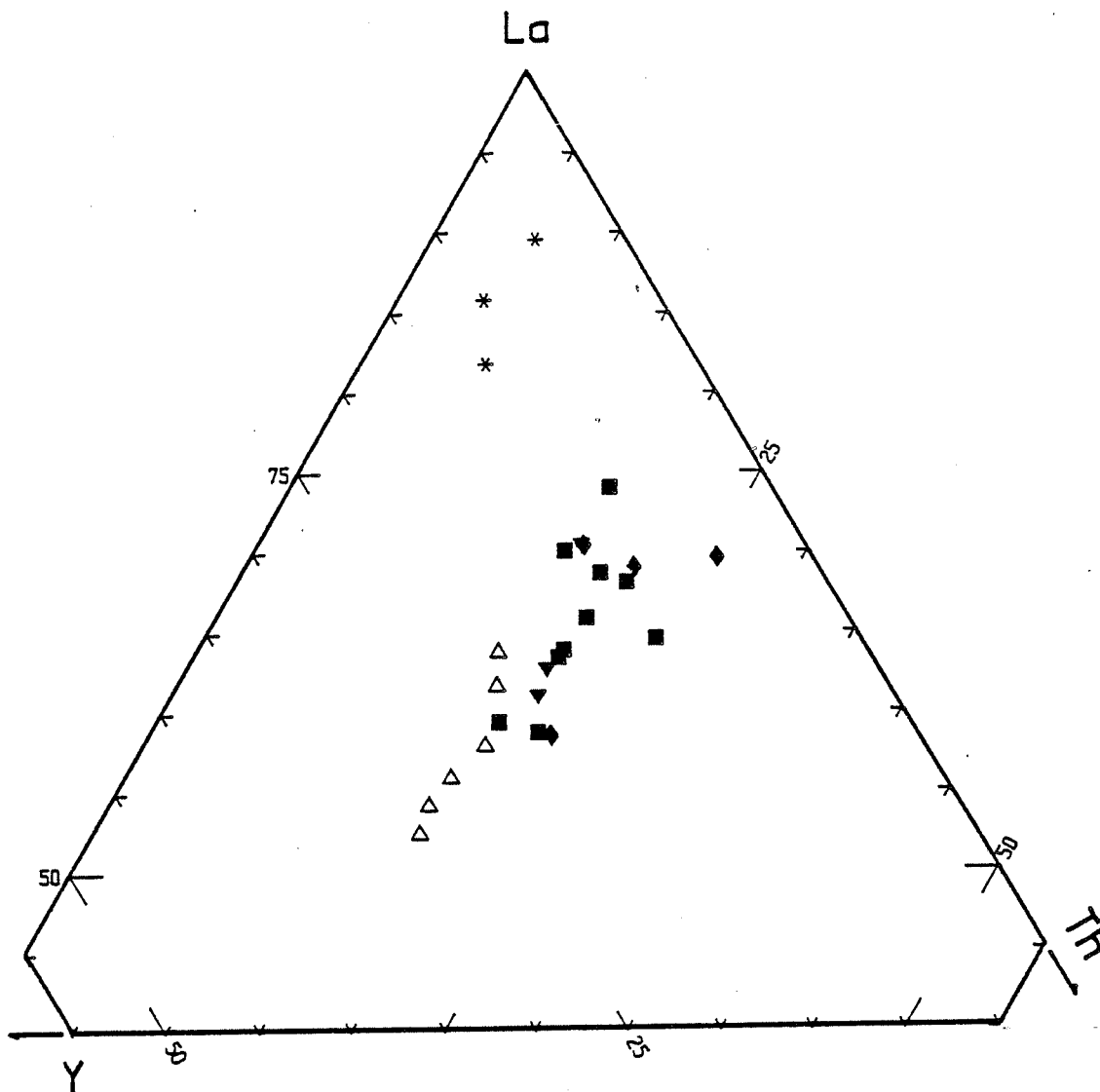


Figure III-11: Variation de la composition chimique des monazites dans les granites du massif de Sucuri. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PGF: granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance et GA: granite GB albitisé.

VI - Composition chimique des granites

1- Evolution interne

1-1 Le massif de Sucuri:

a) *Introduction:*

Nous avons distingué quatre faciès pétrographiques dans le massif de Sucuri: un granite à biotite à grain moyen GB, un granite à biotite à grain fin GF, parfois porphyrique PGF et des microgranites MGF. Des filons de faible puissance (1 à 3 m) de granite fin FGF ont également été étudiés. Les échantillons analysés sont reportés sur la carte (fig. III-3).

Ce massif daté par la méthode U/Pb sur zircon donne un âge de 1767 +/- 10 M.a. (Pimentel et al., 1990).

Tableau III-3 : Caractéristiques chimiques des granites du massif de Sucuri
() nombre d'analyses

	MG		GB (6)	GF (5)	PGF (4)	FGF (2)
	MG1 (1)	MG2-3 (2)				
SiO ₂	73.53	72.48 - 74.35	72.75 - 73.73	71.21 - 73.21	71.07 - 73.08	72.04 - 72.15
Al ₂ O ₃	13.52	12.17 - 14.66	13.05 - 13.62	13.66 - 14.07	13.35 - 14.10	13.26 - 13.73
Fe ₂ O ₃	2.16	2.07 - 2.46	2.12 - 2.52	2.32 - 2.71	2.04 - 2.66	2.40 - 2.81
MnO	0.03	0.03 - 0.04	0.03 - 0.04	0.03 - 0.10	0.03 - 0.04	0.04 - 0.05
MgO	0.09	0.35 - 0.37	0.09 - 0.10	0.02 - 0.14	0.01 - 0.10	0.09 - 0.09
CaO	0.70	0.61 - 0.70	0.83 - 0.97	0.50 - 0.80	0.35 - 0.80	0.67 - 0.68
Na ₂ O	3.59	4.19 - 5.19	3.39 - 4.14	3.51 - 5.40	3.82 - 5.80	4.73 - 4.73
K ₂ O	5.64	5.36 - 5.39	5.24 - 5.86	5.20 - 5.99	5.30 - 6.21	5.58 - 5.75
TiO ₂	0.17	0.24 - 0.26	0.16 - 0.18	0.15 - 0.17	0.15 - 0.18	0.17 - 0.18
P ₂ O ₅	0.11	0.03 - 0.17	0.08 - 0.10	0.07 - 0.12	0.07 - 0.20	0.09 - 0.09
PF	1.10	0.82	0.94 - 1.34	1.12 - 1.18	1.06 - 1.18	0.88 - 1.14

b) *Interprétation des variations observées:*

Nous avons choisi la teneur en Th comme indice de différenciation. L'étude des monazites (6 à 7% ThO₂) montre que la variation de composition des cristaux au sein d'un même échantillon se fait sans modification importante des teneurs en Th, ce qui permet d'exclure des "effets de bord" relatifs à ces cristaux. Cet élément présente une

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▽ GB □ GF ○ PFG ▼ FGF + GP1 △ GP2

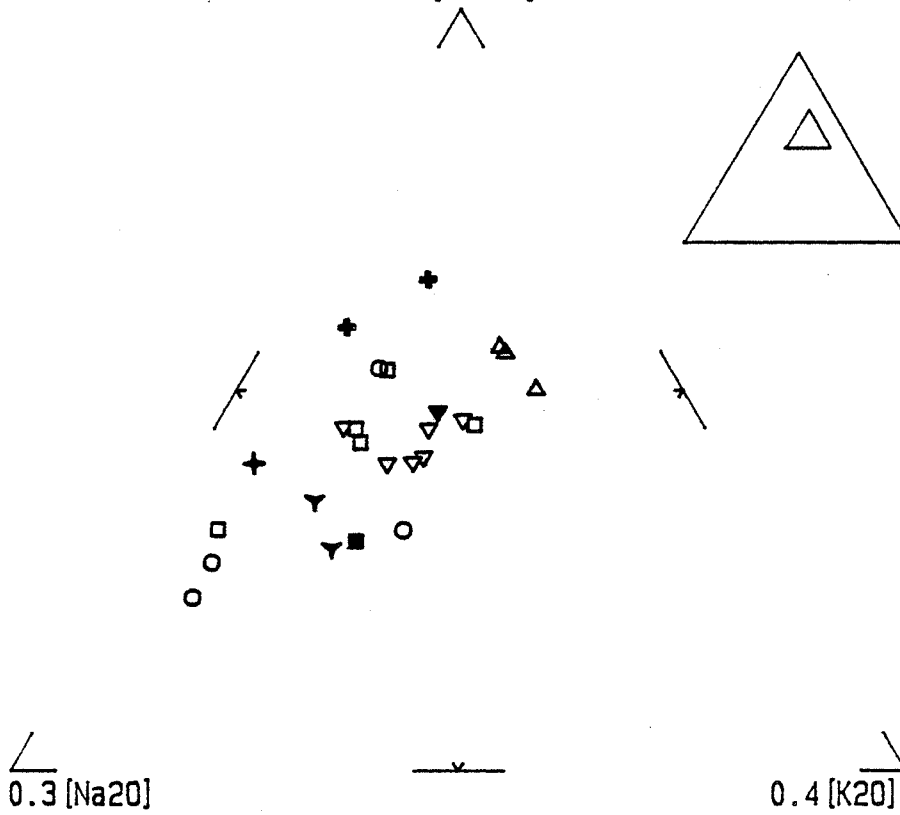
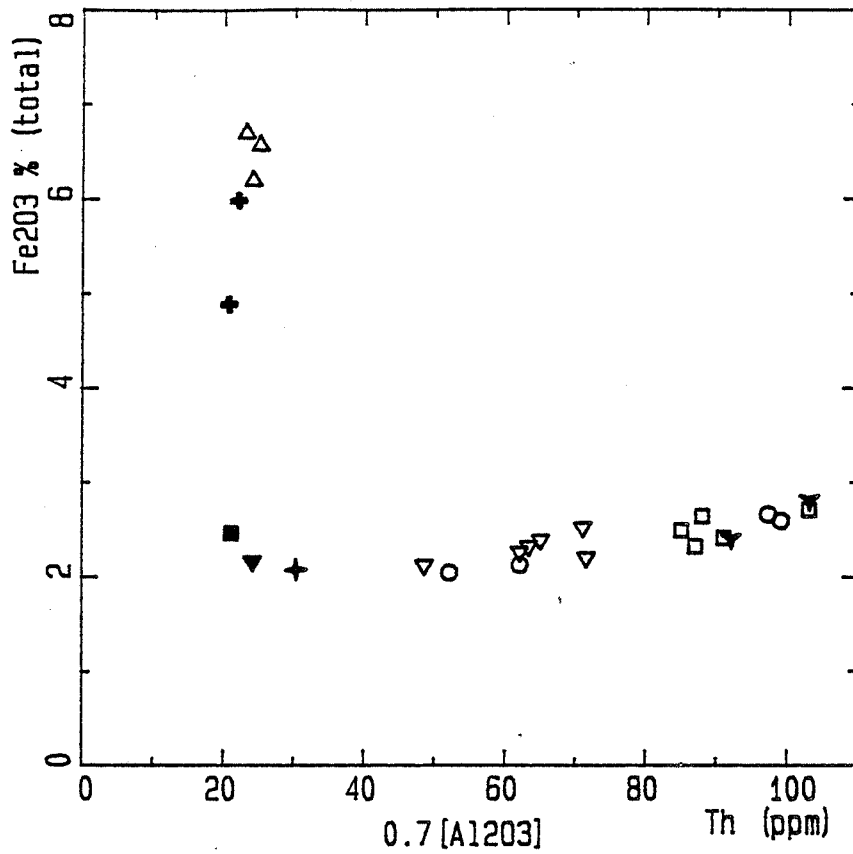


Figure III-12: Variation des teneurs en Fe_2O_3 par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites. B: Les granites du massif de Sucuri dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

gamme de variation étendue de 20 à 103 ppm. Il a été dosé par trois méthodes différentes (ICP, fluorescence X et activation neutronique), qui donnent des résultats comparables donc fiables au sujet du Th. Le caractère discriminant du Th se traduit par ses teneurs bien distinctes dans les différents faciès: 20 à 30 ppm dans les microgranites, 50 à 70 ppm dans le granite GB et 70 à 103 ppm dans le granite fin.

. Les éléments majeurs:

L'ensemble des faciès a un rapport atomique $Al/Na+K+2 Ca$ inférieur à 1.07. Le granite fin GF est plus alumineux (0.967 à 1.07) que les autres faciès.

Les teneurs en calcium sont très variables, nous pouvons constater (tableau en annexe) que ces teneurs baissent du granite à biotite GB (0.9 %) au granite fin GF (0.8 % à 0.7 %). Les teneurs en CaO des microgranites sont faibles 0.7 % à 0.6 %. Les échantillons à faibles teneurs en CaO sont riches en Na_2O , ils ont un rapport Na/K voisin de 1.63. Le rapport Na/K du granite GB (0.76 0.98) est plus faible que celui du granite fin (0.98 à 1.06). Les fortes teneurs en Na_2O dans ces granites correspondent à de faibles teneurs en silice (tableau X-2, analyses 878, 5B, 941, 985 et 986). Nous avons vu (pétrographie) que le granite fin et le faciès fin porphyrique se caractérisent par un enrichissement en feldspaths (plus particulièrement l'albite) par rapport au quartz.

Les teneurs en fer augmentent modestement (fig. III-11) du granite GB au granite fin GF. Les microgranites ont des teneurs en fer comparables au granite GB. Nous avons remarqué une tendance similaire dans les micas qui s'enrichissent en fer du granite GB au granite fin, ce qui est particulièrement marqué en fin d'évolution, dans les faciès apicaux du granite fin (échantillons 6A et 5B).

Le rapport MgO/TiO_2 des granites (GB, GF, GFP et FGF) du massif de Sucuri est compris entre 0.2 et 0.88, il est comparable à celui de Serra d'Encosto et de Serra da Mesa. En revanche, les microgranites MG2 et MG3 ont un rapport MgO/TiO_2 plus élevé (de l'ordre de 1.44 +/- 0.2) que le microgranite MG1 (0.53). Les teneurs en titane varient peu, les microgranites MG2 et MG3 sont plus riches en titane (respectivement 0.24 % à 0.26 %) que le microgranite MG1 (0.17 %). Le granite GB et le granite fin GF ont la même gamme de variation de titane (0.16 % à 0.18 %).

En résumé, les faciès GB, GF, GFP et FGF du massif de Sucuri ont des compositions chimiques très voisines, ceci se traduit par l'absence d'individualisation claire de ces faciès. Les granites (GB, GF, GFP et FGF), riches en K_2O , montrent une tendance sodique dans le faciès fin. Ils se caractérisent par un rapport Fe/Mg très élevé. Les microgranites ont une composition différentes des autres faciès.

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▼ GB □ GF ○ PFG ▼ FGF + GP1 ▲ GP2

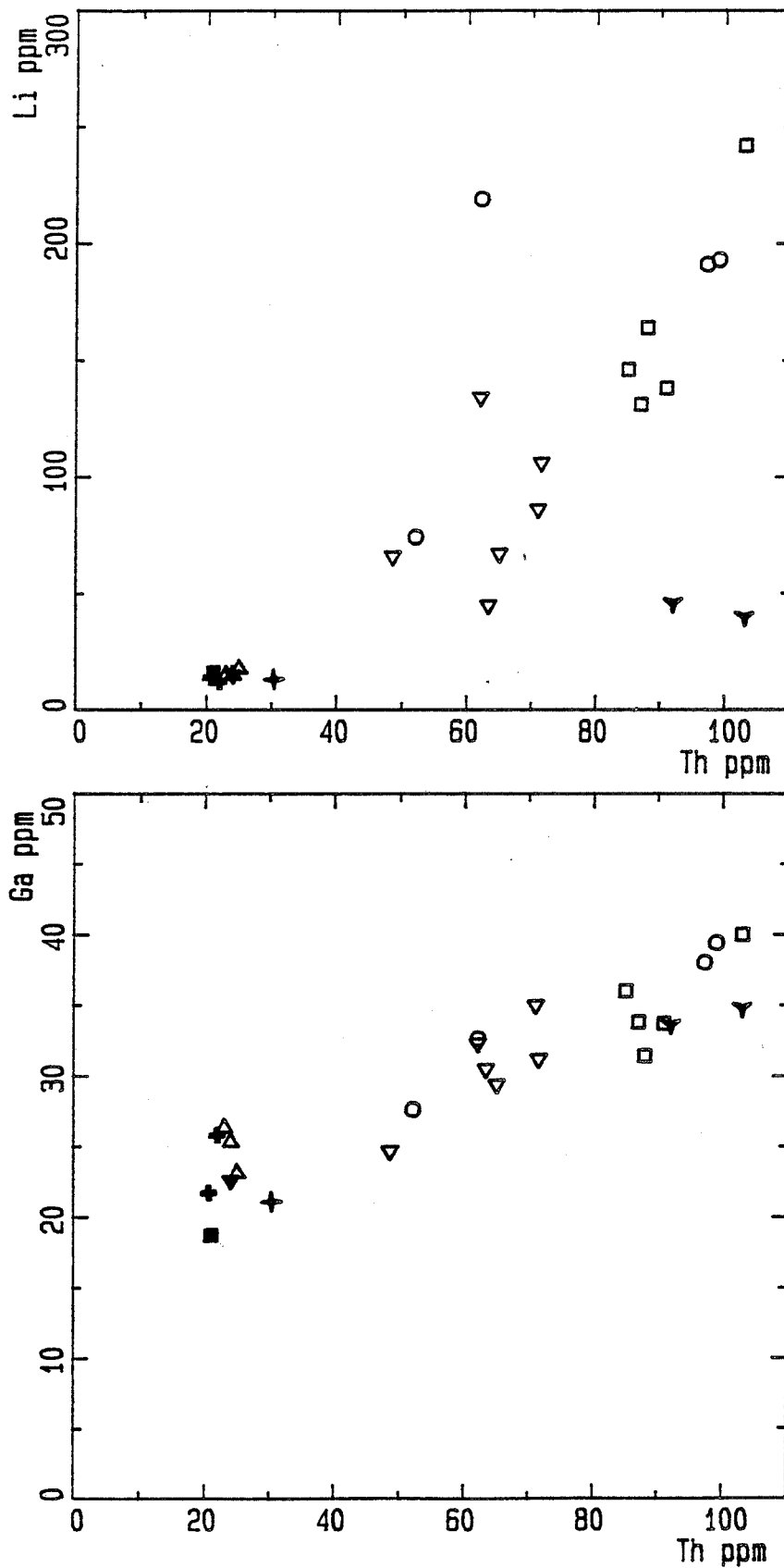


Figure III-14: Variation des teneurs en Ga et Li par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▽ GB □ GF ○ PFG ▾ FGF + GP1 △ GP2

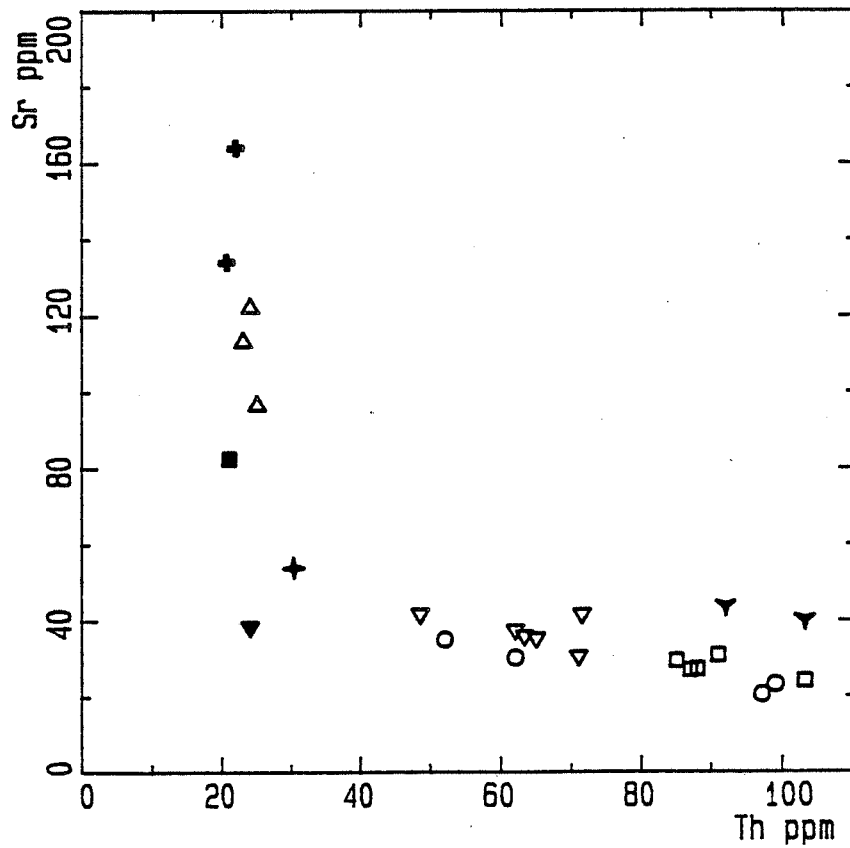
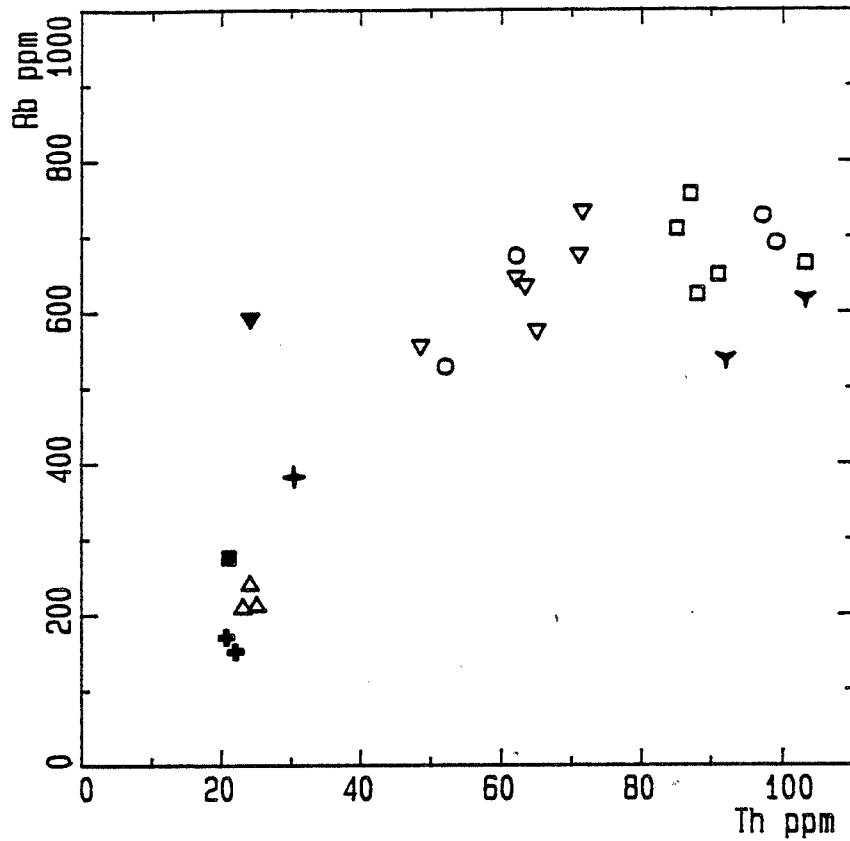


Figure III-15: Variation des teneurs en Sr et Rb par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▽ GB □ GF ○ PFG ▼ FGF + GP1 △ GP2

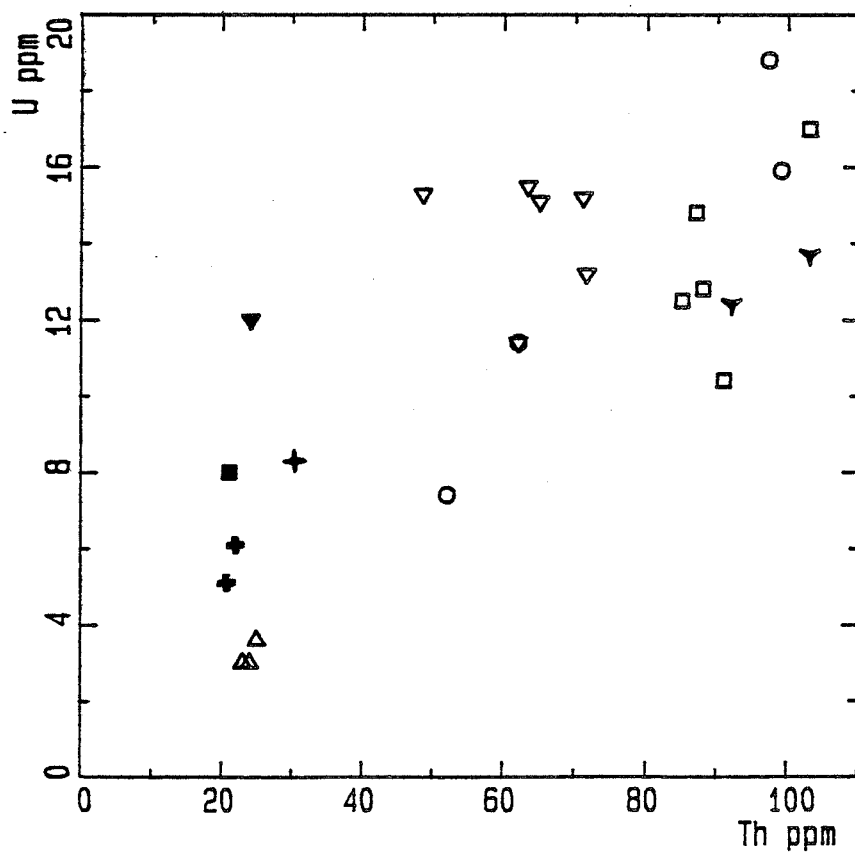
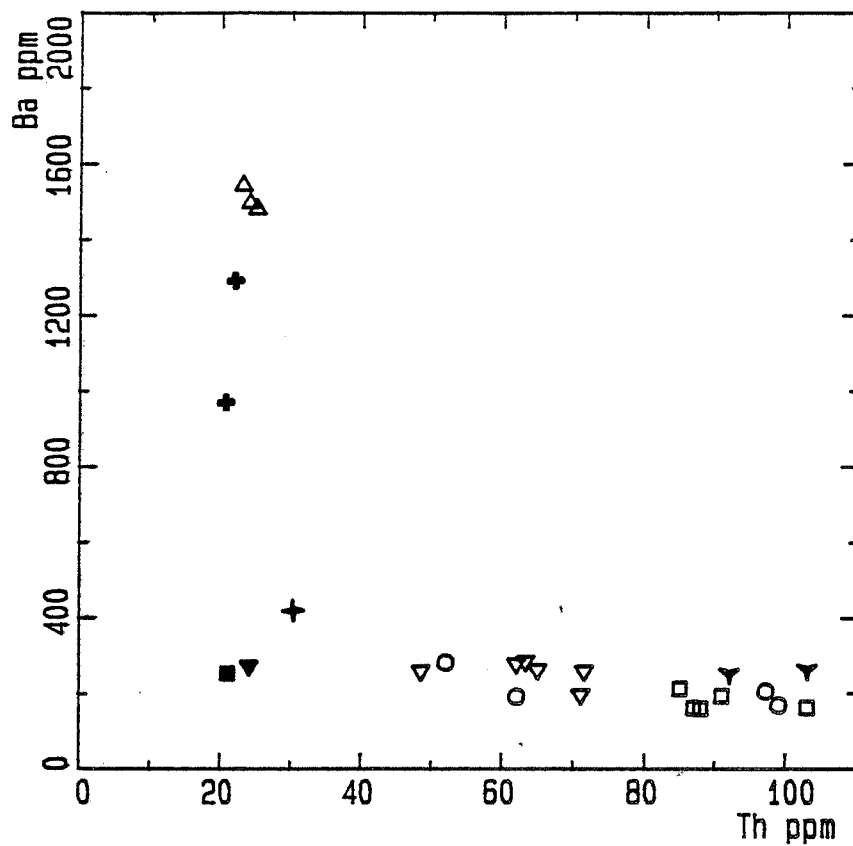


Figure III-16: Variation des teneurs en Ba et U par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

. Les éléments traces:

Les teneurs en Co baissent (fig. III-11) depuis (3.84 à 3.2 ppm) dans les microgranites à (0.6 ppm) dans le granite fin porphyrique apical échantillon 5B). En revanche, le Sc se comporte comme le fer, il croît depuis les microgranites (3 ppm), jusqu'au granite fin porphyrique (7.5 ppm). Les diagrammes Co-Th et Sc-Th montrent un comportement anormal du microgranite MG3 pour Sc et Co.

Les teneurs en Sr de ces granites sont assez faibles, respectivement entre 90 et 20 ppm et décroissent des microgranites au granite fin (fig. III-13), ce qui traduit la cristallisation du feldspath potassique et du plagioclase. Les teneurs en Ba augmentent dans les microgranites (de 253 à 419 ppm) et baissent du granite GB (286 à 197 ppm) au granite fin (213 à 162 ppm). Les teneurs en Rb ne sont pas très contrastées (fig. III-13) entre le granite GB et le granite fin (500 ppm à 756 ppm). En revanche, elles sont très faibles dans les microgranites (382 à 275 ppm) sauf pour le microgranite MG1 (592 ppm).

Les teneurs en Ga et en Li croissent (fig. III-13) également au cours de l'évolution de ces granites. Ces deux éléments sont essentiellement contenus dans les biotites. Le Ga remplace Al dans les sites octaédriques des micas.

Le granite fin est plus riche en Be (12.5 à 71 ppm dans les faciès apicaux) que le granite GB (3 à 10 ppm) et les microgranites (5 à 8 ppm). Cependant, nous constatons une baisse des teneurs en Be (8 à 10 ppm) dans la partie apicale du granite fin (granite fin porphyrique) et dans le granite fin filonien FGF (4 à 5 ppm). Cette dispersion des données suggère que le Be a été mobilisé à un stade postérieur. En effet, plusieurs veines à quartz, muscovite et béryl recoupent le granite fin dans sa partie apicale.

Les teneurs en U augmentent (fig. III-13) des microgranites (8 ppm), au granite GB (11.4 à 15.5 ppm). Elles sont trop dispersées dans le granite fin 10.4 à 17 ppm. Cependant, le granite GB est plus riche en U (14.86 ppm en moyenne) que le granite fin, 12.6 ppm. Le rapport Th/U croît au cours de cette évolution, 2.7 dans les microgranites, 4.5 dans le granite GB, 6.8 dans le granite fin GF, 5.9 dans le granite fin porphyrique PGF et 7.5 dans le granite fin filonien FGF. L'augmentation de ce rapport peut résulter du fractionnement de U dans le fluide par augmentation de la fugacité d'oxygène durant la différenciation magmatique. La composition de l'ilménite (les ilménites du granite fin FGF sont dépourvues d'hématite en solution solide, par contre dans le granite GB, la proportion d'hématite en solution solide est de l'ordre de 9 %) indique une baisse de la fugacité d'oxygène entre les deux faciès.

Les teneurs en Nb et Ta augmentent avec la différenciation. Ces éléments comme le Th discriminent bien les différents faciès (fig. III-13).

Zr, Hf, La, Ce et Yb sont hygromagmaphiles ce qui est cohérent avec la cristallisation tardive du zircon et de la monazite (fig. III-14). Ils sont contrôlés par la

▼MG1 ■MG2 +MG3 ▼GB □GF ○PFG ▼FGF +GP1 △GP2

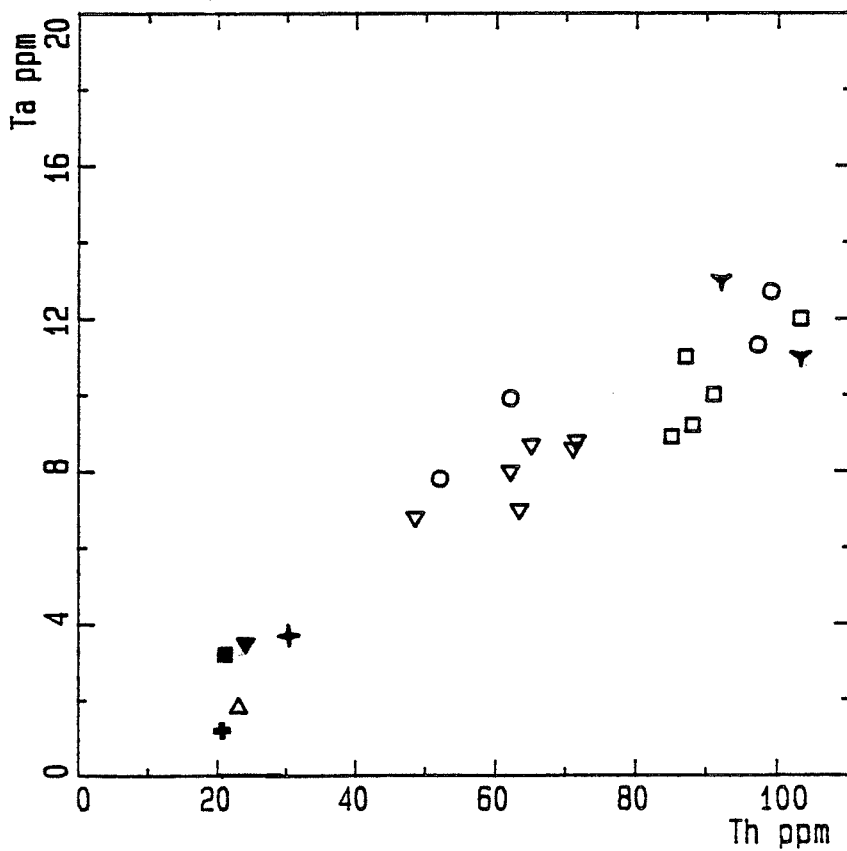
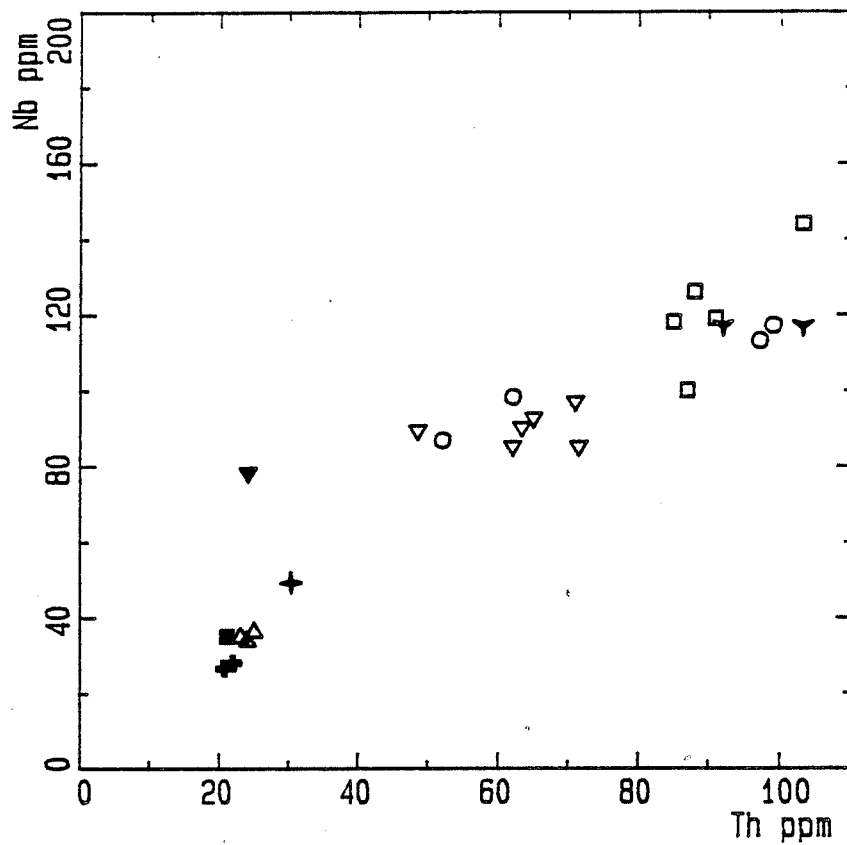


Figure III-17: Variation des teneurs en Nb et Ta par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▽ GB □ GF ○ PFG ▼ FGF + GP1 △ GP2

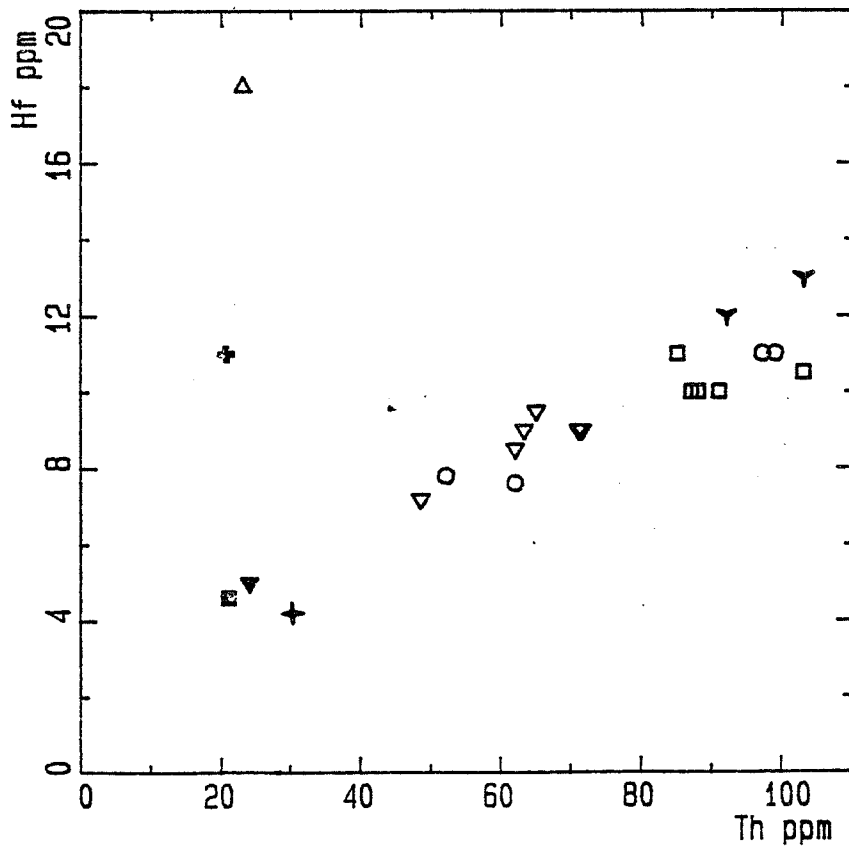
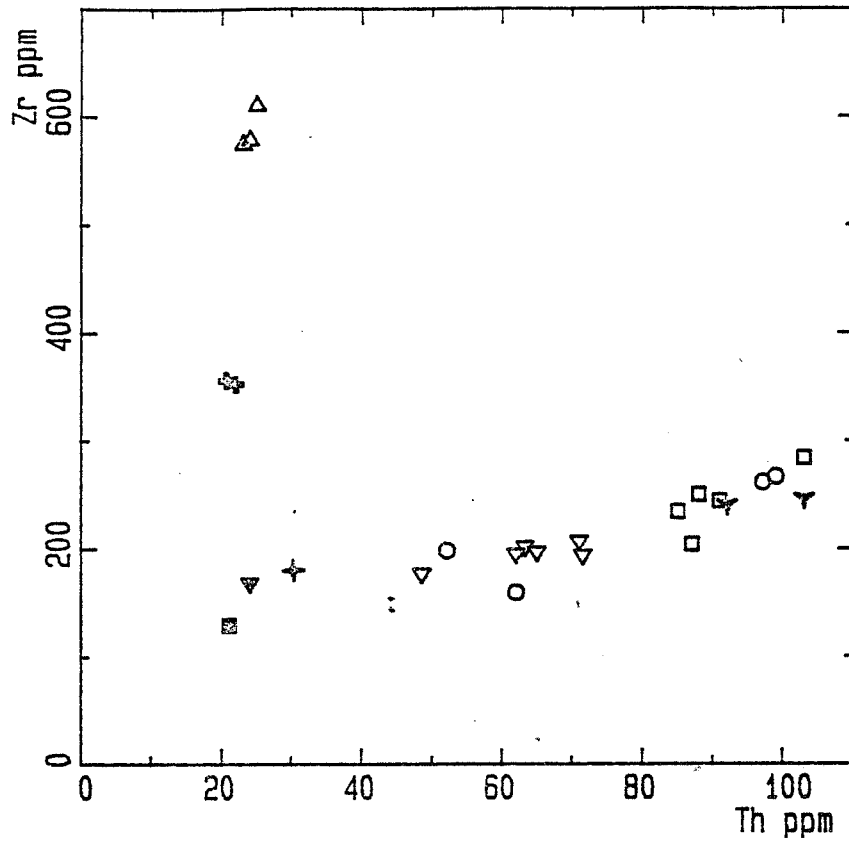


Figure III-18: Variation des teneurs en Zr et Hf par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▽ GB □ GF ○ PFG ▼ FGF + GP1 △ GP2

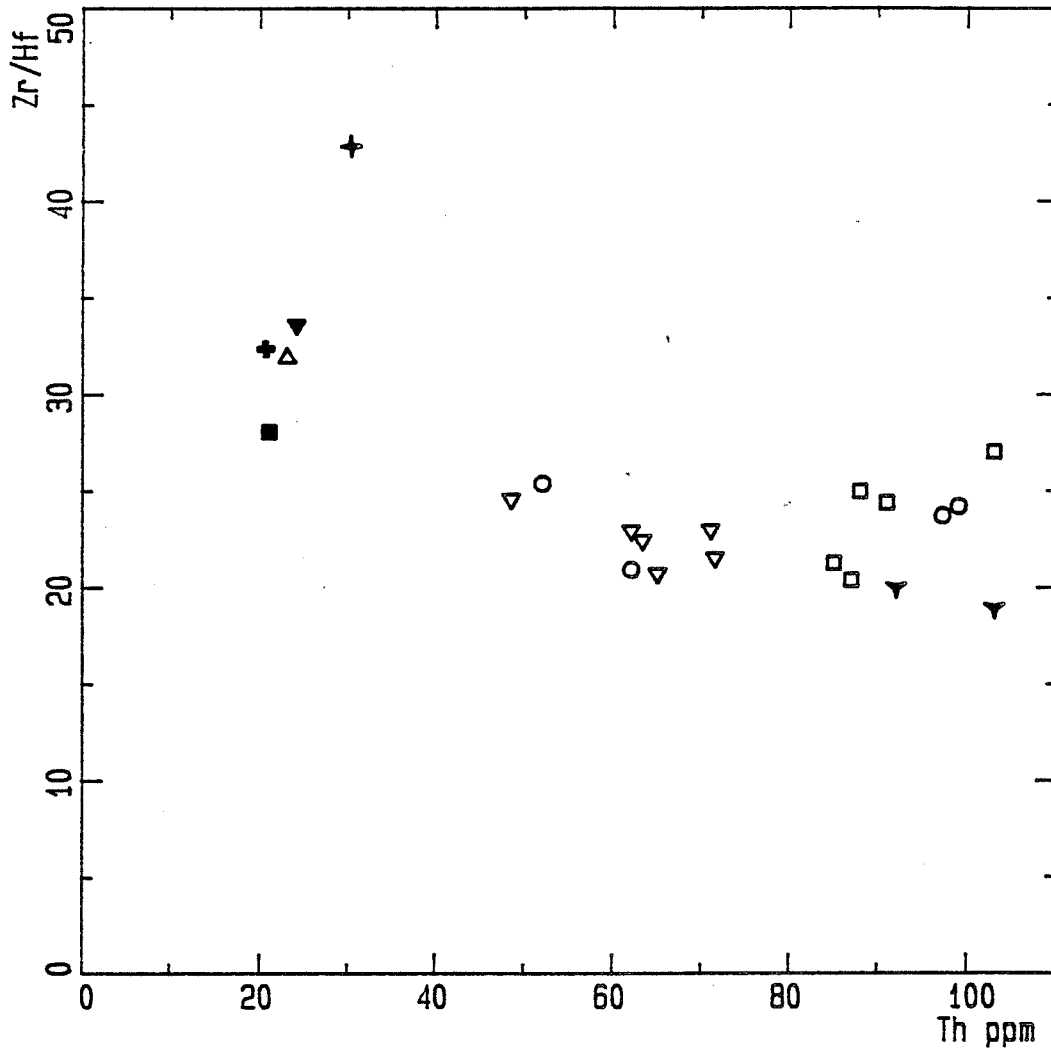


Figure III-19: Variation du rapport Zr/Hf par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

composition du liquide silicaté, dont la sous-saturation en Al implique une solubilité accrue du zircon et de la monazite.

Les variations du rapport Zr/Hf entre le granite GB et le granite fin semblent guère significatives, 22.5 +/- 1.2 dans le granite GB, 23.6 +/- 2.5 et 23.6 +/- 1.7 (GFP). Ceci est parfaitement en accord avec la cristallisation tardive du zircon dans l'histoire de ces granites. En effet, si le zircon cristallise après la séparation des différents magmas, il ne risque pas de fractionner les deux éléments. En fait, quand nous regardons plus en détail un diagramme tel que Zr/Hf en fonction du Th, plusieurs faits ressortent: 1- Il semble douteux que les microgranites puissent être rattachés à la même lignée magmatique que les autres faciès, il y a discontinuité complète des courbes. 2- les faciès définis pétrographiquement n'ont pas tous une unité géochimique claire, en particulier les faciès GF et GFP qui montrent des points représentatifs complètement éclatés, alors que Gb ou FGF restent mieux définis. En raison du petit nombre d'analyses, il reste peu d'espoir que l'on puisse reconnaître une logique dans ces ensembles. 3- Les granites FGF se définissent par des caractéristiques qui les distinguent assez clairement de l'ensemble GB-GF-GFP, avec un rapport Zr/Hf (19.5 +/- 0.6) faible. Ceci rejoint l'étude des monazites qui sépare également ce faciès des autres. L'ennui, c'est que ces filons sont encaissés dans les microgranites, ce qui fait qu'il n'est pas certain qu'il faille les rattacher à l'un ou l'autre. Si ces roches font partie de l'ensemble GB-GF-GFP, leur position à part de l'évolution générale impose un mode de genèse différent de celui des autres roches.

La valeur faible (23) du rapport moyen Zr/Hf de l'ensemble des granites GB-GF-GFP du massif qui semble pouvoir se rattacher à une même lignée, s'écarte de façon nette du rapport crustal ordinaire (entre 30 et 40), ce qui permet d'exclure une origine directe par fusion partielle. Il resterait à trouver les intermédiaires, mais il est courant d'observer, dans ce genre de granites, qu'ils sont absents.

Les terres rares légères La et Ce croissent (fig. III-14) au cours de cette évolution, les teneurs en terres rares lourdes Yb sont sensiblement les mêmes dans le granite GB et GF, par contre elles sont très élevées dans le faciès apical du granite fin porphyrique (25 ppm). Les microgranites montrent des teneurs en Yb faibles (4 ppm en moyenne).

La forme des spectres des terres rares (fig. III-15) permet de distinguer les microgranites, caractérisés par un enrichissement par rapport aux chondrites de 120 fois en terres rares légères et de 20 fois en terres rares lourdes, des autres faciès très riches en terres rares légères (400 à 568 fois les chondrites) et en terres rares lourdes (69 à 120 fois les chondrites). Le rapport $(La/Yb)_N$ normalisé aux chondrites est plus faible dans le faciès fin porphyrique (4.7) que dans le granite fin (6) et dans le granite GB (5.1). Le comportement des terres rares entre GB et GF peut s'expliquer par la cristallisation tardive des minéraux accessoires (zircon et monazite). En revanche, la diminution du

▼ MG1 ■ MG2 + MG3 ▼ GB □ GF ○ PFG ▼ FGF + GP1 △ GP2

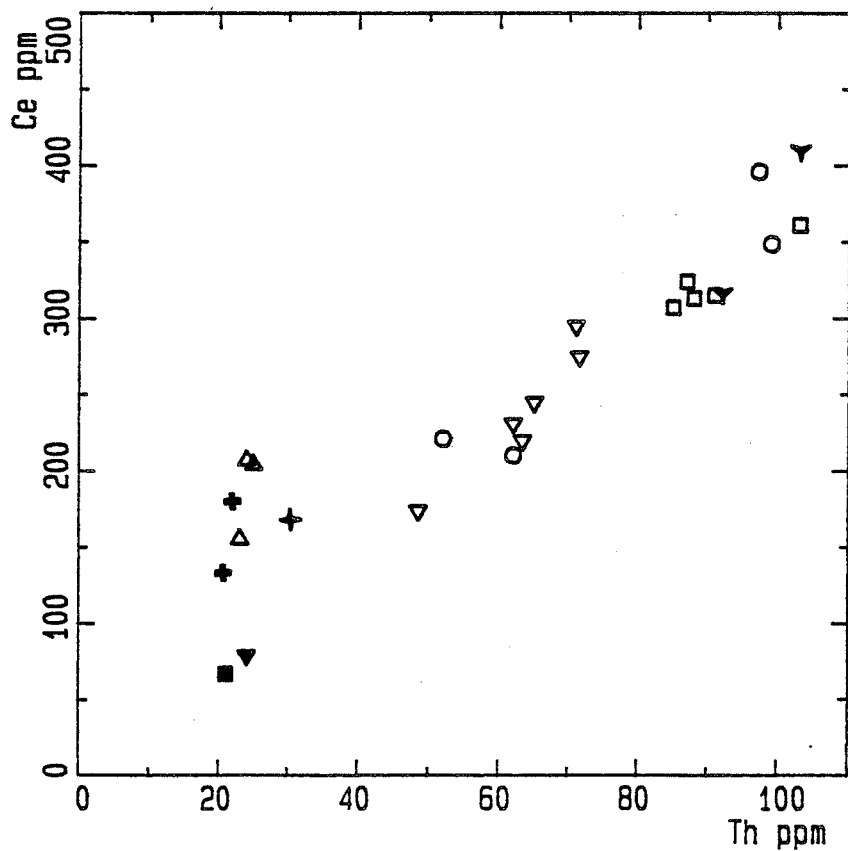
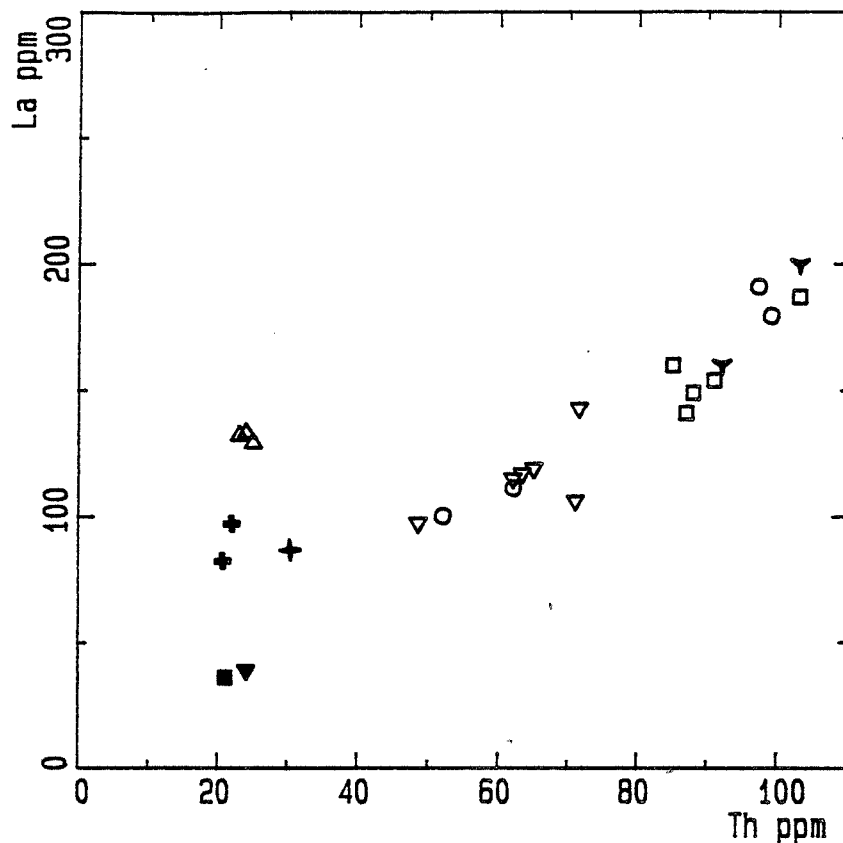


Figure III-20: Variation des teneurs en La et Ce par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

▼MG1 ■MG2 +MG3 ▼GB □GF ○PFG ▼FGF +GP1 △GP2

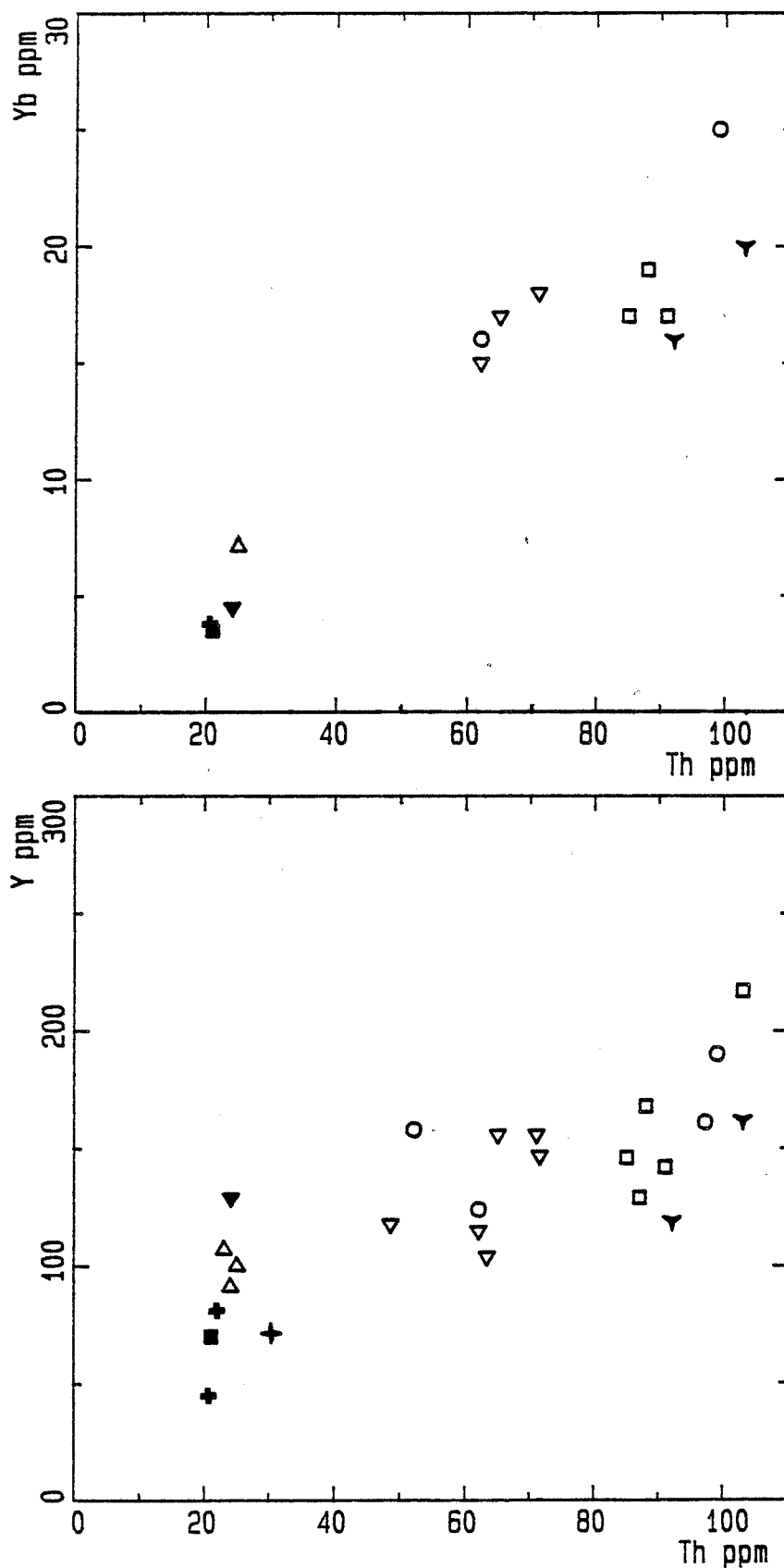


Figure III-21: Variation des teneurs en Yb et Y par rapport aux teneurs en Th dans les granites du massif de Sucuri et les granophyres GP1 et GP2 du massif de Soledade. GB: granite à grain moyen, GF: granite fin, PFG : granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien de faible puissance, MG1; MG2; MG3: microgranites.

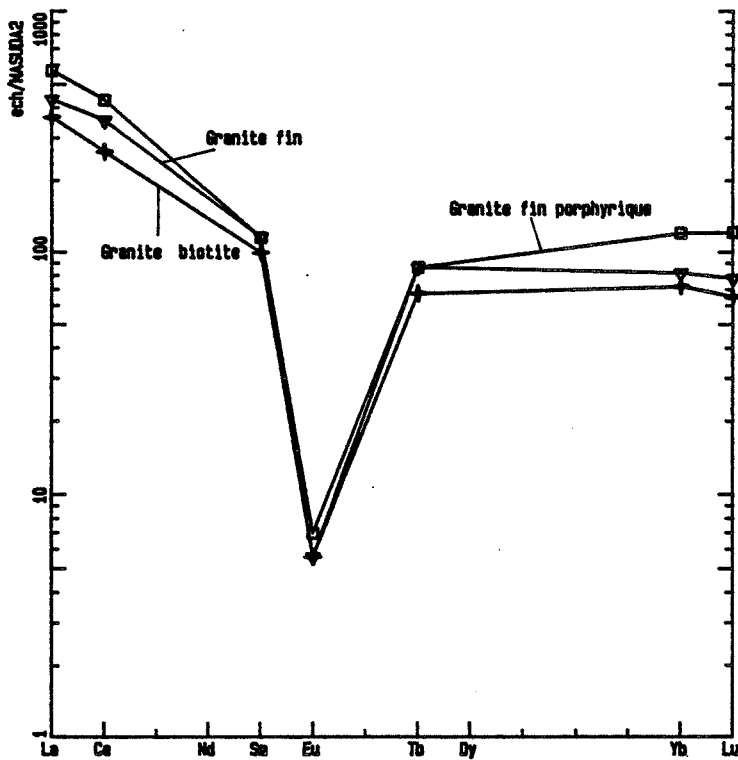
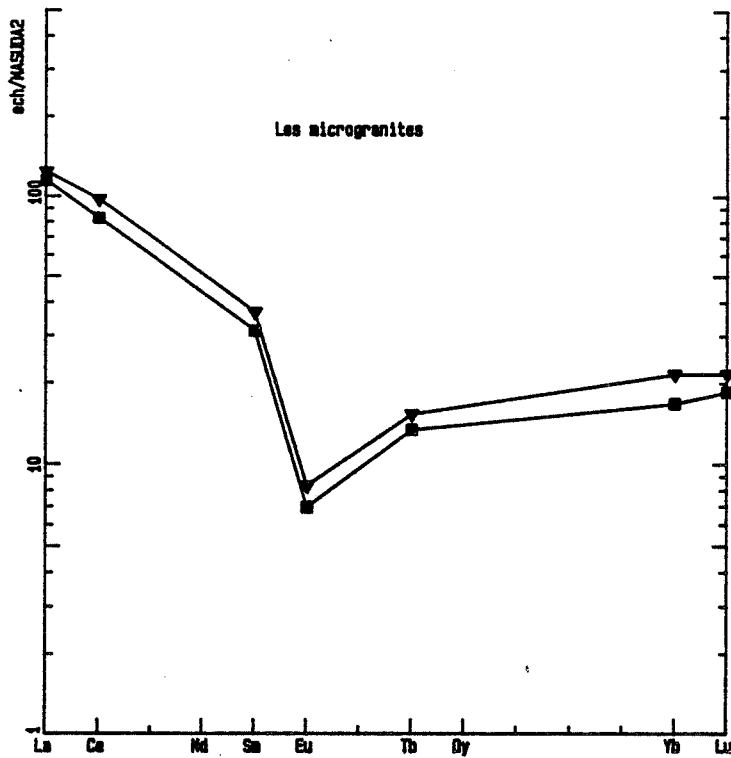


Figure III-22: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Sucuri.

rapport $(La/Yb)_N$ entre le granite fin GF et le granite fin porphyrique GFP est probablement à relier à la cristallisation de la monazite qui fractionne les terres rares légères par rapport aux terres lourdes.

Ces granites se caractérisent par une anomalie négative très forte en Europium ($Eu/Eu^* = 0.28$ dans les microgranites, 0.063 dans le granite GB et 0.069 dans le granite fin GF). Le rapport Eu/Eu^* augmente modestement du granite GB au granite fin porphyrique PGF, faciès apical du granite fin. A température constante ce rapport dépend de la teneur en albite des plagioclases (Morris et Haskins, 1974). Cela s'accorde bien avec l'augmentation des teneurs en Na_2O et celle des teneurs en albite des plagioclases dans le GF, particulièrement dans les faciès apicaux.

c) Conclusion:

Les granites du massif de Sucuri présentent un caractère métalumineux bien marqué (la majorité des granites ont un rapport atomique $Al/Na+K+2Ca$ inférieur à 1). Ces granites, riches en K_2O , montrent une tendance sodique dans le faciès fin et un rapport MgO/TiO_2 variable (de 0.88 à 0.20) comparable à celui des massifs de Serra da Mesa et de Serra d'Encosto et des granites anorogéniques de Nigéria (Bowden et al., 1974). Ils se caractérisent par un rapport Fe/Mg très élevé et des teneurs en chaux faibles (le plagioclase qui cristallise est pauvre en constituant anorthite (An_{20} à An_7)).

Ces granites se caractérisent par de faibles teneurs en Ti, Ca, Mg et P et de fortes teneurs en K, Na, Fe et Ga. Les faibles teneurs en Ba, 300 à 169 ppm et en Sr (82 à 20 ppm) se rapprochent des teneurs observées dans le magmatisme alcalin (Bowden et al., 1974 et Bonin, 1980).

Les granites du massif de Sucuri se caractérisent comme les granites alcalins (Cocherie, 1986) par un spectre peu fractionné entre LREE et HREE et une anomalie en Eu marquée. Ce caractère (anomalie négative en europium très prononcée) a été relié à l'hyperalcalinité par Bowden et al. (1974), et à l'augmentation des phases fluides résiduelles par Groves et al. (1978) et puis par Bowden (1980).

Il semble difficile de rattacher les microgranites aux granites GB, GF et GFP. Le granite fin filonien FGF, intrusif dans le microgranite MG2, se distingue clairement de l'ensemble GB-GF-GFP, avec un rapport Zr/Hf (19.5 ± 0.6) faible mais aussi à Th donné, par leur teneurs en Li, U et Rb faibles et leurs teneurs élevées en Sr et Ba. Ceci rejoint l'étude des monazites qui séparait également ce faciès des autres.

La valeur faible (23) du rapport moyen Zr/Hf de l'ensemble des granites GB-GF-GFP du massif qui semble pouvoir se rattacher à une même lignée, s'écarte de façon nette du rapport crustal ordinaire (entre 30 et 40), ce qui permet d'exclure une

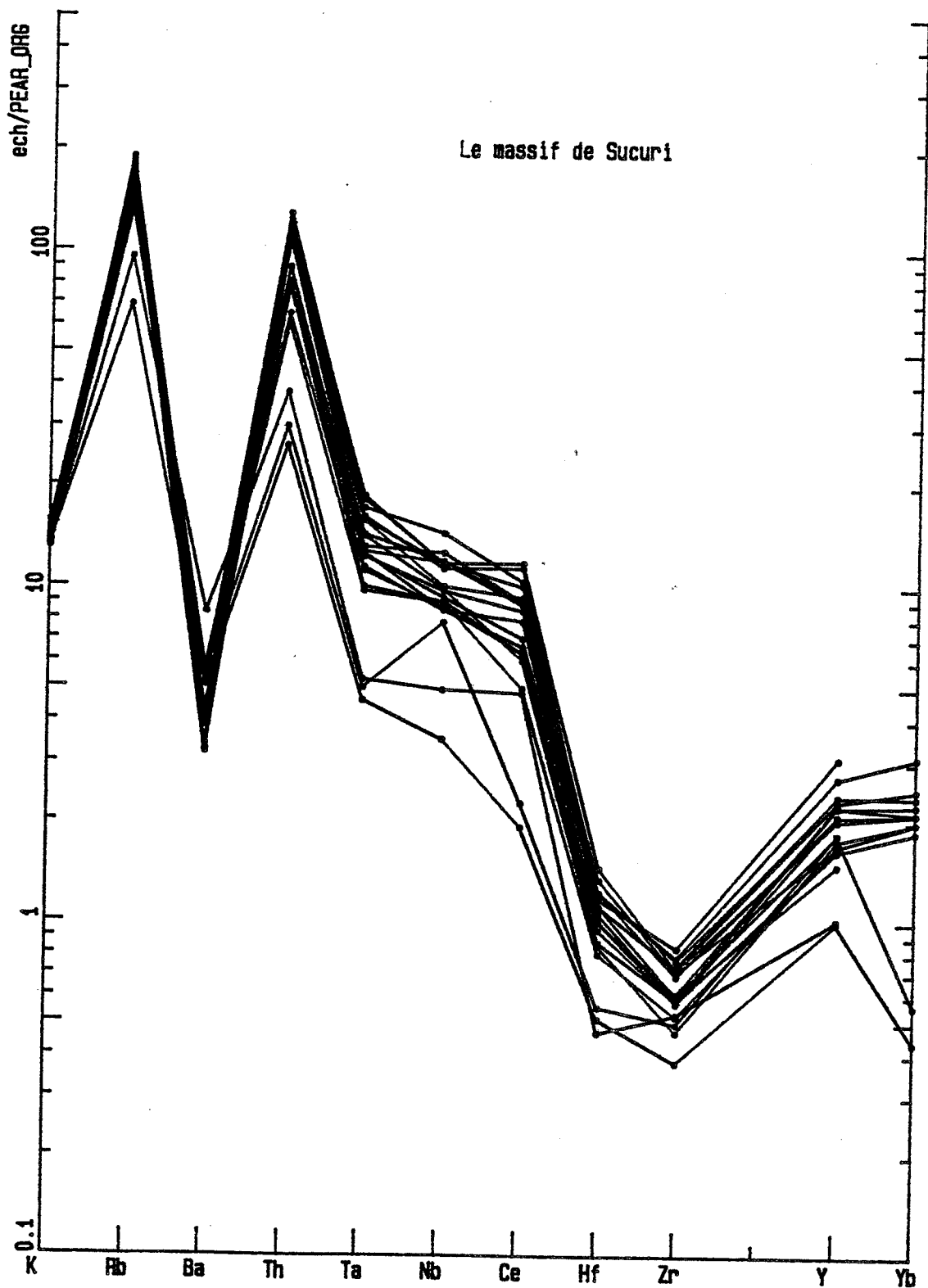


Figure III-23: Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)

origine directe par fusion partielle. Il resterait à trouver les intermédiaires, mais il est courant d'observer, dans ce genre de granites, qu'ils sont absents.

Les arachnogrammes (spidergrams de Pearce, 1984) des granites du massif de Sucuri (fig. III-16) normalisés aux granites des rides océaniques (ORG) montrent une nette prédominance de Rb, Th, Ta, Nb, Ce, Y et Yb sur Hf et Zr, et une anomalie en Ba caractéristique des granites intraplaques.

L'abondance en Rb, Th (100 ORG) et en Ta et Nb (10 ORG) est comparable (fig. I-22 page) à celle des granites de l'île de l'Ascension et du granite rapakiwi d'Oslo (Pearce, 1984). Elle caractérise le magmatisme intraplaque.

1-2 Le massif de Soledade

a) *Rappel:*

Deux faciès pétrographiques ont été différenciés dans ce massif. Un granophyre à grain fin GP1 situé à l'Ouest du massif et un granophyre à phénocristaux de feldspaths GP2 qui occupe la partie est du massif. Le premier faciès est riche en sulfure. Le massif de Soledade a été daté (U/Pb sur zircon) à 1769 +/- 2 M.a. par Pimental et al. (1990).

b) *Description:*

. **Les éléments majeurs:**

Les teneurs en silice varient très peu, 68.41 à 69.90 % dans le premier faciès GP1 et 68.56 à 69.64 % dans le second faciès GP2. Ces granophyres sont métallumineux (Al/Na+K+2Ca est compris entre 0.88 et 1.04). Les teneurs en CaO baissent du premier faciès 2.35 % au second faciès 1.53 à 1.09 %. Le rapport K₂O/Na₂O augmente de 1.3 à 1.6 % pour le granophyre GP1 à 1.87 à 2.15 pour le granophyre GP2.

Le rapport MgO/TiO₂ (0.25 à 0.66) est faible par rapport à celui des granites GB, GF, GFP et FGF du massif de Sucuri voisin de 1. La valeur de ce rapport est voisine de celle du microgranite MG1 et de celle des massifs de Serra d'Encosto (0.36 à 0.50) et de Serra da Mesa (0.30 à 0.47). Les teneurs en titane varient très peu d'un faciès à l'autre: 0.59 % à 0.55 %, elles sont plus élevées que celles du massif de Sucuri. Les teneurs en magnésium baissent de GP1 (0.39 % à 0.14 % (dans l'échantillon 14)) à GP2 (0.2 à 0.15 %).. Les teneurs en fer (dosé comme Fe₂O₃) augmentent du faciès GP1 (4.88 à 5.98 %) au faciès GP2 (6.19 à 6.69 %), elles se comportent de la même façon que dans le massif de Sucuri.

◆ GP1 ▲ GP2

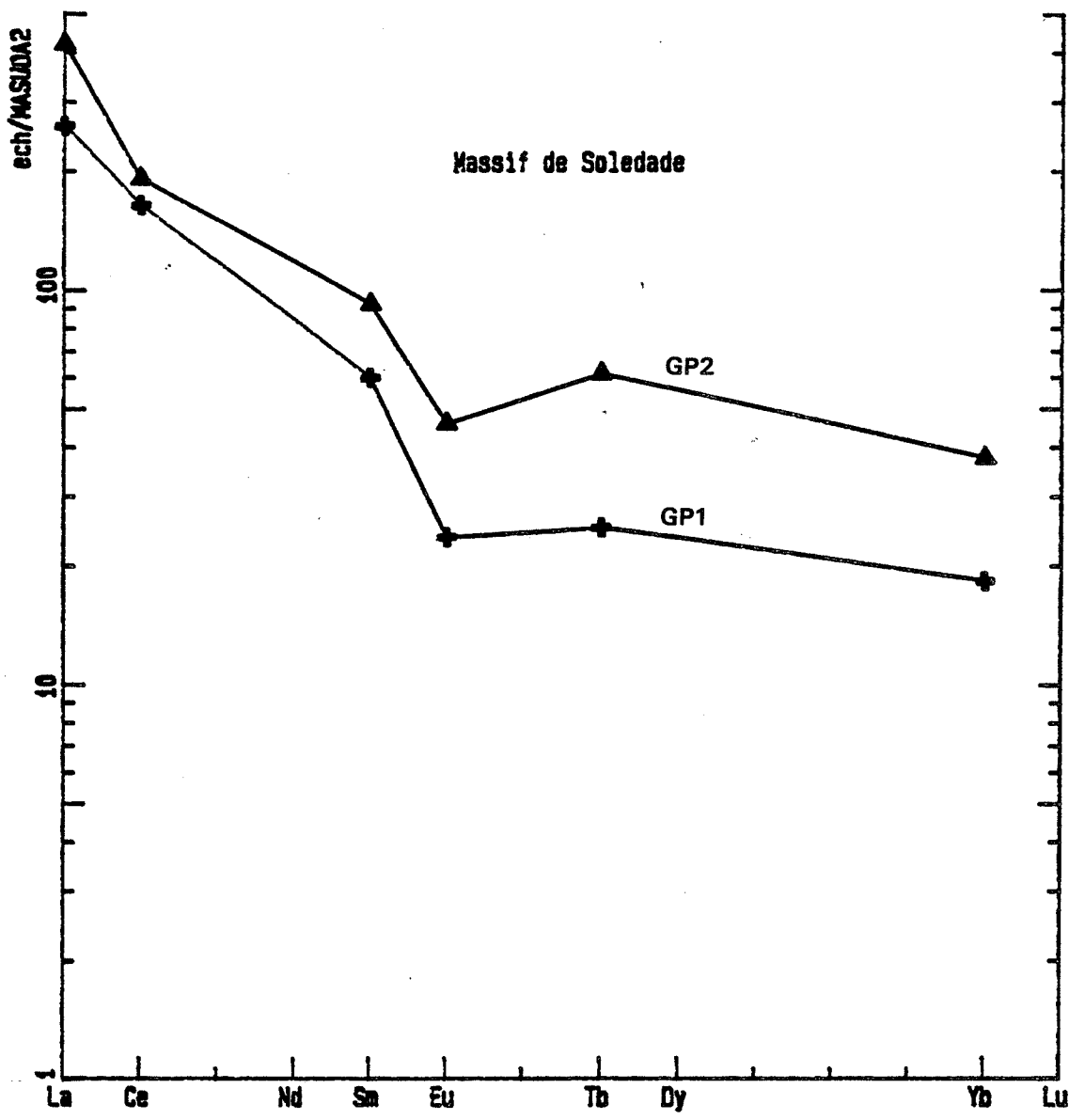


Figure III-24: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites du massif de Soledade.

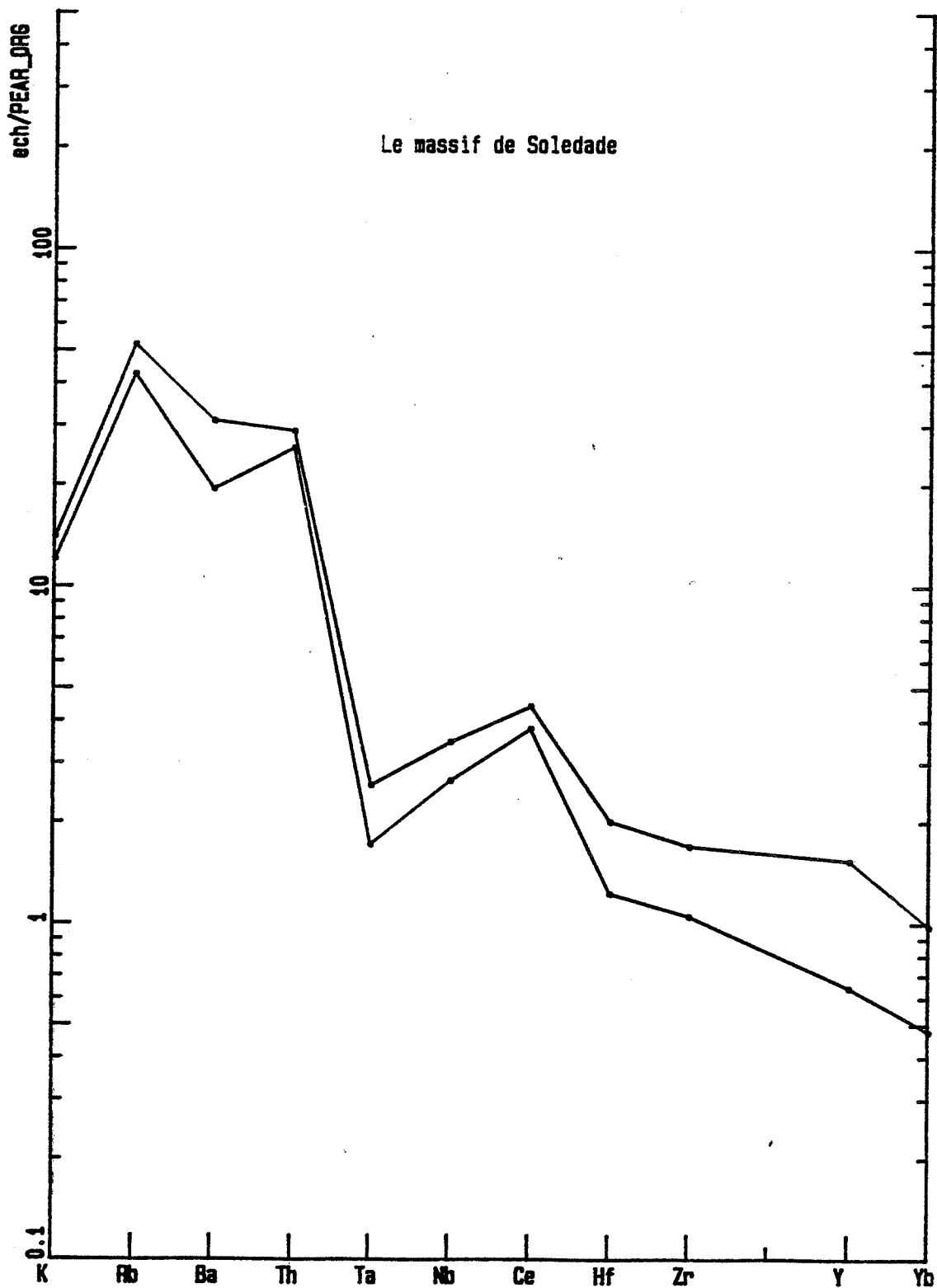


Figure III-25: Arachnogrammes d'éléments en trace normalisés par rapport aux granites des rides océaniques (ORG) (Pearce, 1984)

. Les éléments traces:

Les teneurs en Rb (151 à 170 ppm dans GP1 et 208 à 239 ppm dans GP2), et Ba (970 à 1290 ppm dans GP1 et 1480 à 1542 ppm dans GP2), Nb (26.6 à 28 ppm dans GP1 et 33.7 à 36 ppm dans GP2) et Ta (1.2 ppm dans GP1 et 1.9 ppm dans GP2) augmentent du faciès GP1 au faciès GP2. Le Ba se comporte de la même façon que dans les microgranites (253 à 419 ppm) du massif de Sucuri. Les teneurs en Sr (164 à 134 ppm dans GP1 et 122 à 96 ppm dans GP2) et U (6 à 5 ppm dans GP1 et 3.6 à 3 ppm dans GP2) baissent de GP1 à GP2. L'uranium se comporte d'une manière différente que dans le massif de Sucuri.

Ces granophyres se caractérisent par de fortes teneurs en Zr (354 ppm dans GP1 et 574 à 610 ppm dans GP2) et Hf (11 ppm dans GP1 et 18 ppm dans GP2). Le rapport Zr/Hf des deux faciès (32.4 dans GP1 et 31.9 dans GP2) est proche de celui des microgranites MG1(33) et MG2 (28) du massif de Sucuri.

Les terres rares légères et lourdes sont deux fois plus concentrées dans le faciès GP2 que dans le faciès GP1. La forme des spectres des terres rares se caractérise (fig. III-17) par une anomalie négative faible, ($Eu/Eu^* = 0.51$ dans GP1 et 0.58 dans GP2) par rapport à celle des spectres des terres rares du massif de Sucuri. Ces granophyres sont enrichis en terres rares légères de 260 Ch (GP1) à 419 Ch (GP2) fois et en terres rares lourdes 18 Ch (GP1) à 38 Ch (GP2). Le rapport $(La/Yb)_N$ normalisé aux chondrites baisse du faciès GP1 (14.2) au faciès GP2 (11.2), ce qui peut être expliqué par la cristallisation d'une phase riche en terres rares légères (probablement de la monazite).

Ces granophyres montrent des formes d'arachnogrammes analogues à ceux (fig. III-18) des massifs de Skaergaard et de Mull (Pearce, 1984).

2- Relations entre les deux massifs

Les granites du massif de Sucuri et les granophyres du massif de Soledade se caractérisent par un rapport atomique $Al/Na+K+2Ca$ inférieur à 1.07, ils sont métalumineux.

Les granophyres sont plus riches en Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, P, Sc, Zr et Hf que les granites du massif de Sucuri. Ils présentent un rapport MgO/TiO_2 (0.25 à 0.66) comparable à celui des granites GB, GF, GFP et FGF du massif de Sucuri et du microgranite MG1. Les teneurs en Co de ces granophyres (fig. III-20) sont comparables à celles des microgranites du massif de Sucuri. Ces variations des éléments majeurs, de transitions et de Zr et Hf sont liées en première approximation à des variations dans l'abondance des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole)

dans le massif de Soledade et biotite dans le massif de Sucuri et des minéraux accessoires (essentiellement zircon) qui les accompagnent.

Le rapport Zr/Hf des granophyres est voisin de celui des microgranites.

Les teneurs en Sr et Rb des deux massifs sont corrélées entre elles. En revanche, le Ba se comporte de la même façon dans les microgranites du massif de Sucuri et dans les granophyres.

Les granophyres du massif de Soledade présentent des analogies géochimiques avec les microgranites du massif de Sucuri.

VII - Les roches métasomatiques et les veines minéralisées

A l'exception des albitites, la majorité des zones métasomatiques et les veines minéralisées sont localisées (fig. III-27) dans la partie apicale du granite fin au Nord du massif et à proximité du granite fin.

1- Les veines minéralisées

1-1 Introduction:

Les veines à sidérophyllite et les veines à quartz-muscovite sont localisées seulement dans le granite fin GF, au garimpo Vaca Velha, dans le nord du massif de Sucuri. La veine à sidérophyllite est traversée par la veine à quartz-muscovite. Cette veine à quartz-muscovite provoque la muscovitisation de la veine à sidérophyllite et du granite fin (sur 3 cm). Ces veines minéralisées et les zones muscovitisées sont albitisées.

1-2 Description pétrographique:

a) Veine à sidérophyllite (Vsd):

Cette veine (centimétrique) est formée essentiellement de sidérophyllite (85 % de la roche). Un grenat (Spess 61, Alm 37, Gross 1.73, Pyr 0.1) automorphe et de la phénacite sont associés à la sidérophyllite. La fluo-apatite forme de grands cristaux xénomorphes en étroite relation avec la phénacite. La muscovite se développe aux dépens de la sidérophyllite. La wolframite est généralement en inclusion avec la colombite en petits cristaux de quelques microns dans la scheelite.

L'albite tardive en grands cristaux subautomorphes à macle albite large en biseau croît aux dépens de la muscovite et du quartz. Elle est également en petits cristaux plus ou moins arrondis. L'helvite (riche en MnO) renferme en inclusion de la

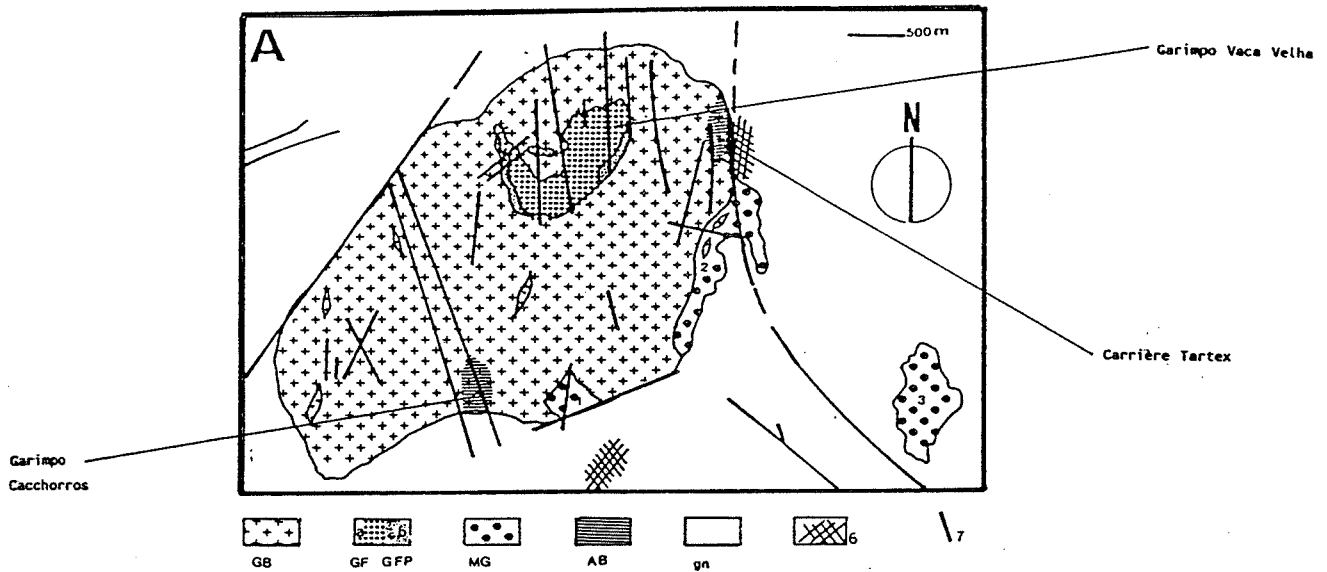


Figure III-27: A : Position des zones métasomatiques: Carrière Tartex, Garimpo Vaca Velha et Garimpo Cacchorros.

GB : granite à biotite à grain moyen, GF : granite fin, GFP : granite fin porphyrique, AB : albitite, gn : gneiss, 6 : zones de cisaillement et 7 : failles.

B : Roches métasomatiques:

1: Veine à quartz-muscovite (VQM) dans le granite fin (GF) recoupant une veine à sidérophyllite (VSD). (2) Détail de la figure précédente, les veinules d'albite (ab) recoupe des mégacrists de béryl (Be) et greisenisation du granite GF au niveau du contact avec la veine à quartz-muscovite. (3) Veine à sidérophyllite albitisée, le granite fin GF est albitisé au niveau du contact avec l'albitite.

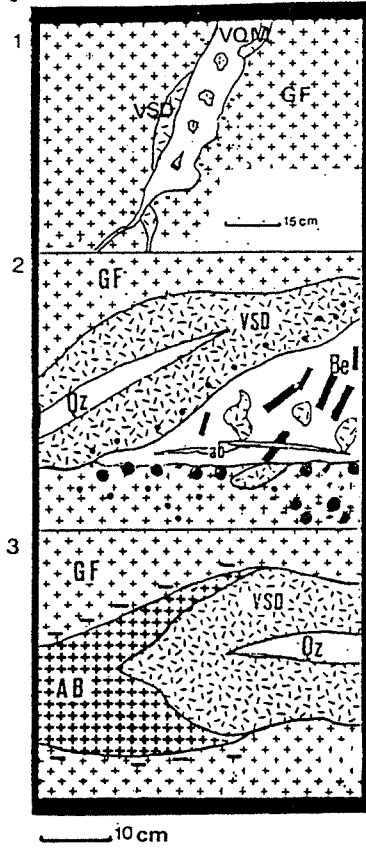
2: Albitite : le feldspath potassique est transformé en albite en échiquier (1). Sulfuration de la biotite (2) et (3). L'helvite est associée à la spalérite (s) et à la pyrrhotite (Po).

3: (1) Veine à sidérophyllite, l'helvite est postérieure à l'assemblage grenat (gt) et phénacite (ph). (2) et (3) Veine à quartz-muscovite, le béryl est destabilisé en muscovite et phénacite (2) ou en albite et phénacite (3).

4: Greisen à quartz-muscovite : L'helvite (he) est postérieure à la phénacite (1) et à la cassitérite (2) et (3).

B : Roches métasomatiques

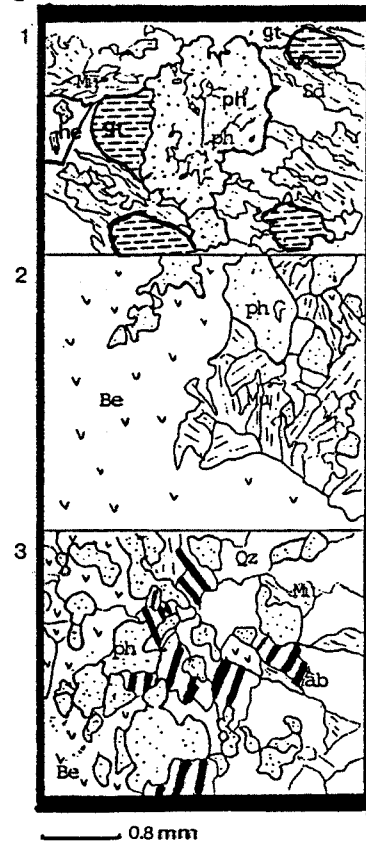
1



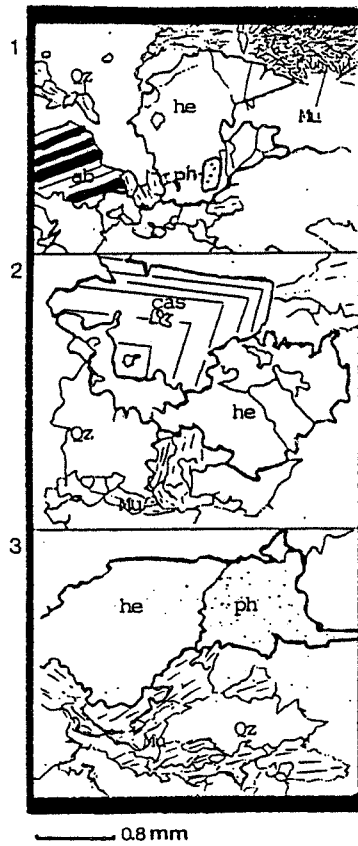
2



3



4



sidérophyllite et borde la phénacite. Au coeur de la veine, le quartz précipite abondamment.

Cette veine à sidérophyllite est transformée en albitite à l'une de ses extrémités. Sa texture n'est plus conservée. Les principaux minéraux de la veine sont transformés en albite rose. L'albite pure présente plusieurs habitus : (i) de grands cristaux subautomorphes à macle albite souvent en biseau croissent aux dépens du quartz et de la muscovite (ii) de petits cristaux plus ou moins arrondis ou subautomorphes. L'helvite dans cette zone est plus riche en fer et en zinc.

b) Veine à quartz-muscovite (VQM)

La veine à quartz-muscovite est constituée de mégacristaux de béryl, de muscovite, de quartz, d'enclaves de la veine à sidérophyllite, d'albite tardive en filonnets. Les mégacristaux de béryl (verts jaunâtres) sont remplacés par la muscovite et le quartz parfois par l'albite et la phénacite. L'albite subautomorphe tardive se développe en porphyroblastes aux dépens de la mésostase quartzo-micacée ou en cristaux de petite taille aux dépens du quartz.

La partie muscovitisée (ancienne veine à sidérophyllite) est formée de quartz et de muscovite. La sidérophyllite est remplacée progressivement par la muscovite. Les zones muscovitisées sont minéralisées en cassitérite. Par endroit, la roche est une virétable muscovitite à rares cristaux de quartz. La muscovite riche en lithium est le seul mica de la roche. Une albite tardive se développe aux dépens de la muscovite et du quartz.

L'helvite est présente dans toutes ces zones. Dans la zone muscovitisée et faiblement albitisée, elle a une composition de danalite et d'helvite et dans la zone fortement albitisée, elle a une composition de genthelvite.

Le bismuth natif, la pyrrhotite, la molybdénite et la chalcopirite se rencontrent fréquemment dans ces veines.

1-3 Composition chimique des minéraux

a) Les micas:

Nous avons adopté pour les figures la nomenclature suivante :

VSD veine à sidérophyllite (triangle plein), **VQM** veine à quartz et à muscovite (carré plein), **EVQ** enclaves de la veine à sidérophyllite dans la veine à quartz et à muscovite (étoile), **GRL** (muscovite lithinifère) zone transformée de la veine à sidérophyllite (triangle vide) et **GGB** greisen affectant le granite GB (carré vide).

▼ VSD ■ VQM + EVQ

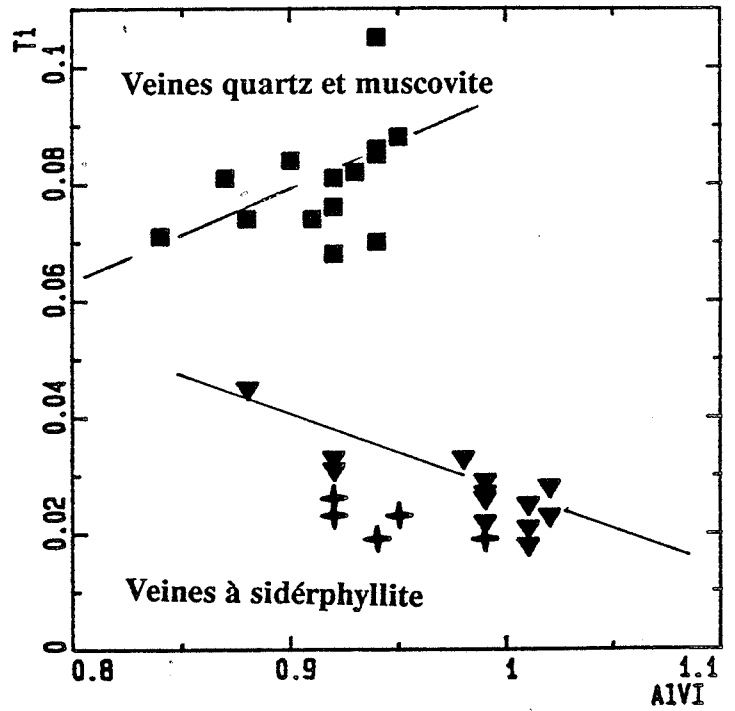
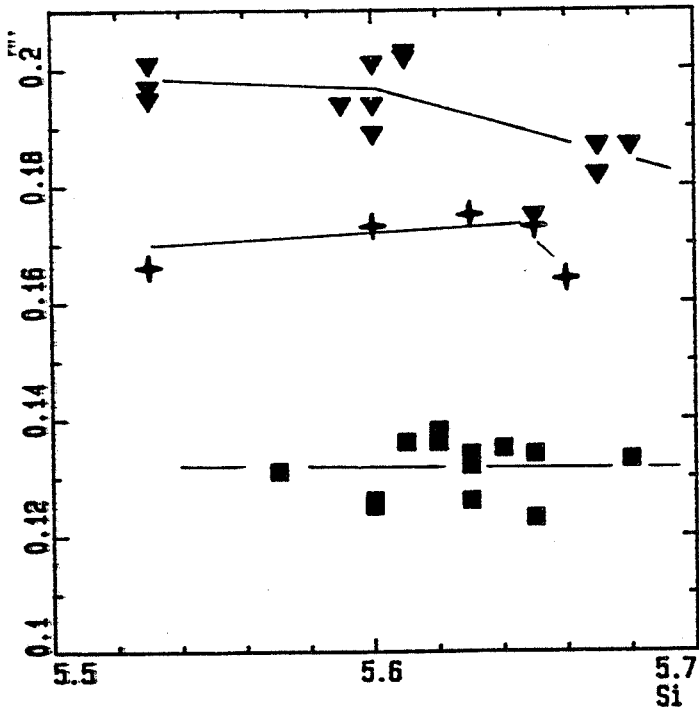
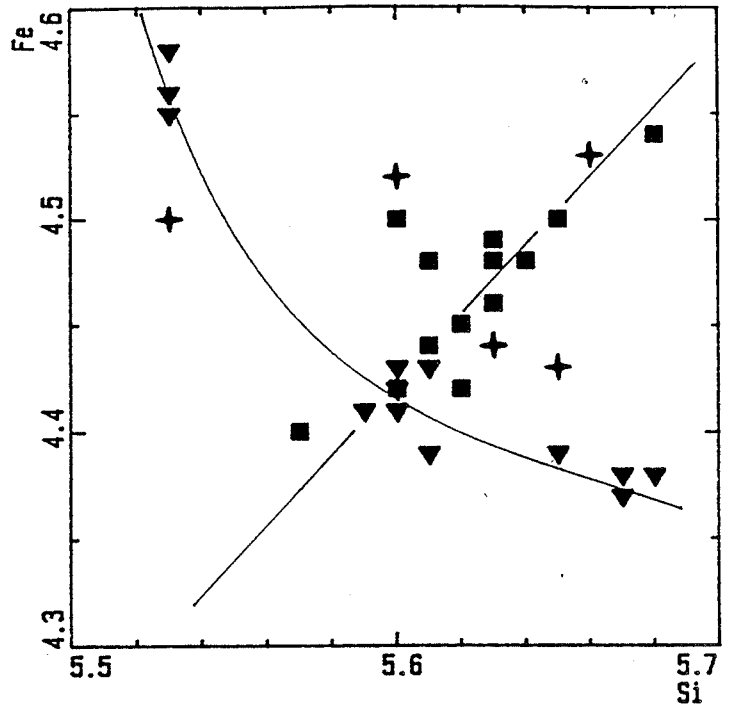
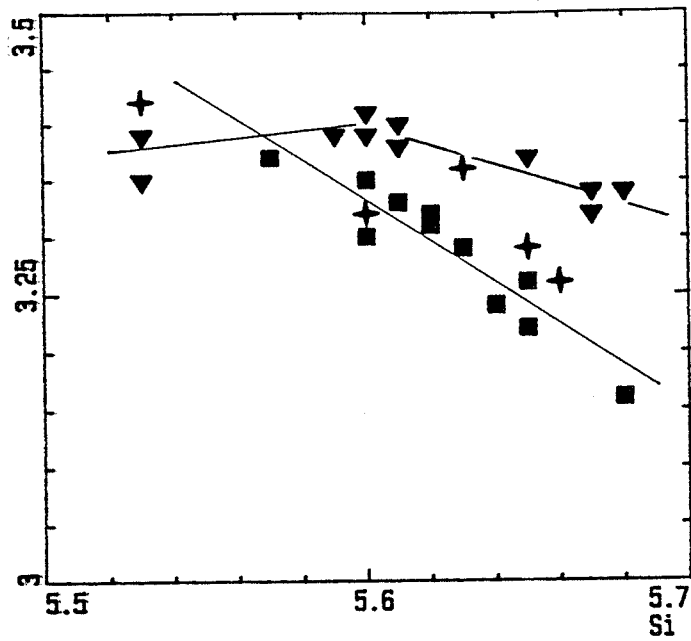


Figure III-28: Variation de la composition des biotites des différentes veines. VSD: veine à sidérophyllite, VQM: veine à quartz-muscovite et EVQ: enclave de veine à sidérophyllite dans la veine à quartz-muscovite.

Composition chimique des biotites des veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7211	7212	8426	8427	8428	8429	7371	7372	7381	7383
ECHAN	61C	61C	61C	61C	61C	61C	875D	875D	875D	875D
VEINE	V12	V12	V12	V12	V12	V12	V3	V3	V3	V3
FACIES	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD
Poids d'oxydes										
SiO2	34.00	33.90	33.81	33.41	33.07	33.10	33.80	34.00	34.20	34.70
Al2O3	17.49	17.30	17.34	17.35	17.02	17.19	17.10	17.00	17.00	17.30
TiO2	0.21	0.22	0.23	0.25	0.36	0.26	0.22	0.24	0.28	0.29
FeO	32.20	32.00	31.91	32.91	32.75	32.55	31.40	31.30	31.60	32.00
MnO	1.39	1.44	1.43	1.43	1.39	1.38	1.24	1.29	1.33	1.35
MgO	0.19	0.18	0.19	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.20	0.20
CaO	0.01	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.04
Na2O	0.06	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.11	0.09	0.08	0.08
K2O	9.24	9.12	9.25	9.35	9.30	9.38	9.19	9.33	9.35	9.27
F.	1.77	1.72	1.80	1.75	1.79	1.77	1.80	1.59	1.49	1.61
Cl	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
Total	96.59	95.96	96.05	96.67	95.89	95.83	95.06	95.03	95.61	96.85
Formules structurales										
SI	5.60	5.61	5.60	5.53	5.53	5.53	5.65	5.67	5.67	5.68
AL4	2.40	2.39	2.40	2.47	2.47	2.47	2.35	2.33	2.33	2.32
AL6	0.990	0.990	0.990	0.920	0.880	0.920	1.02	1.01	0.990	1.02
TI	0.026	0.027	0.029	0.031	0.045	0.033	0.028	0.018	0.022	0.023
FE	4.43	4.43	4.42	4.56	4.58	4.55	4.39	4.37	4.38	4.38
MN	0.194	0.202	0.201	0.201	0.197	0.195	0.175	0.182	0.187	0.187
MG	0.047	0.044	0.047	0.039	0.042	0.040	0.042	0.042	0.049	0.049
CA	0.002	n.d.	0.005	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.007
NA	0.019	0.016	0.016	0.010	0.010	0.010	0.036	0.029	0.026	0.025
K.	1.94	1.93	1.96	1.98	1.98	2.00	1.96	1.99	1.98	1.93
F.	0.922	0.901	0.943	0.917	0.947	0.936	0.951	0.839	0.781	0.833
CL	0.008	0.008	0.003	0.006	0.003	0.003	0.008	0.006	0.006	0.003
Total	16.58	16.55	16.61	16.67	16.68	16.69	16.61	16.49	16.43	16.46
XFe	0.990	0.990	0.989	0.992	0.991	0.991	0.991	0.990	0.989	0.989

Composition chimique des biotites des veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7388	7389	7390	75	78	79	81	82	86	89
ECHAN	875D	875D	875D	63	63	63	63	63	63	63
VEINE	V3	V3	V3	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4
FACIES	VSD	VSD	VSD	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	33.70	33.70	33.50	33.90	34.10	33.90	33.80	33.40	33.90	34.00
Al2O3	17.30	17.40	17.20	16.60	17.10	16.80	17.00	16.70	16.80	17.00
TiO2	0.17	0.20	0.26	0.59	0.69	0.65	0.68	0.67	0.61	0.66
FeO	31.50	31.70	31.60	32.30	32.10	32.10	32.00	32.10	32.20	32.20
MnO	1.44	1.34	1.37	0.95	0.99	0.94	0.97	0.89	0.95	0.97
MgO	0.17	0.17	0.21	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17	0.14	0.16
CaO	0.02	0.02	n.d.	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04
Na2O	0.06	0.06	0.06	0.04	0.10	0.08	0.04	0.05	0.04	0.03
K2O	9.38	9.18	9.35	9.22	9.31	9.26	9.26	9.38	9.32	9.30
F.	1.75	1.52	1.77	1.69	1.53	1.54	1.68	1.99	1.82	1.72
Cl	0.04	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04
Total	95.53	95.30	95.35	95.49	96.18	95.48	95.68	95.41	95.84	96.12
Formules structurales										
SI	5.61	5.60	5.59	5.65	5.62	5.63	5.61	5.60	5.63	5.62
AL4	2.39	2.40	2.41	2.35	2.38	2.37	2.39	2.40	2.37	2.38
AL6	1.01	1.01	0.980	0.910	0.940	0.920	0.940	0.900	0.920	0.930
TI	0.021	0.025	0.033	0.074	0.086	0.081	0.085	0.084	0.076	0.082
FE	4.39	4.41	4.41	4.50	4.42	4.46	4.44	4.50	4.48	4.45
MN	0.203	0.189	0.194	0.134	0.138	0.132	0.136	0.126	0.134	0.136
MG	0.042	0.042	0.052	0.037	0.042	0.040	0.042	0.042	0.035	0.039
CA	0.004	0.004	n.d.	0.007	0.009	0.005	0.009	0.007	0.007	0.007
NA	0.019	0.019	0.019	0.013	0.032	0.026	0.013	0.016	0.013	0.010
K.	1.99	1.95	1.99	1.96	1.96	1.96	1.96	2.01	1.98	1.96
F.	0.922	0.799	0.935	0.891	0.797	0.809	0.882	1.05	0.957	0.900
CL	0.011	0.003	0.008	0.003	0.011	0.006	0.008	0.006	0.006	0.011
Total	16.61	16.45	16.62	16.53	16.43	16.44	16.51	16.74	16.61	16.52
XFe	0.991	0.991	0.988	0.992	0.991	0.991	0.991	0.991	0.992	0.991

Composition chimique des biotites des veines du massif de Sucuri

NUMERO	92	94	95	8443	8152	8099	8105	8114	6223	8142
ECHAN	63	63	63	63	63	62	64	64	63	63
VEINE	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	EV4	EV4	EV4
FACIES	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	33.90	33.70	33.70	34.14	33.90	33.90	33.50	33.40	33.60	34.40
Al2O3	17.10	16.70	17.10	16.13	16.50	16.40	17.20	16.80	16.40	17.00
TiO2	0.56	0.54	0.70	0.57	0.59	0.65	0.84	0.21	0.18	0.15
FeO	32.40	32.10	31.80	32.64	32.20	32.30	31.70	32.25	32.40	32.24
MnO	0.97	0.89	0.89	0.94	0.96	0.87	0.93	1.22	1.15	1.24
MgO	0.16	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.20	0.16	0.20	0.17
CaO	0.03	0.04	0.05	n.d.	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.04
Na2O	n.d.	0.06	0.06	0.14	0.13	0.14	0.24	0.06	0.01	0.31
K2O	9.34	9.32	9.17	9.41	9.75	9.50	9.27	9.60	9.34	9.64
F.	1.55	1.65	1.22	1.54	1.63	1.42	1.33	1.53	1.44	1.45
Cl	0.04	0.02	0.03	n.d.	0.02	n.d.	0.04	0.03	0.01	0.01
Total	96.05	95.21	94.91	95.70	95.88	95.40	95.26	95.28	94.75	96.65
Formules structurales										
SI	5.61	5.63	5.60	5.68	5.64	5.65	5.57	5.60	5.66	5.65
AL4	2.39	2.37	2.40	2.32	2.36	2.35	2.43	2.40	2.34	2.35
AL6	0.940	0.920	0.950	0.840	0.880	0.870	0.940	0.920	0.920	0.940
TI	0.070	0.068	0.088	0.071	0.074	0.081	0.105	0.026	0.023	0.019
FE	4.48	4.49	4.42	4.54	4.48	4.50	4.40	4.52	4.53	4.43
MN	0.136	0.126	0.125	0.133	0.135	0.123	0.131	0.173	0.164	0.173
MG	0.039	0.047	0.047	0.047	0.047	0.045	0.050	0.040	0.050	0.042
CA	0.005	0.007	0.009	n.d.	0.002	0.007	0.002	0.004	0.004	0.007
NA	n.d.	0.019	0.019	0.045	0.042	0.045	0.077	0.019	0.003	0.099
K.	1.97	1.99	1.95	2.00	2.07	2.02	1.96	2.05	2.01	2.02
F.	0.811	0.872	0.642	0.811	0.858	0.748	0.699	0.811	0.767	0.754
CL	0.011	0.006	0.008	n.d.	0.006	n.d.	0.011	0.009	0.003	0.003
Total	16.46	16.54	16.26	16.49	16.59	16.44	16.37	16.57	16.47	16.49
XFe	0.991	0.990	0.989	0.990	0.990	0.990	0.989	0.991	0.989	0.991

NUMERO	8147	8148
ECHAN	63	63
VEINE	EV4	EV4
FACIES	VQM	VQM
Poids d'oxydes		
SiO2	33.80	33.00
Al2O3	17.10	17.30
TiO2	0.150	0.18
FeO	31.90	32.10
MnO	1.24	1.17
MgO	0.18	0.15
CaO	n.d.	0.02
Na2O	0.02	0.05
K2O	9.45	9.76
F.	1.49	1.55
Cl	0.04	0.04
Total	95.37	95.32
Formules structurales		
SI	5.63	5.53
AL4	2.37	2.47
AL6	0.990	0.950
TI	0.019	0.023
FE	4.44	4.50
MN	0.175	0.166
MG	0.045	0.037
CA	n.d.	0.004
NA	0.006	0.016
K.	2.01	2.09
F.	0.785	0.822
CL	0.011	0.011
Total	16.48	16.62
XFe	0.990	0.992

a-1) Les sidérophyllites:

*** Veine à sidérophyllite (VSD):**

Les sidérophyllites sont caractérisées par de fortes (fig. III-28) teneurs en manganèse (0.20 à 0.18 a./f.u.). Elles s'enrichissent en silice (5.52 à 5.67 a./f.u.), les teneurs en fer baissent (de 4.58 à 4.36 a./f.u.). Le rapport Mn/Fe des sidérophyllites est compris entre 4.2 et 4.5 %. Les teneurs en manganèse ainsi que les teneurs en alumine (3.40 à 3.34 a./f.u.) baissent légèrement par rapport aux teneurs en Si.

**** Veine à quartz-muscovite (VQM):**

Les sidérophyllites de cette veine se distinguent (fig. III-28) de celles de la veine à sidérophyllite par leurs fortes teneurs en titane (0.07 à 0.10 a./f.u.) et leurs faibles teneurs en manganèse (0.13 a./f.u.). Elle sont moins alumineuses (3.38 à 3.30 a./f.u.). Ces teneurs en alumine sont corrélées négativement avec celles de la silice (5.57 à 5.68 a./f.u.). Par rapport aux teneurs en Si, les teneurs en fer des sidérophyllites de la veine à quartz-muscovite augmentent (fig. III-28) (4.40 à 4.55 a./f.u.) contrairement à celles des sidérophyllites de la veine à sidérophyllite. Les teneurs en fluor évoluent de la même façon (0.70 a/ 0.80 a./f.u.). Le rapport Mn/Fe est compris entre 3.0 % et 3.3 %.

Les sidérophyllites des enclaves (EVQ) de la veine à sidérophyllite dans la veine à quartz-muscovite ont pratiquement la même composition que les sidérophyllites de la veine à sidérophyllite. Les teneurs en manganèse sont intermédiaires entre celles des deux faciès. Il y a eu probablement un rééquilibrage.

a-2) La muscovite

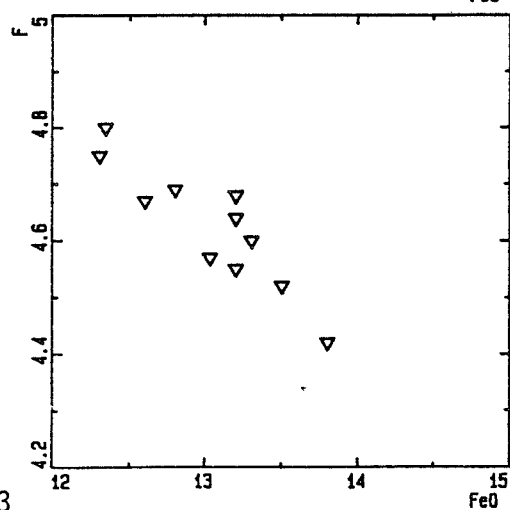
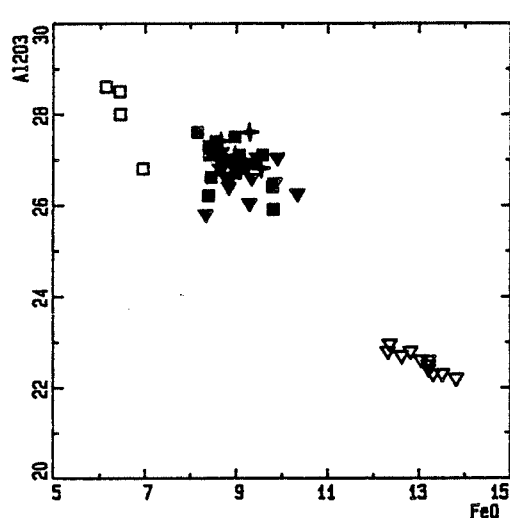
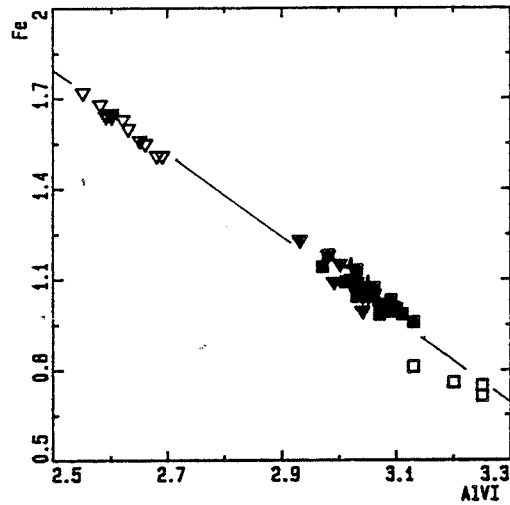
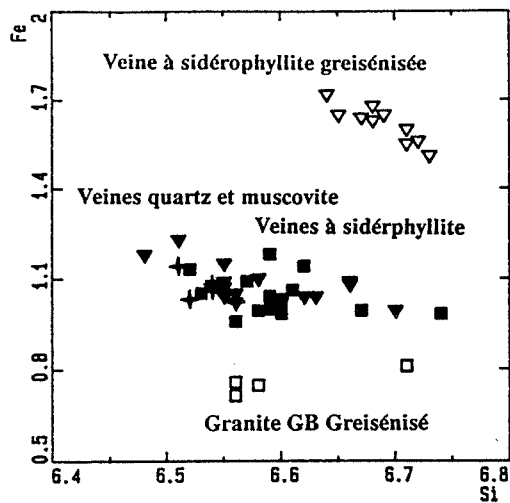
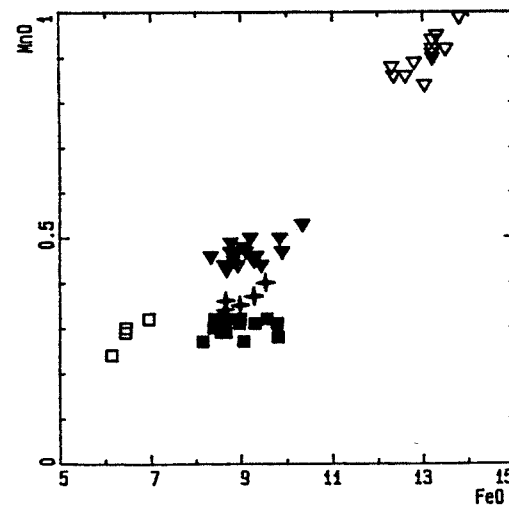
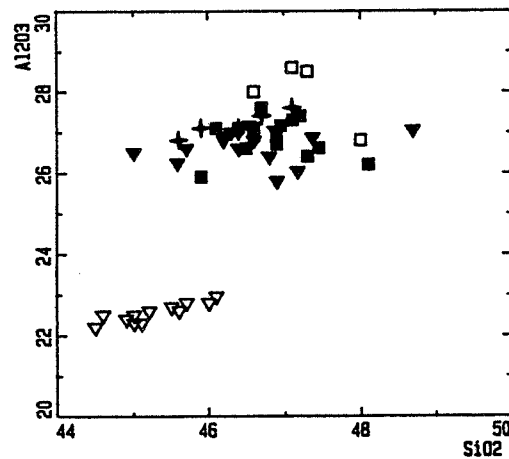
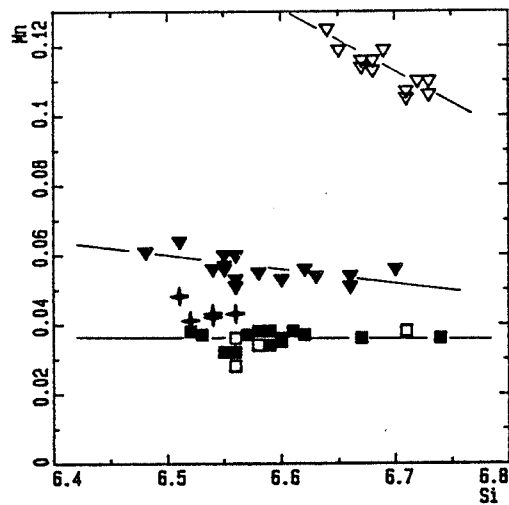
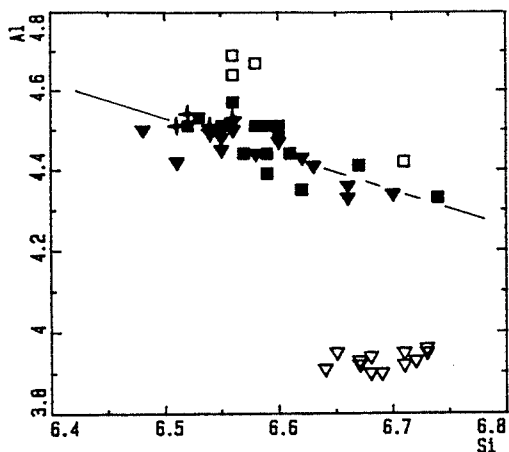
*** des veines:**

Les muscovites présentent un taux de substitution phengitique assez élevé 22 % à 38 %. Les muscovites de la veine à sidérophyllite se distinguent par leurs fortes teneurs en manganèse (fig. III-29) 0.056 a./f.u. des muscovites de la veine à quartz-muscovite (0.038 a./f.u.). Ces teneurs en manganèse sont constantes dans chaque veine. Les teneurs en fer et en alumine baissent légèrement dans les deux veines. Nous avons dans les deux veines la même gamme de variation des teneurs en fer et en alumine.

Les muscovites de la veine à sidérophyllite ont le même rapport Mn/Fe (5 % en moyenne) que les muscovites du granite fin (apical). Les muscovites de la veine à quartz-muscovite ont le même rapport Mn/Fe (3.3 %) que les sidérophyllites avec lesquelles elles coexistent. Ce rapport Mn/Fe des muscovites et des sidérophyllites est proche de celui (3.5 %) des biotites et des muscovites du granite fin (partie apicale). Ceci suggère que les fluides qui ont circulé dans les veines soit ont percolé dans le granite fin GF soit proviennent de ce dernier.

Figure III-29: Variation de la composition des muscovites des différentes veines. VSD: veine à sidérophyllite, VQM: veine à quartz-muscovite, EVQ: enclave de veine à sidérophyllite dans la veine à quartz-muscovite, GRL: veine à sidérophyllite greisenisée et GGB: greisen affectant le granite à biotite GB.

▼ VSD ■ VQM + EVQ ▽ GRL □ GGB



Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	8431	8433	8434	8435	8436	8437	7216	7365	7366	7367
ECHAN	61C	61C	61C	61C	61C	61C	61C	875D	875D	875D
VEINE	V12	V12	V12	V12	V12	V12	V12	V3	V3	V3
FACIES	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD
Poids d'oxydes										
SiO2	47.36	48.69	46.87	46.54	45.58	47.17	46.90	45.00	46.20	46.20
Al2O3	26.87	27.05	27.04	27.17	26.25	26.04	25.80	26.50	26.90	26.80
TiO2	0.07	0.06	0.08	0.05	0.10	0.04	0.01	0.12	0.11	0.07
FeO	8.90	9.43	9.88	8.67	10.32	9.27	8.32	9.83	9.10	9.19
MnO	0.47	0.44	0.47	0.43	0.53	0.45	0.46	0.50	0.47	0.50
MgO	0.10	0.10	0.07	0.10	0.10	0.12	0.10	0.11	0.09	0.08
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.03	n.d.	n.d.
Na2O	0.10	0.13	0.11	0.15	0.08	0.10	0.13	0.10	0.16	0.15
K2O	10.99	10.91	10.81	10.81	10.86	10.85	11.00	10.80	10.80	10.90
F.	1.44	1.53	1.52	1.74	1.75	1.70	0.96	1.57	1.72	1.35
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.01
Total	96.30	98.34	96.85	95.67	95.58	95.74	93.69	94.58	95.55	95.25
Formules structurales										
SI	6.38	6.62	6.66	6.55	6.56	6.51	6.66	6.70	6.48	6.52
AL4	1.62	1.38	1.34	1.45	1.44	1.49	1.34	1.30	1.52	1.48
AL6	2.67	3.05	3.02	3.01	3.08	2.93	2.99	3.04	2.98	2.99
TI	0.011	n.d.	0.006	0.003	0.005	0.011	0.004	0.001	0.013	0.056
FE	1.68	1.04	1.08	1.16	1.02	1.23	1.09	0.994	1.18	1.07
MN	0.089	0.056	0.051	0.056	0.051	0.064	0.054	0.056	0.061	0.056
MG	0.028	0.021	0.020	0.015	0.021	0.021	0.025	0.021	0.024	0.019
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.005	n.d.
NA	0.031	0.027	0.034	0.030	0.041	0.022	0.027	0.036	0.028	0.044
K.	1.95	1.96	1.90	1.93	1.94	1.98	1.96	2.00	1.98	1.94
F.	0.726	0.637	0.662	0.672	0.776	0.791	0.759	0.434	0.715	0.767
CL	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.005	n.d.
Total	15.19	14.79	14.77	14.88	14.94	15.05	14.91	14.58	14.99	14.94
XFe	0.984	0.980	0.982	0.987	0.980	0.983	0.978	0.979	0.980	0.983

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7368	7373	7374	7379	7382	7384	7385	8104	8089	8090
ECHAN	875D	875D	875D	875D	875D	875D	875D	64	61	61
VEINE	V3	V3	V3	V3	V3	V3	V3	V4	V4	V4
FACIES	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	46.60	46.80	45.70	46.30	46.30	46.40	46.40	46.50	46.70	46.90
Al2O3	26.80	26.40	26.60	27.00	27.00	27.00	26.60	26.60	27.50	26.90
TiO2	0.04	0.09	0.050	0.09	0.05	0.04	0.04	0.08	0.05	0.10
FeO	8.62	8.82	8.76	8.75	9.03	8.92	9.32	8.81	8.96	9.30
MnO	0.44	0.45	0.49	0.47	0.48	0.44	0.46	0.32	0.31	0.31
MgO	0.09	0.11	0.09	0.07	0.09	0.09	0.07	0.11	0.14	0.11
CaO	n.d.	0.01	n.d.	0.03	0.02	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.19	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.12	0.13	0.14	0.13
K2O	10.80	10.80	10.70	10.90	10.90	10.80	10.90	11.40	11.10	11.30
F.	1.46	1.80	1.80	1.25	1.16	1.74	1.55	1.30	1.48	1.27
Cl	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	95.04	95.44	94.36	95.02	95.17	95.62	95.47	95.26	96.39	96.33
Formules structurales										
SI	6.55	6.60	6.63	6.56	6.52	6.55	6.56	6.58	6.59	6.53
AL4	1.45	1.40	1.37	1.44	1.48	1.45	1.44	1.42	1.41	1.47
AL6	3.03	3.07	3.04	3.06	3.00	3.05	3.06	3.02	3.03	3.06
TI	0.009	0.004	0.010	0.005	0.073	n.d.	0.003	n.d.	0.009	0.005
FE	1.09	1.02	1.04	1.05	1.03	1.07	1.05	1.10	1.04	1.05
MN	0.060	0.053	0.054	0.060	0.056	0.058	0.053	0.055	0.038	0.037
MG	0.017	0.019	0.023	0.019	0.015	0.019	0.019	0.015	0.023	0.029
CA	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.005	0.003	0.008	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.041	0.052	0.044	0.045	0.044	0.038	0.036	0.033	0.036	0.038
K.	1.97	1.95	1.95	1.96	1.96	1.97	1.95	1.97	2.06	1.98
F.	0.605	0.654	0.806	0.817	0.556	0.519	0.778	0.695	0.582	0.655
CL	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.002	0.002	0.002
Total	14.82	14.82	14.97	15.02	14.74	14.73	14.96	14.89	14.82	14.86
XFe	0.985	0.982	0.978	0.982	0.986	0.983	0.982	0.987	0.978	0.973

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	8097	62	66	67	70	84	88	93	83	85
ECHAN	62	63	63	63	63	63	63	63	63	63
VEINE	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4
FACIES	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	47.30	46.70	46.60	47.10	45.90	46.90	46.40	48.10	46.10	46.60
Al2O3	26.40	27.60	26.90	27.30	25.90	26.70	27.10	26.20	27.10	27.10
TiO2	0.09	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.06	0.08	0.07	0.070
FeO	9.78	8.14	8.66	8.39	9.80	8.98	9.05	8.38	9.56	8.40
MnO	0.31	0.27	0.29	0.30	0.28	0.32	0.27	0.30	0.32	0.320
MgO	0.10	0.08	0.07	0.08	0.18	0.08	0.06	0.11	0.09	0.100
CaO	n.d.	0.02	n.d.	0.02	0.06	0.03	0.01	0.02	0.03	0.040
Na2O	0.16	0.16	0.13	0.15	0.18	0.14	0.12	0.10	0.12	0.140
K2O	11.20	10.90	10.80	10.90	10.30	10.90	10.90	10.80	10.80	10.90
F.	1.36	1.29	1.54	1.98	1.41	1.59	1.50	1.54	1.69	1.78
Cl	0.01	n.d.	0.010	n.d.	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.71	95.21	95.05	96.28	94.05	95.69	95.48	95.63	95.88	95.45
Formules structurales										
SI	6.57	6.61	6.56	6.56	6.60	6.60	6.59	6.61	6.55	6.74
AL4	1.43	1.39	1.44	1.44	1.40	1.40	1.41	1.39	1.45	1.26
AL6	3.01	2.96	3.13	3.10	3.09	3.11	2.98	3.05	3.06	3.07
TI	0.011	0.012	0.005	0.004	0.001	0.006	0.003	0.004	0.006	0.008
FE	1.09	1.14	0.957	1.02	1.03	0.983	1.18	1.06	1.07	0.982
MN	0.037	0.037	0.032	0.043	0.035	0.036	0.034	0.038	0.032	0.036
MG	0.023	0.021	0.017	0.017	0.015	0.017	0.039	0.017	0.013	0.023
CA	n.d.	n.d.	0.003	0.003	n.d.	0.003	0.009	0.005	0.002	0.003
NA	0.035	0.043	0.044	0.046	0.036	0.041	0.050	0.038	0.033	0.027
K.	2.02	2.00	1.95	1.94	1.95	1.95	1.89	1.96	1.96	1.93
F.	0.563	0.601	0.573	0.720	0.690	0.877	0.641	0.709	0.670	0.682
CL	0.002	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002	0.002	0.002	n.d.
Total	14.79	14.82	14.71	14.89	14.85	15.02	14.83	14.88	14.85	14.76
XFe	0.979	0.982	0.983	0.984	0.986	0.983	0.968	0.984	0.988	0.977

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	8442	8444	8153	65	6224	8143	8098	8100	7349	7350
ECHAN	63	63	63	63	63	63	62	62	6E	6E
VEINE	V4	V4	V4	EV4	EV4	EV4	EV4	EV4	V5	V5
FACIES	VQM	VQM	VQM	EVQ	EVQ	EVQ	EVQ	EVQ	GRL	GRL
Poids d'oxydes										
SiO2	46.95	47.45	47.20	46.70	45.60	47.10	46.40	45.90	45.10	45.00
Al2O3	27.16	26.61	27.40	27.40	26.80	27.60	27.10	27.10	22.30	22.30
TiO2	0.06	0.05	0.03	0.08	0.08	0.04	0.06	0.08	0.02	0.06
FeO	8.54	8.44	8.54	8.66	9.53	9.28	8.97	8.64	13.30	13.50
MnO	0.29	0.30	0.32	0.36	0.40	0.37	0.35	0.34	0.95	0.92
MgO	0.12	0.10	0.10	0.08	0.02	0.13	0.11	0.10	n.d.	n.d.
CaO	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
Na2O	0.23	0.25	0.12	0.17	0.18	0.19	0.14	0.14	0.15	0.12
K2O	10.64	10.71	11.10	10.80	10.90	11.00	11.20	11.30	10.20	10.30
F.	1.56	1.43	1.60	1.62	1.14	1.71	1.25	1.38	4.60	4.52
Cl	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	n.d.
Total	95.56	95.34	96.42	95.89	94.66	97.44	95.58	94.99	96.64	96.72
Formules structurales										
SI	6.52	6.58	6.51	6.36	6.54	6.60	6.67	6.55	6.56	6.59
AL4	1.48	1.42	1.49	1.64	1.46	1.40	1.33	1.45	1.44	1.41
AL6	3.03	3.09	3.02	3.01	3.05	3.10	3.08	3.08	3.05	3.10
TI	0.007	0.007	0.009	0.005	0.004	0.006	0.005	0.009	0.016	0.003
FE	1.13	0.992	1.14	1.20	1.08	1.00	0.992	1.00	1.02	0.997
MN	0.038	0.038	0.048	0.056	0.043	0.035	0.036	0.034	0.036	0.038
MG	0.019	0.021	0.004	0.006	0.027	0.025	0.021	0.027	0.032	0.021
CA	0.005	0.006	0.002	n.d.	0.001	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.033	0.038	0.050	0.078	0.051	0.063	0.068	0.132	0.044	0.032
K.	1.95	1.96	1.98	1.99	1.95	1.91	1.92	1.91	1.98	1.98
F.	0.755	0.795	0.514	0.588	0.750	0.693	0.636	0.600	0.675	0.706
CL	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002
Total	14.97	14.95	14.77	14.93	14.96	14.83	14.76	14.79	14.85	14.88
XFe	0.983	0.979	0.997	0.995	0.976	0.976	0.979	0.974	0.970	0.979

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri

NUMERO	7352	7353	7354	7355	7356	7357	7358	7359	7360	7361
ECHAN	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E
VEINE	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5
FACIES	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL
Poids d'oxydes										
SiO2	45.70	44.60	46.10	45.00	46.00	44.90	44.50	45.60	45.20	45.50
Al2O3	22.80	22.50	22.96	22.50	22.80	22.40	22.20	22.61	22.60	22.70
TiO2	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06	0.03	n.d.	n.d.	0.05
FeO	12.30	13.20	12.34	13.20	12.80	13.20	13.80	13.03	13.20	12.60
MnO	0.88	0.94	0.86	0.91	0.89	0.92	0.99	0.84	0.90	0.86
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.16	0.13	0.14	0.16	0.17	0.15	0.22	0.16	0.19	0.18
K2O	10.20	10.40	10.30	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30	10.20	10.10
F.	4.75	4.68	4.80	4.55	4.69	4.64	4.42	4.57	4.68	4.67
Cl	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.82	96.50	97.54	96.65	97.70	96.57	96.38	97.11	96.97	96.66
Formules structurales										
SI	6.54	6.52	6.69	6.67	6.73	6.73	6.65	6.75	6.67	6.72
AL4	1.46	1.48	1.31	1.33	1.27	1.27	1.35	1.25	1.33	1.28
AL6	3.04	3.06	2.59	2.57	2.53	2.69	2.60	2.65	2.60	2.65
TI	0.006	0.003	0.002	0.018	0.009	0.003	n.d.	n.d.	0.003	0.005
FE	1.06	1.03	1.65	1.67	1.69	1.51	1.65	1.56	1.64	1.56
MN	0.042	0.041	0.119	0.116	0.125	0.110	0.119	0.107	0.114	0.110
MG	0.023	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CA	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.
NA	0.038	0.039	0.043	0.034	0.041	0.046	0.038	0.040	0.046	0.048
K.	2.01	2.05	1.93	1.95	2.00	1.92	1.98	1.92	1.95	1.92
F.	0.557	0.620	2.19	2.31	2.14	2.03	2.25	2.22	2.09	1.98
CL	n.d.	0.002	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.
Total	14.78	14.87	16.53	16.67	16.53	16.31	16.64	16.50	16.44	16.27
XFe	0.979	0.980	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

NUMERO	231	232	233	234
ECHAN	03	03	03	03
VEINE	V6	V6	V6	V6
FACIES	GGB	GGB	GGB	GGB
Poids d'oxydes				
SiO2	48.00	46.60	47.10	47.30
Al2O3	26.80	28.00	28.60	28.50
TiO2	0.01	0.08	0.06	0.04
FeO	6.94	6.44	6.13	6.43
MnO	0.32	0.30	0.24	0.29
MgO	0.44	0.45	0.39	0.40
CaO	0.02	0.02	0.02	n.d.
Na2O	0.15	0.23	0.25	0.12
K2O	11.10	11.00	11.00	10.70
F.	0.93	1.23	0.87	0.91
Cl	n.d.	0.01	0.01	n.d.
Total	94.71	94.36	94.67	94.69
Formules structurales				
SI	6.67	6.64	6.68	6.68
AL4	1.33	1.36	1.32	1.32
AL6	2.59	2.55	2.67	2.62
TI	0.007	0.003	0.028	n.d.
FE	1.64	1.72	1.51	1.63
MN	0.116	0.125	0.104	0.113
MG	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.043	0.064	0.045	0.054
K.	1.95	1.94	1.93	1.92
F.	2.04	2.42	2.12	2.37
CL	n.d.	0.005	n.d.	n.d.
Total	16.39	16.83	16.41	16.71
XFe	1.00	1.00	1.00	1.00

Composition chimique des micas lithinifères des veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7349	7350	7352	7353	7354	7355	7356	7357	7358	7359
ECHAN	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E
VEINE	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5
FACIES	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL
Poids d'oxydes										
SiO2	45.41	46.10	46.27	46.60	45.10	46.35	44.60	46.29	46.50	45.37
Al2O3	23.20	22.30	22.41	22.05	22.60	22.25	22.80	22.24	22.20	23.10
TiO2	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06	0.03	n.d.
FeO	14.53	12.50	12.30	11.56	13.70	12.12	14.80	12.02	11.80	14.53
MnO	0.85	0.92	0.98	0.94	0.90	0.95	0.89	0.92	0.99	0.84
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.15	0.12	0.16	0.13	0.14	0.16	0.17	0.15	0.22	0.16
K2O	10.20	10.30	10.20	10.40	10.30	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30
F.	4.70	4.92	4.85	4.78	4.80	4.95	4.59	4.94	5.12	4.57
Cl	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.
Li2O	2.50	3.16	3.23	3.55	2.59	3.24	2.34	3.41	3.45	2.33
H2O	1.72	1.79	1.89	1.86	1.89	1.79	1.99	1.79	1.62	1.99
Total	103	102	102	102	102	102	103	102	102	103
F=20	101	99.93	100.17	99.99	99.98	99.92	100	100.18	99.85	101.13
Formules structurales										
Si	6.16	6.26	6.25	6.30	6.24	6.29	6.19	6.27	6.31	6.14
Al4	1.84	1.74	1.75	1.70	1.76	1.71	1.81	1.73	1.69	1.86
Al6	1.87	1.83	1.82	1.81	1.84	1.85	1.80	1.82	1.86	1.83
Ti	0.002	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.006	0.003	n.d.
Fe	1.65	1.42	1.39	1.31	1.55	1.37	1.66	1.36	1.34	1.65
Mn	0.098	0.106	0.112	0.108	0.103	0.109	0.101	0.106	0.114	0.096
Mg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.039	0.032	0.042	0.034	0.037	0.042	0.044	0.039	0.058	0.042
K.	1.77	1.78	1.76	1.79	1.78	1.78	1.77	1.78	1.77	1.78
F.	2.02	2.11	2.07	2.04	2.05	2.12	1.95	2.12	2.20	1.96
Cl	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.
Li	1.36	1.73	1.76	1.93	1.41	1.77	1.27	1.86	1.88	1.27
OH	1.56	1.62	1.71	1.68	1.71	1.62	1.79	1.62	1.47	1.80
Total	18.37	18.63	18.67	18.71	18.48	18.66	18.39	18.71	18.70	18.43

NUMERO	7360	7361
ECHAN	6E	6E
VEINE	V5	V5
FACIES	GRL	GRL
Poids d'oxydes		
SiO2	46.20	46.15
Al2O3	22.26	22.12
TiO2	n.d.	0.05
FeO	12.54	11.86
MnO	0.95	0.99
MgO	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.
Na2O	0.19	0.18
K2O	10.20	10.10
F	5.08	4.97
Cl	n.d.	n.d.
Li2O	3.13	3.34
H2O	1.73	1.79
Total	102	102
F=20	99.87	100.04
Formules structurales		
Si	6.28	6.28
Al4	1.72	1.72
Al6	1.85	1.83
Ti	n.d.	0.005
Fe	1.43	1.35
Mn	0.109	0.114
Mg	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.
Na	0.050	0.048
K	1.77	1.75
F	2.18	2.14
Cl	n.d.	n.d.
Li	1.71	1.83
OH	1.57	1.63
Total	18.67	18.70

La composition de la muscovite lithinifère (ICP)

faciès GRL
ech SU6E

SiO ₂	n.d.
TiO ₂	0.040
Al ₂ O ₃	22.70
FeO	12.40
MnO	0.950
MgO	0.010
CaO	0.020
Na ₂ O	0.310
K ₂ O	9.70
F.	4.60
Li ₂ O	1.51

les éléments traces en ppm

Zn	1055
Sr	15.30
Ba	15.75
Zr	17.90
Y.	1.00
La	5.55
Ce	13.00
Nd	9.00
Sm	n.d.
Eu	1.00
Gd	n.d.
Dy	4.66
Yb	1.00
Nb	63.00
Be	89.00

Les muscovites des enclaves de veine à sidérophyllite dans la veine à quartz-muscovite ont des teneurs en manganèse intermédiaires entre celles des muscovites des deux veines.

**** La veine à sidérophyllite muscovitisée:**

En bordure de la veine à quartz-muscovite, les sidérophyllites de la veine à sidérophyllite sont transformées en muscovite. La teneur moyenne en lithium des muscovites séparées et analysées par ICP est de l'ordre de 1.51 % de Li_2O .

Nous travaillons avec des pourcentages en poids d'oxydes, pour nous appuyer sur les données de Foster (1960) et pour minimiser au mieux les erreurs sur la détermination des quantités des divers éléments. En effet, le fait de négliger le lithium provoque une surestimation de l'ensemble des éléments. Cela entraîne donc une sous-estimation des teneurs en eau sans pour autant modifier les rapports entre éléments, valeurs que nous utiliserons donc le plus souvent.

Ces micas ont un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ remarquablement constant, voisin de 1.80. Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MnO})$ est compris entre 1.50 et 1.72. Les valeurs de ces rapports caractérisent les protolithionites d'après les données (analyses 7 à 15 tableau 7) de Foster (1960).

Nous pouvons déterminer grossièrement les mécanismes de substitution à partir des diagrammes donnant les pourcentages de poids d'oxydes (fig III-29-a, b, c, d).

Les teneurs en alumines varient très peu (22.2 à 22.8 %) par contre (fig. 29-a) les teneurs en silice augmentent (de 44.5 à 46.10 %) par rapport aux teneurs en alumine. Par conséquent, le pourcentage d'alumine octaédrique croît avec celui de Si dans les micas.

Aux faibles teneurs en fluor correspondent les fortes teneurs en fer (fig. 29-d). Il existe une bonne corrélation entre le fluor et le lithium dans les micas naturels, Foster (1960), Reider et al., (1970) et Monier (1985). Il est vraisemblable qu'au moins une partie du fer ait été remplacée par le lithium. Ce mécanisme de substitution a été observé dans les micas naturels par Foster. Dans les micas ferrolithiques qui dérivent de la sidérophyllite; 2 Li remplacent 1.5 Fe.

a-3) Discussion:

Les muscovites des veines séparées ont sensiblement la même teneur en lithium 0.18 % dans la veine à sidérophyllite et 0.19 % dans la veine à quartz-muscovite. Elles sont faiblement lithinifères. Les teneurs en fluor sont assez variables (1.2 % à 1.8 % de F dans les deux veines).

Nous avons comparé deux couples "muscovite-sidérophyllite" dans les deux veines (analyses 384 et 383 pour la veine à sidérophyllite et analyses 83 et 82 pour la veine à quartz-muscovite). Le couple muscovite-sidérophyllite de la veine à quartz-

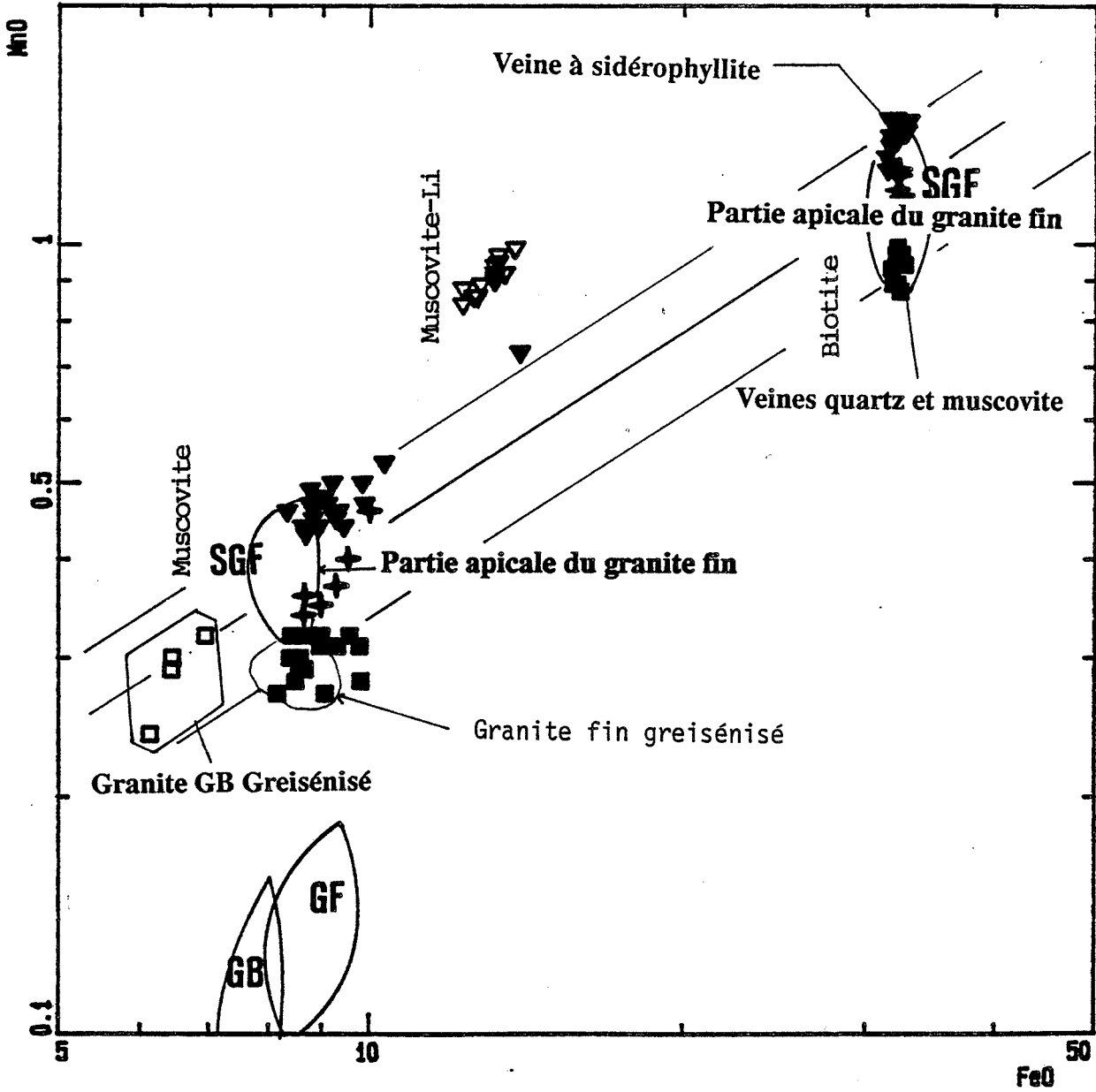


Figure III-30: Variation de la composition des micas des différentes veines dans le diagramme MnO/FeO et position des micas des granites du massif de Sucuri.

muscovite est situé en dehors des enclaves de la veine à sidérophyllite que la veine quartz-muscovite renferme. Les micas ont le même rapport Fe/Fe+Mg dans les deux veines. Les micas des deux veines ont la même teneur en magnésium.

Veine à	sidérophyllite		quartz-muscovite	
	Muscovite	Sidérophyllite	Muscovite	Sidérophyllite
Al	4.50	3.30	4.51	3.34
Fe	1.05	4.37	1.13	4.5
Mn	0.053	0.182	0.038	0.126
Mg	0.019	0.042	0.019	0.049
Fe/Fe+Mg	0.98	0.99	0.98	0.989
Mn/Fe	0.049	0.042	0.034	0.028

Le partage du magnésium entre les micas et une solution hydrothermale se fait en faveur des micas, Schulien (1975), la solution s'enrichit donc en fer.

Dans les micas de la veine à sidérophyllite, le fer et le manganèse baissent par rapport aux teneurs en Si. Cette décroissance coïncide avec le début de cristallisation du grenat de composition spessartine-almandin.

Dans la veine à sidérophyllite les teneurs en alumine des sidérophyllites (3.30 à 3.40 a./f.u.) ne correspondent pas à celles de la biotite en équilibre avec le grenat puisque de telles biotites ont des teneurs en alumine de l'ordre de 3.9 a./f.u.. De même elles sont probablement hors équilibre avec les muscovites où la limite en alumine dans la sidérophyllite en équilibre avec la muscovite est de l'ordre de 3.5 a./f.u. de Al d'après Nockolds (1947), les muscovites associées à ces grenats ont des teneurs en alumine de l'ordre de 4.5 a./f.u. nettement inférieures à celles des muscovites en équilibre avec les grenats (5.20 a./f.u. de Al).

La présence de grenat est imposée par les fortes teneurs en manganèse des fluides. Les teneurs en alumine des couples muscovite-sidérophyllite dans les deux veines sont remarquablement identiques. Ceci suggère que la limite supérieure 3.4 a./f.u. de Al dans la sidérophyllite correspond à la saturation en alumine des fluides sous l'activité de MnO.

Le diagramme MnO-FeO (fig. III-30) révèle une proportionnalité identique de ces rapports entre plusieurs situations similaires (groupes notés VSD, VGM, EVQ), se traduisant par des tie-lines sidérophyllite-muscovite parallèles entre eux. Les micas de la veine à sidérophyllite ont le même rapport Mn/Fe (4.66 % à 5.59 %) que les micas du granite fin apical (4.14 % à 5.63 %).

Composition des grenats des veines du massif de Sucuri

num veine	208 VSD	210 VSD	213 VSD	214 VSD	215 VSD
SiO ₂	35.96	36.51	35.99	35.92	36.02
TiO ₂	0.06	0.03	0.01	0.01	n.d.
Al ₂ O ₃	20.97	21.11	20.94	20.82	20.77
FeO	15.15	16.88	15.42	16.13	16.94
MnO	27.56	25.64	26.24	26.14	25.03
MgO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
CaO	0.56	0.62	0.68	0.69	0.66
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.30	100.82	99.30	99.73	99.43
Si	2.95	2.98	2.98	2.97	2.98
Al ^{IV}	0.047	0.019	0.020	0.034	0.016
Al ^{VI}	1.98	2.01	2.02	1.99	2.01
Ti	0.004	0.002	0.001	0.001	n.d.
Fe ³⁺	0.012	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
Fe ²⁺	1.03	1.15	1.07	1.11	1.17
Mn	1.92	1.77	1.84	1.83	1.76
Mg	0.005	0.004	0.002	0.003	0.001
Ca	0.049	0.054	0.060	0.061	0.059
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pyrope	0.16	0.14	0.08	0.09	0.04
Alman	34.28	38.62	35.94	36.92	39.25
Spess	63.92	59.42	61.95	60.95	58.74
Gross	1.11	1.76	2.01	1.80	1.96
Andra	0.54	0.06	0.02	0.24	0.00

b) Le grenat:

Il est présent uniquement dans la veine à sidérophylite. Il englobe la sidérophylite et la phénacite. Sa composition moyenne est Spess_{61} , Alm_{37} , $\text{Gros}_{1.73}$, $\text{Pyr}_{0.1}$. Ces grenats sont faiblement zonés (analyses 214-coeur et 215-bordure). Cependant, l'appauvrissement du manganèse du coeur (26.14 %) vers la bordure (25.03) est compensé par un enrichissement en fer (16.13 % à 16.94 %). Les teneurs en alumine (20.82 % à 20.77 %) et en silice (35.92 % à 36.02 %) sont quasi constantes.

Aussi la zonation du grenat peut-elle être expliquée par l'enrichissement des fluides magmatiques en fer relativement au manganèse.

Les grenats mixtes almandin-spessartine sont stables dans un domaine de température allant de 980°C à 500°C, pour une pression de fluide de l'ordre de 2 Kbars, Matthes (1961) et Hsu (1968), c'est à dire dans des conditions d'existence du magma granitique.

c) La wolframite et la scheelite:

Les wolframites ont été observées dans la veine à sidérophylite. Elles sont rouge sombre, le plus souvent transformées en scheelite. Elles semblent associées à la sidérophylite.

Les wolframites (0.05 à 0.25 mm) ont une composition d'hubnérite (69 %-48 % d'hubnérite MnWO_4 et 31 %-52 % de ferbélite FeWO_4). Elle montrent une zonation assez marquée (du coeur vers la bordure) en manganèse (16 % à 17 %), en fer (7 % à 12.7 %), en tungstène (76.31 % à 74.04 % de WO_3), en niobium (0.32 % à 0.9 % de Nb_2O_5) et en tantale (0.1 % à 0.04 % de Ta_2O_5). Elles sont dépourvues d'étain. Les substitutions du Nb au W et du Fe au Mn sont remarquables.

La présence de grenat et de wolframite à rapport MnO/FeO de plus en plus faible peut correspondre à une augmentation de l'activité du fer dans les fluides, en réponse à un fractionnement de grenat plus manganésifère (61 % de spessartine).

Nous n'avons pas observé de micro-inclusions de columbo-tantalite dans les wolframites. Moore et Howie, 1978 et Nachaev et al., 1982 ont montré que l'introduction du Nb-Ta dans la structure de la wolframite se fait par simple remplacement du W dans la structure et que la température joue un rôle important. Les inclusions de columbo-tantalite sont interprétées comme des démixions à basse température.

La scheelite (CaWO_4) forme des cristaux de quelques microns. Elle apparaît comme un minéral d'altération des wolframites à la surface desquelles elle se forme. Le plus souvent nous observons l'association wolframite-columbite-scheelite. La scheelite est plus abondante dans la zone muscovitisée. La présence de fluoroapatite subautomorphe souvent au contact de la scheelite suggère la précipitation conjointe de ces deux minéraux.

Composition chimique de la scheelite								
num	4.	5.	6.	7.	9.	11	12	13
W ₂ O ₃	78.43	73.41	76.45	76.69	76.47	75.60	75.29	73.49
Ta ₂ O ₅	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02
FeO	0.76	0.65	0.73	0.69	0.79	0.68	0.61	0.57
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.05
CaO	18.49	20.12	18.80	19.25	19.08	19.68	20.18	20.22
MoO ₃	n.d.	4.80	2.21	2.02	2.31	2.84	3.21	5.33
Nb ₂ O ₅	0.50	0.01	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.23	99.03	98.26	98.71	98.70	98.87	99.35	99.68

Composition de la wolframite, columbite et ilménorutile						
numéro	50	51	52	33	35	45
W ₂ O ₃	76.31	75.97	74.07	4.52	0.990	3.55
Ta ₂ O ₅	0.100	0.050	0.040	11.19	4.81	11.99
FeO	7.24	8.31	12.72	12.31	31.79	12.20
MnO	16.31	15.33	11.77	6.60	5.54	6.56
TiO ₂	n.d.	0.020	0.900	3.51	40.18	4.14
SnO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	2.61	1.36	2.80
Nb ₂ O ₅	0.320	0.490	0.900	57.88	11.54	59.25
Total	100	100	100	98.62	96.21	100

Composition de l'apatite dans la veine à sidérophylite									
num	1016	1017	1019	1030	1001	1002	1003	1005	1007
faciès	VSD	VSD	VSD	GRE	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD
éch	875D	875D	875D	876	62C	62C	62C	62C	62C
P ₂ O ₅	40.54	40.45	39.78	41.47	40.96	41.33	41.25	40.89	41.39
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	50.71	50.67	51.10	51.37	51.41	51.89	52.21	51.41	52.81
FeO	0.10	0.12	0.13	0.1	0.03	0.06	0.07	0.12	0.10
MnO	1.26	1.03	1.44	0.7	1.89	2.16	2.10	2.69	1.44
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	0.04	0.02	0.03	0.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y ₂ O ₃	0.09	0.09	0.09	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	0.210	n.d.
F	5.96	6.49	6.80	6.6	5.95	5.68	6.06	6.19	5.89
Total	98.71	98.89	99.37	100.6	100.27	101.14	101.74	99.95	101.70

La scheelite est caractérisée par des teneurs élevées en Mo jusqu'à 5.33 % de MoO₃. Les fortes teneurs en Mo correspondent à des teneurs relativement faibles en wolframite 73.49 % de WO₃. Les fortes valeurs de fugacité d'oxygène favorisent l'incorporation de Mo dans la scheelite plutôt que la formation de molybdénite Hsu et Galli (1973). La présence de molybdénite dans la roche laisse supposer que les fluides étaient riches en Mo.

Les teneurs en fer sont corrélées négativement avec les teneurs en calcium et en manganèse. Les teneurs en Nb (0.01 % à 0.05 % de Nb₂O₅) augmentent parallèlement à celles des wolframites.

A l'échelle du cristal, la scheelite montre une zonation modeste du coeur à la bordure (analyses 6 (coeur) et 9 (bordure)). Les teneurs en wolframite et en niobium sont quasi constantes (76.45 % à 76.47 % de WO₃, 0.04 % de Nb₂O₅). Les teneurs en fer (0.73 % à 0.79 % de FeO), en calcium (18.80 % à 19.08 % de CaO) et en molybdène (2.21 % à 2.31 % de MoO₃) augmentent légèrement. Les teneurs en manganèse baissent fortement (0.03 % à 0.01 % de MnO).

d) Les apatites:

Les apatites se développent essentiellement dans la veine à sidérophylite. Dans la zone riche en sidérophylite, nous observons le développement important de cristaux millimétriques xénomorphes d'apatite, le plus souvent intimement liés à la phénacite. Dans la zone riche en muscovite, nous observons fréquemment des cristaux d'apatite automorphes isolés ou à proximité de la scheelite.

Ce sont des fluoroapatites, les teneurs en fluor varient entre 5.56 % à 6.80 % de F. Les fluoroapatites sont pauvres en chlore.

Les fluoroapatites associées à la wolframite sont pauvres en calcium (50.5 % à 51.10 % de CaO). Elles s'enrichissent en manganèse (0.71 à 1.75 % de MnO) et en yttrium (0 à 0.09 % de Y₂O₃) et faiblement en fer (0.1 à 0.13 % de FeO). Ces fluoroapatites ont un rapport MnO/FeO très variable (6.45 à 13.5).

Les fluoroapatites dans la zone riche en sidérophylite et sans wolframite se caractérisent par de fortes teneurs en calcium (51.41 % à 52.81 % de CaO). Les teneurs en manganèse (1.44 % à 2.76 % de MnO) sont corrélées négativement avec celles du fer (0.05 % à 0.13 %). Elles ont un rapport MnO/FeO assez élevé 21.23 à 39, sauf une analyse (7) à 16.

Nous avons donc deux types de fluoroapatite caractérisés par leurs rapports MnO/FeO et leurs teneurs en yttrium. Les plus précoces ont un fort rapport MnO/FeO et sont dépourvues d'yttrium. Les plus tardives ont un rapport MnO/FeO faible et possèdent entre 0.09 % à 0.117 % d'yttrium.

D'après Baumer et al. (1985) la composition de l'apatite dépend du pH et de la nature des ions en présence. En présence du Cl et du F l'apatite est préférentiellement

plus riche en fluor. En présence de Cl seule l'apatite riche en eau (apatite-OH) est stable à pH basique à neutre et l'apatite-Cl est stable à pH acide à neutre.

2- Les Greisens

2-1 Description pétrographique:

a) *Garimpo dos Cachorros:*

Ce Garimpo est situé dans la partie sud du massif, dans une zone fortement fracturée entre deux grandes failles de direction N150. Le granite à grain moyen GB est localement greisé. Les feldspaths et la biotite du granite à sidérophylite GB sont remplacés progressivement par la muscovite et le quartz qui forment alors l'essentiel de la roche. Ce greisen est progressivement albitisé. La foliation et les textures mylonitiques du greisen sont effacées. La roche est alors formée essentiellement d'albite.

Le quartz se présente sous forme de plages microcristallines associées à la muscovite.

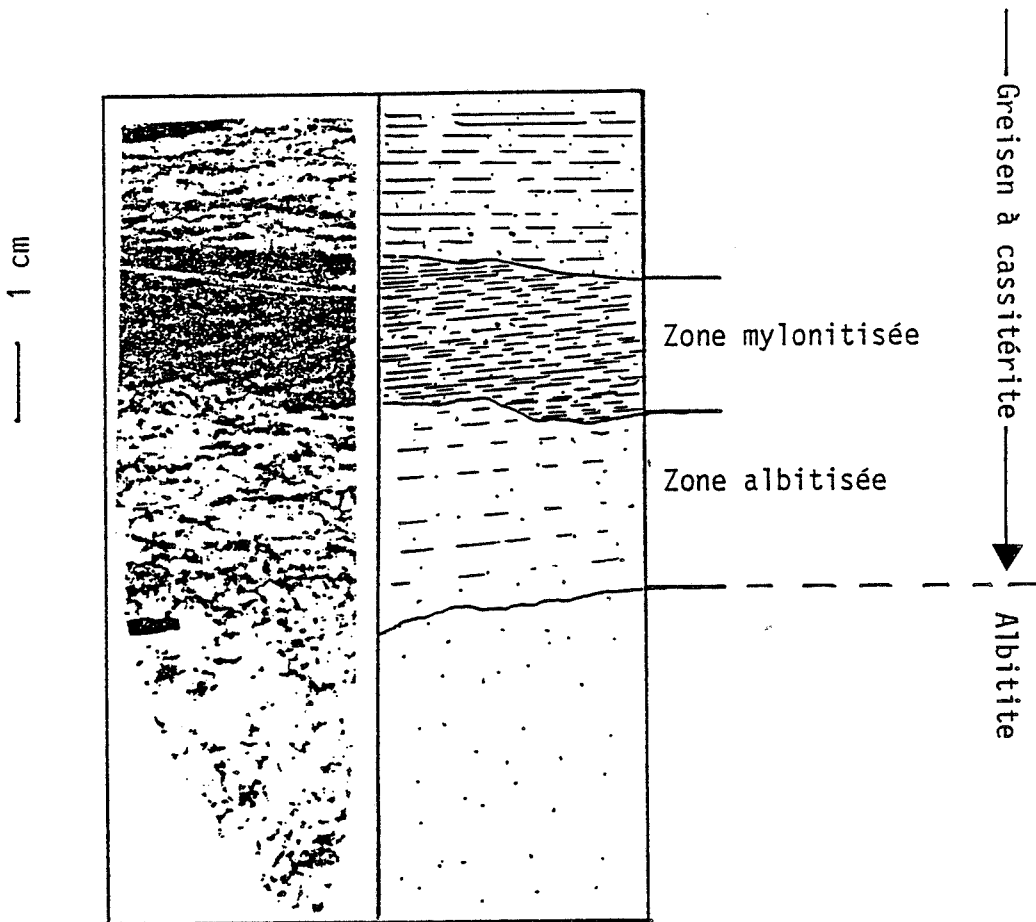
L'albite An5-7 est le feldspath le plus abondant dans la roche, on rencontre rarement le feldspath potassique. Les feldspaths primaires sont fracturés, lenticulaires, envahis par le quartz ou les micas. Une albite tardive se développe aux dépens de la mésostase.

La cassitérite est sous deux formes : l'une zonée brun clair au coeur, claire puis brunâtre à la périphérie, l'autre non zonée claire est entourée de muscovite. Les deux formes sont moulées par la sphalérite qui est la phase la plus tardive. La pyrite se développe sur les bordures de la chalcopyrite.

b) *Garimpo Vaca Vella:*

Il est situé dans la partie nord du massif et se trouve sur la partie apicale du granite fin. Le granite fin est greisé sur quelques centimètres (15 cm). La cassitérite se concentre préférentiellement sur les bords de la zone greisée (fig.III-27B) mais elle est également disséminée dans le greisen.

Le feldspath potassique disparaît en premier, il est remplacé par la muscovite et le quartz. La biotite du granite fin à son tour se transforme en muscovite. La muscovite de petite taille et le quartz prédominent dans la roche. La cassitérite brune est zonée, elle est associée à la muscovite.



Greisen albitisé et albitite à cassitérite du Garimpo dos Cachorros

Une albite tardive (An7-3) se présente sous deux habitus : en phénocristaux qui progressent au dépens de la mésostase et qui renferment de nombreuses inclusions minérales (muscovite, quartz, fluorine et cassitérite), et en petits cristaux qui remplacent le quartz.

L'helvite subautomorphe englobe la cassitérite, la muscovite et la fluorine. La phénacite subautomorphe englobe la sidérophyllite.

En résumé, nous avons la succession paragénétique suivante :

1- Greisenisation du granite fin et du granite à biotite: muscovite, quartz, fluoroapatite, fluorine, cassitérite et sulfure.

2- Albitisation: Albite, helvite, phénacite et sulfure.

2-2 Composition chimique des minéraux:

a) *Les muscovites:*

Les muscovites du greisen (GGB) affectant le granite à biotite se distinguent des muscovites du greisen (GFG) affectant le granite fin par leurs fortes teneurs en magnésium (0.39 % à 0.45 % contre 0.13 % à 0.19 %) et (fig.III-29) leurs faibles teneurs en fer (6.13 % à 6.94 % contre 8.32 % à 9.13 %) et en fluor (0.87 % à 1.23 % contre 1.32 % à 1.74 %).

Les muscovites du greisen GFG se développant sur le granite fin ont le même rapport Mn/Fe (3.18 % à 3.50 %) que les muscovites des veines à quartz-muscovite (3.17 % à 3.75 %). Les muscovites du greisen GGB qui affecte le granite à biotite ont un rapport MnO/FeO (4 % à 4.66 %) qui est proche de celui des muscovites du granite fin apical (4.14 % à 5.63 %) (fig. III-30). Les teneurs élevées en magnésium (0.39 % à 0.45 %) dans les muscovites du greisen GGB par rapport aux muscovites des veines (les teneurs en magnésium sont inférieures à 0.15%) sont dues à la composition de la biotite du granite à biotite sur lequel se développe le greisen GGB (la biotite du granite à biotite est plus riche en magnésium (0.70 % à 0.98 % de MgO) que les sidérophyllites des veines (0 à 0.10 % de MgO)).

b) *Les cassitérites:*

b-1) Introduction:

Les minéralisations se localisent aux épontes des veines de greisen ou à l'intérieur de certains filons d'albitite (les veines de greisen sont albitisées). Nous avons analysé les cassitérites des greisens se développant sur le granite à biotite (GGB), sur le granite fin (GFG) et dans la veine d'albitite AB6 encaissée dans le granite GB. La

paragénèse principale est très simple avec cassitérite, muscovite, quartz et albite, et dans certains cas fluorine et sulfure.

* Greisens:

La cassitérite se développe en petits cristaux subautomorphes ou en grands cristaux automorphes. Dans certains cas, les faces cristallines semblent progresser vers l'intérieur du filon (croissance centripète). Les formes automorphes correspondent au fait à l'association de diverses plages de teintes, de structures (zonées) et d'orientations optiques variables.

Ces cristaux sont en contact direct avec le quartz, l'apatite et la muscovite, ou noyés dans des plages albitiques. L'albite est tardive. La cassitérite est moulée ou englobée par la sphalérite. Elle englobe des cristaux micrométriques de columbo-tantalite.

** Albitite (ancien greisen):

La cassitérite a la même morphologie et la même structure interne que dans les greisens. Nous observons sur quelques centimètres de la bordure au coeur du filon une zonation minéralogique : la cassitérite est associée à la muscovite et au quartz. L'albite est le seul feldspath présent dans la roche (paragénèse du greisen). La muscovite disparaît, elle reste cependant en inclusions dans l'albite. La roche est formée essentiellement d'albite et de rares cristaux de quartz. Les fractures de la cassitérite sont colmatées par l'albite.

La sphalérite, pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite se développent sur la cassitérite ou comblent ses fractures.

b-2 Composition

Les relations entre Sn et la somme de Ti, Fe, Mn, Ta et Nb (fig. III-26) indiquent une substitution de Sn par l'ensemble de ces éléments. La substitution Sn^{4+} par Ti^{4+} se traduit par la corrélation négative entre ces deux éléments (fig. III-31). La somme Sn^{4+} et Ti^{4+} est inférieure à 1 (pour 2 oxygènes par formule) ce qui indique que la compensation par Ti est insuffisante. Nous remarquons que les cassitérites du greisen se développant sur le granite à biotite à grain moyen sont plus riches en titane que les autres cassitérites.

De la même façon, la corrélation $\text{Sn}/(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ta}+\text{Nb})$ est négative (fig. III-31) et indique également une compensation insuffisante. Les éléments Fe, Mn Ta et Nb semblent avoir un comportement identique à celui de titane. Cependant, les cassitérites du greisen (plus riches en titane), se développant sur le granite à biotite, sont dépourvues de Nb et de Ta, ce qui les distingue des autres cassitérites.

Composition des cassitérites des greisens: GGB granite GB greisé, GFG granite fin greisé et AB albitite.

num faciès	1. GGB	2. GGB	3. GGB	4. GGB	5. GGB	6. GGB	7. GGB	8. GGB	9. GGB	11 GGB
Poids d'oxydes										
WO3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.67	0.43	0.43	0.66	0.41	0.67	0.33	0.22	n.d.	0.390
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.80	2.09	1.50	1.67	0.97	1.15	1.38	1.47	n.d.	0.300
SnO2	98.56	97.52	97.59	97.53	98.52	98.35	98.23	98.29	101	99.31
Nb2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100	100	99.52	99.86	99.90	100	99.94	99.98	101	100.00

Formules structurales										
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FE	0.014	0.009	0.009	0.014	0.009	0.014	0.007	0.005	n.d.	0.008
MN	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	0.015	0.039	0.028	0.031	0.018	0.021	0.026	0.027	n.d.	0.006
SN	0.978	0.957	0.967	0.962	0.978	0.972	0.971	0.970	1.00	0.990
NB	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	1.01	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00

num faciès	13 GGB	14 GGB	79 GGB	16 AB6	17 AB6	19 AB6	20 AB6	21 AB6	22 AB6	23 AB6
Poids d'oxydes										
WO3	n.d.	n.d.	n.d.	1.27	n.d.	0.22	1.10	0.01	1.06	n.d.
Ta2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.24	n.d.	n.d.	0.16	n.d.	n.d.
FeO	0.83	0.13	0.56	0.26	0.37	0.35	0.39	1.77	0.21	0.750
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.58	n.d.	n.d.
TiO2	4.27	0.63	1.02	0.20	0.97	0.83	1.08	5.67	0.40	1.15
SnO2	95.08	99.26	98.10	98.27	97.79	99.56	97.56	88.77	98.14	97.92
Nb2O5	n.d.	0.28	n.d.	n.d.	0.79	n.d.	0.78	3.41	0.180	0.050
Total	100	100	99.68	100.00	100	101	101	100	99.99	99.87

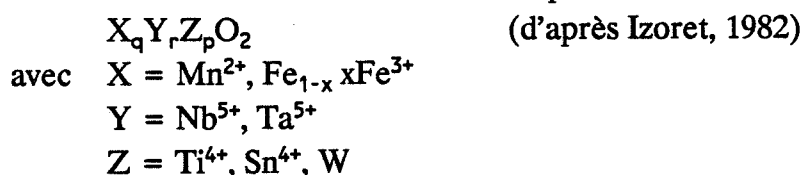
Formules structurales										
W	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	0.002	0.009	n.d.	0.009	n.d.
TA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.
FE	0.017	0.003	0.012	0.006	0.008	0.007	0.008	0.035	0.004	0.016
MN	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.012	n.d.	n.d.
TI	0.077	0.012	0.019	0.004	0.018	0.015	0.020	0.100	0.008	0.021
SN	0.914	0.983	0.975	0.993	0.965	0.981	0.964	0.830	0.988	0.970
NB	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	0.009	0.036	0.002	0.001
Total	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01

num faciès	24 AB6	25 AB6	26 AB6	41 GFG	42 GFG	43 GFG	46 GFG	47 GFG
Poids d'oxydes								
WO3	n.d.	0.12	1.11	n.d.	0.62	0.98	n.d.	n.d.
Ta2O5	n.d.	0.17	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.25	0.84	0.20	0.11	0.41	0.45	0.33	0.350
MnO	0.03	0.23	n.d.	n.d.	0.02	0.02	0.03	n.d.
TiO2	0.58	3.81	0.22	0.07	1.67	0.26	0.13	0.040
SnO2	98.80	92.73	98.48	100	96.85	98.35	100	100
Nb2O5	0.16	1.67	0.15	n.d.	0.33	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.82	99.57	100	100	99.94	100	100	100

Formules structurales								
W	n.d.	0.001	0.009	n.d.	0.005	0.008	n.d.	n.d.
TA	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FE	0.005	0.017	0.004	0.002	0.009	0.010	0.007	0.007
MN	0.001	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
TI	0.011	0.069	0.004	0.001	0.031	0.005	0.002	0.001
SN	0.984	0.895	0.992	0.998	0.959	0.990	0.994	0.996
NB	0.002	0.018	0.002	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.
Total	1.00	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00

Dans les cassitérites des albitites et dans certaines cassitérites du greisen se développant sur le granite fin, les fortes teneurs en W (tableau) correspondent à de faibles teneurs en titane, ce qui permet d'envisager une substitution de Ti par le W.

La formule structurale de la cassitérite peut s'écrire :



où x est la fraction atomique de Fe^{3+} par rapport au fer total ($Fe(\text{total}) = (1-x)Fe^{2+} + xFe^{3+}$). L'excès de fer par rapport au site Y de valence 5⁺ peut être calculé :

$$e = q - r$$

Le rôle moteur du titane pour l'introduction du fer peut donc être testé en mettant en abscisse la fraction atomique du fer par rapport aux éléments Ta et Nb en ordonnée la fraction atomique du titane par rapport aux éléments Fe, Ti, Nb et Ta (fig. III-31).

$$e = ((Nb + Ta) - Fe) / ((Nb + Ta) + Fe)$$

donc :

si $Fe = Nb + Ta$ il n'y a pas d'excès de fer
 si $Fe \neq Nb + Ta$ il y a du fer en excès

Pour le massif du Sucuri les cassitérites analysées se rassemblent en trois groupes (fig. III-31) :

- le premier groupe représente les cassitérites sans excès de fer (le rapport $(Nb+Ta)-Fe / ((Nb+Ta)+Fe)$ est nul). Ce groupe est formé de cassitérites des albitites et le coeur d'une cassitérite du greisen GGB se développant sur le granite à biotite GB.

- le deuxième groupe a une composition intermédiaire entre les deux pôles. Il caractérise certaines cassitérites de l'albitite et le coeur d'une cassitérite du greisen GFG se développant sur le granite fin GF.

- le troisième groupe représente le pôle sans Nb et Ta. Il regroupe toutes les cassitérites des greisens (GGB et GFG) et de rares cassitérites de l'albitite. Les bordures des cassitérites zonées appartiennent à ce groupe. Les cassitérites du greisen GGB sont plus titanifères que celles du greisen GFG.

Il faut rappeler que les cassitérites du premier groupe et dans une moindre mesure du second groupe contiennent d'abondantes inclusions de columbite, alors que les cassitérites du troisième groupe en sont dépourvues. Ces dernières cassitérites par contre sont associées à des sulfures. D'une manière générale, les cassitérites tardives sont plus pures.

Nous avons sélectionné quatre cassitérites automorphes pour étudier leur zonation. Elles correspondent aux analyses 14 (coeur) et 13 (bordure) du greisen GGB (42 et 43) du greisen GFG et (25,23) de l'albitite.

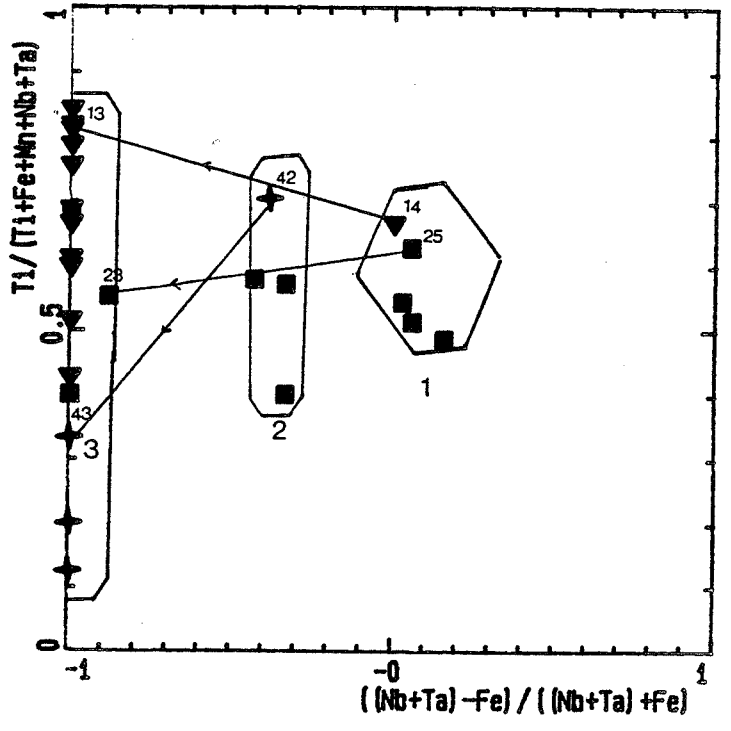
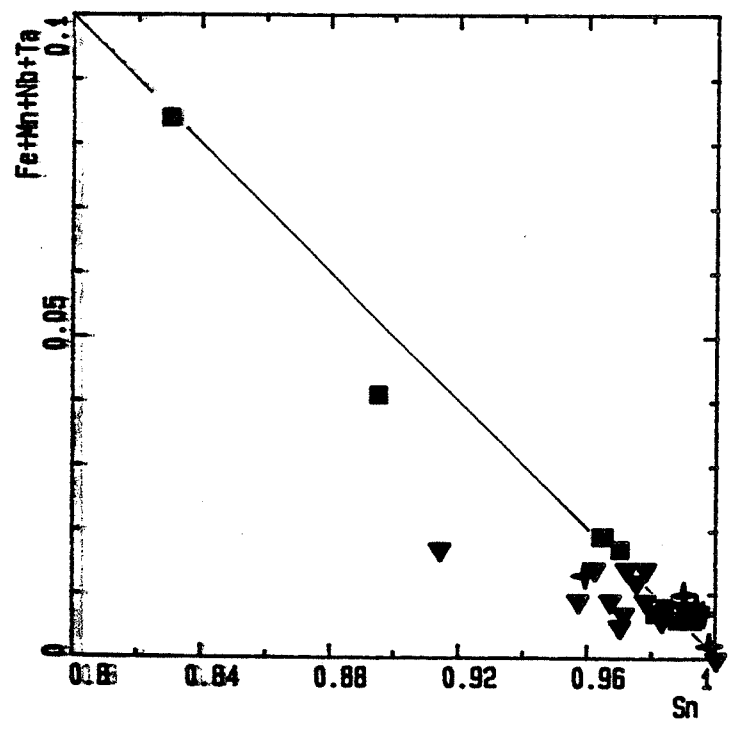
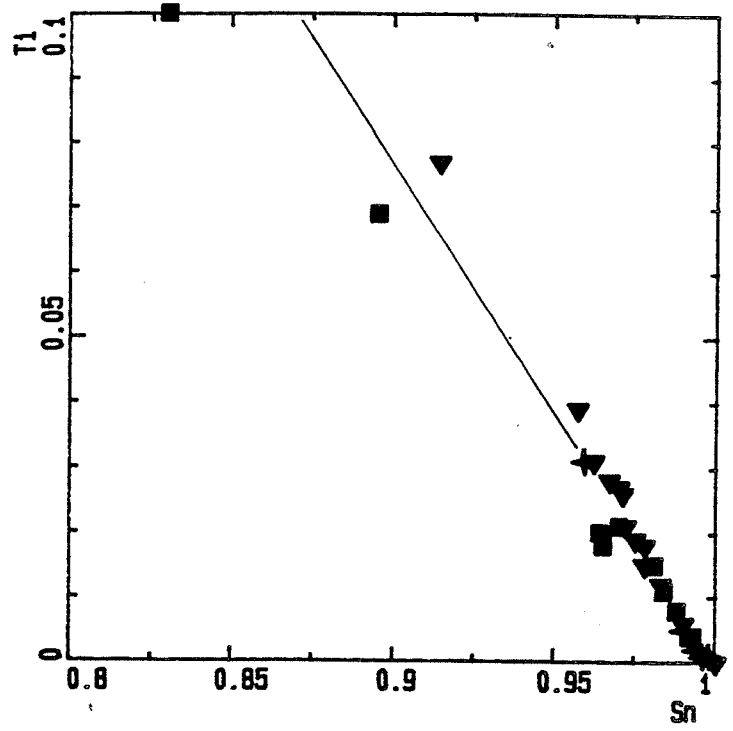
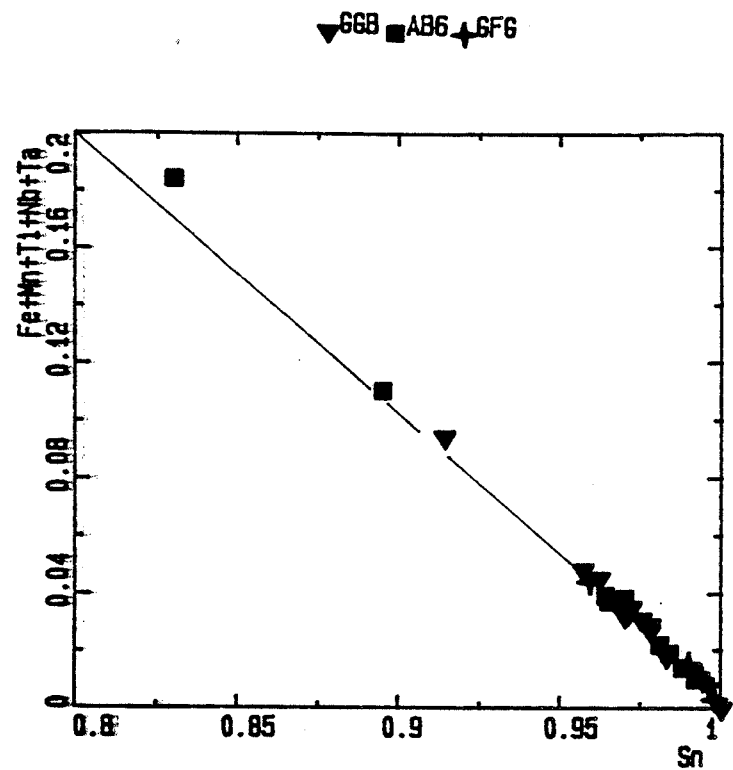


Figure III-31: Composition de la cassitérite du massif de Sucuri. GGB: greisen affectant le granite GB, AB6: veine d'albite dans le granite GB et GFG: greisen affectant le granite fin.

Ces cassitérites zonées montrent généralement un enrichissement en fer du coeur vers la bordure et une chute des teneurs en Nb et en Ta (fig. III-31). Dans le greisen GGB l'augmentation des teneurs en fer est accompagnée par celle du titane (0.13 % à 4.27 % de TiO_2). Dans le greisen GFG les teneurs en titane des cassitérites baissent du coeur (1.67 % de TiO_2) vers la bordure (0.26 % de TiO_2). Dans les cassitérites des albitites, les teneurs en titane chutent également de 3.81 % à 1.15 % de TiO_2 , les teneurs en fer décroissent légèrement (0.84 % à 0.75 % de FeO).

b-3 Conclusion:

Nous avons séparé trois groupes de cassitérite en fonction de l'excès de fer par rapport au site Y(Nb et Ta). Calas et Cotrant (1982) et Izoret (1982) ont montré que Fe^{3+} pourrait rentrer dans la structure de la cassitérite. Il participe ainsi avec le Nb et le Ta à une substitution du titane du type $X^3 + Y^5 = 2Z^4$. D'après les auteurs précédemment cités, l'incorporation de ces éléments entraîne la distorsion du réseau. Lorsque Fe^{3+} ne compense pas les éléments de valence $5^+(Y)$ ou en l'absence de ceux-ci (dans la plupart des cassitérites du greisen GGB), son incorporation dans la structure cristalline provoque un déficit de charges qui ne peut être compensé que par l'introduction du fer dans le site interstitiel ce qui est favorisé par l'introduction de Ti (dans le cas GGB) dans le site octaédrique. Les compositions des cassitérites les plus riches en Nb correspondent très bien à l'incorporation de columbite en solution solide dans le réseau (jusqu'à près de 4 %), ce qui est connu dans les cassitérites de pegmatites granitiques (Cerny et Ercit, 1989), mais d'habitude nous avons plutôt $\text{Ta} > \text{Nb}$ alors qu'ici nous avons l'inverse.

Dans le filon d'albitite, nous avons analysé les cassitérites de la zone faiblement albitisée et celles de la zone albitisée. Elles ont la même composition chimique, ce qui montre que l'albitisation est postérieure à la minéralisation en étain.

Le premier est caractérisé par des cassitérites riches en Nb, Ta, W et Ti. Ces cassitérites contiennent des inclusions de l'ilménite et de columbite. Le deuxième stade, les cassitérites sont riches en fer et en titane. Elles ne renferment pas d'inclusions solides. Ces cassitérites sont associées à des sulfures.

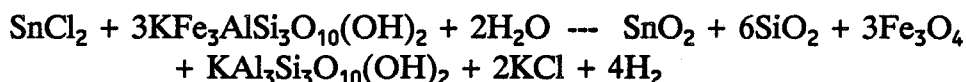
Au Garimpo Vaca Velha, les cassitérites du greisen GFG sont pauvres en Fe, Ti, Ta et Nb. La présence dans la cassitérite automorphe zonée d'un coeur riche en Ti et Nb et d'inclusions solides (ilménorutile, columbite) suggère qu'il y a également deux stades de minéralisation.

La présence d'inclusion d'ilménite et de columbite dans les cassitérites du greisen GFG et des albitites pourrait expliquer en partie le comportement du Fe, Nb, Ta et Ti dans ces cassitérites. En effet le contenu en (Nb+Ta+W+Sn) dans l'ilménite est assez élevé de l'ordre 18,7 % poids.

En résumé, nous avons deux stades de minéralisation :

- l'un précoce, au cours duquel une cassitérite riche en Ti, Nb et Ta,
- le deuxième stade est caractérisé par une cassitérite riche en fer et sans Nb et Ta. Cette cassitérite est moulée et englobée par les sulfures.

La cassitérite cristallise préférentiellement près des épontes, au niveau du front biotite-muscovite. Eugster (1985) propose la réaction de la transformation de la biotite en muscovite pour expliquer la précipitation de la cassitérite par le piégeage du chlore par le potassium.



La présence de fluoroapatite suggère que les complexes phosphostanniques et fluorostanniques ont joué un rôle important dans le transport de l'étain contenu dans la roche (Ramboz, 1980). Dans les solutions salées, Jackson et Helgesson, 1985, ont montré que les complexes chloro-stanniques sont prédominants par rapport aux fluorures et hydroxydes d'étain.

3- Les veines d'albite

Le gisement principal d'albitites est situé au Nord-Est du massif dans la carrière Tratex (fig. III-27).

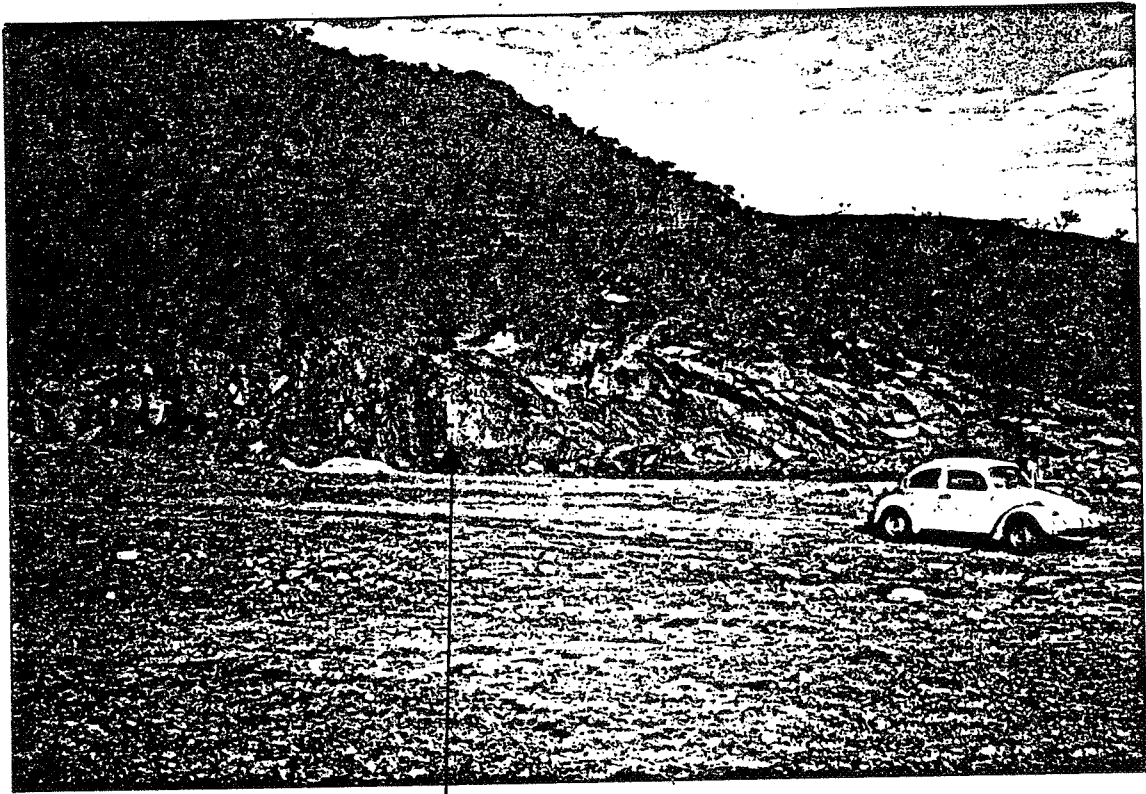
Les zones albitisées se présentent soit en bandes métriques d'allure filonienne, soit en tâches irrégulières (centrimétriques) dans le granite à biotite GB.

3-1 Description pétrographique:

Lorsque le granite est albitisé, sa foliation disparaît. L'albitisation est progressive et détermine une zonation minéralogique de la périphérie au coeur du filon d'albite à biotite (fig. III-32).

- La première zone, est caractérisée par une biotite (rééquilibrée) plus riche en Mg, (Fe/Mg est 12,8) que celle du granite à biotite (Fe/Mg = 22.42). L'oligoclase (An 20-16) est entièrement transformé en albite pure (An 0,5 %). Le FK résiste encore, l'albite se développe dans les fissures et progresse dans les bordures de celui-ci. La muscovite est encore présente mais elle devient peu abondante et elle est partiellement transformée en albite. L'allanite xénomorphe se développe entre les cristaux d'albite. De l'helvite automorphe apparaît, avec une composition de danalite ($\text{Ge}_{24}\text{Da}_{51}\text{He}_{25}$).

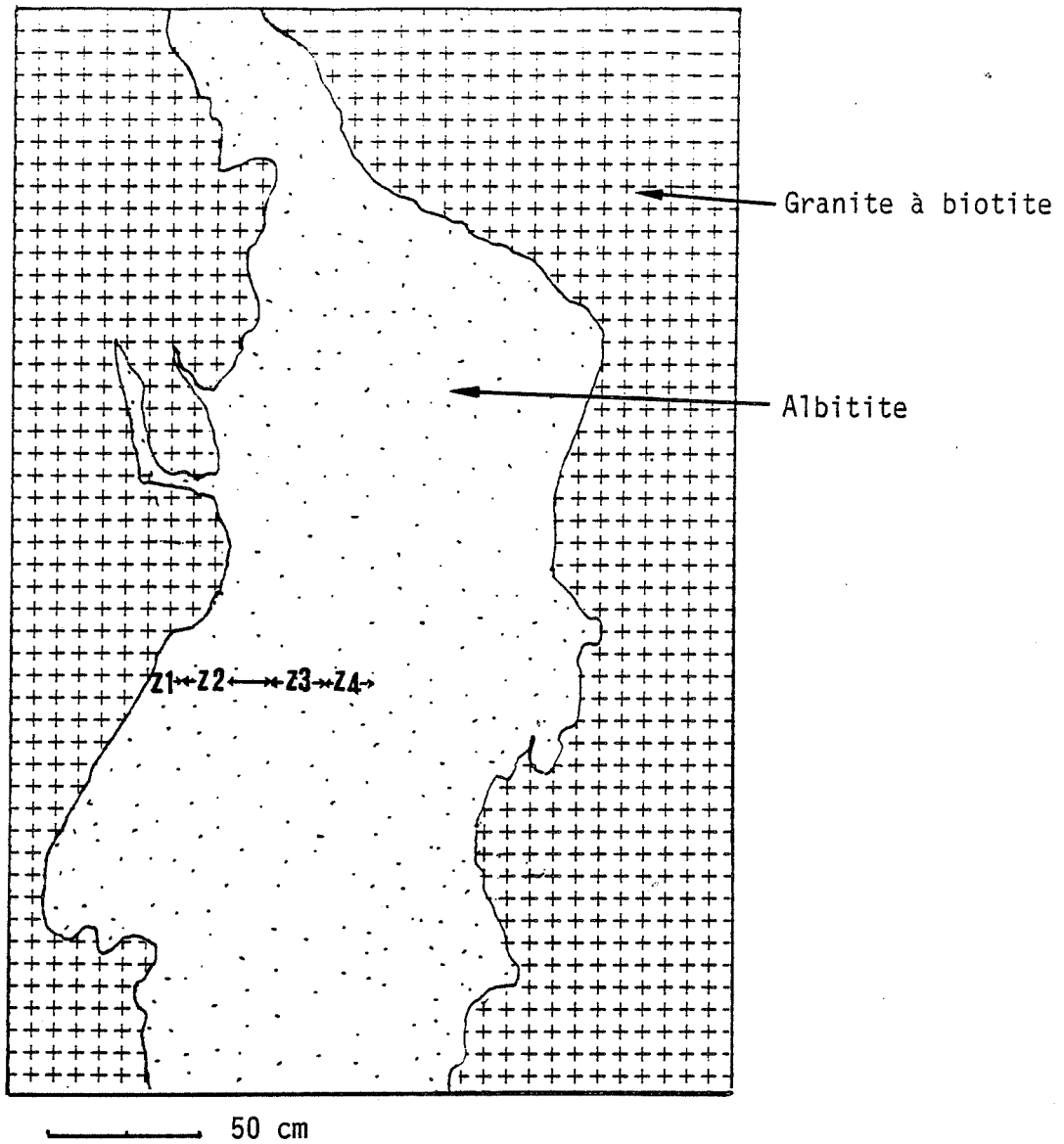
- La muscovite disparaît complètement dans la deuxième zone. Une albite interstitielle se développe entre les cristaux de quartz et les englobe. La danalite a une composition légèrement plus riche en Zn ($\text{Ge}_{30}\text{Da}_{49}\text{He}_{21}$).



— Granite à Biotite

— Albitite

Albitite de la carrière Tratex



Granite à Biotite	Albitite			
	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
Biotite (I) Fe/Mg = 22.4	Biotite (II) Fe/Mg = 12	Biotite (II) Fe/Mg = 10		
Muscovite	Muscovite →	Albite		
Plagioclase An20-16	Albite			
K-Feldspath	K-Feldspath		Albite	
Quartz	Quartz		Albite	
	Helvite			
	$Ge_{24}Da_{51}He_{25}$	$Ge_{30}Da_{49}He_{21}$	$Ge_{64}Da_{10}He_{26}$	
	Pyrrhotite, Chalcopyrite, Sphalérite, Pyrite, Galène et Cubanite			

Figure III- : Zonation minéralogique au cours de l'albitisation du granite à biotite (voir explication dans le texte).



Zone 1: La muscovite est transformée en albite.



Zone 2: La muscovite disparaît complètement.



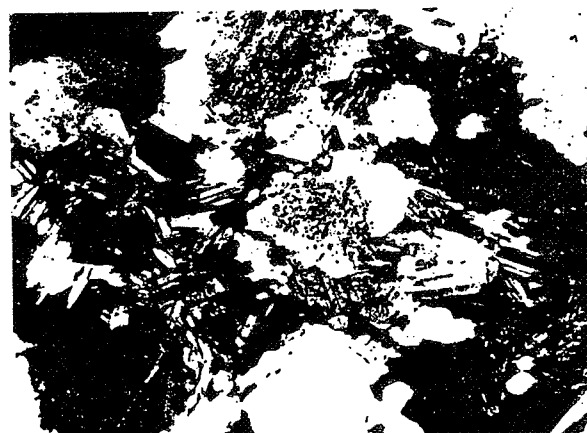
Transformation du feldspath-K en albite



Zone 3: Albite en échiquier



Zone 4: Albite en échiquier



Sulfuration de la Biotite.

- Dans la troisième zone, la roche est blanche, composée d'albite pure et d'un peu de biotite ($Fe/Mg = 10$). L'albite présente plusieurs faciès : grands cristaux automorphes maclés en échiquier, cristaux subautomorphes peu ou pas maclés, dont la forme rappelle celle du quartz. Le quartz, très rare, est en inclusion dans l'albite.

- La quatrième zone se caractérise par la disparition totale du quartz. Cette zone est très limitée et difficilement discernable de la troisième zone.

Des sulfures (pyrrhotite, chalcopryrite, sphalérite et galène) sont associés à l'helvite et présents dans toutes ces zones.

3-2- Composition chimique des minéraux de l'albitite:

a) *Les micas:*

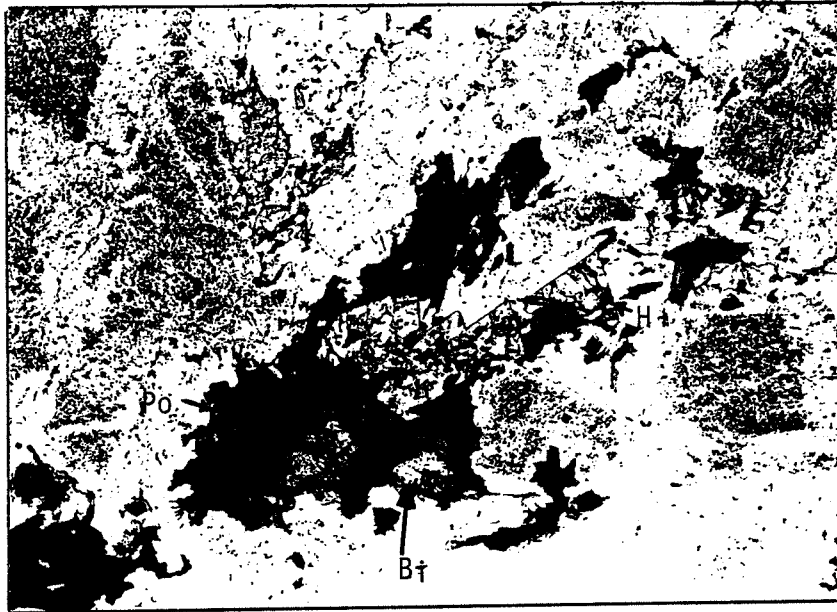
La muscovite n'est présente que dans les zones les plus externes. Dans la première zone, la muscovite du granite est rééquilibrée, elle se caractérise par une composante céladonite faible de l'ordre de 25 %, une baisse des teneurs en fer (7.96 % à 7.10 % de FeO), en magnésium (0.65 % à 0.38 % de MgO) et une augmentation des teneurs en Na_2O (0.17 % au lieu de 0.11 % dans la muscovite du granite GB sain) et des teneurs en manganèse (0.11 % à 0.19 %). La chute des teneurs en fluor au cours du rééquilibrage de ces micas est assez importante (1.96 % à 0.87 %).

Les biotites rééquilibrées des quatre zones du filon d'albitite sont ferrifères et peu alumineuses (31.7 % de FeO et 15.7 % de Al_2O_3).

Le rapport MnO/FeO est très faible, il passe de 1.7 % à 1.3 % de l'éponte au coeur du filon, par contre le rapport MgO/FeO évolue inversement de 2.3 % à 5.7 %.

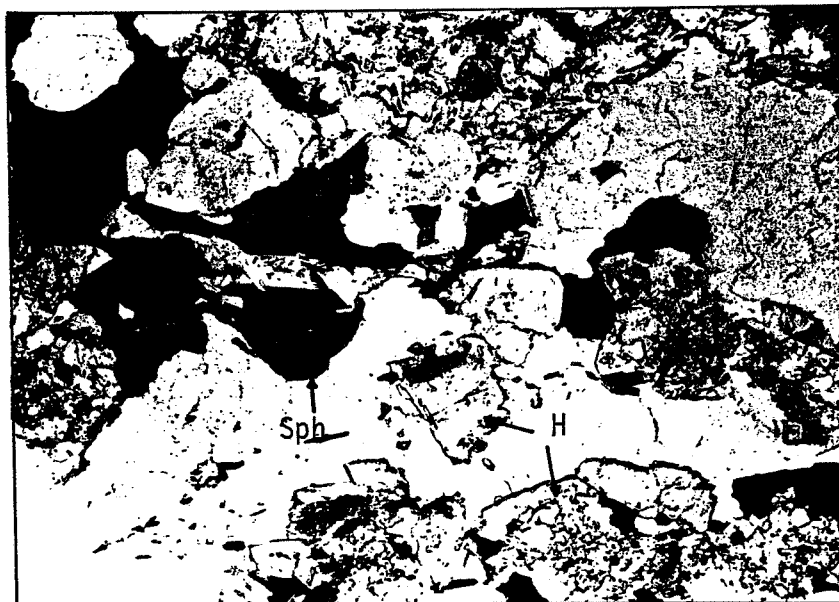
Les teneurs en Be des biotites séparées sont assez élevées par rapport aux biotites du granite GB (85 à 100 ppm contre 26 ppm).

La biotite est associée à l'ilménite, la sphalérite, la pyrrhotite et l'helvite. Les teneurs en fer baissent légèrement par rapport à celles des biotites du granite (31.7 % contre 32.2 %), les teneurs en magnésium augmentent sensiblement (1.77 % contre 0.71 % dans les biotites du granite). La présence systématique des sulfures près de la biotite suggère un phénomène de sulfuration de la biotite. La composition de la biotite varie faiblement (sauf les teneurs en magnésium qui doublent), il est fort probable que la transformation s'est accompagnée d'une diminution du volume global de la biotite. Le sulfure se forme à partir du fer de la biotite, le magnésium reste dans la biotite rééquilibrée, le rapport Fe/Mg passe de 24 à 12 dans la zone externe et à 9.58 dans la zone interne.



0.4 mm

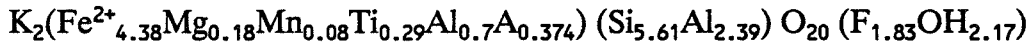
Sulfuration de la biotite (Biotite II (Fe/Mg=9.58),
Pyrrhotite, Iilménite et Helvite)



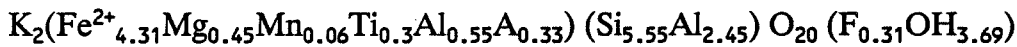
0.4 mm

Relation entre la sphalérite et l'helvite.

Zone externe:

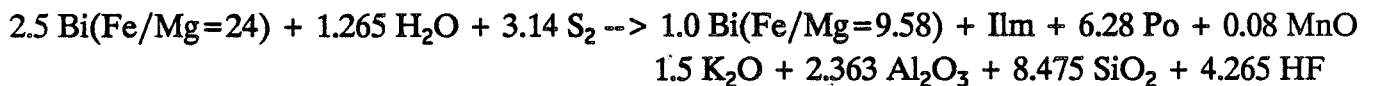


Zone interne:



A est le site octaédrique vacant.

La teneur en manganèse de l'ilménite augmente de 4.41 % dans le granite à biotite non altéré à 6.75 % dans la zone interne du filon d'albitite. Une partie de ce manganèse est récupérée par l'ilménite. L'helvite associée à la sphalérite dans la zone interne borde ou englobe la biotite. Cette helvite renferme 10.7 % de MnO dans sa structure. Une partie du manganèse de la biotite participe donc à la formation de l'helvite. En admettant que tout le magnésium de la biotite de départ soit resté sur place dans la biotite rééquilibrée, la réaction de sulfuration peut s'écrire en formant de l'ilménite à 6.75 % MnO :



Ce phénomène de sulfuration de la biotite est assez connu. Robinson et Tracy (1977), Staten (1976) et Tessier (1989) ont en effet observé que les teneurs en magnésium des biotites associées aux sulfures augmentent. Tso et al. (1979) ont montré expérimentalement qu'à 700°C et 2Kbars la biotite rééquilibrée lors de la sulfuration devient plus magnésienne et que la pyrrhotite qui lui est associée et s'enrichit en soufre.

Il faut remarquer que l'ilménite de cette zone interne possède 16 % d'hématite en solution solide. En revanche, les ilménites des autres zones sont dépourvues d'hématite en solution solide et le fer des biotites avec lesquelles elles coexistent est entièrement sous la forme divalente.

Dans la zone interne le milieu était relativement oxydant.

Tableau III-4 : Composition de l'ilménite dans les différentes zones

Zone	2-3	4
SiO2	00.07	00.17
TiO2	49.96	49.33
Fe2O3	00.00	06.17
FeO	42.22	37.58
MnO	07.67	06.75
CaO	00.01	00.02
total	99.93	100.02

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	576	579	6237	6242	6243	6201	6202	6203	6204	6205
ECHAN	S4	S4	O4	O4	O4	S5	S5	S5	S5	S5
FACIES	GA1	GA1	GA2	GA2	GA2	GA3	GA3	GA3	GA3	GA3
Poids d'oxydes										
SiO2	34.70	33.80	33.90	34.10	34.40	34.00	33.40	33.40	33.60	33.60
Al2O3	16.20	16.30	16.20	15.90	16.60	15.70	16.10	14.10	16.00	15.80
TiO2	2.35	2.24	2.18	2.20	2.23	2.21	2.29	2.28	2.28	2.08
FeO	32.40	32.00	32.20	31.20	31.00	31.70	31.70	31.10	31.40	31.80
MnO	0.55	0.60	0.52	0.63	0.59	0.53	0.55	0.54	0.55	0.54
MgO	0.74	0.67	0.98	0.97	0.90	1.10	0.97	1.03	1.00	1.11
CaO	n.d.	0.01	n.d.	0.04	0.01	0.02	0.01	n.d.	n.d.	0.02
Na2O	0.07	0.11	0.07	0.03	0.06	0.09	0.11	n.d.	0.07	0.06
K2O	8.86	8.81	9.22	9.37	9.42	9.30	9.34	9.32	9.30	8.77
F.	1.31	0.92	1.09	1.20	1.36	1.05	1.30	1.03	3.28	1.08
CL	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Total	97.21	95.49	96.37	95.66	96.59	95.72	95.78	92.81	97.50	94.88
Formules structurales										
SI	5.61	5.56	5.54	5.61	5.59	5.59	5.52	5.69	5.55	5.57
AL4	2.39	2.44	2.46	2.39	2.41	2.41	2.48	2.31	2.45	2.43
AL6	0.700	0.720	0.660	0.690	0.770	0.630	0.650	0.520	0.670	0.660
TI	0.286	0.277	0.268	0.272	0.273	0.273	0.284	0.292	0.283	0.259
FE	4.38	4.40	4.40	4.29	4.21	4.36	4.38	4.43	4.34	4.41
MN	0.075	0.084	0.072	0.088	0.081	0.074	0.077	0.078	0.077	0.076
MG	0.178	0.164	0.239	0.238	0.218	0.270	0.239	0.262	0.246	0.274
CA	n.d.	0.001	n.d.	0.007	0.002	0.004	0.002	n.d.	n.d.	0.004
NA	0.021	0.036	0.022	0.010	0.019	0.029	0.035	n.d.	0.022	0.019
K.	1.83	1.85	1.92	1.97	1.95	1.95	1.97	2.03	1.96	1.86
F.	0.664	0.478	0.558	0.617	0.689	0.541	0.666	0.549	1.58	0.562
CL	0.009	0.008	0.003	0.006	0.005	0.006	0.003	0.003	0.005	0.006
Total	16.14	16.02	16.14	16.19	16.22	16.14	16.31	16.16	17.18	16.13
XFe	0.961	0.964	0.948	0.947	0.951	0.942	0.948	0.944	0.946	0.942

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	6208	6210	6212	6213	8155	8156	8121	8122	496	497
ECHAN	S5	S5	S5	S5	482	482	38	38	S1	S1
FACIES	GA3	GA3	GA3	GA3	GA3	GA3	GA1	GA1	AB	AB
Poids d'oxydes										
SiO2	33.70	33.40	33.60	33.40	33.10	33.40	32.70	33.10	34.40	34.00
Al2O3	15.60	15.60	16.20	15.80	14.90	15.60	15.80	15.60	16.10	15.60
TiO2	2.19	2.31	2.14	2.21	2.32	2.21	1.97	1.83	2.31	2.45
FeO	31.80	31.70	31.50	31.40	31.80	32.00	32.20	32.10	31.00	31.60
MnO	0.55	0.56	0.66	0.61	0.30	0.31	0.48	0.50	0.44	0.44
MgO	1.01	0.92	0.78	0.81	1.24	1.22	0.72	0.77	1.62	1.84
CaO	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.05
Na2O	0.06	0.07	0.12	0.06	0.09	0.03	0.05	0.06	0.12	0.09
K2O	9.16	9.13	9.34	9.34	9.68	9.74	9.62	9.65	9.32	9.31
F.	0.91	1.16	1.20	1.39	0.53	0.63	1.24	1.02	0.67	0.59
CL	0.03	0.01	n.d.	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05	0.06
Total	95.02	94.86	95.54	95.05	93.98	95.17	94.82	94.67	96.04	96.03
Formules structurales										
SI	5.58	5.56	5.55	5.56	5.56	5.53	5.50	5.55	5.58	5.55
AL4	2.42	2.44	2.45	2.44	2.44	2.47	2.50	2.45	2.42	2.45
AL6	0.630	0.620	0.700	0.660	0.510	0.580	0.630	0.630	0.660	0.550
TI	0.273	0.289	0.266	0.277	0.293	0.275	0.249	0.231	0.282	0.301
FE	4.41	4.42	4.35	4.37	4.47	4.43	4.53	4.50	4.21	4.31
MN	0.077	0.079	0.092	0.086	0.043	0.044	0.068	0.071	0.061	0.061
MG	0.250	0.228	0.192	0.201	0.310	0.301	0.180	0.193	0.392	0.447
CA	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002	0.002	0.009
NA	0.019	0.023	0.038	0.019	0.029	0.010	0.016	0.020	0.038	0.028
K.	1.94	1.94	1.97	1.99	2.07	2.06	2.06	2.06	1.93	1.94
F.	0.475	0.603	0.618	0.717	0.281	0.329	0.643	0.532	0.345	0.305
CL	0.008	0.003	n.d.	0.008	0.006	0.006	0.011	0.008	0.014	0.017
Total	16.08	16.20	16.23	16.33	16.01	16.04	16.39	16.25	15.93	15.97
XFe	0.946	0.951	0.958	0.956	0.935	0.936	0.962	0.959	0.915	0.906

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	498	528	529	530	532	533	534	537	536	541
ECHAN	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1
FACIES	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB
Poids d'oxydes										
SiO2	33.90	34.20	33.80	34.10	34.40	33.10	34.00	34.00	33.80	33.20
Al2O3	15.60	15.10	15.70	16.00	15.40	15.10	15.80	16.10	15.90	15.80
TiO2	2.31	2.73	2.12	2.14	2.25	2.33	2.26	2.31	2.18	2.26
FeO	31.50	31.50	31.90	31.00	31.10	31.70	31.80	31.70	31.30	32.60
MnO	0.36	0.47	0.45	0.45	0.43	0.37	0.47	0.48	0.44	0.46
MgO	1.77	1.81	1.78	1.75	1.72	1.87	1.66	1.72	1.64	1.76
CaO	0.04	0.04	0.01	n.d.	0.06	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01
Na2O	0.12	0.05	0.06	0.03	0.09	0.03	0.06	0.08	0.08	0.07
K2O	9.38	9.29	9.37	9.25	9.00	9.21	9.27	9.27	9.31	9.06
F.	0.54	0.48	0.78	0.77	0.51	0.60	0.33	0.45	0.64	0.52
CL	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06
Total	95.57	95.72	96.01	95.54	95.02	94.37	95.70	96.16	95.34	95.80
Formules structurales										
SI	5.55	5.59	5.54	5.58	5.64	5.52	5.55	5.52	5.55	5.46
AL4	2.45	2.41	2.46	2.42	2.36	2.48	2.45	2.48	2.45	2.54
AL6	0.560	0.500	0.570	0.660	0.610	0.490	0.590	0.600	0.630	0.520
TI	0.285	0.335	0.261	0.263	0.277	0.292	0.277	0.282	0.269	0.279
FE	4.32	4.30	4.37	4.24	4.26	4.42	4.34	4.31	4.30	4.48
MN	0.050	0.065	0.062	0.062	0.060	0.052	0.065	0.066	0.061	0.064
MG	0.432	0.441	0.435	0.427	0.420	0.465	0.404	0.417	0.401	0.431
CA	0.007	0.007	0.002	n.d.	0.011	0.002	0.002	n.d.	0.002	0.002
NA	0.038	0.016	0.019	0.010	0.029	0.010	0.019	0.025	0.025	0.022
K.	1.96	1.94	1.96	1.93	1.88	1.96	1.93	1.92	1.95	1.90
F.	0.281	0.250	0.402	0.398	0.267	0.316	0.172	0.233	0.333	0.271
CL	0.014	0.014	0.011	0.014	0.017	0.014	0.011	0.014	0.011	0.017
Total	15.95	15.87	16.09	16.00	15.83	16.02	15.81	15.87	15.98	15.99
XFe	0.909	0.907	0.909	0.909	0.910	0.905	0.915	0.912	0.915	0.912

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	MI	MI	MI
NUMERO	6245	6246	6247	6248	6250	6251	8170	8158	572	573
ECHAN	S7	S7	S7	S7	S7	S7	483	482	4.	4.
FACIES	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	GA1	GA1	GA1
Poids d'oxydes										
SiO2	34.00	33.90	33.80	33.50	33.60	33.40	34.40	47.50	46.50	46.70
Al2O3	16.30	15.60	16.00	15.70	16.40	16.40	16.30	29.40	28.40	28.30
TiO2	2.06	1.79	2.00	1.93	1.89	1.83	2.23	0.48	0.27	0.51
FeO	30.80	31.80	31.30	31.50	32.00	31.40	30.90	6.50	7.14	7.12
MnO	0.37	0.32	0.34	0.34	0.36	0.34	0.26	0.14	0.18	0.18
MgO	1.74	1.93	1.88	1.81	1.87	1.67	2.01	0.54	0.39	0.37
CaO	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.07	0.03	0.01	0.08	0.03	0.08	0.07	0.16	0.17	0.14
K2O	9.32	9.46	9.64	9.49	9.13	9.46	9.84	11.30	10.80	10.70
F.	0.45	0.39	0.46	0.52	0.64	0.45	1.08	0.67	0.99	0.87
CL	0.08	0.06	0.07	0.08	0.07	0.07	0.02	0.02	0.01	0.00
Total	95.22	95.29	95.50	94.95	95.99	95.13	97.11	96.71	94.85	94.89
Formules structurales										
SI	5.56	5.57	5.54	5.54	5.49	5.49	5.55	6.47	6.50	6.51
AL4	2.44	2.43	2.46	2.46	2.51	2.51	2.45	1.53	1.50	1.49
AL6	0.700	0.590	0.630	0.600	0.650	0.670	0.650	3.19	3.18	3.16
TI	0.253	0.221	0.246	0.240	0.232	0.226	0.271	0.049	0.028	0.053
FE	4.21	4.37	4.29	4.35	4.37	4.32	4.17	0.741	0.835	0.830
MN	0.051	0.045	0.047	0.048	0.050	0.047	0.036	0.016	0.021	0.021
MG	0.424	0.473	0.459	0.446	0.455	0.410	0.483	0.110	0.081	0.077
CA	0.005	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.022	0.010	0.003	0.026	0.009	0.026	0.022	0.042	0.046	0.038
K.	1.94	1.98	2.01	2.00	1.90	1.99	2.03	1.96	1.93	1.90
F.	0.235	0.204	0.239	0.272	0.330	0.235	0.544	0.321	0.481	0.424
CL	0.022	0.017	0.020	0.022	0.019	0.020	0.005	0.005	0.003	0.001
Total	15.86	15.91	15.94	16.00	16.01	15.95	16.21	14.43	14.60	14.50
XFe	0.909	0.902	0.903	0.907	0.906	0.913	0.896	0.871	0.912	0.915

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
 GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	MI	MI	MI	MI
NUMERO	574	6236	8158	8120
ECHAN	4.	04	482	38
FACIES	GA1	GA2	GA2	GA1
Poids d'oxydes				
SiO2	46.60	48.00	47.50	45.90
Al2O3	28.20	29.10	29.40	28.30
TiO2	0.37	0.37	0.48	0.44
FeO	6.91	7.28	6.50	7.24
MnO	0.22	0.23	0.14	0.17
MgO	0.38	0.50	0.54	0.46
CaO	0.01	0.01	n.d.	n.d.
Na2O	0.20	0.08	0.16	0.16
K2O	10.70	9.51	11.30	11.30
F.	1.39	1.56	0.67	0.94
CL	0.02	0.01	0.02	n.d.
Total	95.00	96.65	96.71	94.91
Formules structurales				
SI	6.52	6.55	6.47	6.44
AL4	1.48	1.45	1.53	1.56
AL6	3.17	3.23	3.19	3.12
TI	0.039	0.038	0.049	0.046
FE	0.809	0.831	0.741	0.850
MN	0.026	0.027	0.016	0.020
MG	0.079	0.102	0.110	0.096
CA	0.002	0.001	n.d.	n.d.
NA	0.054	0.021	0.042	0.044
K.	1.91	1.66	1.96	2.02
F.	0.669	0.739	0.321	0.457
CL	0.004	0.003	0.005	n.d.
Total	14.76	14.65	14.43	14.65
XFe	0.911	0.891	0.871	0.899

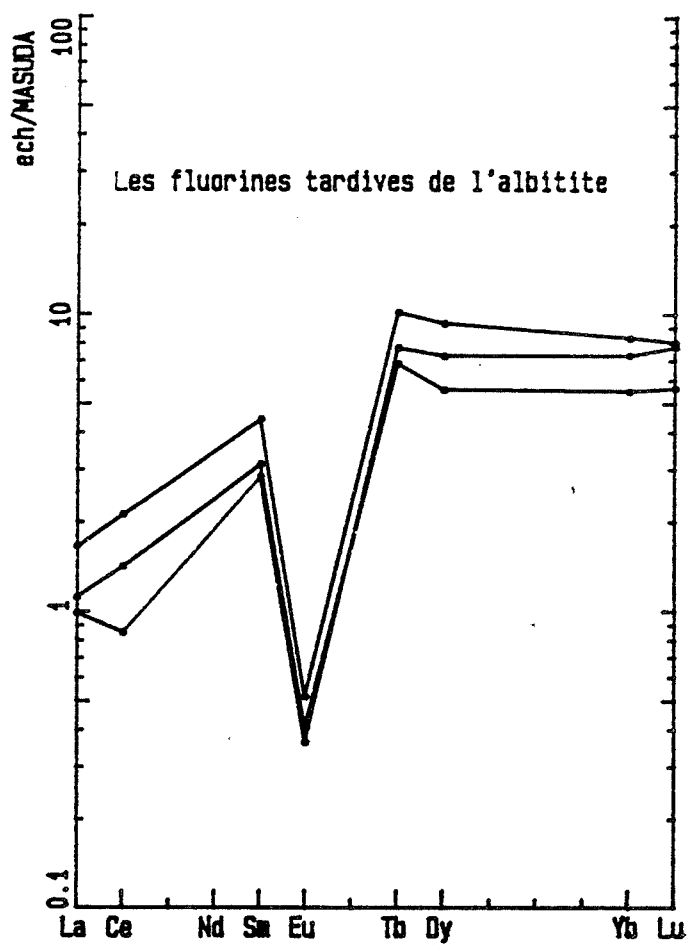


Figure III-33: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les fluorines de l'albite.

Composition chimique de l'allanite dans le filon d'albitite

numéro faciès échant.	101 GA 4B	102 GA 4B	104 GA 4B
FeO	12.72	13.41	10.71
Ce2O3	13.68	14.24	11.80
TiO2	0.38	0.30	0.29
CaO	8.73	8.87	7.74
UO2	n.d.	n.d.	n.d.
ThO2	0.36	0.32	0.54
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.
Sm2O3	0.39	0.56	0.32
Nd2O3	4.25	4.93	3.76
La2O3	5.88	5.85	4.95
Y2O3	0.32	0.19	0.35
SiO2	32.10	32.40	37.77
Al2O3	17.18	17.45	17.24
Total	95.60	98.52	95.47

b) Les fluorines:

Nous avons analysé trois fluorines en filonnet dans l'albitite de la Carrière Tratex. Les teneurs en terres rares ont été analysées en activation neutronique par Raimbault.

Les teneurs en calcium varient très peu 53.3% à 49.2%. Les teneurs en Sr sont élevées (650 à 780 ppm).

Le spectre des REE est fractionné (fig. III-33) $(La/Yb)_n$ est égal à 0.2. Il est pauvre en terres rares légères (La à Sm) et nettement plus riche en terres rares lourdes (Tb à Lu). Il est possible, au vu des formes des spectres, que ces fluorines soient en équilibre avec le même fluide que celui qui a cristallisé les helvites. Cependant, les teneurs en terres rares des fluorines sont faibles alors que celles des helvites sont fortes, ce qui nous fait douter qu'il s'agisse du même fluide.

c) Les monazites:

Les monazites des albitites sont pauvres en Ca (0.12% à 0.31%) par rapport aux monazites du granite non altéré (0.48% à 0.74%), en Th et en Y et riche en La (fig. III-11 page 221).

3-3 Composition chimique des albitites

Les échantillons d'albitite proviennent pour l'essentiel de la carrière tratex et du garimpo Cacchorro. Nous nous sommes particulièrement intéressés aux zones 1, 2 (correspondant à la disparition de la muscovite) et 3-4 (correspondant à la disparition du feldspath potassique).

La composition chimique de chaque zone du filon d'albitite a été normalisée par rapport au granite à biotite non altéré. Les variations des différents éléments sont résumées dans la figure (III-34 et III-35). Les quatre zones ont conservé l'empreinte géochimique du granite non altéré.

Les éléments majeurs:

Dans la première zone, une partie de la composante anorthite du plagioclase a disparue, elle correspond au lessivage de CaO (fig. III-34a). La disparition de la muscovite et la transformation du feldspath potassique se traduisent par une perte de K_2O . Le gain en MnO correspond à la formation de l'helvite. Le gain en Na_2O est due à la néoformation d'albite. Le léger gain en MgO est en relation avec l'augmentation de la teneur en Mg de la biotite dans cette zone.

La deuxième zone est caractérisée par la transformation complète du feldspath potassique par suite du lessivage de K_2O . Le gain en Na_2O et en Al_2O_3 correspond à la

néoformation de l'albite. Le lessivage du MnO provoque le changement de composition de l'helvite plus riche en fer et en Zn dans cette zone. Le Fe et Ti sont inertes.

La perte en Si dans la zone 3-4 est importante, elle est liée à la transformation du quartz en albite. Le gain en MgO est dû à la réaction de sulfuration de la biotite. Le Fe et Ti restent constants.

En résumé, la variation de volume au cours de l'albitisation est très faible et ne dépasse pas les 7 %. L'albitisation se traduit par un apport de Na, Al, Mg, P et Mn et par un lessivage important de K et Si et faible de Ca. Le fer et le titane apparaissent comme inertes (au sens de Fonteilles, 1976).

Tableau III-5 : Composition chimique des albitites du massif de Sucuri (GA11-GA15 : de la bordure au coeur de l'albitite GA1 de la carrière Tratex) 900: granite GB non altéré

FACIES NUMERO	GB 900	GA11 MSO	GA2 5D	GA3 04	GA4 S2	GA 880C	GA 880D	GA 880B
SiO2	73.37	72.51	73.63	68.18	64.04	66.31	65.68	65.48
Al2O3	13.62	13.27	13.94	17.20	18.28	18.95	19.01	18.67
Fe2O3	2.32	2.33	2.40	2.40	2.46	2.28	1.95	2.36
MnO	0.04	0.03	0.10	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04
MgO	0.10	0.11	0.12	0.09	0.21	0.09	0.08	0.11
CaO	0.85	0.61	0.72	0.59	0.63	0.85	0.62	0.75
Na2O	3.90	3.97	5.44	10.15	11.71	10.80	9.36	9.44
K2O	5.86	5.79	2.01	0.98	0.51	0.42	0.34	0.76
TiO2	0.18	0.18	0.18	0.19	0.17	0.17	0.15	0.17
P2O5	0.09	0.11	0.10	0.09	0.07	0.12	0.12	0.15
H2O	0.06	0.06	0.08	0.18	0.12	0.04	0.08	0.06
PF	1.02	1.19	0.74	0.52	0.74	0.86	0.68	0.48
Total	101.41	100.16	99.47	100.62	98.98	100.93	98.12	98.48
Ni	2.40	8.80	4.50	2.00	2.00	6.60	4.70	2.60
Cu	3.80	4.32	8.70	2.00	48.70	46.05	15.80	24.00
Zn	57.00	75.65	134.2	96.20	99.40	102.00	33.30	153.00
Ga	31.00	29.30	23.20	35.20	30.10	21.40	26.80	30.70
Rb	635.00	575.10	345.00	162.70	121.90	77.20	50.20	151.00
Sr	36.00	38.30	51.80	58.00	63.40	69.40	69.60	73.60
Y.	104.00	137.20	126.00	129.70	136.90	133.00	146.00	138.00
Zr	202.00	190.20	175.00	197.70	188.10	183.00	205.00	182.00
Nb	90.00	88.84	71.30	71.00	88.30	85.80	86.30	71.00
Pb	37.50	45.85	22.30	14.70	8.70	23.60	11.20	34.80
Th	63.00	59.75	56.10	64.00	60.70	53.70	62.60	58.00
U.	15.50	14.85	11.50	17.80	15.70	19.70	23.40	14.60
Sn	24.50	38.35	36.80	25.30	21.00	7.90	11.00	15.60
Ba	286.00	312.90	158.00	62.70	32.70	50.60	69.90	92.10
La	117.00	118.20	114.00	103.60	94.60	93.00	111.00	113.00
Ce	220.00	230.70	205.00	208.50	196.60	187.00	207.00	202.00
Al/ Na+K+2Ca	0.95	0.95	1.12	0.91	0.87	0.96	1.12	1.05
Fe/Mg	11.72	10.70	9.85	13.47	5.92	13.39	11.72	10.93

■ GA1 + GA2 ▽ GA34

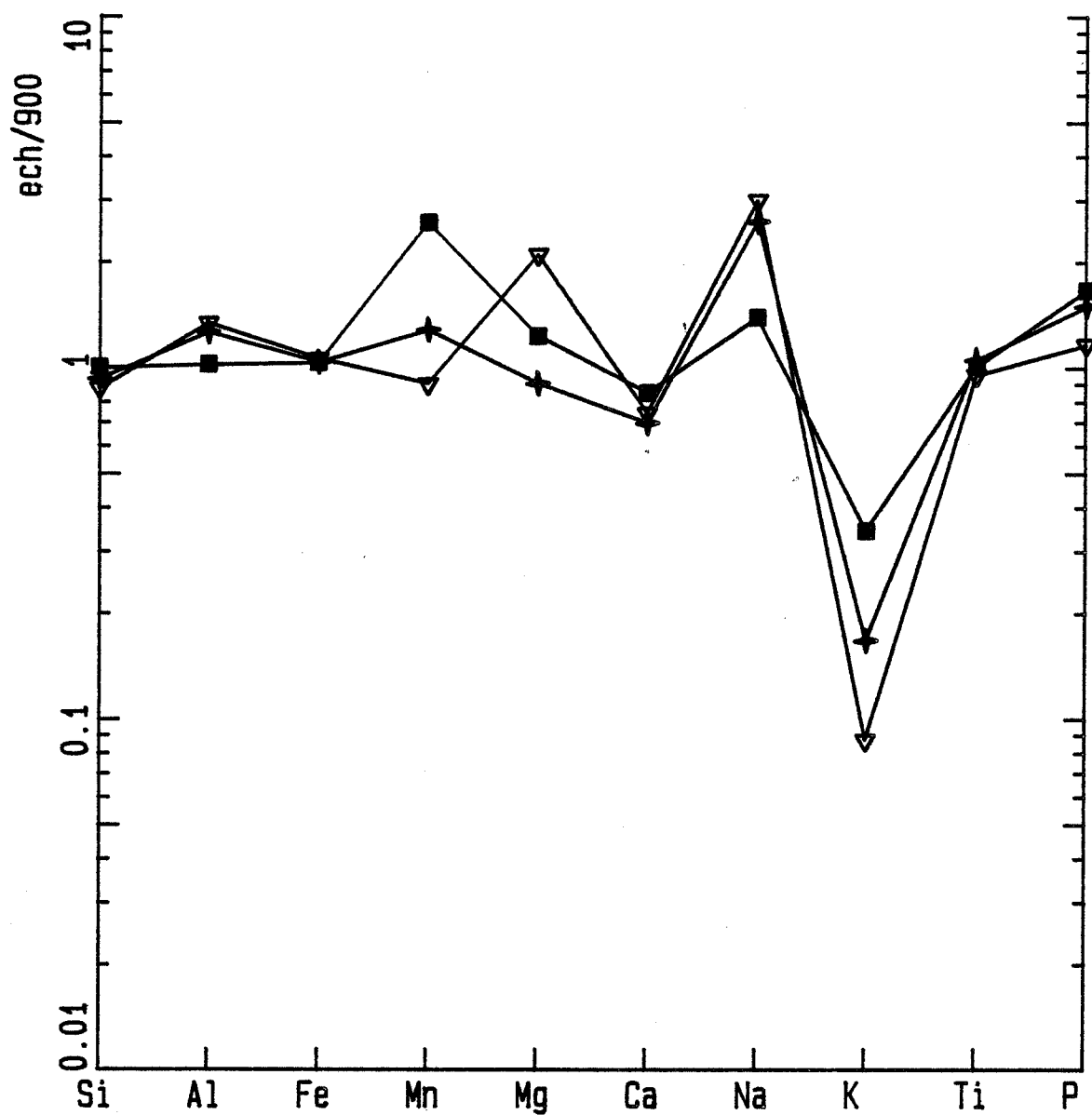


Figure III-34: Composition des différentes zones de l'albite normalisée par rapport aux granites à biotite GB (échantillon 900)

■ GA1 + GA2 ▽ GA34

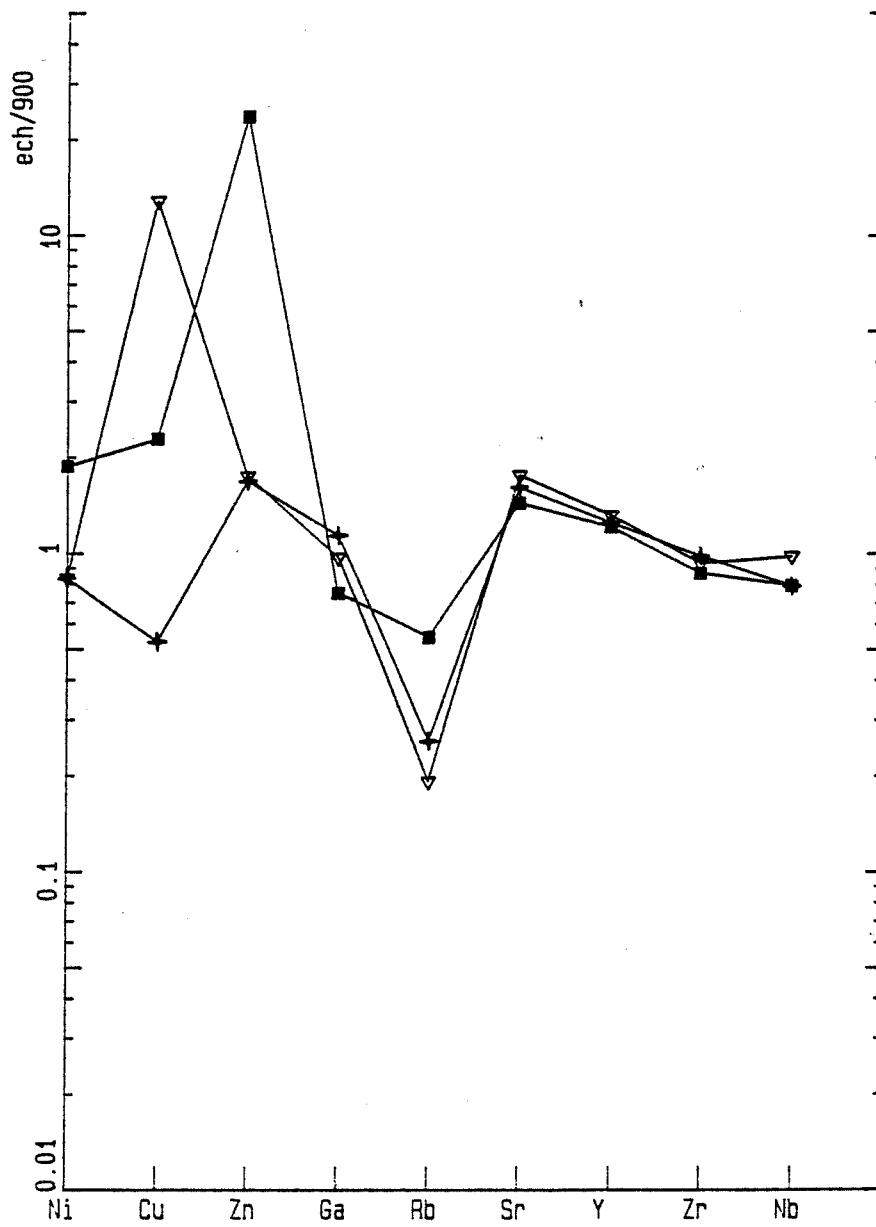


Figure III-34: suite

■ GA1 + GA2 ▼ GA34

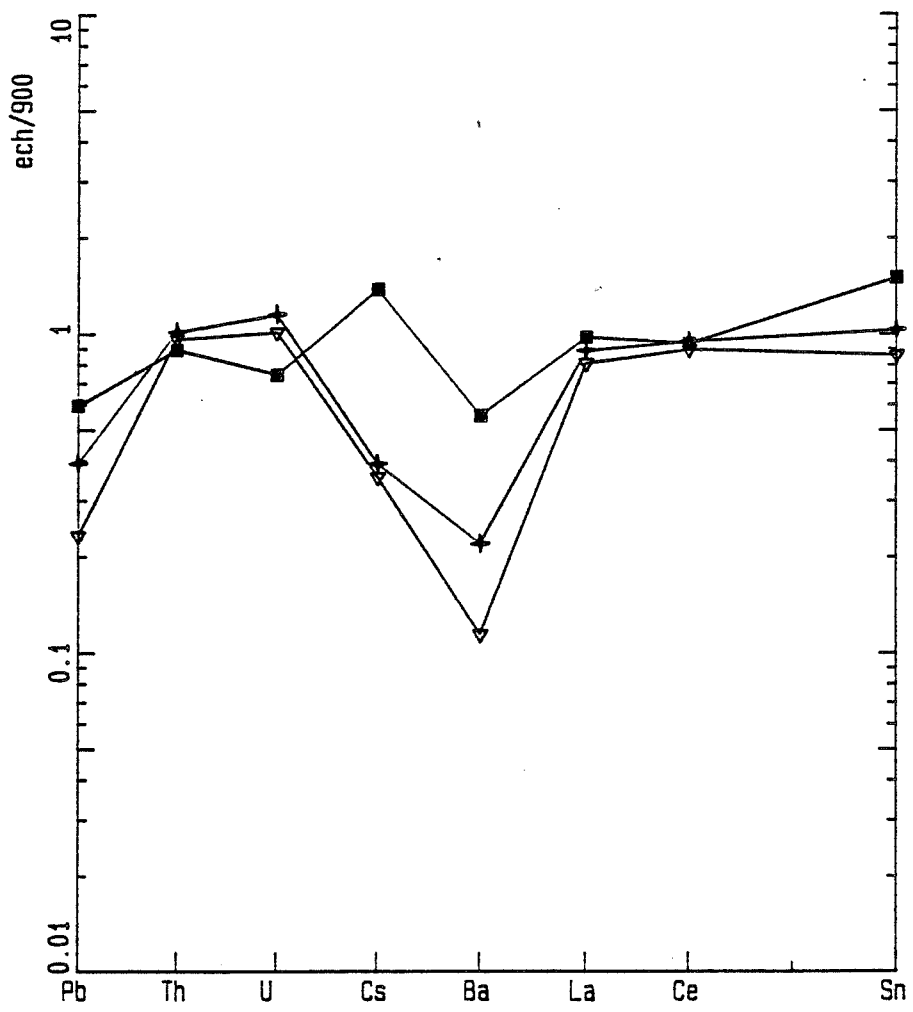


Figure III-34: suite

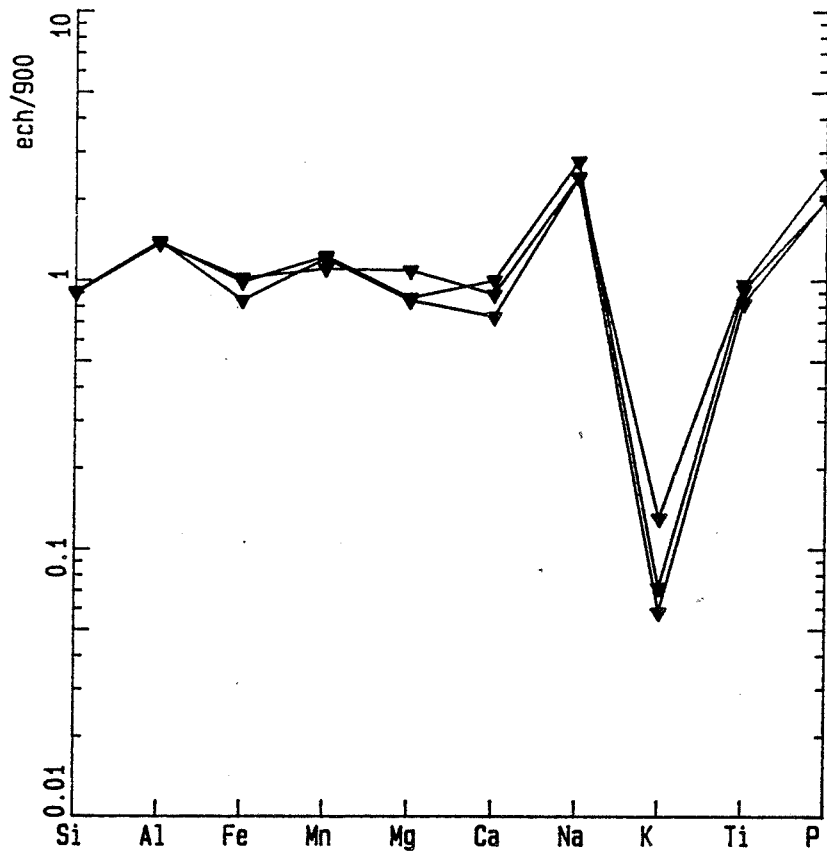


Figure III-35: Composition des albitites normalisée par rapport aux granites à biotite GB (échantillon 900)

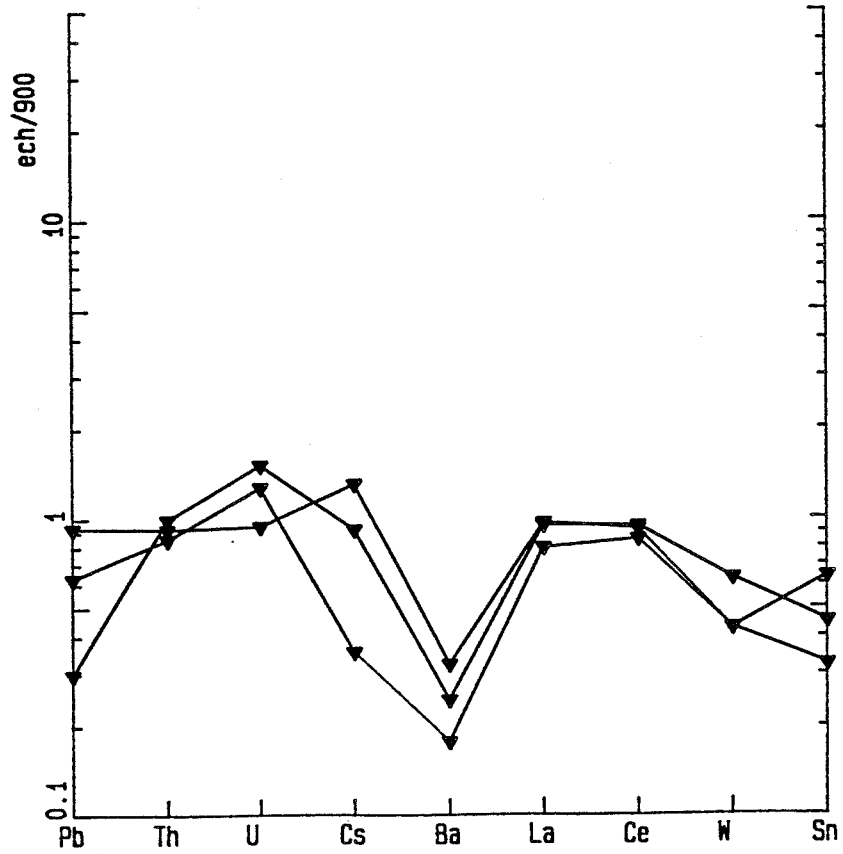
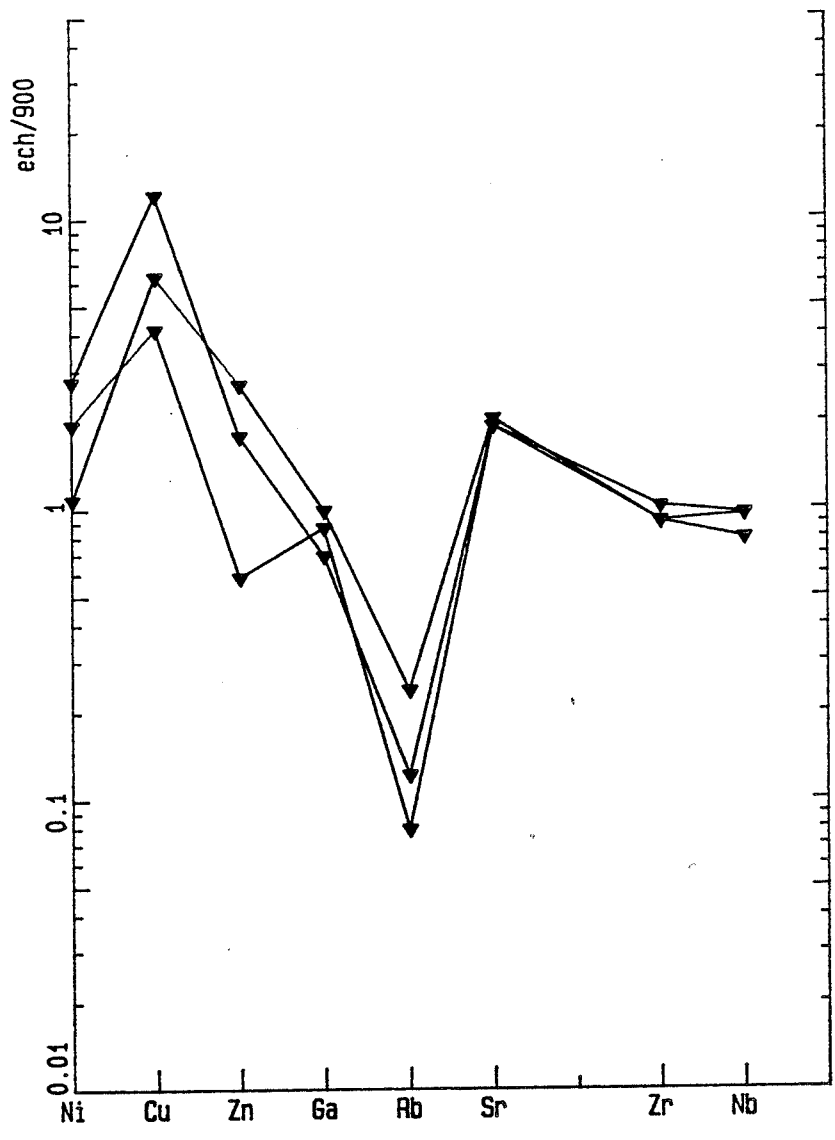


Figure III-35
(suite)

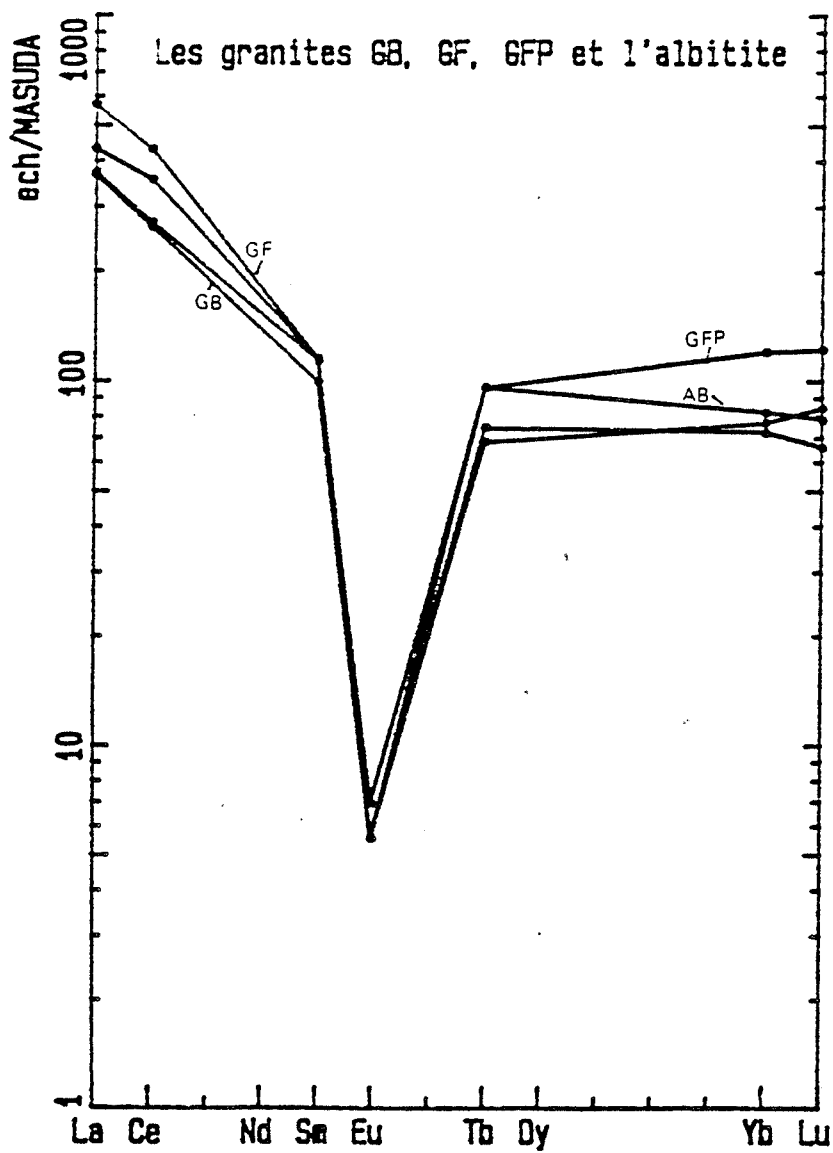


Figure III-36: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les granites et l'albitite du massif de Sucuri.

Les éléments traces:

Les quatre zones montrent le même rapport Zr/Ti que le granite à biotite non altéré. Les éléments Zr, La, Ce et Th restent parfaitement inertes. Les éléments apportés par le fluide sont Cu, Sr et U et dans une moindre mesure Zn. Les éléments emportés de façon importante sont Rb, Ba, Li et Nb (fig. III-34b et III-34c).

L'augmentation des teneurs en Sr (36 ppm dans le granite à biotite non altéré et 63 ppm dans l'albitite) et en Na soulignent le développement de l'albite. Le strontium remplace le calcium dans le plagioclase. La chute des teneurs en Ba est liée à la stabilité du feldspath potassique dans la zone 2 et à la disparition quasi totale des substitutions par Ba dans la partie interne du filon (perte de K). La chute des teneurs en Rb du granite à biotite non altéré (635 ppm) au coeur du filon d'albitite (122 ppm) est due à la transformation complète du feldspath potassique en albite dans les zones internes et à la disparition de la muscovite dans la zone 1 (345 ppm) puisque le rubidium se substitue au potassium dans les micas et le feldspath potassique.

Le spectre des terres rares de l'albitite ne présente pas de variations significatives, ni dans les teneurs ni dans le fractionnement par rapport aux granites (fig. III-36). Le rapport $(La/Yb)_N$ normalisé aux chondrites est le même (5) que dans le granite à biotite (5.06). Cependant, les teneurs en terres rares lourdes et en Y (137 ppm) sont légèrement supérieures à celles du granite à biotite (104 ppm de Y). Cet enrichissement peut être expliqué par un piégeage très modéré de terres rares lourdes et des Y au cours de la néoformation de l'helvite.

3-3 Conclusion:

Les albitites se développent en veines et par transformation progressive de la roche encaissante. L'albitisation efface les anciennes textures (foliation du granite à biotite et les textures mylonitiques des greisens) et elle se manifeste par un système de zones dont chacune représente un degré de l'albitisation. Ces zones métasomatiques emboîtées ont gardées l'empreinte géochimique du granite à biotite du massif de Sucuri.

Les albitites du massif de Sucuri sont situées principalement dans des régions fortement mylonitisées qui peuvent être considérées comme des zones de drainage de fluides albitisants. Ces fluides ne peuvent pas être considérés comme tardi-magmatique.

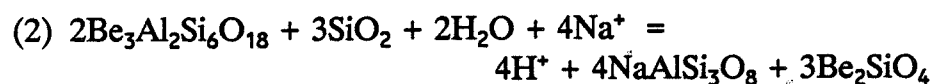
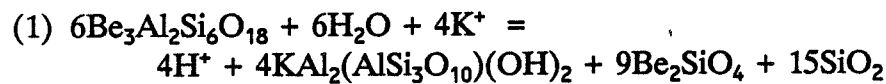
La formation des albitites est postérieure à l'orogénèse Uruaçuano (1.3 - 1.1 Ga) qui affecte le massif de Sucuri d'âge 1.77 Ga et elle est probablement contemporaine des granites pegmatoïdes (1.1 Ga) non foliés qui recoupent tous les massifs de la province et qui provoquent, à 50 km (fig. III-1) au Nord du massif de Sucuri (Campos belos) dans l'encaissant micaschisteux, un métamorphisme de contact. Cette altération post-magmatique n'est pas propre au massif de Sucuri, les granites subalcalins et

et alcalins de Lagoa Real (Bahia, Brésil) (Maruejol P., 1988) du même âge 1.7 Ga que le massif de Sucuri ont subi une albitisation 325 Ma après leur mise en place.

4- Les minéraux du béryllium

La phénacite, le béryl et l'helvite sont présents dans la veine à quartz-muscovite et dans la veine à sidérophyllite. Dans l'albitite, seules la phénacite et l'helvite sont présentes.

Dans la veine à quartz-muscovite, le béryl se développe en mégacristaux. Autour du béryl se forme une auréole de muscovite et phénacite et dans certains cas d'albite et de phénacite suivant les réactions (1) et (2). L'helvite progresse tardivement sur la phénacite et les sulfures.



Dans la veine à sidérophyllite, la phénacite prédomine largement. L'helvite renferme en inclusion des biotites et de la phénacite.

Dans les albitites, l'helvite est pratiquement le seul minéral de béryllium. La phénacite est rare, elle a été observée une seule fois en petits cristaux isolés. L'helvite est associée à la biotite (85 à 100 ppm de Be dans les micas séparés) et aux sulfures.

4-1- Béryl

Nous avons effectué des analyses ponctuelles à la microsonde et par activation neutronique (Cs, Rb, Sc, La, Yb, Ta et Th) dans la mesure où les béryls sont de grande taille, 0.5 à 1 cm de longueur. L'alumine, le lithium, Be, Na et K ont été dosés par ICP.

Les teneurs en alumine (Tableau Be) et en sodium par les deux méthodes (ICP et microsonde) sont sensiblement identiques. Les teneurs en fer dosées par activation sont légèrement supérieures à celles dosées à la microsonde. Les teneurs en potassium (0.28 %) dosées par activation neutronique et ICP (0.22 % de K₂O) sont élevées par rapport à celles fournies par la microsonde.

La formule structurale idéale du béryl, d'après Beus (1960), est Be₃Al₂Si₆O₁₈. Pour tenir compte des différents sites du béryl, Bakakin et al. (1967) proposent la formule structurale générale : O₂T'₃T''₆X₁₈(R)_n

O = Al(Fe³⁺, Ti³⁺, Mg²⁺, Fe²⁺ ou Mn²⁺)

T = Be(Si, Al ou Li)

T' = Si(Al, Be, B ou P)

R = Li, Na, K, Rb, Cs, Ca

X = O

Des molécules d'eau sont souvent présentes dans les canaux (site R) du béryl.

Une simple revue des analyses (tableau Be) montre que les teneurs en alumine (17.54 % à 17.92 %) sont corrélées négativement aux teneurs en fer et en Zn. Nous pouvons remarquer que le remplacement de l'alumine par le fer est accompagné d'une augmentation de certains alcalins Na et Li (0.565 % à 0.764 % de Na₂O, 0.03 % à 0.04 % de Li₂O) qui entrent dans le site R pour compenser le déficit de charge produit par la substitution Al = Fe²⁺ (Aurischio et al., 1988). D'après les données de ces auteurs, les béryls sodiques de Sucuri appartiennent à la série des béryls octaédriques.

La somme des alcalins Na, K, Cs, Li, Rb ne varie pas (0.89 % en poids d'oxyde). Cependant les teneurs en Rb, Cs et K baissent par rapport à celles de Na et Li. Ceci suggère qu'il y a probablement des substitutions entre alcalins dans les canaux (site R).

Cerny (1975) a montré qu'il existe des relations étroites entre les teneurs en Na, Li et Cs dans le béryl et la composition chimique du milieu de cristallisation. L'incorporation du Cs dans la structure du béryl nécessite une concentration minimale en Cs dans le fluide.

Manier-Glavinaz (1989) a montré expérimentalement à 600°C et 1.5 Kbar que :

- quel que soit l'élément alcalin (Na, Li, et Cs) présent en excès dans la solution sous forme de chlorure, les teneurs des deux autres éléments diminuent dans le béryl obtenu.

- la somme des trois alcalins dans le béryl obtenu est légèrement plus faible que dans le béryl initial. Elle peut être considérée comme constante.

- dans les expériences où seul le béryl est présent, le Li est dans les mêmes proportions dans le béryl et dans la solution, tandis que le Na se concentre dans la solution et le césium dans le béryl.

- l'albite cristallise lorsque X_{Na} (Na/(Na+Li+Cs)) dans le béryl est supérieur à 0.3. L'albite est plus stable que le béryl dans ces conditions expérimentales.

Nous pouvons déduire que dans notre cas le Na et le Li étaient en excès dans la solution et que l'albite est plus stable que le béryl ($X_{Na} = 0.48$).

Nous ne pouvons pas utiliser les résultats expérimentaux de Manier-Glavinaz (1989) pour déterminer les proportions relatives de Na, Li et Cs du fluide. Car le béryl naturel utilisé dans ces expériences est trop riche en Cs (3.45 % de Cs₂O) par rapport au nôtre 0.04 % à 0.026 %.

Les inclusions fluides primaires dans le béryl et dans le quartz sont biphasées et aqueuses (la phase vapeur représente 10% à 15% du volume total de l'inclusion). La température finale de fusion de la glace est entre -2.5°C et -3.5°C. Le clathrate est

présent dans toutes les inclusions. Sa température de fusion est comprise entre -5.7°C et -7.5°C . La salinité de ces inclusions dans le système $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ d'après Collins est de l'ordre de 18% en poids équivalent de NaCl.

4-2 Helvite

a) *Introduction:*

L'helvite a pour formule générale $(\text{Fe,Zn,Mn})_3\text{Be}_6(\text{SiO}_4)_6\text{S}_2$ (Hassan I. et al., 1985). Elle forme une solution solide entre trois pôles : helvite (Mn), danalite (Fe) et genthelvite (Zn). Ce groupe a une symétrie cubique et une structure de sodalite $\text{Na}_8\text{Al}_6(\text{SiO}_4)_6\text{Cl}_2$ (Hassan I. et al. 1984 et 1985). L'aluminium de la sodalite correspond au béryllium de l'helvite, Na au Mn, Fe ou Zn et Cl à S. La structure du groupe de l'helvite est caractérisée par six anneaux de quatre tétraèdres BeO_4 et SiO_4 les plans (100) et (111). Ces anneaux sont enchaînés et forment un ensemble de canaux qui permettent l'entrée d'éléments non stoechiométriques.

Les données chimiques des minéraux du groupe de l'helvite dans la littérature (Glass et al., 1944, Beus 1966, Dunn, 1976 et Ilmary et al., 1972) suggèrent d'une part qu'il y a miscibilité totale entre Fe et Mn et entre Fe et Zn d'autre part qu'il n'y a pas de série complète entre Mn et Zn (Fig. III-37). Dans la majorité des cas, les alcalins (Na et K) n'ont pas été reportés ou dosés, ce qui limite la discussion.

Les minéraux du groupe de l'helvite sont assez fréquents dans la nature. Deux facteurs essentiels déterminent leur apparition plutôt que celle d'autres silicates de béryllium (le béryl par exemple). Il s'agit d'une faible activité de l'alumine et d'une forte activité de soufre accompagnée d'une forte activité de fer, du Mn ou du Zn dans la solution. L'acidité de la solution joue considérablement sur la fugacité de soufre (par l'intermédiaire des micas et des sulfures) donc sur la stabilité de l'helvite et du béryl.

Les différentes conditions de formation de ces minéraux expliquent la diversité de paragenèses dans lesquelles ils sont impliqués dans différents types de gisements :

1 - Dans les pegmatites :

a - Helvite, topaze, spessartine, monazite et phénacite (Ilmen Mountains, Ural, USSR; Amelia Country, Virginie, USA).

b - Danalite, fluorine, lépidolite et tantalonibite (Rockport et Gloucester, Massachusetts, USA).

c - Helvite, arfvedsonite, microcline, albite et aegirine (Ilmaussaq, Finlandes).

2 - Dans les syénites et les syénites népheliniques :

a - Helvite, microcline et corindon (Ilmen Mountains, USSR).

b - Helvite, microcline, albite et zircon (Sud de Norvège).

c - Genthelvite, néphéline et feldspath (Sigsteso, Iceland).

d - Genthelvite, feldspath, sodalite, manganoilménite et zircon (Péninsule de Kola, Lovozero, USSR).

3 - Dans les albitites :

a - genthelvite, albite, aegirine, neptunite et catapléite (Ilmaussaq, Finland).

b - Danalite, albite et cassitérite (Est de Sibérie).

c - Genthelvite, danalite, albite, biotite et sulfure (Sucuri, Brésil).

d - Genthelvite, albite, micas lithinifères (Jos, Nigéria).

4 - Dans les greisens :

a - Helvite, danalite, hématite, quartz, bertrandite, fluorine et grenat (Kazarkh, USSR).

b - Helvite, muscovite, zinwaldite, quartz, sulfures et béryl précoce (Altai, Chine).

c - Danalite, phénacite, quartz, muscovite, albite et sulfures (Sucuri, Brésil).

d - Helvite, quartz, wolframite et feldspaths (Kazarkhstan, USSR).

e - Helvite, quartz, cassitérite et sulfures (Kazarkhstan, USSR).

f - Helvite, quartz, tourmaline, cassitérite et sulfures (Est de Sibérie, USSR).

g - Danalite, quartz, arsenopyrite et chlorite (Cornwall, Angleterre).

h - Danalite, helvite, grenat, phénacite, sidérophyllite, albite et apatite (Sucuri, Brésil).

i - Danalite, helvite, muscovite, albite, béryl, sidérophyllite et cassitérite (Sucuri, Brésil).

5 - Dans les skarns :

a - Helvite, actinote, chlorite, quartz et calcite (Costabonne, France).

b - Helvite, rhodochrosite, shpalérite, wilemite et quartz (Loudenvielle, France).

c - Helvite, grenat et actinote (Azegour, Maroc).

Ce bref aperçu des gisements des minéraux du groupe de l'helvite montre que l'helvite et la danalite sont communs dans la nature alors que la genthelvite est relativement rare et que sa stabilité requiert des conditions particulièrement alcalines.

Une étude conjointe des minéraux du groupe de l'helvite et des minéraux associés devrait permettre d'interpréter en termes pétrogénétiques les différentes compositions de l'helvite. Pour cela, en plus du gisement de Sucuri, nous avons étudié les helvites des skarns Nord de Costabonne et les helvites des veines à quartz et wolframite de Dajishan en Chine. Les moyens analytiques utilisés ont été : la microsonde, l'ICP et l'activation neutronique ainsi que l'étude des inclusions fluides sur les minéraux du groupe de l'helvite, le béryl et le quartz.

b) Etude paragéométrique:

Du fait de la présence indispensable de BeO, l'helvite apparaît généralement dans l'environnement granitique proche ou lointain. En fait, le minéral du béryllium courant dans les granites pegmatitiques eux mêmes est le béryl. l'helvite n'apparaît que dans les zones affectées par la circulation des fluides hydrothermaux, parmi lesquels nous pouvons distinguer plusieurs types: feldspathisation, greisen, veines et skarns.

b-1 Les zones de feldspathisation

Ce type d'occurrence est fréquent mais la situation de l'helvite n'a jamais été décrite avec précision. Nous avons déjà examiné au début de ce chapitre le cas des albitites et le mode d'occurrence du minéral qui nous intéresse, aussi insisterons nous ici sur la composition chimique des minéraux de l'helvite dans les différentes zones du filon d'albitite.

La danalite (pôle ferrifère de l'helvite) apparaît dès la première zone caractérisée par la transformation partielle de la muscovite en albite. Elle est associée à la biotite, aux sulfures et parfois à la fluorine. La composition de la danalite varie entre $Ge_{24}Da_{51}He_{25}$ et $Ge_{23}Da_{50}He_{26}$.

La deuxième zone est caractérisée par la disparition complète de la muscovite. La danalite $Ge_{30}Da_{49}He_{21}$ s'appauvrit légèrement en composant helvite (Mn) par rapport à celle de la première zone.

La troisième zone et la quatrième zone sont marquées par le remplacement total du feldspath potassique par l'albite. La danalite est zonée, elle présente un coeur de composition de genthelvite $Ge_{64}Da_{10}He_{26}$ et une bordure de composition de danalite $Ge_{25}Da_{52}He_{22}$.

Des sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite et galène) sont associés à l'helvite.

Les teneurs en Na_2O sont assez élevées 0.12 % à 0.31 %. Les teneurs en Mg augmentent sensiblement 0.02 % à 0.04 % alors que dans les autres zones elles ne dépassent pas les 0.02 %. Nous observons la même chose pour le calcium 0.03 % à 0.06 % contre 0.03 % au maximum dans les autres zones. Nous pouvons remarquer l'absence de potassium dans ces minéraux. Les teneurs en Na sont parfaitement corrélées à celles de Zn. Elles diminuent de la zone interne jusqu'à la zone deux (externe).

Les minéraux du groupe de l'helvite séparés la zone quatre (tableau 2) montrent de fortes teneurs en Sc (110 à 119 ppm), en Y (150 à 176 ppm), en Cu (165 à 273 ppm), en Nb (162 à 229 ppm) et en terres rares lourdes (56 à 81 ppm de Yb). La somme des terres rares lourdes varie entre 102 et 145 ppm. Les teneurs en terres rares légères oscillent entre 1 et 3.5 ppm de La et 10 à 13 ppm de Nd. Les teneurs en Ba sont faibles

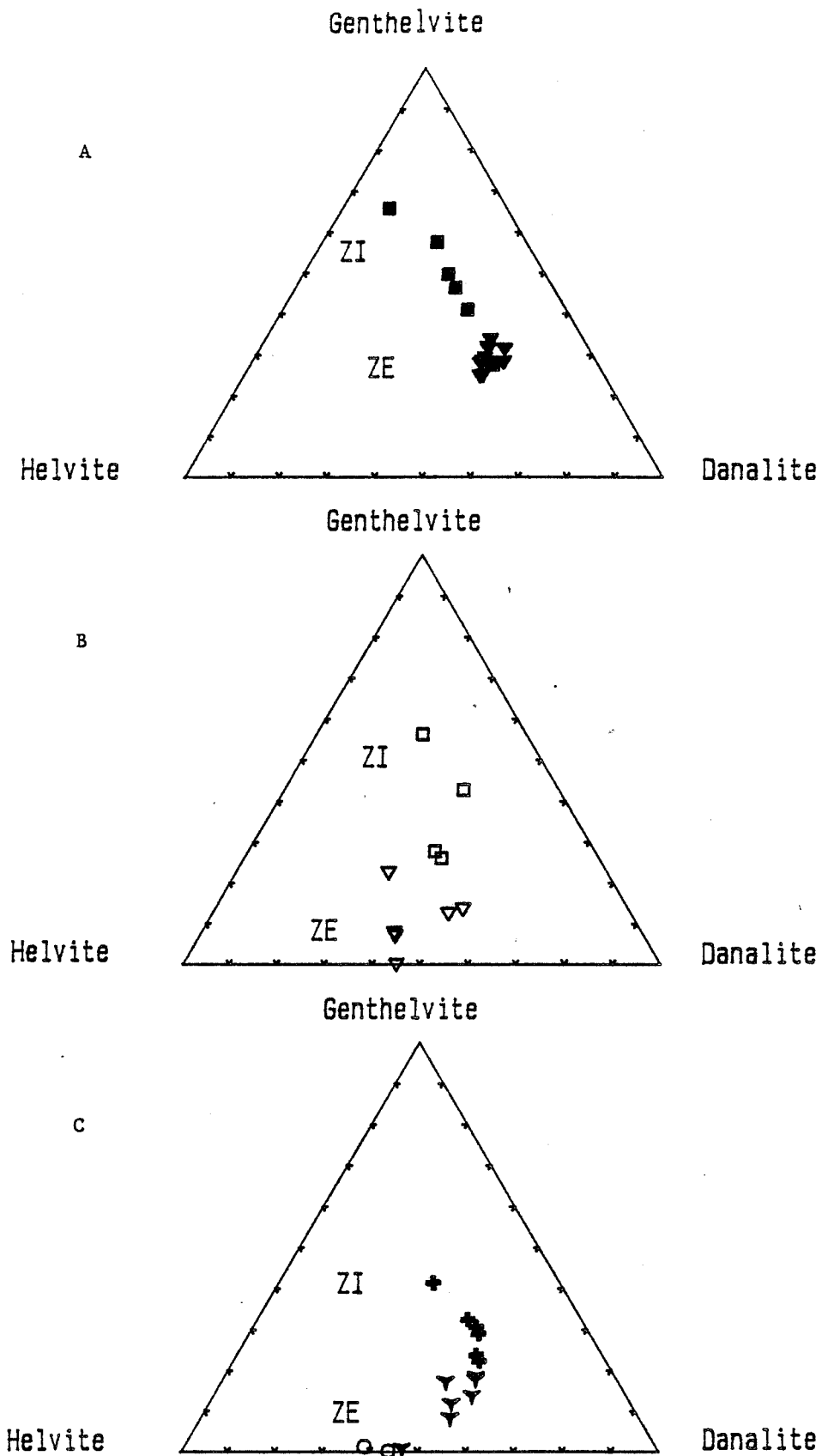


Figure III-37: Variation de la composition de l'helvite dans différents environnements géologiques. A: albitite, B: veine à sidérophyllite, C: veine à quartz-muscovite.

29 à 40 ppm. Les fortes teneurs en Ba et en Li correspondent à des faibles teneurs en Be. Les teneurs en Y sont corrélées négativement avec celles en Zn.

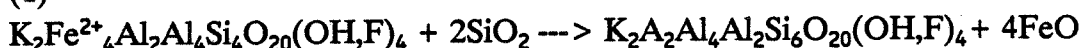
L'étude microthermométrique des inclusions fluides contenues dans la danalite a montré que les inclusions primaires (50 micromètres) sont biphasées aqueuses (la phase aqueuse représente 70 % à 80 % du volume total de l'inclusion) et de forme régulière. Ces inclusions fluides sont caractérisées par la présence de CO₂, mise en évidence par formation de clathrate CO₂·5 3/4H₂O lors du refroidissement. La fusion du clathrate complexe a été observée entre -4°C et -3.4°C. La température de fin de fusion de la glace varie entre -3.8°C et -3°C. D'après les données de Collins (1979), la salinité des inclusions dans le système H₂O-CO₂-NaCl est de l'ordre de 20 % en poids équivalent NaCl. La pression partielle du CO₂ dans les inclusions est de 35 bars. La température d'homogénéisation des inclusions est faible entre 170°C et 180°C.

b-2 Les greisens

Dans le greisen à muscovite qui résulte de la transformation du granite fin du massif de Sucuri, la danalite cristallise dans la zone de transformation de la biotite en muscovite. Le quartz (59 % de la composition modale de la roche) et la muscovite (38 %) dominent dans cette zone. L'albite est en faible quantité. La phénacite, l'helvite, fluorine et dans une moindre mesure la biotite, sont sporadiques. La cassitérite cristallise aux épontes. Dans certains cas elle est incluse dans la danalite.

La transformation de la biotite (sidérophyllite) en muscovite est contrôlée par l'activité du fer et de la silice.

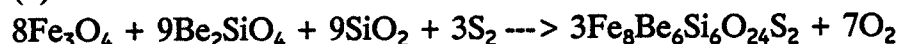
(1)



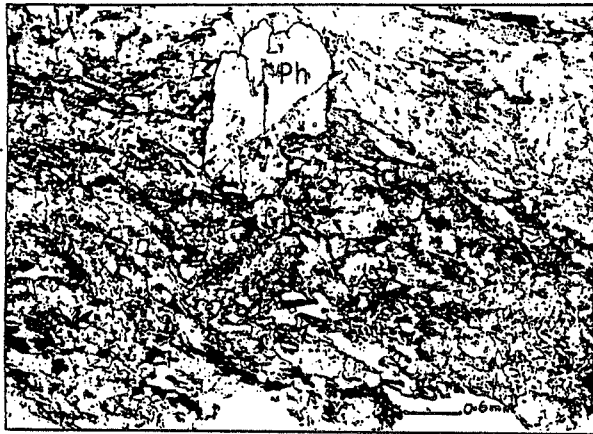
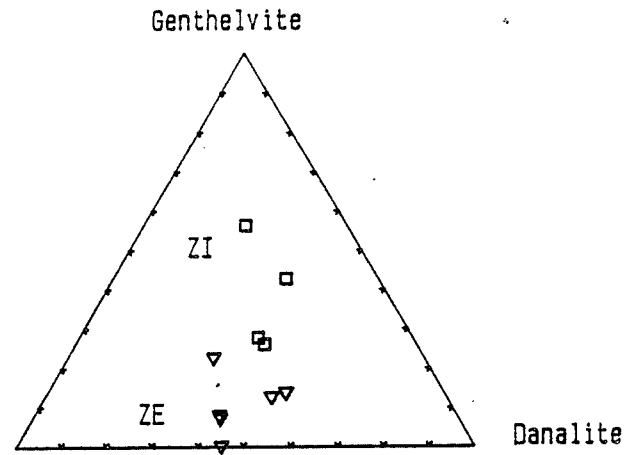
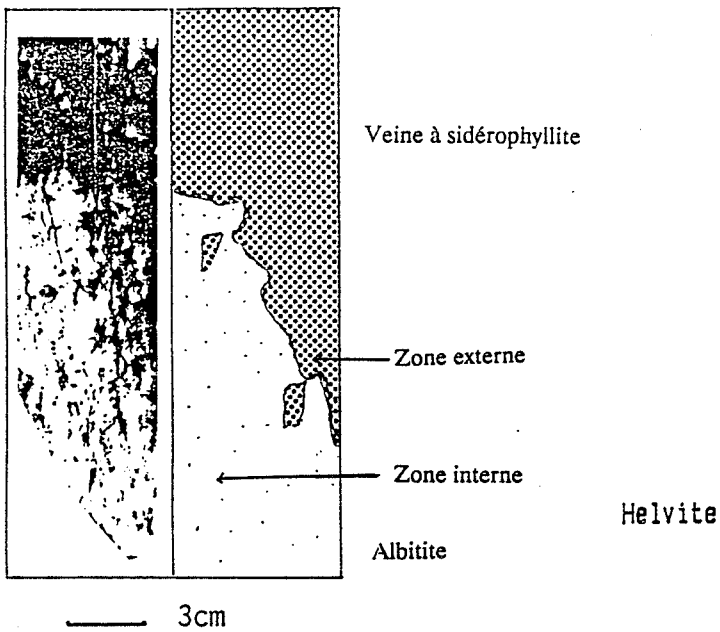
A est le site octaédrique vacant.

Cette transformation peut être couplée avec la formation de la danalite qui fixe le fer si le soufre et le béryllium sont apportés par le fluide. L'absence de sulfure et la présence de la phénacite suggèrent que l'activité de soufre était faible. La limite de stabilité de la danalite peut être définie par l'équation :

(2)



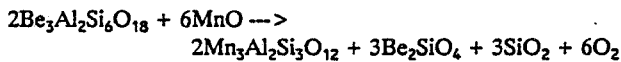
Nous remarquons que la formation de la danalite est favorisée par un excès de silice, une forte fugacité du soufre et une faible fugacité d'oxygène. La présence de cassitérite en inclusion dans la danalite suggère que cet équilibre s'est déplacé vers la



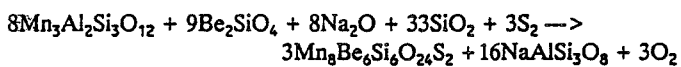
Phénacite + Grenat + Sidérophyllite

Veine à sidérophyllite:

La veine (centimétrique) est formée essentiellement de sidérophyllite (85% du volume de la roche), de grenat (61% spessartine et 37% almandin), de phénacite, de wolframite, de quartz, de fluorine et de fluoroapatite. Dans les veines à sidérophyllite, le béryllium est généralement sous forme de béryl (Andrade, 1978) mais à Sucuri il est sous forme de phénacite associée au grenat. L'apparition du grenat (due à la richesse en Mn du fluide) a favorisé la cristallisation de la phénacite plutôt que celle du béryl. En effet, selon la réaction (3):

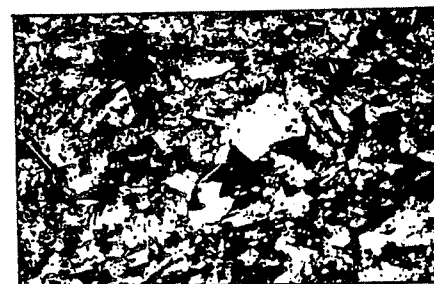


Dans la partie albitisée de la veine à sidérophyllite, l'helvite cristallise aux dépens du grenat et de la phénacite (suivant la réaction (4)):



La formation de l'helvite est contrôlée essentiellement, toutes choses égales par ailleurs, par l'activité du soufre en solution.

L'helvite présente une composition de danalite $\text{Ge}_{25}\text{Da}_{42}\text{He}_{33}$ dans la zone faiblement albitisée (zone externe) et une composition de genthelvite $\text{Ge}_{41}\text{Da}_{39}\text{He}_{20}$ à $\text{Ge}_{55}\text{Da}_{39}\text{He}_{22}$ dans la zone fortement albitisée (zone interne).



Zone Albitisée

droite. En effet, la solubilité de la cassitérite augmente quand la fugacité d'oxygène diminue.

La danalite présente une zonation modeste, d'un coeur légèrement plus riche en fer $Ge_{24}Da_{46}He_{30}$ à une bordure $Ge_{35}Da_{42}He_{23}$ (tableau 1, analyses 107 et 108).

b-3 Les veines

Les veines à sidérophyllite et les veines à quartz-muscovite sont localisées seulement dans le granite fin, au Nord du massif de Sucuri au garimpo Vaca Velha (fig. 1). La succession paragenétique est la suivante :

1 - Dépôt dans les veines à sidérophyllites de : sidérophyllite, grenat (61% spessartine et 37% almandin), phénacite, wolframite, quartz, fluorine et fluoroapatite.

2 - Dépôt dans les veines à quartz- muscovite de : muscovite, quartz, béryl et fluorine.

3 - Greisénisation de la veine à sidérophyllite et du granite fin et cristallisation de: muscovite, scheelite, columbite, cassitérite, fluoroapatite, sulfure et quartz.

4 - Albitisation des différentes veines et du greisen. Nous avons l'association: albite, helvite, phénacite et sulfure.

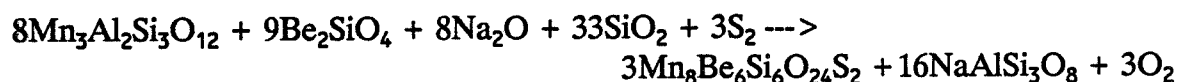
* Veine à sidérophyllite:

La veine (centimétrique) est formée essentiellement de sidérophyllite (85% du volume de la roche). Dans les veines à sidérophyllite, le béryllium est généralement sous forme de béryl (Andrade, 1978) mais à Sucuri il est sous forme de phénacite associée au grenat. L'apparition du grenat (due à la richesse en Mn du fluide) a favorisé la cristallisation de la phénacite plutôt que celle du béryl . En effet, selon la réaction (3):

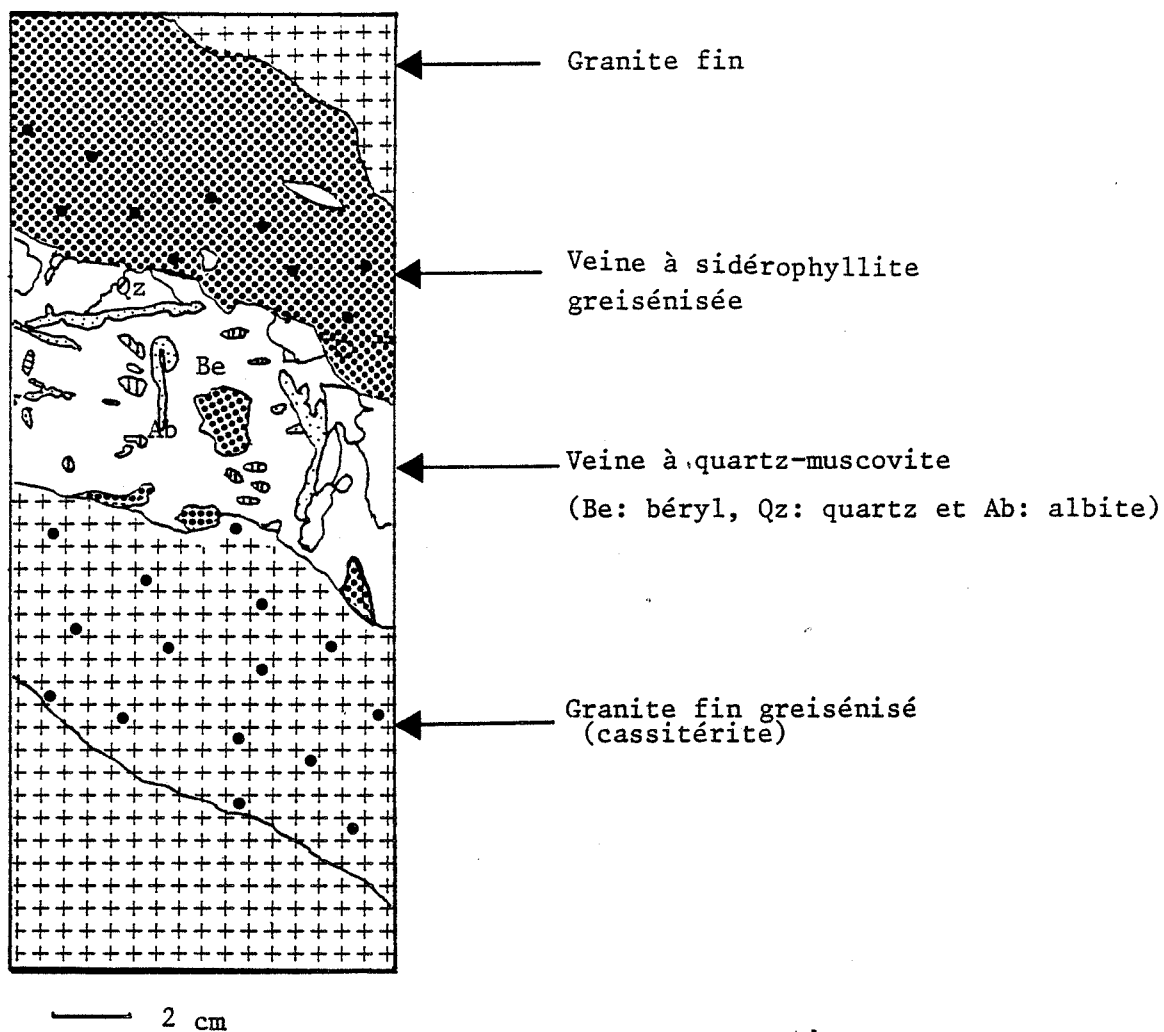


Une forte activité du Mn provoque la destabilisation du béryl. Nous avons donc un contrôle géochimique de la cristallisation par le Mn.

Dans la partie albitisée de la veine à sidérophyllite, l'helvite cristallise aux dépens du grenat et de la phénacite (suivant la réaction (4)):



La formation de l'helvite est contrôlée essentiellement, toutes choses égales par ailleurs, par l'activité du soufre en solution.



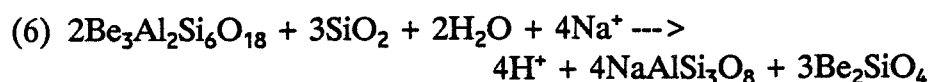
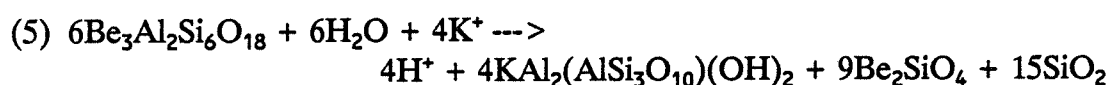
La veine à sidérophyllite est traversée par une veine à quartz-muscovite et béryl. Cette veine à quartz-muscovite provoque la greisénisation de la veine à sidérophyllite et le granite fin. Elle est albitisée tardivement.

L'helvite présente une composition de danalite $\text{Ge}_{25}\text{Da}_{42}\text{He}_{33}$ dans la zone faiblement albitisée (zone externe) et une composition de genthelvite $\text{Ge}_{41}\text{Da}_{39}\text{He}_{20}$ à $\text{Ge}_{55}\text{Da}_{39}\text{He}_{22}$ dans la zone fortement albitisée (zone interne) (fig. 2).

Certaines helvites sont zonées (tableau 1, analyses 369 et 370). Elles montrent un coeur (analyse 369) riche en Mn, Zn et Na et pauvre en Fe par rapport à la bordure.

**** Veine à quartz et muscovite:**

Cette veine à quartz-muscovite (centimétrique) recoupe la veine à sidérophyllite et referme celle-ci en enclave. Dans cette veine, la paragenèse primaire est quartz, muscovite, béryl et avec ou sans sidérophyllite. Le béryl, comme la sidérophyllite, est muscovitisé (réaction (5)) et albitisé (réaction (6)).



Trois types d'associations ont été observés dans cette veine:

1 - Dans les enclaves de l'ancienne veine à sidérophyllite, nous avons la même situation que dans la veine à sidérophyllite, l'helvite $\text{Ge}_1\text{Da}_{38}\text{He}_{61}$ se développe sur le grenat et la phénacite.

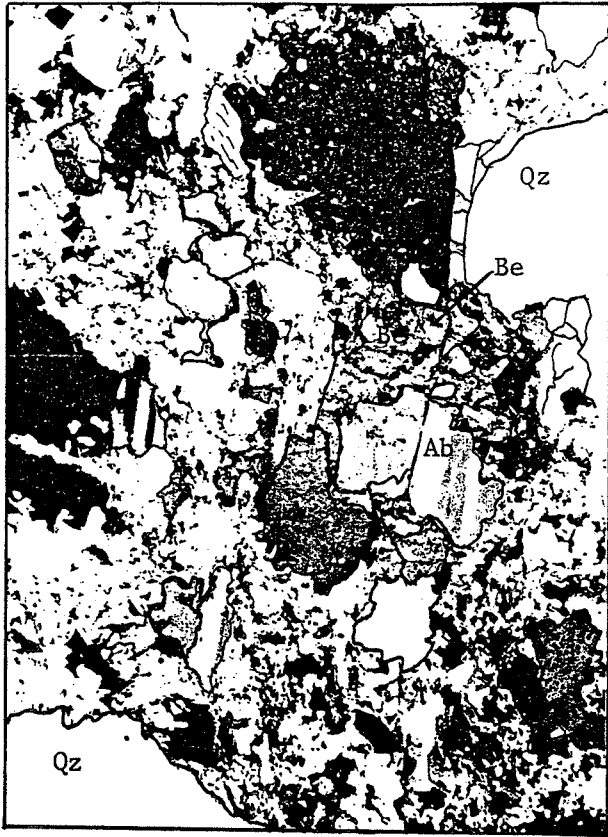
2 - Dans la veine à quartz et muscovite (en dehors des enclaves), la danalite $\text{Ge}_{17}\text{Da}_{54}\text{He}_{29}$ englobe les sidérophyllites et la phénacite.

3 - Dans les zones à veinule d'albite, nous avons l'association quartz, muscovite et albite. La teneur du pôle genthelvite de la danalite augmente de $\text{Ge}_{20}\text{Da}_{52}\text{He}_{27}$ à $\text{Ge}_{39}\text{Da}_{34}\text{He}_{27}$.

***** Veine à quartz et muscovite (Dajishan, Chine):**

Le gisement à wolframite de Dajishan a été étudié en détail par Fonteilles et Raimbault 1988 et 1989 ce qui nous a permis d'aborder les relations entre les minéraux de béryllium.

Du point de vue minéralogique, nous observons à Dajishan une évolution de la composition du grenat et de la muscovite des veines. Il s'agit d'un enrichissement progressif en MgO (0.08% à 0.19% dans le grenat et de 0.3% à 0.75% dans les muscovites seules et de 0.9% à 2.1% dans les muscovites associées aux biotites tardives) et en CaO pour les grenats 2.4% à 16.8% du stade II. Finalement nous aboutissons au développement limite de biotite et de feldspaths sur la muscovite et apparemment aux dépens de ce minéral.



1



2

0.8 mm

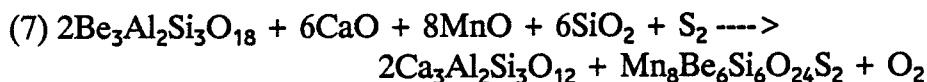


3

1: Les mégacrists de béryl se destabilisent en albite et phénacite.

2 et 3: Relation entre la cassitérite et l'helvite.

Le béryl est associé à la muscovite, au quartz et à la fluorine (la paragenèse primaire). La cristallisation de l'helvite coïncide avec le stade II de la transformation de la wolframite en scheelite II et au développement du grenat plus calcique à la périphérie des cristaux précédemment formés. La formation de l'helvite $\text{Ge}_{10}\text{Da}_{30}\text{He}_{60}$ est favorisée (réaction (7)) par l'augmentation de l'activité de Ca et de Mn dans le fluide.



b-4 skarns (skarn Nord de Costabonne)

L'helvite est un minéral assez fréquent dans les skarns. Elle a été rencontrée en France dans les skarns de Costabonne (Guitard et al., 1959) et dans ceux de Loudenvielle, développés sur des niveaux carbonatés (Ragu, 1990), aux Etats Unis dans les skarns de New Mexico (Glass, 1944) et au Maroc dans les skarns de Azegour (Walenta, 1981).

Dans la zone axiale des Pyrénées et à 50 kms environ de la terminaison orientale de la chaîne, un gîte de skarn se trouve au contact du granite de Costabonne circonscrit par des calcaires et dolomies d'âge cambrien. Ces skarns forment plusieurs grands corps subconcordants; les plus importants sont situés à la base des dolomies, au contact du granite (skarn Nord) et à leur toit sous les micaschistes (skarn Sud).

L'helvite a été trouvée par Guitard (1959) dans la zone de pyroxénite claire des skarns Nord. Debru (1986) décrit des minéraux de béryllium (musgravite et broméllite) dans les veines à silicates et spinelle du marbre dolomitique (skarn à brucite).

Dans la roche à helvite, l'amphibole verte, fréquemment associée à la calcite, se développe aux dépens des pyroxènes primaires. La composition de cette amphibole est caractérisée par un rapport $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ variant de 0.95 à 0.98 et des teneurs en MnO de 0.25%. Elle est accompagnée de quartz. La pyrite et la sphalérite se développent de façon relativement abondante. Cette zone de skarn est caractérisée par de faibles teneurs en Mn. L'helvite de composition $(\text{Ge}_9\text{Da}_{36}\text{He}_{55})$ est le seul minéral manganésifère.

Fontelles et al. (1980) ont estimé la température de la phase secondaire à laquelle appartient l'helvite entre 350°C et 450°C pour des pression de l'ordre de 1.5 à 2 kbars. L'étude microthermométrique (Guy, 1980) sur les inclusions fluides dans les quartz hydrothermaux montre que la salinité du fluide est variable de 13% à 25% en poids équivalent NaCl. Les conditions de fugacité de soufre sont celles du domaine de stabilité de la pyrite, à proximité du domaine de la pyrrotite.

Tableau 1: Composition chimique de l'helvite. le béryllium est calculé en tenant compte des alcalins (Na) dans la formule structurale. La methode de calcul des teneurs en Be est : $(Mn + Fe + Ca + Mg + Na)/Be = 4/3$.

SDA: veine à sidérophyllite albitisée, GFG: greisen affectant le granite fin albitisé, GA: granite à biotite albitisé et AB: albitite.

Numero	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rocha	SDA	SDA	GFG	QM2	QM2	QM1	GA	GA	AB	AB
SiO2	31.97	31.81	32.70	32.73	32.90	32.90	32.60	32.85	33.28	32.92
BeO	13.17	13.16	13.05	12.97	12.85	13.01	13.08	13.07	12.87	12.92
Al2O3	0.03	0.06	0.04	n.d.	0.10	0.02	0.04	n.d.	0.08	0.01
FeO	19.06	11.19	23.07	27.71	22.20	23.20	24.33	23.20	12.18	4.95
MnO	9.88	10.64	15.08	16.03	28.10	27.90	11.12	9.66	9.28	12.13
ZnO	23.13	30.24	13.90	7.60	0.090	0.160	15.83	18.52	31.01	35.53
MgO	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.04	n.d.
CaO	0.05	0.10	0.01	0.02	0.01	n.d.	0.03	0.02	0.06	0.04
Na2O	0.22	0.26	0.19	0.07	0.00	0.02	0.15	0.18	0.29	0.31
K2O		0.01	0.01		0.01	0.01				
TiO2				0.03				0.03	0.05	
SnO2	0.06	0.05	0.03		0.10		0.07	0.02	0.04	0.03
F	0.00	0.00	0.00		0.01	0.01	0.12	0.08		
Cl	0.02	0.01	0.01					0.01		0.01
S	5.46	5.42	5.78	5.78	5.43	5.53	5.69	5.54	5.54	5.51
O = S	103.07 2.72	102.95 2.70	103.84 2.88	102.93 2.88	101.82 2.71	102.75 2.76	103.08 2.84	102.80 2.76	103.61 2.76	103.35 2.75
Total	100.35	100.25	100.96	100.05	99.11	99.99	100.24	100.04	100.85	100.60
Formules structurales sur la base de 26 (O,S) :										
BE	6.02	6.02	5.97	5.93	5.88	5.95	5.98	5.98	5.88	5.91
SI	6.04	6.06	6.05	6.06	6.06	6.04	6.09	6.07	6.14	6.15
AL	0.01	0.01	0.01		0.02	0.00	0.01		0.02	0.00
	12.07	12.09	12.03	11.99	11.96	11.99	12.08	12.05	12.04	12.06
FE	3.01	1.78	3.57	4.29	3.42	3.56	3.80	3.74	1.88	0.77
MN	1.58	1.72	2.36	2.51	4.39	4.34	1.76	1.51	1.45	1.92
ZN	3.23	4.26	1.90	1.04	0.02	0.02	2.19	2.53	4.23	4.91
MG	0.00						0.01		0.01	
CA	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00		0.01	0.00	0.01	0.01
NA	0.08	0.09	0.05	0.03	0.00	0.00	0.05	0.06	0.10	0.11
K		0.00	0.00		0.00	0.00				
TI				0.00				0.00	0.01	
SN	0.00	0.00	0.00		0.01		0.01	0.00	0.00	0.00
	8.03	8.02	7.95	7.90	7.84	7.9	7.91	7.94	7.85	7.87
F	0.00	0.00	0.00		0.01	0.01	0.07	0.05		
CL	0.01	0.00	0.00					0.00		0.00
S	1.93	1.93	2.00	2.01	1.90	1.92	1.98	1.92	1.92	1.93

▼ GA ■ AB + GFG ▼ SD □ SDA ○ QM1 ▼ QM2 + QM3 △ VQ ● SKR

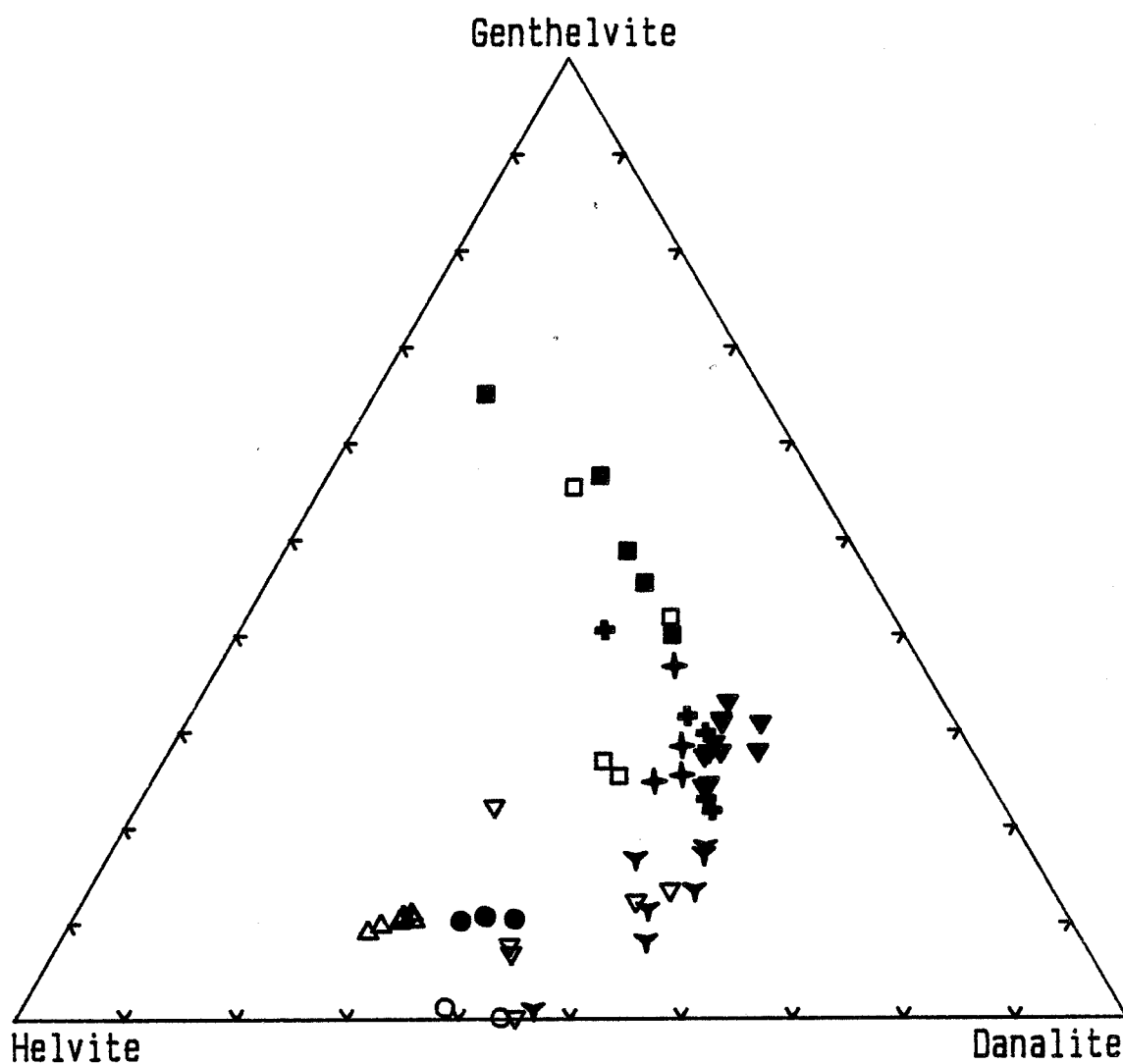


Figure III-37 bis: Variation de la composition des helvites dans différents environnements géologiques: GA: granite à biotite albitisé, AB: albitite GFG: granite fin greisé, Sd: veine à sidérophylite, QM (1 et 2): veine à quartz-muscovite, VQ: veine à quartz-wolframite (Dajishan, Chine) et SKR: skarns de Costabonne (France).

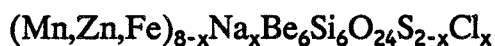
c) *Discussion et conclusion:*

c-1 composition

Des teneurs en Na ont été obtenues dans différents minéraux du groupe de l'helvite. Elles sont parfaitement corrélées à celles de Zn (fig. III-37). Une faible proportion de Na environ 2.4% atome de Zn entre dans la structure de l'helvite.

Pour tenter de comprendre les mécanismes d'introduction de Na dans la structure de l'helvite, il nous est apparu nécessaire de procéder à une étude expérimentale sur un système simple. Nous avons réalisé deux séries d'expériences à 450°C et à 600°C à 1.5 kbars avec des solutions à différentes concentrations en NaCl. Il serait prématuré d'interpréter dans le détail ces expériences qui sont encore en cours. On retiendra cependant que les analyses à la microsonde de la genthelvite synthétisée semblent montrer (fig. III-38a et III-38b) qu'une proportion de Na entre effectivement dans le réseau de l'helvite et qu'une faible proportion de soufre s'échange avec le Cl.

L'helvite de formule $(\text{Fe,Zn,Na,Mn})_8\text{Be}_6(\text{SiO}_4)_6\text{S}_2$, cristallise dans le système cubique. Elle appartient au groupe d'espace P43n (Hassan et al. (1985)). Dans la structure de la sodalite nous avons une organisation de Cl qui est cubique centrée (chaque Cl est un des centres des "cages" définies par les tétraèdres Al et Si). Les Na sont eux aussi parfaitement localisés : quatre Na autour de chaque Cl. Nous savons que ces sites Cl et Na peuvent ne pas être complètement occupés (par exemple dans la Häüyne $(\text{Na,Ca})_{8-4}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4)_{1-2}$ Barth (1932)). D'après les études de Hassan et al. (1985), le nombre de cations dans le site octaédrique de l'helvite par formule unité ne doit pas dépasser 8. Donc nous ne pouvons pas remplacer Fe^{2+} ou Mn^{2+} par 2Na^+ . Compte tenu de ce qui précède et par analogie à la häüyne, la formule structurale pourrait s'écrire :



x est la fraction atomique de Na qui entre dans la structure. Une partie de S est remplacée par Cl.

Dans les danalites séparées du massif de Sucuri (tableau 2) les teneurs en Li sont corrélées négativement avec celles en Be. Le Be est toujours inférieur à Si dans la formule structurale calculée sur la base de 24 oxygènes. Le Li remplace probablement le Be dans la structure de l'helvite, le déficit de charge créé est compensé par l'introduction de Na dans la structure.

Une simple revue des analyses dans le tableau 3 montre que Ta, Ag, Sb et Au ne se trouvent probablement pas dans le réseau de l'helvite. Par contre Sc, Co, Cd, Y et les terres rares peuvent être incorporés dans l'helvite en substitution à Fe, Mn, Zn. Se est en situation intermédiaire et peut remplacer l'anion S, mais les fortes variations de ses

▼ GA ■ AB + GFG ▼ SD □ SDA ○ QM1 ▼ QM2 + QM3 △ VQ ● SKR

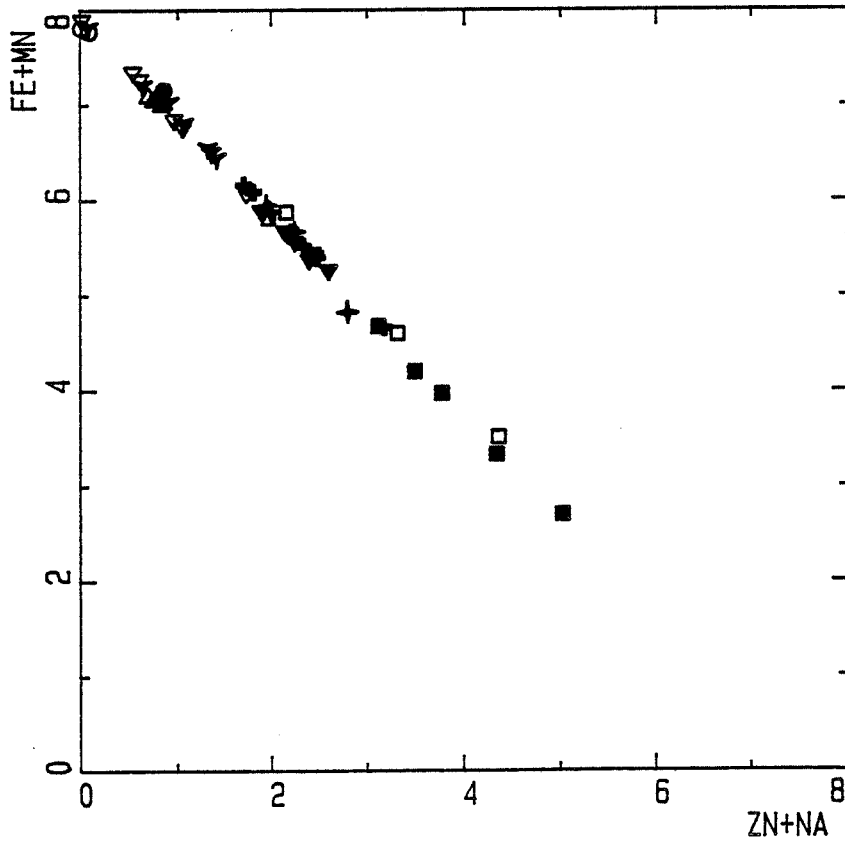
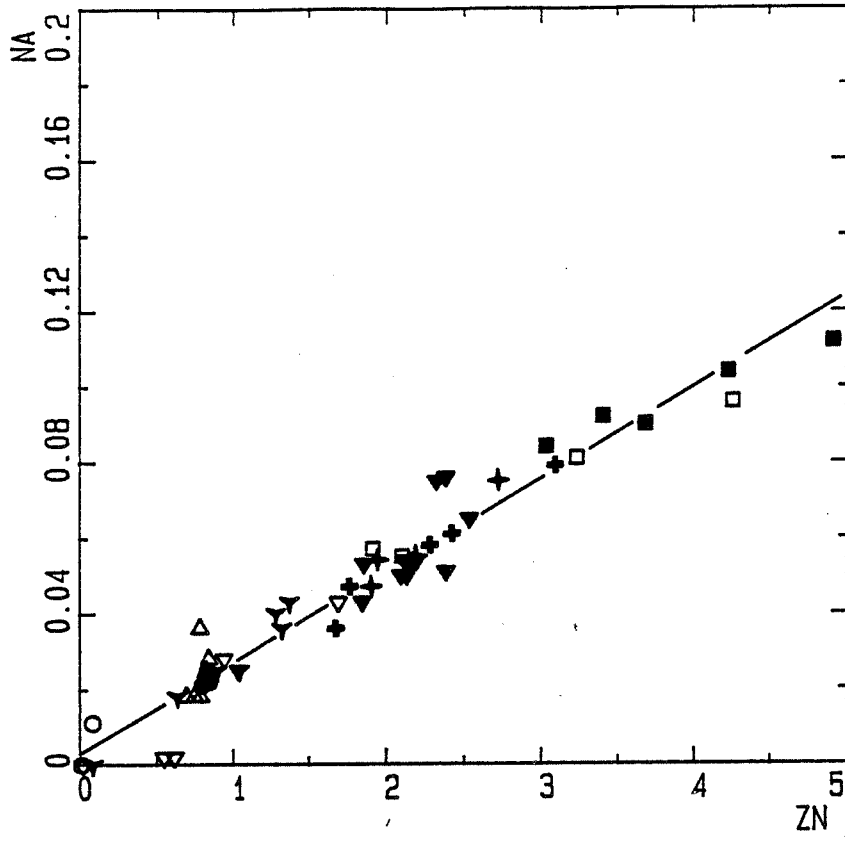


Figure III-37 bis: suite

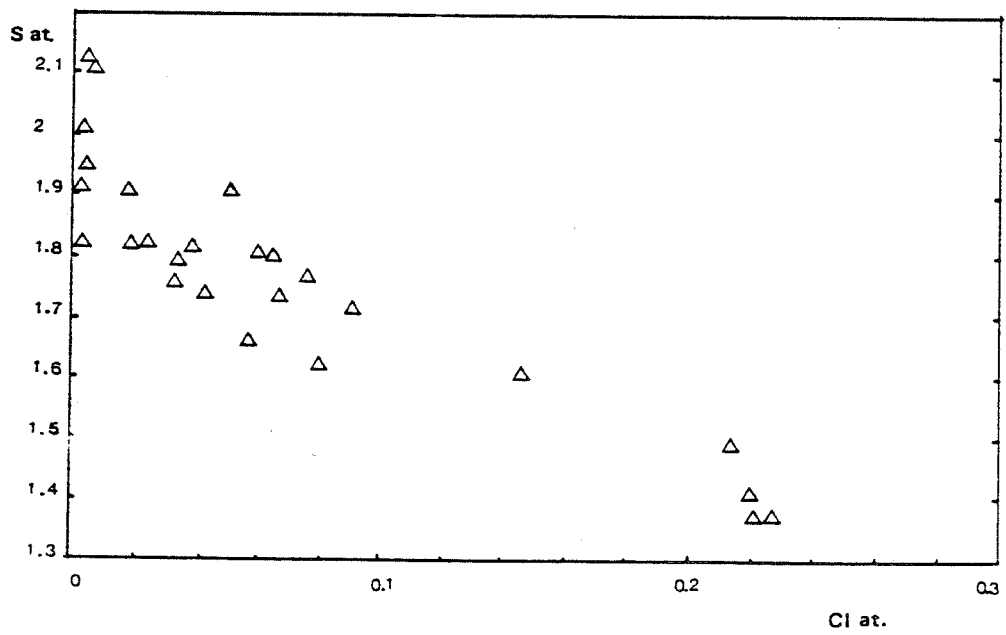
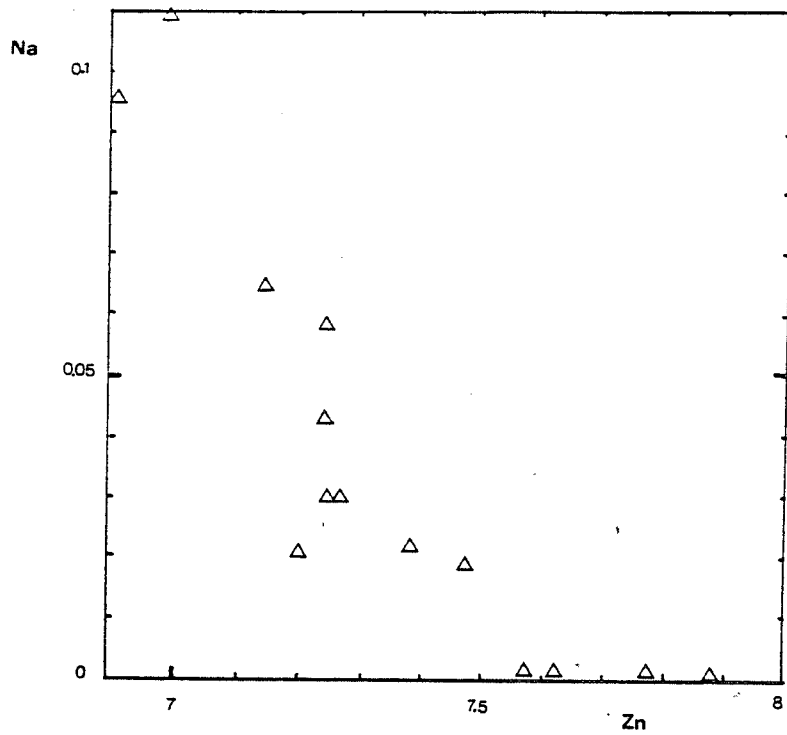


Figure III-37 C: Variation de Na en fonction de Zn et de S en fonction de Cl dans la genthelvite synthétique.

Tableau 4: expériences de synthèse de Genthelvite (1-6 à 450C° ET 7-14 à 600C°).
(Analyses à la microsonde)

TUB SOLUTION	1. 0.5Na	1. 0.5Na	3. H2O	4. H2O	4. H2O	4. H2O	6. 0.1Na	6. 0.1Na	6. 0.1Na	6. 0.1Na
Poids d'oxydes										
SiO2	34.04	31.71	33.86	32.51	35.26	34.17	37.37	35.40	36.17	33.90
ZnO	49.84	46.89	52.44	49.72	49.47	50.80	50.24	51.21	51.69	51.93
Na2O	0.45	0.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.11	0.27	0.04
S.	4.76	5.61	5.71	5.22	5.31	4.19	4.09	4.70	4.87	5.53
Cl	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.73	0.26	0.18	0.02
Total	89.11	84.74	92.01	87.45	90.04	89.16	92.45	91.68	93.18	91.42
Formules structurales										
SI	6.46	6.44	6.36	6.39	6.59	6.46	6.68	6.51	6.53	6.38
ZN	6.99	7.03	7.28	7.22	6.83	7.09	6.63	6.96	6.89	7.22
NA	0.166	0.201	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.039	0.095	0.015
S.	1.69	2.13	2.01	1.92	1.86	1.48	1.37	1.62	1.65	1.95
CL	0.006	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.221	0.081	0.055	0.006
Total	15.31	15.81	15.65	15.53	15.28	15.03	14.91	15.21	15.22	15.57

TUB SOLUTION	7. 0.2Na	7. 0.2Na	8. 0.4Na	8. 0.4Na	8. 0.4Na	9. 0.5Na	9. 0.5Na	10 0.4Na	10 0.4Na	11 0.2Na
Poids d'oxydes										
SiO2	33.36	33.79	33.90	33.84	34.53	32.97	32.34	33.43	32.34	33.56
ZnO	51.41	51.47	52.26	50.26	52.41	52.36	52.23	51.57	52.23	51.27
Na2O	0.08	0.06	0.12	0.30	0.18	0.06	0.05	0.16	0.05	0.08
S.	5.34	5.13	4.97	5.07	5.48	5.07	4.92	4.21	4.80	4.12
Cl	0.15	0.18	0.10	0.07	0.06	0.12	0.10	0.72	0.27	0.70
Total	90.34	90.63	91.35	89.54	92.66	90.58	89.64	90.09	89.69	89.73
Formules structurales										
SI	6.37	6.40	6.37	6.44	6.40	6.30	6.26	6.36	6.26	6.39
ZN	7.25	7.20	7.25	7.06	7.17	7.39	7.47	7.25	7.47	7.21
NA	0.030	0.022	0.044	0.111	0.065	0.022	0.019	0.059	0.019	0.030
S.	1.91	1.82	1.75	1.81	1.90	1.82	1.79	1.50	1.74	1.47
CL	0.049	0.058	0.032	0.023	0.019	0.039	0.033	0.232	0.089	0.226
Total	15.61	15.50	15.45	15.44	15.55	15.57	15.57	15.40	15.58	15.33

TUB SOLUTION	12 0.1Na	12 0.1Na	13 0.33Na	13 0.33Na	14 0.44Na
Poids d'oxydes					
SiO2	32.07	33.21	31.70	35.43	32.60
ZnO	56.42	54.14	52.75	51.71	52.79
Na2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S.	4.55	4.93	4.92	5.07	4.93
Cl	0.46	0.21	0.19	0.13	0.24
Total	93.50	92.49	89.56	92.34	90.56
Formules structurales					
SI	6.06	6.24	6.19	6.50	6.26
ZN	7.88	7.52	7.61	7.00	7.48
NA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S.	1.61	1.74	1.80	1.74	1.77
CL	0.147	0.067	0.063	0.040	0.078
Total	15.70	15.57	15.66	15.28	15.59

Tableau 2:
Composition des helvites séparées (analyses par I.C.P.)

échanti	1	2	3	4
Poids d'oxydes				
SiO ₂	33.08	32.80	32.60	32.61
Al ₂ O ₃	0.02	0.08	0.04	0.06
BeO	13.04	13.06	13.22	13.39
FeO	23.76	22.02	22.26	22.17
MnO	10.13	11.20	11.45	11.15
ZnO	15.74	15.81	15.76	15.80
MgO	0.02	0.03	0.03	0.03
CaO	n.d.	0.03	0.05	0.05
Na ₂ O	0.63	0.45	0.38	0.39
K ₂ O	n.d.	0.08	0.08	0.09
TiO ₂	0.03	0.01	n.d.	n.d.
S.	5.66	5.54	5.69	5.60
Total	102	101	102	101
O=S	2.82	2.76	2.84	2.79
Total	99.18	98.24	99.16	98.21
Formules structurales				
SI	6.22	6.15	6.10	6.09
AL	0.006	0.018	0.009	0.013
BE	5.89	5.88	5.94	6.01
FE	3.74	3.45	3.48	3.46
MN	1.61	1.78	1.81	1.76
ZN	2.19	2.46	2.45	2.46
MG	0.005	0.009	0.009	0.010
CA		0.007	0.009	0.011
NA	0.230	0.163	0.140	0.139
K		0.018	0.019	0.022
TI	0.004	0.001		
S.	1.82	1.78	1.82	1.79
Total	21.71	21.72	21.79	21.76
Eléments traces				
Li	34	49	34	19
Sc	110	111	119	110
Cu	273	184	165	165
Ba	40	33	31	29
Nb	192	162	192	229
Y	176	162	175	150

Table 3 : ITNAA analyses of helvite-group minerals

Locality Sample Fraction ^a	Sucuri		Su3 ^{c3}	Dajishan					
	Su3 ^{B2}	Su3 ^{C1}		517-36		517-39		A2	B2
				A	B	A1	B1		

%									
MnO	7.63	9.14	na	na	24.83	na	28.42	na	27.74
FeO	25.70	28.21	25.88	14.00	15.01	13.87	14.76	14.37	14.43
ZnO	14.72	15.56	13.93	4.82	4.97	4.41	4.75	4.47	4.43

ppm									
Na	123	262	na	na	<17	na	14	na	15
Sc	106.4	119.8	118.3	6.84	7.36	8.58	9.63	8.17	8.51
Cr	<8	<6	<8	na ^b	<2	na	<3	na	<2
Co	12.3	14.2	9.8	2.45	2.73	2.18	2.40	2.13	2.44
Ga	<21	<13	na	na	9	na	<14	na	17
Se	8	5	<2	2.9	2.3	1.9	1.9	1.3	2.7
Ag	18	5	8	1.2	2.5	0.2	0.7	0.6	1.0
Cd	<100 ^d	<110 ^d	<110 ^d	226 ^c	175 ^d	203 ^c	174 ^d	145 ^c	171 ^d
Sb	<1.2	2.3	<1.4	3.1	4.8	0.51	0.82	0.26	0.52
Ta	<1.6	1.4	4.5	0.58	7.5	0.42	0.35	0.49	0.52
W	<30	<18	na	2880	1344	na	33	na	<30
Au (ppb)	<23	<24	<25	24	9	na	<9	na	<7
Th	3.4	2.4	26.8	<0.2	0.20	<0.2	<0.3	<0.2	0.13

La	2.4	0.9	10.4	1.21	1.01	0.60	0.81	0.63	0.63
Ce	5.0	4.2	53.0	2.3	2.0	1.4	2.6	1.3	1.9
Sm	3.32	3.93	34.6	0.28	0.31	0.37	0.46	0.37	0.54
Eu	0.14	0.13	1.27	0.30	0.21	0.27	0.36	0.32	0.32
Gd	nd ^b	nd	63.5	nd	nd	na	nd	na	nd
Tb	1.8	1.9	12.4	0.43	nd	0.67	0.63	0.50	0.40
Yb	57.4	63.2	146	7.35	8.14	8.16	9.35	7.41	7.88
Lu	19.7	22.6	42.0	1.81	1.86	1.65	1.94	1.55	1.66

^aA, B = independant analyses of the same mineral separate ;

1 = crystal size 315-800 m ; 2 = crystal size 125-315 m.

^bna = not analyzed ; nd = not detected.

^cCd analysis using neutron flux monitoring.

^dCd analysis by comparison with a synthetic standard.

teneurs et celles des éléments de nature chalcophile Ag, Sb et Au suggèrent la présence de micro-inclusions de sulfure possédant du Se.

Le Sc et Co ont la même configuration électronique $3d^7 4s^2$ que les cations Mn, Fe, Zn. Les rayons ioniques du Co^{2+} et Sc^{3+} sont respectivement 0.72 Å et 0.73 Å (Arhens, 1952). Ils sont proches de ceux du Fe^{2+} (0.75 Å) et de Zn^{2+} (0.74 Å) mais différents de Mn^{2+} (0.8 Å). Les teneurs en Sc dans les helvites (Sucuri et Dajishan) varient très peu dans chaque occurrence mais elles sont largement dispersées entre les deux gisements (108 à 119 ppm dans le massif de Sucuri et 7 à 9 ppm dans la massif de Dajishan). De même pour le Co 10 à 13 ppm à Sucuri et 2 à 2.5 ppm à Dajishan). Ces faibles teneurs en Co sont dues probablement à la faible abondance du Co dans ces environnements granitiques. Le relatif enrichissement en Sc dans les helvites de Sucuri pourrait être lié à la différence du fluide minéralisateur. Les teneurs en Sc semblent être liées à la composition de l'helvite ($Ge_{29}Da_{50}He_{21}$ à Sucuri et $Ge_9Da_{36}He_{55}$ à Dajishan). Le Sc peut facilement remplacer Fe ou Zn que Mn dans la structure de l'helvite. **Les contraintes cristallographiques régissent l'introduction du Sc (et dans une moindre mesure celle du Co) dans la structure de l'helvite.**

La géochimie du Cd est étroitement liée à celle du Zn (Vlasov, 1966). Le rayon ionique du Cd^{2+} (0.97 Å) est cependant plus élevé que celui de Zn et plus proche de celui de Mn. Dans nos exemples, les helvites de Dajishan concentrent plus facilement le Cd (172 ppm) que les helvites de Sucuri (100 ppm). Le comportement du Cd^{2+} est à l'opposé de celui du Zn et du Na (0.17 a./f.u. de Na à Sucuri et 0.068 a./f.u. de Na à Dajishan). Na a le même rayon ionique 0.97 Å que celui du Cd. **Le facteur cristallographique ne peut à lui seul expliquer l'introduction de Cd dans la structure de l'helvite. D'autres facteurs peuvent être envisagés, notamment le rapport Zn/Cd dans le fluide et la salinité du milieu (une forte concentration de Cl augmente la solubilité du Cd par rapport à celle de Zn, Mokherjee, 1962).**

Les helvites montrent un enrichissement en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères (fig. III-39). Le rapport $(La/Yb)_n$ normalisé aux chondrites est de l'ordre de 0.009 à 0.050 à Sucuri et de 0.05 à 0.11 à Dajishan. **Dans un environnement franchement alcalin (albitite de Sucuri), l'helvite concentre plus facilement les terres rares lourdes.**

Les terres rares peuvent être complexées par les anions F^- , P , Cl^- ou CO_3^{2-} (Mineev, 1963). La présence de fluorine dans les albitites de Sucuri et dans les veines à quartz et muscovite de Dajishan suggère que l'anion F^- est le principal complexant des terres rares lourdes. Cependant, la présence d'une faible quantité de CO_2 (mise en évidence par formation de clathrate) dans les inclusions de fluides dans l'helvite laisse penser que l'anion CO_3^{2-} a eu un rôle (mineur sans doute) dans le transport des terres rares. Dumonceau et al. (1979) ont montré que le transport par les ions tétracarbonatolanthanidates n'est possible que dans des conditions alcalines.

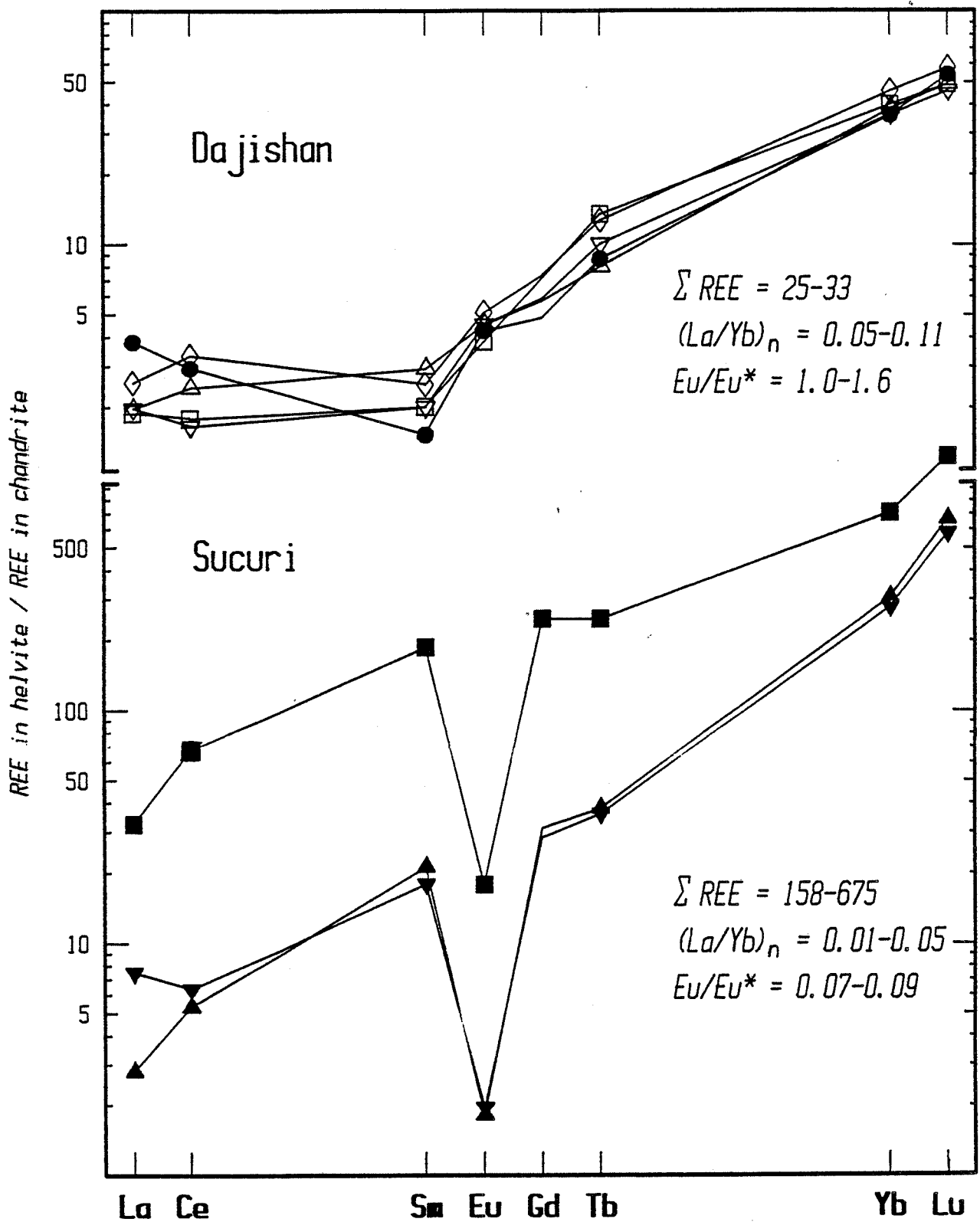


Figure III-38: Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Masuda et al., 1973) dans les helvites du massif de Sucuri et du massif de Dajishan (Chine).

Les proportions du fluide en terres rares durant le stade II à Dajishan peuvent être estimées en utilisant la scheelite. D'après les données de Raimbault (1988), le rapport $(La/Yb)_N$ du fluide peut être estimé grossièrement de 22 à 4.8. Nous pouvons calculer ce rapport dans le fluide hydrothermal en équilibre avec le granite fin en utilisant les données expérimentales de Flynn et Burnham's 1978. Nous trouvons une valeur de 18 pour le fluide. Vu la dispersion des résultats, nous ne pouvons pas expliquer la distribution observée des terres rares dans l'helvite par une forte concentration en terres rares lourdes des fluides hydrothermaux. Fort de ces considérations, nous pouvons conclure que les contraintes cristallographiques jouent un rôle important dans l'introduction des terres rares dans la structure de l'helvite. Les cations de terres rares remplacent les cations majeurs Fe, Mn, Zn. Ceci est bien connu dans la structure du grenat (ou aussi de la wolframite) qui s'accommode plus facilement des terres rares lourdes que des terres rares légères. Ceci est vrai dans les conditions magmatiques (Irving et Frey, 1978) mais aussi dans les environnements hydrothermaux (Raimbault, en préparation). Nous proposons que l'incorporation des terres rares dans la structure de l'helvite obéisse aux mêmes lois qui sont principalement régies par les variations de rayons ioniques. Dans le site octaédrique, Fe^{2+} , Mn^{2+} et Zn^{2+} ont respectivement des R_i 0.75 Å, 0.8 Å et 0.73 Å (Arhens, 1952) et pour les terres rares trivalentes le R_i varie entre 1.05 Å pour La et 0.73 Å pour Lu.

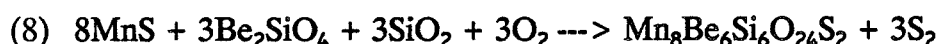
A partir de l'estimation du coefficient de fractionnement de La et Yb dans le fluide à Dajishan, nous pouvons évaluer le partage du rapport La/Yb dans l'helvite et dans le fluide. La concentration de Yb par rapport à celle du La est 100 à 200 fois plus grande dans l'helvite que dans le fluide. A Sucuri le Yb est 200 à 500 fois plus concentré que le La dans l'helvite. La danalite $Ge_{29}Da_{50}He_{21}$ (Sucuri) renferme deux fois plus de terres rares que l'helvite $Ge_9Da_{36}He_{55}$ (Dajishan). Cependant, nous n'avons pas assez de données pour conclure à l'influence des substitutions Mn-Fe-Zn sur l'incorporation des terres rares. A Sucuri, le fluide franchement alcalin (albitite) a probablement favorisé l'introduction des terres rares dans l'helvite.

c-2 conditions physico-chimiques de formation

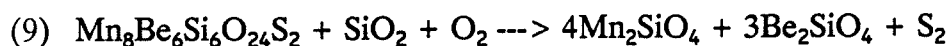
* Fugacités de soufre et d'oxygène:

Examinons les domaines de stabilité de l'helvite par rapport à celui de la phénacite pour divers environnements minéralogiques à 500°C.

Le domaine de la stabilité de l'helvite est délimité par les équations :

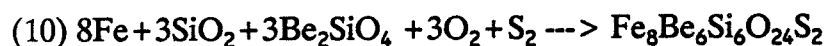


$$\log f(O_2) = -1/3 \log K_8 + \log f(S_2) \quad \log K_8 = 61.715 \text{ pour } 500^\circ C.$$



$$\log f(\text{O}_2) = -\log K_9 - \log (\text{S}_2) \quad \log K_9 = 5.97 \text{ pour } 500^\circ\text{C}.$$

Le domaine de la stabilité de la danalite est définie par les équations (Burt, 1980) :



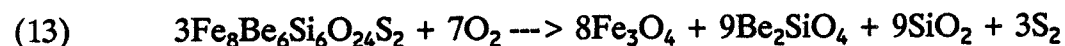
$$\log f(\text{O}_2) = -1/3\log K_{10} - 1/3\log f(\text{S}_2) \quad \log K_{10} = 108.53 \text{ pour } 500^\circ\text{C}.$$



$$\log f(\text{O}_2) = -1/3\log K_{11} - \log f(\text{S}_2) \quad \log K_{11} = 51.62 \text{ pour } 500^\circ\text{C}.$$



$$\log f(\text{O}_2) = -1/3\log K_{12} + 7/3\log f(\text{S}_2) \quad \log K_{12} = 27.14 \text{ pour } 500^\circ\text{C}$$

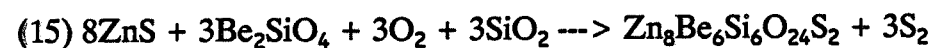


$$\log f(\text{O}_2) = -1/7\log K_{13} + 3/7 \log f(\text{S}_2) \quad \log K_{13} = 403 \text{ pour } 500^\circ\text{C}$$

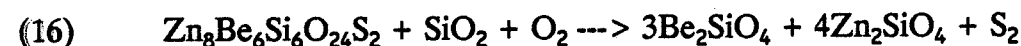


$$\log f(\text{O}_2) = -\log K_{14} + \log (\text{S}_2) \quad \log K_{14} = 14.07 \text{ pour } 500^\circ\text{C}$$

Le domaine de stabilité de la genthelvite est délimité par les équations :



$$\log f(\text{O}_2) = -1/3\log K_{15} + \log f(\text{S}_2) \quad \log K_{15} = 47.6 \text{ pour } 500^\circ\text{C}$$



$$\log f(\text{O}_2) = -\log K_{16} + \log f(\text{S}_2) \quad \log K_{16} = 33.96 \text{ pour } 500^\circ\text{C}$$

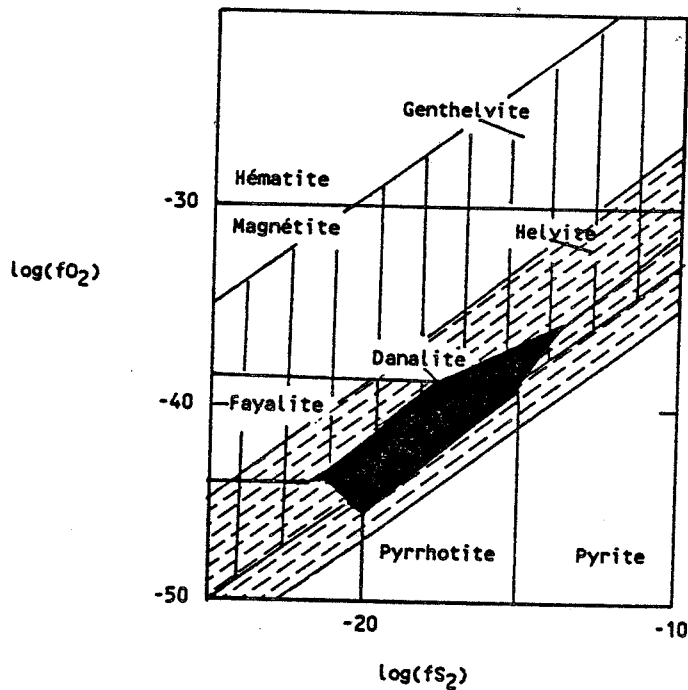
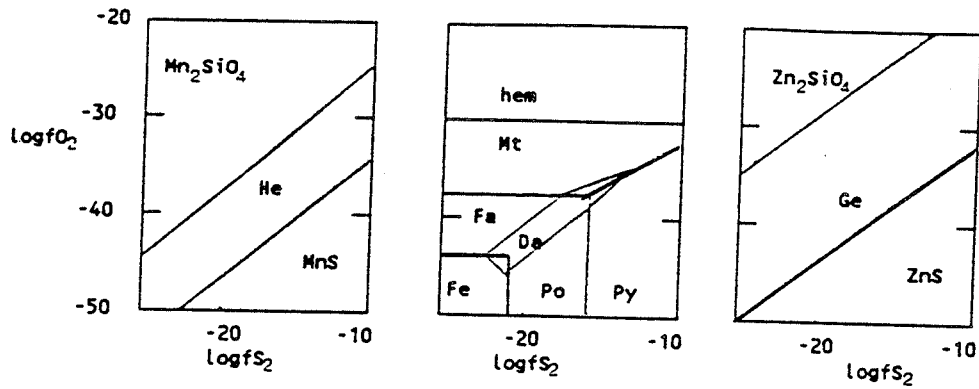


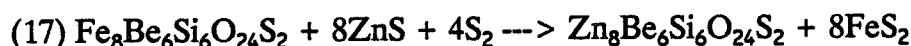
Figure III-39: Domaines de stabilité des minéraux de l'helvite dans le diagramme fugacité de soufre en fonction de la fugacité d'oxygène. Nous avons utilisé les données thermodynamiques de Heglson et al. (1978) et de Pavlova et al. (1966) et Pavlova (1970) pour les minéraux du groupe de l'helvite. He: helvite, Da: danalite, Ge: genthelvite, hem: hématite, Mt: magnétite, Fa: fayalite, Po: pyrrhotite et Py: pyrite.

Dans les dépôts à sulfure, la phénacite est tardive, elle se développe sur la phénacite. Par contre, dans les formations où les sulfures n'ont qu'un rôle secondaire c'est la fugacité d'oxygène qui contrôle la stabilité de la phénacite.

La danalite cristallise dans un domaine de fugacité de soufre et d'oxygène très limité (fig. III-39) qui correspond au domaine de stabilité de la pyrrhotite. La genthelvite est stable dans un large domaine de fugacité d'oxygène et de soufre. Par contre l'helvite se développe dans un domaine de fugacité d'oxygène modéré et de fugacité de soufre assez large comparable au domaine de la genthelvite.

Etant donné la plus forte affinité du soufre pour Zn que pour Fe, si on élève la fugacité de soufre (fig. III-39) on va tendre à sortir du domaine de la genthelvite pure avant de sortir de celui de la danalite.

Le remplacement de la danalite par la genthelvite pourrait théoriquement se produire suivant la réaction (17) :



Si nous continuons à élever la fugacité de soufre, on va détruire la genthelvite suivant la réaction (15) mais à cause de l'affinité de Zn pour le soufre la réaction (11) de destruction de la danalite se produit avant la réaction (15). Donc la genthelvite ne pourra pas remplacer la danalite à fugacité de soufre croissante et la réaction (17) ne se produit pas.

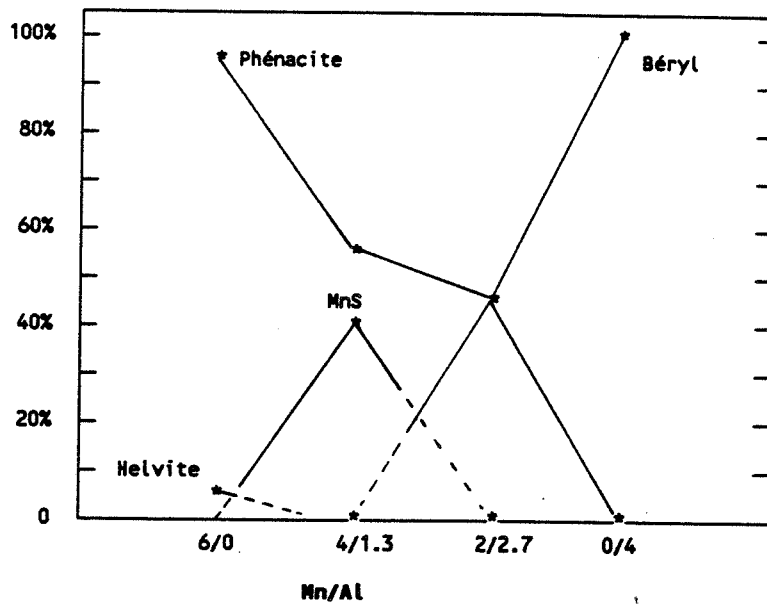
A Sucuri les ilménites de la zone interne (où se développe la genthelvite) ont 16% d'hématite en solution solide. Dans la zone externe, les ilménites sont dépourvues de constituant hématitique. La zonation des helvites (un coeur de genthelvite et une bordure de danalite) traduit une baisse de fugacité d'oxygène et une augmentation de celle de soufre.

**** Contraintes géochimiques du milieu:**

Les études des inclusions fluides dans le quartz, béryl et helvite indiquent des fluides acqueux (la phase acqueuse représente plus de 70% du volume total de l'inclusion) de concentration en sels dissous de 13% à 26% en poids équivalent NaCl, 13% à 25% à Costabonne (Guy, 1980), 18% à 25% à Sucuri (ce travail) et 26% à Sunnyside (Casadevall et al., 1977). L'ion dominant en solution est toujours l'ion Na.

Le béryllium est facilement transporté par les solutions acides et faiblement alcalines mais sa mobilité diminue rapidement si l'alcalinité de la solution augmente. Cependant, en présence de calcite le Be reste en solution si la teneur en Na ou K est élevée. Newkirk (1964) a en effet montré que la solubilité du Be croît avec la concentration en Na. Par contre en présence de Mg (Dolomite) le Be se dépose Soboleva et al. (1972).

A



B

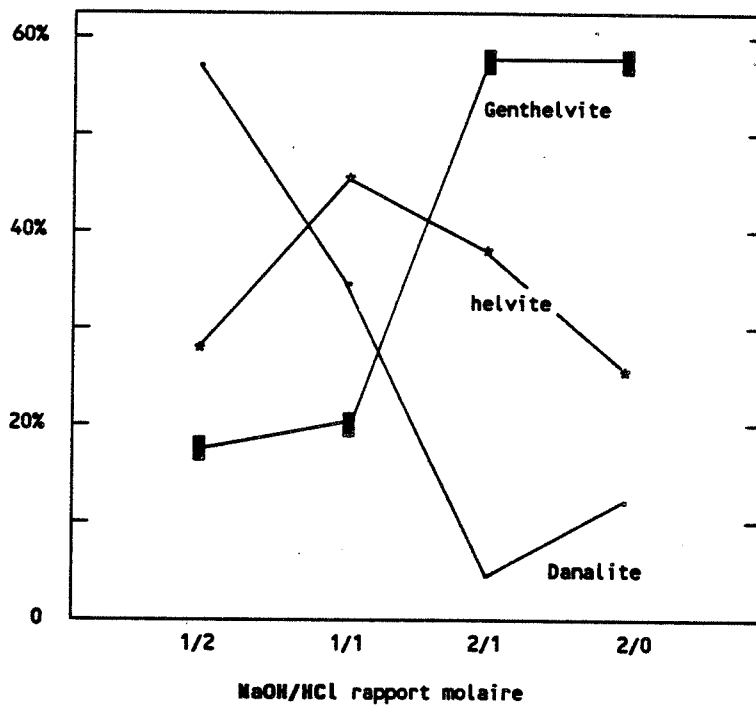
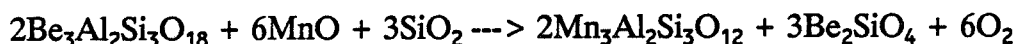


Figure III-40: Diagrammes NaOH/HCl et Mn/Al extraits de Fursenko (1989). a: Relation entre les divers minéraux du béryllium en fonction du rapport Mn/Al du fluide. b: Variation des proportions des minéraux du groupe de l'helvite en fonction du rapport NaOH/HCl.

Dans les greisens, les albitites, les veines à quartz et les skarns on rencontre l'associations de minéraux béryllifères et fluorifères. Selon Sherba (1970), le transport du béryllium se fait à haute température grâce à des complexes fluorés de type KBeF_3 ou NaBeF_3 .

Le béryl est le minéral du béryllium le plus commun dans les greisens et dans les veines à sidérophyllite ou à quartz. Il est stable dans des conditions relativement acides correspondant au tampon muscovite, quartz et feldspath. Dans la veine à sidérophyllite (Sucuri) la cristallisation du grenat (liée à d'une forte activité de Mn) a favorisé la formation de la phénacite au lieu du béryl suivant la réaction (3) :



Une forte activité de la silice ou du manganèse provoquerait le déplacement de l'équilibre (3) vers la gauche (phénacite et grenat).

Fursenko (1989) a montré expérimentalement à 600°C et 1 kbar qu'au fur et à mesure de la diminution de la valeur du rapport molaire Mn/Al de la solution (fig. III-40a), en présence de soufre, nous avons la suite paragénétique suivante : helvite et phénacite, MnS et phénacite, béryl et phénacite et finalement béryl seul.

A Dajishan dans la veine à quartz et muscovite, la muscovite primaire est détruite au profit des feldspaths et de la biotite. Ce stade est marqué par une forte activité du calcium (grenat plus calcique) et une forte activité du manganèse (à cause de la transformation de la wolframite en scheelite). Le béryl, qui appartient à la phase primaire (muscovite, quartz, grenat et feldspaths), n'est plus stable. L'helvite associée aux grenats calciques et à la scheelite cristallise suivant la réaction (7).

Dans les skarns de Costabonne par exemple c'est l'évolution du rapport Si/Al durant le développement de la skarnification qui est, à notre avis, responsable de la diversité de composition de minéraux de béryllium. Dans les skarns à brucite l'association chondrodite, musgravite ($\text{Mg}_2\text{BeAl}_6\text{O}_{12}$), bromellite ($\text{Be}(\text{OH})_2$) et spinelle dans les veines à silicate et spinelle de la dolomie témoigne de la faible activité de la silice par rapport à celle de l'alumine. Les deux minéraux du béryllium dans cette zone sont caractéristiques des milieux sous-saturés en silice. Dans les skarns Nord, l'helvite est associée à la phase tardive (amphibole, calcite et quartz) dans la zone de pyroxénite où l'activité de l'alumine est très réduite. La formation des skarns à brucite est antérieure à celle des skarns Nord et elle représente un stade précoce de la skarnification (Guy, 1988).

La formation de minéraux de béryllium de composition variable dans les skarns résulterait :

1- Soit de la succession de solutions tardives riches en silice (le rapport Si/Al est fort, la phénacite ou l'helvite cristallise) sur la paragenèse alumineuse (musgravite, chrysobéryl) formée précocement.

2- Soit de la faible migration de Al par rapport à Si et dans ce cas la paragenèse alumineuse (musgravite, chrysobéryl) aura une extension limitée.

Dans les albitites (Sucuri et Millas (Puyau, communication personnelle) et dans les syénites (Jos Nigéria et Lupiko, Burbank, 1933) les minéraux du béryllium les plus communs sont la phénacite et ceux du groupe de l'helvite.

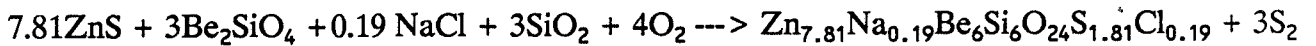
Dans les veines à quartz (Sucuri et Dajishan), la présence du béryl et de l'helvite, et/ou de la phénacite, est le résultat de l'action d'une solution tardive alcaline (feldspathisante) sur la paragenèse primaire plus alumineuse à quartz, muscovite et béryl.

L'activité de l'alumine joue un rôle essentiel sur la variation de la composition des minéraux du béryllium. Si elle est faible la phénacite et/ou l'helvite sont stables et si elle est forte, le béryl, le chrysobéryl ou la musgravite se trouvent stabilisés. Cependant l'augmentation de l'activité de certains éléments (Ca, Mn, Fe, Zn, ou des alcalins), tendant à incorporer l'alumine dans les grenats ou dans les feldspaths, sera défavorable à la formation du béryl. Ainsi l'helvite est typiquement un minéral stable dans les skarns calciques ou magnésiens et il s'associe à la phénacite dans les roches affectées par un métasomatisme alcalin. En revanche, le béryl apparaît normalement dans les conditions où le fluide de caractère acide se sépare des liquides granitiques très évolués (aplopegmatites).

La genthelvite est favorisée par rapport aux autres variétés du groupe de l'helvite par l'alcalinité du fluide (albitite de Sucuri, syénite de Lupiko (Burbank 1933)). En effet, les travaux expérimentaux de Fursenko (1989) à 600°C et 1Kbar ont montré que la genthelvite est le minéral le plus stable du groupe de l'helvite dans les solutions alcalines où le rapport molaire NaOH/HCl est supérieur à 1 (fig. III-40b). Lorsque le rapport du fluide augmente la proportion du pôle genthelvite croît.

La zonation de l'helvite dans les albitites de Sucuri (un coeur de genthelvite et une bordure de danalite) traduit donc une diminution de l'alcalinité au fur et à mesure de l'évolution du fluide. Cette zonation à l'échelle du cristal est également présente à l'échelle de l'affleurement. La composante genthelvite dans la danalite de l'albitite du massif de Sucuri diminue de la zone interne $\text{Ge}_{64}\text{Da}_{10}\text{He}_{26}$ jusqu'à la zone externe $\text{Ge}_{23}\text{Da}_{50}\text{He}_{26}$. Nous observons la même variation de la composante genthelvite dans la danalite en bordure de la veine à sidérophylite albitisée $\text{Ge}_{25}\text{Da}_{42}\text{He}_{33}$ (zone faiblement albitisée) et $\text{Ge}_{55}\text{Da}_{39}\text{He}_{22}$ (dans la zone fortement albitisée).

Nous pouvons tenter d'écrire la composition du pôle de la genthelvite sous la forme $\text{Zn}_{8-x}\text{Na}_x\text{Be}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{S}_{2-x}\text{Cl}_x$, nous avons l'équilibre (18) :



Le déplacement de cet équilibre dépend du degré de l'alcalinité et de la fugacité de soufre.

Les variations de composition des minéraux de l'helvite dans le massif de Sucuri (fig. III-37) résulteraient des variations de la fugacité de soufre et de celles de l'oxygène à l'intérieur du fluide. La genthelvite est stable dans des conditions alcalines et oxydantes.

5- Conclusion

La succession paragénetique dans le massif de Sucuri fonction des données disponibles peut s'envisager de la manière suivante :

- 1 - Dépôt dans les veines à sidérophyllite de grenat, phénacite, wolframite, quartz et fluorine.
- 2 - Dépôt dans les veines à quartz-muscovite de béryl et de fluorine.
- 3 - Muscovitisation et greisénisation : muscovite (Li), (sidérophyllite), schéelite, cassitérite, columbite, apatite, quartz et sulfures.
- 4 - Albitisation : albite, helvite, phénacite et sulfure.

La présence dans les veines à sidérophyllite de grenat, de micas et de wolframite à rapport Mn/Fe de plus en plus faible correspond probablement à une augmentation de l'activité du fer dans les fluides, en réponse à un fractionnement de grenat plus manganésifère (61% de spessartine). Les micas qui cristallisent par la suite (dans la veine à quartz-muscovite) sont moins riches en Mn et plus riches en fer. Les micas de la veine à sidérophyllite ont le même rapport Mn/Fe que les micas du granite fin apical. Les muscovites du greisen GFG se développant sur le granite fin ont le même rapport Mn/Fe que les muscovites des veines à quartz-muscovite. Les muscovites du greisen GGB qui affectent le granite à biotite ont un rapport Mn/Fe qui est proche de celui des muscovites du granite fin apical. Cette analogie suggère que ces micas se sont développés à partir de fluides issus du granite fin ou que ces fluides sont passés par le granite fin au préalable. Nous pouvons considérer que la source proche, à laquelle il convient de rattacher les fluides est le magma présentant des minéraux de composition identique.

Nous avons un stade précoce de minéralisation en tungstène (limité dans l'espace aux veines à sidérophyllite) suivi d'un stade à étain dominant associé aux

greisens. La composition chimique des cassitérites suggère qu'il y a deux stades de minéralisation en Sn, le plus précoce correspond à la précipitation de cassitérite riche en Ti, Nb et Ta ($Nb > Ta$) et le second stade est caractérisé par la cristallisation de cassitérite riche en Fe et sans Nb et Ta. La composition chimique des cassitérites des albitites, des zones faiblement albitisées et des greisens est la même, ce qui montre que l'albitisation est postérieure à la minéralisation en étain.

Les albitites sont localisées dans des zones fortement mylonitisées. Elles se développent en veine et par transformation progressive des roches encaissantes (granite à biotite, veine à sidérophyllite, veine à quartz-muscovite et greisen). Les albitites de la carrière Tratex ont gardé l'empreinte géochimique du granite à biotite du massif de Sucuri.

Les minéraux du béryllium (béryl, phénacite et helvite) sont présents dans la veine à quartz-muscovite, dans la veine à sidérophyllite. Dans l'albitite, seules la phénacite et l'helvite sont présentes. Nous avons étudié en plus du gisement du massif de Sucuri, les helvites des skarns Nord de Costabonne et les helvites des veines à quartz-wolframite de Dajishan en Chine.

L'activité de l'alumine joue un rôle essentiel sur la variation de la composition des minéraux du béryllium. Si elle est faible la phénacite et/ou l'helvite sont stables et si elle est forte le béryl, le chrysobéryl ou la musgravite se trouvent stabilisés. Cependant l'augmentation de l'activité de certains éléments (Ca, Mn, Fe, Zn, ou des alcalins), tendant à incorporer l'alumine dans les grenats ou dans les feldspaths sera défavorable à la formation du béryl.

L'étude paragénétique, géochimique et expérimentale des helvites rencontrées dans ces gisements aboutit à une nouvelle définition de la formule structurale de l'helvite par analogie à celle de la haüyne, qui est $(Mn, Zn, Fe)_{8-x} Na_x Be_6 O_{24} S_{2-x} Cl_x$.

La danalite (pôle ferrifère de l'helvite) cristallise dans un domaine de fugacité de soufre et d'oxygène très limité qui correspond au domaine de stabilité de la pyrrhotite. La genthelvite (pôle zinzifère de l'helvite) est stable dans un large domaine de fugacité d'oxygène et de soufre. Par contre l'helvite (pôle manganifère de l'helvite) se développe dans un domaine de fugacité d'oxygène modéré et de fugacité de soufre assez large comparable au domaine de la genthelvite. La zonation des helvites (un coeur de genthelvite et une bordure de danalite) traduit une baisse de fugacité d'oxygène et une augmentation de celle de soufre.

La composante genthelvite dans la danalite dans les albitites diminue de la zone interne $Ge_{64}Da_{10}He_{26}$ jusqu'à la zone externe $Ge_{23}Da_{50}He_{26}$. Nous observons la même variation de la composante genthelvite dans la danalite en bordure de la veine à sidérophyllite albitisée $Ge_{25}Da_{42}He_{33}$ (zone faiblement albitisée) et $Ge_{55}Da_{39}He_{22}$ (dans la zone fortement albitisée). La genthelvite est favorisée par rapport aux autres variétés du groupe de l'helvite par l'alcalinité du fluide.

Composition chimique des helvites										
numéro	56	58	1.	2.	3.	115	116	117	118	223
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5
Type	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
										872B
Poids d'oxydes										
SiO2	32.60	32.85	33.20	32.90	33.40	32.86	33.29	33.11	32.96	32.63
Al2O3	0.04	n.d.	0.07	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	n.d.
FeO	24.33	24.20	25.20	24.50	25.50	26.92	26.15	24.57	25.26	24.23
MnO	11.12	9.66	12.90	11.70	12.60	9.60	8.68	12.13	11.27	10.33
ZnO	15.83	18.52	13.58	15.50	13.67	15.66	17.10	15.37	15.62	17.31
MgO	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.03	n.d.	0.02	0.014
CaO	0.03	0.02	0.02	n.d.	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.017
Na2O	0.15	0.18	0.12	0.15	0.14	0.14	0.21	0.14	0.14	0.210
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.00	0.01	n.d.	n.d.
TiO2	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.	0.03	n.d.
SnO2	0.07	0.02	0.06	0.01	0.03	0.04	0.046	0.07	0.06	0.058
F.	0.12	0.08	n.d.	0.04	n.d.	0.00	0.003	0.00	0.00	0.003
Cl	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.009
S.	5.69	5.54	5.53	5.54	5.56	5.69	5.67	5.64	5.68	5.72
Total	90.00	91.11	90.69	90.37	90.98	91.01	91.25	91.10	91.12	90.53
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
Si	6.09	6.07	6.10	6.10	6.12	6.07	6.11	6.09	6.07	6.07
Al	0.009	n.d.	0.015	0.007	0.002	0.003	0.001	0.008	0.005	n.d.
Fe	3.80	3.74	3.87	3.80	3.90	4.16	4.02	3.78	3.89	3.77
Mn	1.76	1.51	2.01	1.84	1.95	1.50	1.35	1.89	1.76	1.63
Zn	2.19	2.53	1.84	2.12	1.85	2.14	2.32	2.09	2.13	2.32
Mg	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.010	n.d.	0.006	0.004
Ca	0.006	0.004	0.004	n.d.	0.004	0.005	0.009	0.004	0.007	0.003
Na	0.054	0.065	0.043	0.054	0.053	0.052	0.075	0.050	0.050	0.076
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.001	0.003	n.d.	n.d.
Ti	n.d.	0.004	0.001	n.d.	0.003	0.004	n.d.	n.d.	0.005	n.d.
Sn	0.005	0.001	0.004	0.001	0.002	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004
F.	0.071	0.047	n.d.	0.024	n.d.	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Cl	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.003	0.004	0.002	n.d.	0.004	0.003
S.	1.99	1.92	1.92	1.93	1.92	1.97	1.96	1.95	1.96	1.99
Total	15.98	15.99	15.89	15.97	15.89	15.99	15.95	15.95	15.97	16.02

numéro	224	27	28	29	40	43	107	108	109
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	872B	S1	S1	S1	S1	S1	64	64	64
Type	GA	AB	AB	AB	AB	AB	GFG	GFG	GFG
Poids d'oxydes									
SiO2	32.47	33.28	33.03	32.36	32.92	32.63	32.70	33.25	32.41
Al2O3	0.01	0.08	0.04	0.06	0.010	0.03	0.04	0.63	0.003
FeO	24.31	12.18	15.38	19.42	4.95	16.58	23.07	20.41	23.84
MnO	10.36	9.28	10.05	10.11	12.13	9.87	15.08	10.89	13.52
ZnO	17.25	31.01	26.79	21.75	35.53	24.40	13.90	20.08	14.05
MgO	0.02	0.04	0.04	0.02	n.d.	0.02	n.d.	0.02	0.018
CaO	0.02	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.026
Na2O	0.14	0.29	0.25	0.23	0.31	0.25	0.19	0.21	0.15
K2O	0.00	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.11	n.d.
TiO2	n.d.	0.05	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
SnO2	0.00	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.037
F.	0.00	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.003
Cl	0.00	n.d.	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.010
S.	5.65	5.54	5.55	5.44	5.51	5.52	5.78	5.54	5.70
Total	90.24	91.85	91.31	89.50	91.44	89.36	90.80	91.18	89.77
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes									
Si	6.06	6.14	6.13	6.10	6.15	6.16	6.05	6.09	6.06
Al	0.002	0.017	0.009	0.013	0.002	0.007	0.008	0.135	0.001
Fe	3.80	1.88	2.39	3.06	0.773	2.62	3.57	3.13	3.73
Mn	1.64	1.45	1.58	1.61	1.92	1.58	2.36	1.69	2.14
Zn	2.38	4.23	3.68	3.03	4.91	3.40	1.90	2.72	1.94
Mg	0.005	0.011	0.011	0.006	n.d.	0.006	n.d.	0.004	0.005
Ca	0.004	0.012	0.010	0.008	0.008	0.006	0.001	0.005	0.005
Na	0.051	0.104	0.090	0.084	0.112	0.092	0.047	0.075	0.054
K.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.001	0.027	n.d.
Ti	n.d.	0.007	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
Sn	n.d.	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	n.d.	0.003
F.	n.d.	n.d.	0.059	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.002
Cl	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003
S.	1.98	1.92	1.93	1.93	1.93	1.96	2.00	1.92	1.99
Total	15.93	15.78	15.90	15.85	15.82	15.83	15.97	15.79	15.95

Composition chimique des helvites										
numéro	110	206	207	369	370	6.	7.	94	95	150
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	64	6C1	6C1	875D	875D	63	63	62	62	63
Type	GFG	Sd	Sd	Sd	Sd	Sd	Sd	SdA	SdA	SdA
Poids d'oxydes										
SiO2	32.30	32.60	32.68	33.17	33.18	33.20	32.90	31.97	31.81	33.28
Al2O3	0.01	0.03	0.01	0.021	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	n.d.
FeO	23.13	21.04	20.70	16.29	25.32	26.70	23.20	19.06	11.19	21.12
MnO	12.79	26.04	25.86	22.83	19.06	17.30	27.90	9.88	10.64	16.46
ZnO	15.85	3.97	4.47	12.42	6.90	7.65	0.16	23.13	30.24	14.04
MgO	0.00	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
CaO	0.01	0.02	0.02	0.01	n.d.	0.06	n.d.	0.05	0.10	0.02
Na2O	0.15	0.05	0.05	0.12	0.08	0.07	0.02	0.22	0.26	0.16
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.02	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01
TiO2	0.03	0.04	n.d.	0.00	0.02	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SnO2	0.02	0.03	0.05	0.03	n.d.	0.09	n.d.	0.06	0.05	0.02
F.	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.53	0.01	0.00	0.00	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.02
S.	5.67	5.63	5.60	5.25	5.50	5.55	5.53	5.46	5.42	5.76
Total	89.65	89.46	89.47	90.21	90.13	91.20	89.75	89.91	89.80	90.89
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
SI	6.06	6.04	6.05	6.10	6.09	6.07	6.04	6.04	6.06	6.12
AL	0.002	0.006	0.003	0.005	0.006	0.004	0.004	0.007	0.014	n.d.
FE	3.63	3.26	3.20	2.51	3.89	4.08	3.56	3.01	1.78	3.25
MN	2.03	4.08	4.05	3.56	2.96	2.68	4.34	1.58	1.72	2.56
ZN	2.190	0.543	0.611	1.69	0.935	1.03	0.022	3.23	4.26	1.91
MG	n.d.	0.004	0.003	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.
CA	0.002	0.004	0.004	0.002	n.d.	0.012	n.d.	0.011	0.021	0.004
NA	0.055	0.002	0.002	0.043	0.028	0.025	0.0	0.081	0.096	0.057
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.002	n.d.	0.001	0.002
TI	0.004	0.005	n.d.	n.d.	0.003	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SN	0.001	0.002	0.004	0.002	n.d.	0.007	n.d.	0.004	0.004	0.001
F.	0.00	0.00	0.00	0.031	0.002	0.303	0.006	0.00	0.00	n.d.
CL	n.d.	n.d.	0.002	0.004	0.004	n.d.	n.d.	0.008	0.003	0.006
S.	1.99	1.96	1.95	1.83	1.91	1.88	1.92	1.93	1.93	1.99
Total	15.96	15.91	15.89	15.76	15.81	16.13	15.87	15.94	15.92	15.90

numéo	151	4.	5.	140	141	145	146	44	45	48
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	63	63	63	63	63	63	63	63	63	63
Type	SdA	QM1	QM1	QM2	QM2	QM2	QM2	QM2	QM2	QM2
Poids d'oxydes										
SiO2	31.75	32.50	32.90	32.73	32.79	32.28	32.46	32.68	32.77	32.65
Al2O3	0.02	n.d.	0.10	n.d.	0.01	0.040	0.01	0.02	0.02	0.03
FeO	20.16	19.30	22.20	27.71	26.74	26.11	23.49	26.96	27.16	24.05
MnO	16.81	30.30	28.10	16.03	19.61	18.76	26.47	14.39	14.66	17.89
ZnO	15.10	0.62	0.09	7.60	4.59	6.47	0.63	9.99	9.67	9.31
MgO	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.02	0.01	0.04	n.d.
CaO	0.06	0.02	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02	0.04	n.d.
Na2O	0.15	0.03	n.d.	0.07	0.05	0.07	n.d.	0.12	0.10	0.11
K2O	0.06	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	n.d.	0.15	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.04	0.16	n.d.	n.d.
SnO2	0.01	0.09	0.10	n.d.	0.04	0.04	0.01	0.06	n.d.	0.08
F.	n.d.	0.21	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	n.d.
Cl	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.010
S.	5.69	5.41	5.43	5.78	5.68	5.61	5.72	5.69	5.72	5.69
Total	89.84	88.68	88.97	89.97	89.61	89.40	88.88	90.19	90.20	89.82
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
Si	5.98	6.04	6.06	6.06	6.06	6.02	6.03	6.05	6.06	6.06
Al	0.004	n.d.	0.022	n.d.	0.002	0.009	0.002	0.004	0.004	0.007
Fe	3.18	3.00	3.42	4.29	4.13	4.07	3.65	4.17	4.20	3.73
Mn	2.68	4.77	4.39	2.51	3.07	2.96	4.17	2.26	2.30	2.81
Zn	2.100	0.085	0.015	1.04	0.627	0.891	0.086	1.37	1.32	1.28
Mg	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.006	0.003	0.011	n.d.
Ca	0.012	0.004	0.002	0.004	0.014	0.004	0.004	0.004	0.008	n.d.
Na	0.055	0.011	0.00	0.025	0.018	0.025	n.d.	0.043	0.036	0.040
K.	0.014	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	n.d.	0.021	n.d.	0.004	0.001	n.d.	0.006	0.022	n.d.	n.d.
Sn	0.001	0.007	0.007	n.d.	0.003	0.003	0.001	0.004	n.d.	0.006
F.	n.d.	0.124	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.047	n.d.	n.d.
Cl	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.003	0.003	0.006	0.003
S.	1.99	1.89	1.88	2.01	1.98	1.96	2.00	1.97	1.98	1.98
Total	16.07	15.95	15.80	15.95	15.91	15.94	15.95	15.97	15.93	15.94

Composition chimique des helvites										
numéro	86	87	91	92	93	96	79	80	81	82
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	CH	CH	CH	CH
Roche	61	61	61	61	62	62	VQ	VQ	VQ	VQ
Type	QM3	QM3	QM3	QM3	QM3	QM3	VQ	VQ	VQ	VQ
Poids d'oxydes										
SiO2	32.80	32.98	32.76	32.65	32.75	32.46	32.54	32.69	32.88	32.88
Al2O3	0.02	0.03	0.02	0.11	0.02	0.04	0.14	0.07	0.06	0.06
FeO	23.97	22.91	16.60	26.47	24.70	25.70	15.67	15.11	15.53	15.12
MnO	11.38	11.91	13.19	13.22	11.63	13.10	29.51	30.08	29.70	29.87
ZnO	16.67	17.80	22.46	12.22	15.78	12.79	5.65	6.81	6.15	5.97
MgO	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.01	0.01	0.10	0.06	0.11	0.08
CaO	0.01	0.01	0.00	0.18	0.02	0.05	0.11	0.04	0.06	0.05
Na2O	0.16	0.17	0.22	0.10	0.15	0.13	0.10	0.06	0.08	0.07
K2O	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.03	n.d.	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
SnO2	0.06	0.05	0.04	0.02	0.04	0.01	0.05	0.06	n.d.	0.04
F.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.01	0.13	0.01
Cl	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	n.d.	0.01	n.d.	0.01
S.	5.80	5.59	5.82	5.80	5.69	5.55	5.85	5.64	5.63	5.69
Total	90.91	91.47	91.14	90.81	90.81	89.87	89.83	89.66	90.32	89.84
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
SI	6.08	6.07	6.09	6.03	6.06	6.05	6.02	6.04	6.04	6.06
AL	0.004	0.005	0.004	0.024	0.003	0.008	0.030	0.016	0.013	0.014
FE	3.71	3.52	2.58	4.09	3.83	4.01	2.43	2.34	2.39	2.33
MN	1.79	1.86	2.08	2.07	1.82	2.07	4.63	4.71	4.62	4.66
ZN	2.28	2.42	3.09	1.67	2.61	1.76	0.773	0.793	0.834	0.813
MG	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.003	0.002	0.028	0.018	0.030	0.021
CA	0.001	0.003	n.d.	0.036	0.003	0.010	0.023	0.008	0.012	0.009
NA	0.058	0.061	0.079	0.036	0.054	0.047	0.036	0.022	0.028	0.025
K.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.006	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
TI	0.004	n.d.	n.d.	0.004	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
SN	0.004	0.004	0.003	0.001	0.003	0.001	0.004	0.004	n.d.	0.003
F.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.058	0.003	0.069	0.003
CL	0.002	0.003	0.001	0.003	0.003	0.001	n.d.	0.002	n.d.	0.002
S.	2.01	1.93	2.02	2.00	1.97	1.94	1.89	1.84	1.82	1.85
Total	16.03	15.98	16.07	16.02	16.00	15.98	15.97	15.83	15.89	15.83

numéro	83	84	85	132	134	135	136
Massif	CH	CH	CH	COS	COS	COS	COS
Roche	VQ	VQ	VQ	SK	SK	SK	SK
Type	VQ	VQ	VQ	SKR	SKR	SKR	SKR
Poids d'oxydes							
SiO2	33.28	33.23	32.62	32.08	32.94	32.59	32.66
Al2O3	0.08	0.07	0.06	0.02	n.d.	0.05	0.03
FeO	14.39	13.90	15.00	19.10	17.96	20.26	18.85
MnO	31.24	31.88	30.03	26.48	27.57	25.01	26.30
ZnO	5.48	5.08	5.69	6.10	5.81	5.88	6.04
MgO	0.02	0.06	0.03	0.07	0.04	0.09	0.06
CaO	n.d.	0.03	0.03	0.04	0.02	0.07	0.02
Na2O	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07
K2O	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.01	n.d.	0.01	0.04	0.01	0.01	n.d.
SnO2	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.06	0.02
F.	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.03	n.d.
Cl	0.03	0.01	0.02	0.03	n.d.	0.01	0.03
S.	5.71	5.66	5.71	5.84	5.74	5.68	5.71
Total	90.35	90.03	89.27	89.90	90.18	89.80	89.71
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes							
Si	6.08	6.09	6.06	5.97	6.06	6.03	6.05
Al	0.017	0.015	0.013	0.004	n.d.	0.011	0.007
Fe	2.20	2.13	2.33	2.97	2.76	3.13	2.92
Mn	4.84	4.95	4.72	4.18	4.29	3.92	4.12
Zn	0.74	0.687	0.780	0.839	0.789	0.804	0.825
Mg	0.007	0.017	0.009	0.019	0.011	0.025	0.017
Ca	n.d.	0.007	0.007	0.008	0.004	0.014	0.004
Na	0.018	0.018	0.018	0.022	0.021	0.022	0.025
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	0.001	n.d.	0.001	0.006	0.001	0.001	n.d.
Sn	0.004	0.003	0.001	0.003	0.002	0.004	0.001
F.	0.003	0.003	0.003	n.d.	n.d.	0.016	n.d.
Cl	0.009	0.004	0.007	0.009	n.d.	0.003	0.009
S.	1.84	1.83	1.87	1.90	1.86	1.85	1.86
Total	15.79	15.79	15.85	15.96	15.83	15.86	15.86

CHAPITRE IV

COMPARAISON ENTRE LES

MASSIFS GRANITIQUES ETUDIES

I - Position stratigraphique

Les massifs de la sous-province de Rio Tocantins sont intrusifs dans le groupe métasédimentaire de Serra da Mesa d'âge protérozoïque inférieur. Les massifs de Sucuri et de Soledade (de la sous-province de Rio Paranà) sont intrusifs dans les gneiss et les blastomylonites d'âge archéen.

Les massifs de Sucuri et de Soledade ont un âge de 1770 M.a.. La comparaison des âges des massifs de Serra Dourada et de Serra da Mesa doit être considérée avec précaution. Macambira (1983) donne les âges de 1885 M.a. et 1653 M.a. sur des isochrones Rb/Sr douteuses, associant ses données à celles de Reis Neto (1983). Cependant, Macambira (1983) affirme que l'âge de 1653 M.a. est le plus fiable. Les âges pour le massif de Serra da Mesa sont soit 1658 M.a. par la méthode Pb/Pb sur roche totale, soit 1574 M.a. (minimum) à 1614 M.a. (maximum) par la méthode U/Pb sur zircon. Les âges proposés de 1614 M.a. pour le massif de Serra da Mesa (Pimentel et al., 1990) et de 1658 M.a. pour le massif de Serra Branca (Reis Neto 1983) sont très proches de celui du massif de Serra Dourada, si nous considérons que ce massif a un âge de 1653 M.a. (Macambira, 1983).

Indépendamment de leur position géographique, ces granites se répartissent en deux groupes d'âge. Les massifs de Sucuri, de Soledade ont un âge autour de 1770 M.a. Les massifs de Serra Dourada, de Serra da Mesa et de Serra Branca ont un âge autour de 1650 M.a. Le massif de Serra d'Encosto n'est encore pas daté, mais il montre beaucoup d'affinité géochimique avec les massifs les plus jeunes.

II - Caractères pétrographiques

1- Minéralogie

Ces deux groupes de granites montrent des analogies frappantes mais aussi de nombreuses différences. Ils se caractérisent par la prédominance du feldspath potassique sur le plagioclase et par la coexistence d'orthose et de microcline. La composition du plagioclase varie dans les gammes An28-20 et An16-10. Le quartz est toujours abondant.

Les amphiboles ont une composition de ferropargasite et de ferrohastingsite caractéristique des complexes alcalins (Neumann, 1976, Czamanske, 1977, Bonin, 1980 et Giret, 1983) et des granites anorogéniques (Anderson, 1989).

Les biotites de ces granites se caractérisent par de fortes teneurs en fer. L'évolution de ces biotites s'inscrit dans la lignée annite - sidérophyllite qui semble caractéristique des granites anorogéniques (Anderson, 1989 et Zhang Xinglong et al., 1988). Les biotites du massif de Sucuri sont plus ferrifères que celles des autres massifs.

La muscovite, toujours tardive, est très riche en fer et en manganèse.

Les minéraux accessoires sont le sphène, l'ilménite, le zircon, l'allanite, la monazite, l'apatite et la fluorine. Les massifs de Sucuri et de Serra Branca (les termes les plus évolués de ces deux groupes de granites) sont dépourvus de sphène et d'allanite. Cependant lorsque l'allanite est présente, elle est tardive dans les granites du massif de Serra Dourada et elle est précoce dans les granites des massifs de Serra da Mesa et Serra d'Encosto où elle joue un rôle important dans le fractionnement. La monazite, qui est absente dans les granites des massifs de Serra da Mesa et Serra d'Encosto, cristallise tardivement dans les granites du massif de Sucuri et elle est précoce dans le massif de Serra Dourada. Le zircon est en règle générale tardif sauf dans le massif de Serra Dourada où il cristallise précocement en réponse à la saturation en Zr du magma.

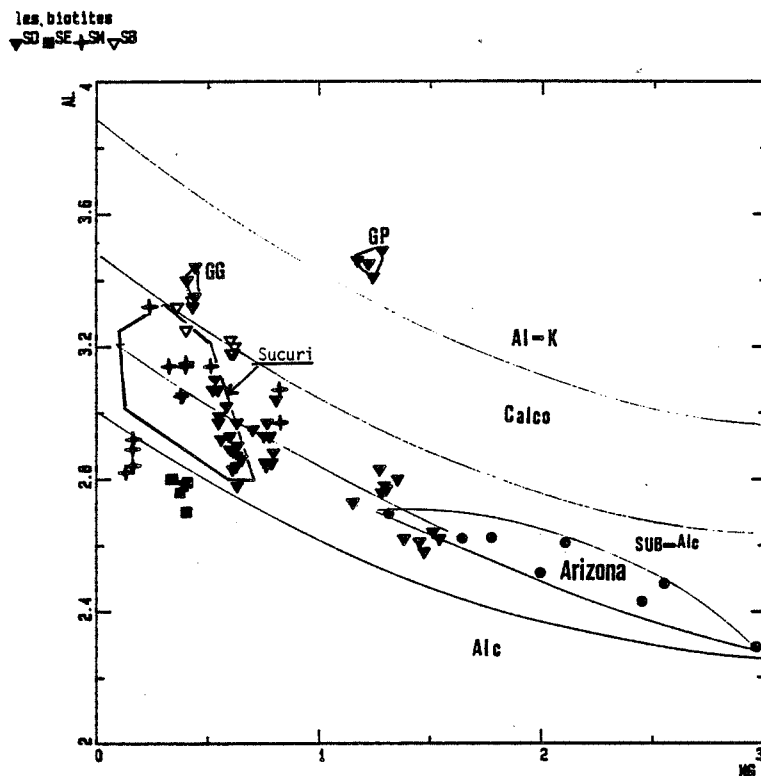


Figure IV-1: Position des biotites des différents massifs de Sucuri, Serra d'Encosto (SE), Serra da Mesa (SM), Serra Branca (SB), de Serra Dourada (SD), faciès à grenat (GG) du massif de Serra Dourada, granite pegmatoïde (GP) et des granites anorogéniques d'Arizona (USA) dans le diagramme Al (total)/Mg de Nachit (1985). Alc: champs des biotites des granites alcalins, Sub-alcalin: champs des biotites des granites sub-alcalins, Calco-alc: champs des biotites des granites calco-alcalins et Al-K: champs des biotites des granites aluminopotassiques.

Tableau récapitulatif:

Massif	Sucuri	Serra Dourada	Serra d'Encosto	Serra da Mesa	Serra Branca
Age	1767 M.a.	1653 M.a.		1614 M.a.	1658 M.a.
Faciès Dominant	granite à biotite	granite à biotite	granite à amphibole	granite à amphibole	granite à biotite
Faciès secondaire	granite fin	granite à amphibole		granite à biotite et grenat	
Faciès associé	microgranite pegmatites	granite à grenat granite pegmatoïde pegmatites	microgranite à amphibole et à grenat pegmatites	pegmatites	pegmatites
Texture	hétérogranulaire	hétérogranulaire porphyrique	hétérogranulaire	subisogranulaire	hétérogranulaire porphyroïde
Minéralogie	Biotite XFe: 0.97 à 0.98	Biotite XFe: 0.70 à 0.90	Biotite XFe: 0.91 à 0.93	Biotite XFe: 0.83 à 0.97	Biotite XFe: 0.86 à 0.92
		ferropargasite XMg: 0.19 à 0.25	ferropargasite XMg: 0.06 à 0.08	ferrohastingsite XMg: 0.02	
	Plagioclase An 20-16/ An10-7	Plagioclase An 28-22/An 20-13	Plagioclase An 30-25/ An 20	Plagioclase An29-26	Plagioclase An 26-10
	FK perthitique	FK perthitique	FK perthitique	FK perthitique	FK perthitique
	Muscovite Zircon Monazite Fluorine Ilménite	Sphène, monazite, zircon, apatite allanite	Allanite, zircon, fluorine	Sphène, zircon,	Muscovite Fluorine Zircon

2- Les transformations tardives

Les phénomènes métasomatiques sont très localisés (veines de 1 à 10 m de puissance) et moins importants dans le massif de Sucuri que dans les massifs de Serra Branca et de Serra Dourada où ils acquièrent une importance considérable. En effet, plus de la moitié du massif de Serra Branca, soit environ 20 km², (Andrade, 1978) est greisenisée.

Dans le massif de Sucuri, nous avons la succession paragenétique suivante : 1 - Dépôt dans les veines à sidérophyllite de grenat, phénacite, wolframite, quartz et fluorine ; 2 - Dépôt dans les veines à quartz-muscovite de béryl et de fluorine ; 3 - Muscovitisation et greisenisation : muscovite (Li), (sidérophyllite), scheelite, cassitérite, columbite, apatite, quartz et sulfures ; 4 - Albitisation : albite, helvite, phénacite et sulfure. Les micas de la veine à sidérophyllite ont le même rapport Mn/Fe que les

micas du granite fin apical. Cette analogie suggère que ces micas se sont développés à partir de fluides issus du granite fin ou que ces fluides sont passés par le granite fin au préalable. Nous avons un stade précoce de minéralisation en tungstène (limité dans l'espace aux veines à sidérophylite) suivi d'un stade à étain dominant associé aux greisens. La composition chimique des cassitérites des albitites, des zones faiblement albitisées et des greisens est la même, ce qui montre que l'albitisation est postérieure à la minéralisation en étain. Les albitites sont localisées dans des zones fortement mylonitisées. Elles se développent en veine et par transformation progressive des roches encaissantes (granite à biotite, veine à sidérophylite, veine à quartz-muscovite et greisen). Les albitites de la carrière Tratex ont gardé l'empreinte géochimique du granite à biotite du massif de Sucuri.

La formation des albitites est postérieure à l'orogénèse Uruaçuano (1.3 - 1.1 Ga) qui affecte le massif de Sucuri d'âge 1.77 Ga et elle est probablement contemporaine des granites pegmatoïdes (1.1 Ga) non foliés qui recoupent tous les massifs de la province et qui provoquent, à 50 km (fig. III-1, page 180) au Nord du massif de Sucuri (Campos belos) dans l'encaissant micaschisteux, un métamorphisme de contact. Cette altération post-magmatique n'est pas propre au massif de Sucuri, les granites subalcalins et alcalins de Lagoa Real (Bahia, Brésil) (Maruejol P., 1988) du même âge 1.7 Ga que le massif de Sucuri ont subi une albitisation 325 Ma après leur mise en place.

Dans le massif de Serra Dourada, deux types de roches métasomatiques ont été distingués dans cette région, des lentilles de biotites à cassitérite et des lentilles à pyroxène. Une albitisation tardive Macambira (1983) affecte ces lentilles et le granite à biotite. Les lentilles à pyroxènes présentent une zonation minéralogique (zone à biotite, zone à amphibole et zone à pyroxène) de la périphérie au coeur. Ces lentilles à pyroxène ont été considérées jusqu'à présent comme des enclaves trondjhemitiques (Macambira, 1983) ou granulitiques (Pierantoni Campos et Marmos, 1986) dans le granite mais la composition chimique des minéraux et la composition chimique de ces roches indiquent qu'il s'agit de roches d'origine métasomatique. Ce phénomène n'est pas localisé, les filons de microgranites qui recoupent le massif de Serra d'Encosto (fig. I-1 page 20), la partie nord-ouest du massif granitique de Serra da Mesa ainsi que certains niveaux carbonatés de l'encaissant ont également subi une skarnification. L'étain est sous forme de cassitérite dans la zone à biotite et de malayaite dans la zone interne de la lentille à pyroxène. L'origine des fluides responsables de la skarnification reste à démontrer.

Le massif de Serra Branca se caractérise par l'absence de phénomène d'albitisation postérieur à la minéralisation en Sn et par la présence du topaze dans les greisens. Andrade G. (1978) relie la minéralisation en Sn aux filons de pegmatite à spodumène et aux filons de quartz à Sn qui recoupent le granite à biotite greisé. La présence de topaze, de spodumène et de béryl ainsi que l'abondance de la muscovite

témoignent d'une forte activité de l'alumine. En revanche dans les roches métasomatiques du massif de Serra Dourada, la présence de clinopyroxène (hedenbergite) dans les endoskarns, traduit une faible activité de l'alumine. Par ailleurs, la minéralogie (tableau récapitulatif) de ces roches implique une forte activité du Ca, Na et Mn.

Les greisens du massif de Serra Branca sont riches en minéraux fluorés (fluorine et topaze) et elles sont dépourvues d'apatite qui, en revanche, cristallise en abondance dans les roches métasomatiques du massif de Sucuri.

Tableau récapitulatif des principales roches métasomatiques et de leur minéralogie :

Massif	Sucuri	Serra Dourada	Serra Branca (Andrade, 1978)
Nature des roches métasomatiques	Veines à sidérophyllite Veines à quartz-muscovite Greisen Albitite	Endoskarns Albitite	Greisen Veines à quartz-muscovite Veine à sidérophyllite
Minéralogie	quartz albite biotite (abondante) grenat muscovite protolithionite feldspath potassique béryl (peu abondante) phénacite fluorine apatite helvite wolframite scheelite sulfure cassitérite	quartz albite biotite grenat muscovite ferrpargasite hedenbergite sphène allanite cassitérite sulfures	quartz albite biotite grenat muscovite (abondante) protolithionite feldspath potassique béryl (abondante) phénacite fluorine topaze magnétite cassitérite sulfures

3- Composition chimiques des granites

Tous les granites étudiés présentent les caractéristiques suivantes :

- Ils sont très potassiques (K_2O supérieur à 4.5 %). Certains massifs (Serra Dourada, Serra da Mesa, Serra Branca et Soledade) sont relativement alcalins ($8\% < Na_2O + K_2O < 9\%$), d'autres (les massifs de Sucuri et de Serra d'Encosto) sont plus alcalins ($Na_2O + K_2O > 9.5\%$).

- Ils sont alumineux le rapport ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) est supérieur à 1. Cependant, le rapport atomique $\text{Al}/\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}$ est inférieur à 1.07. Les granites anorogéniques du Sud-Ouest des USA présentent les mêmes caractères.

- Les teneurs en CaO , MgO et TiO_2 sont très faibles par rapport à celles du fer.

Les granites des massifs de Serra d'Encosto, de Serra da Mesa, de Soledade et du massif de Sucuri présentent un rapport MgO/TiO_2 faible (0.3 à 0.6) par rapport à celui (voisin de 1) des granites des massifs de Serra Dourada. Les granites anorogéniques de Topsails (Terreneuve, Canada) se répartissent également en deux populations avec un rapport MgO/TiO_2 différent, comparable à celui des granites de l'état de Goias.

Ce rapport MgO/TiO_2 semble bien discriminer les différentes suites granitiques puisqu'il est de l'ordre de 3.5 ± 0.6 dans les granites type M (17 analyses, Whalen, 1985), 3.3 ± 0.9 dans les granites type I (991 analyses, Whalen et al., 1987), 2.9 ± 1.0 dans les granites type S (578 analyses, Chappell et al., 1974), 1 ± 0.3 (148 analyses, Whalen et al., 1987 et Collins et al., 1982) dans les granites type A et 0.5 ± 0.2 dans les granites alcalins (Nigéria et Corse) (Bowden P. et al., 1974 et Bonin et al., 1978). Ces deux éléments (Mg et Ti) sont compatibles et ils sont peu mobilisés par les processus métasomatiques. Ces propriétés les rendent propices à la distinction des différentes suites granitiques.

Dans les diagrammes synthétiques $\text{Rb}/\text{Y}+\text{Nb}$ et Nb/Y de Pearce (1984) (fig. IV-1) et $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ en fonction de $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (ppm) de Whalen et al. (1987), les granites étudiés se placent dans le domaine des granites intraplaques. Ils sont plus riches en Y par rapport au Nb que les granites anorogéniques du Sud-Ouest des USA.

Des différences importantes apparaissent entre les massifs étudiés :

- Les granites du massif de Sucuri se caractérisent par de faibles teneurs en Ti, Ca, Mg et P et de fortes teneurs en K, Na, Fe et Ga. Les faibles teneurs en Ba et Sr se rapprochent des teneurs observées dans les granites alcalins (Bonin 1980). Zr, Ce, La, Yb, Th et Hf sont hygromagmaphiles, ce qui est cohérent avec la cristallisation tardive du zircon et de la monazite. Le comportement de ces éléments caractérise les magmas subalcalins et les granites hyperalcalins, ce qu'ont observé de nombreux auteurs (Bowden et Whitley, 1974, Neumann, 1977 et Rasmussen et al., 1988). Les granites du massif de Sucuri se distinguent des autres massifs étudiés par leurs teneurs en Rb, Nb, Ta et Y très élevées (fig. IV-1), comparables à celles

▼SD ■SE +SM ▽SU □SO ○SB

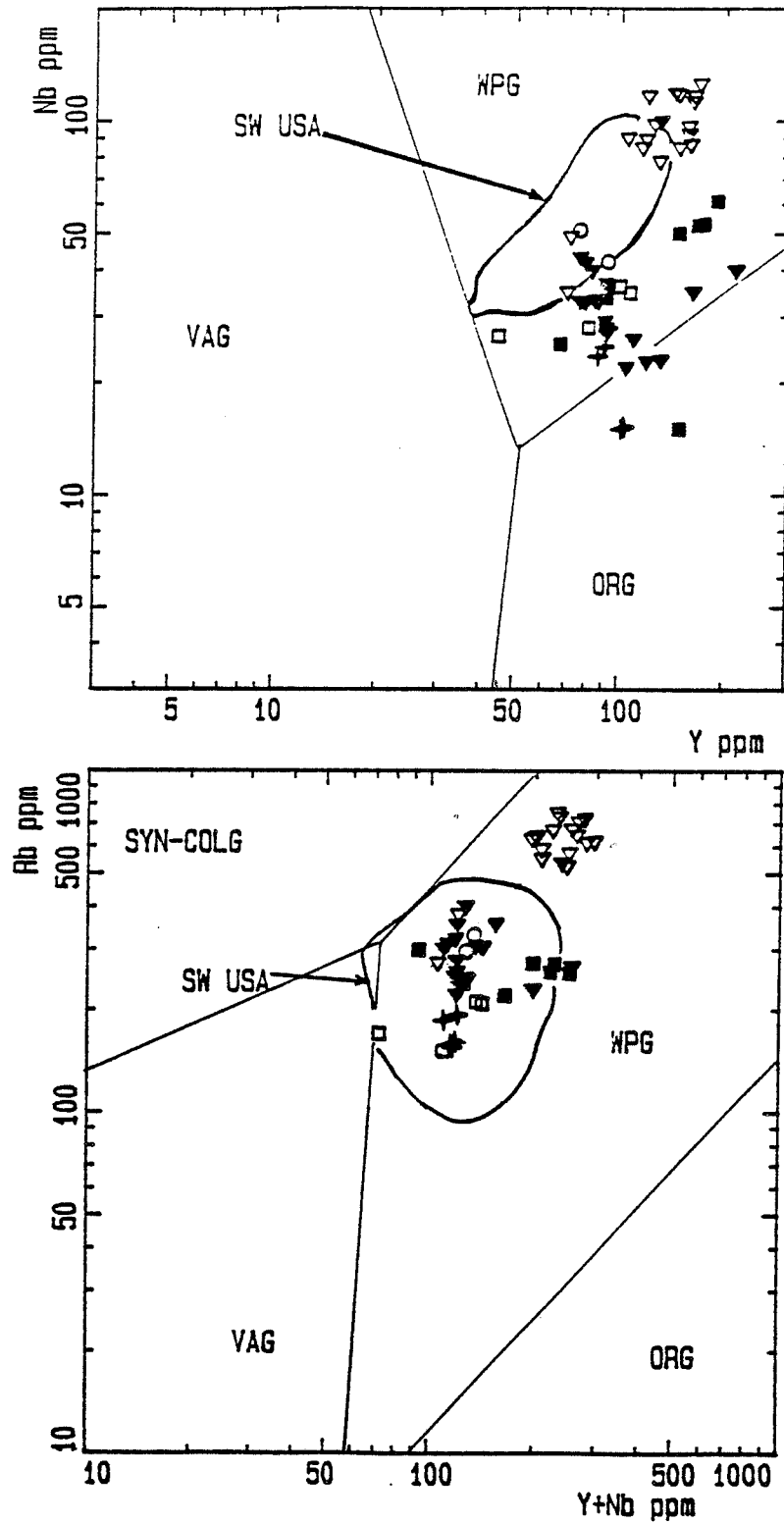


Figure IV-1bis: Diagrammes Rb/Y+Nb et Nb/Y appliqués aux granites stannifères de l'état de Tocantins. SYN-COLG: granites de collision, VAG: granites d'arc insulaire et post-collision, ORG: granites des rides océaniques et WPG: granites intraplaques océaniques et continentaux.

observées dans les granites anorogéniques de Nigéria (Bowden P. et al., 1974) et aux granites du fossé d'Oslo.

Les variations importantes des niveaux de teneurs en Th, Zr, Hf et U et des rapports Zr/Th, Zr/Hf, Ta/Th et Ce/Th permettent d'exclure tout lien génétique direct entre les granites du massif de Sucuri et les granophyres du massif de Soledade du même âge (1770 M.a.). Ces granophyres ressemblent aux granophyres de Mull (typiquement tholéitiques) (Pearce et al., 1984).

- Le massif de Serra Dourada se distingue de Sucuri par ses fortes teneurs en Ca et Mg. Le comportement (compatible) du Zr dans le massif de Serra Dourada est différent de celui observé dans le massif de Sucuri où le caractère hygromagmaphile de cet élément est bien marqué, pourtant ces deux massifs sont métalumineux. Le changement du comportement de Zr dans l'évolution des granites peut être expliqué par la saturation du magma en zircon. Un tel processus est clairement démontré par Watson (1979). Le Nb se comporte de la même façon que Zr dans ce massif. Le rapport Nb/Ta baisse dans ce massif alors qu'il reste dans la même gamme de variation dans le massif de Sucuri. Cette observation est importante d'un point de vue comparatif, car elle sépare clairement le massif de Serra Dourada du massif de Sucuri et des granites anorogéniques francs pour lesquels Nb et Ta augmentent en conservant à peu près le même rapport Nb/Ta. Cependant la décroissance des teneurs en Nb dans les granites anorogéniques n'est pas surprenante et a été observée dans le massif anorogénique de Hualapai de la province anorogénique du Sud-Ouest des Etats-Unis (Kwok K. et Anderson J.L., 1983). Dans le massif de Serra Dourada, Th et Rb demeurent incompatibles mais Zr, Nb et Y entrent dans la composition des minéraux accessoires.

- Les teneurs en Th, Nb, Ta et Rb dans le massif de Serra da Mesa sont faibles par rapport à celles des massifs de Serra Dourada et de Serra d'Encosto. Ces derniers se caractérisent par des teneurs en Ba, Nb et Y relativement élevées par rapport à celles des deux autres massifs.

- Le massif de Serra Branca semble assez différent des autres massifs par son caractère légèrement peralumineux et son alcalinité plus marquée, mais aussi par ses faibles teneurs en Fe, Th et Zr.

Les massifs de Sucuri, Serra Dourada et Serra d'Encosto se distinguent par leurs teneurs en Th remarquablement élevées que les massifs de Serra Branca et Serra da Mesa et plus généralement que celles des granites anorogéniques protérozoïques.

Les formes des arachnogrammes des granites étudiés sont intermédiaires entre celles des complexes intraplaques de Mull (caractéristiques d'une croûte amincie) et celles des complexes intraplaques

d'Oslo et de Sabaloka. Elle suggère que ces granites sont localisés dans une zone de rift où la lithosphère était relativement mince.

Certains auteurs (Anderson, 1983, Whalen et al., 1987, Clemens et al. 1987 et Anderson et Bender, 1989) suggèrent pour ce type de granite une origine par fusion crustale. Les granites étudiés ne contiennent pas de restite de fusion comme c'est le cas pour les granites crustaux. Les valeurs faibles du rapport moyen Zr/Hf (23 dans le massif de Sucuri, 25.78 dans le massif de Serra Dourada, 26 dans le massif de Serra d'Encosto et 28 dans le massif de Serra da Mesa) des granites étudiés s'écartent du rapport crustal par fusion ordinaire (entre 30 et 40) ce qui permet d'exclure une origine directe par fusion partielle (Raimbault L., 1987).

Chacun des massifs étudiés de la province stannifère du Goiás a une "personnalité géochimique" bien spécifique. On retrouve cette caractéristique dans la province anorogénique protérozoïque du Sud-Ouest des Etats-Unis et de la province de Topsails en Terre-neuve (Canada). Les variations géochimiques au sein de la province de l'état de Goiás ne sont pas liées à l'âge de mise en place de ces granites. Cette diversité géochimique des granites de la province de Goiás peut être due, soit à une hétérogénéité des sources, soit à une contamination du magma à différentes étapes de la différenciation. Ceci mérite d'être confirmé par une étude isotopique.

Le magmatisme intraplaque de l'état de Goiás se répète donc à des périodes différentes (1770 M.a., 1650 M.a. et 1400 M.a.). Ce type de magmatisme dépasse largement le cadre de la région. En effet en Amazonie centrale, Dall'Agnoll (1980) a lui aussi reconnu deux tranches d'âge pour les granitoïdes : 1800-1700 M.a. et 1600-1350 M.a. La manifestation du même type de magmatisme à des périodes différentes dans une même région est également bien connue en Afrique où Jacobson et al. (1958), Bowden et al. (1976), Black (1985) et Liégeois et Black (1985) ont montré que l'activité magmatique intraplaque est continue au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les provinces alcalines sur-saturées de l'Aïr (480 à 400 M.a.), du Damagaram (320 à 290 M.a.) et du Nigéria (215 à 140 M.a.).

CONCLUSION

CONCLUSION

Les granites stannifères de l'état de Tocantins forment deux groupes d'âge différent. Les massifs de Sucuri et de Soledade ont un âge de 1770 M.a. et les massifs de Serra Dourada, Serra da Mesa et Serra Branca ont respectivement 1653, 1614 et 1658 M.a.

La géologie de cette province conduit à situer la mise en place de ces granites dans la zone de rift. En effet, les massifs granitiques de Serra Dourada, Serra d'Encosto, Serra da Mesa et Serra Branca sont intrusifs dans des métasédiments (groupe de Serra da Mesa) à composante grauwackeuse et pélitique. Ce groupe métasédimentaire a été métamorphisé dans le faciès amphibolite (paragenèse à disthène, almandin et biotite). Les différentes approches géothermométriques et géobarométriques indiquent une température de 540°C et une pression entre 5 et 7 Kbars. Ce groupe de métasédimentaires serait du Protérozoïque inférieur si l'on s'en tient aux âges voisins de 1653 M.a. proposés pour le massif granitique de Serra Dourada.

Le massif granitique de Serra Dourada présente différents faciès. Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont permis de mettre en évidence une lignée principale composée du faciès à amphibole, faciès à biotite et le faciès fin porphyrique. Le faciès à grenat ne montre pas de lien de parenté avec la lignée principale.

Les éléments traces Nb, Y, Zr, Ce, La et Ga et le rapport MgO/TiO_2 (voisin de 1) sont comparables à ceux des granites anorogéniques du Sud-Ouest des Etats-Unis. Cependant le Nb, compatible dans le massif de Serra Dourada, est généralement hygromagmaphile dans les granites anorogéniques.

Les lentilles à pyroxène étaient précédemment (Mocambira, 1983 et Pierantoni Campos et Marmos, 1986) considérées comme enclaves trondhjémiques dans le granite à biotite. La zonalité minéralogique (bordure à biotite et coeur à pyroxène en passant par une zone de transition à amphibole) traduit le caractère métasomatique de ces roches et rappelle celles des endoskarns. Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont mis en évidence l'importance du rôle du calcium et de la fugacité d'oxygène. L'origine de ces fluides riches en calcium reste à démontrer.

Le massif de Serra d'Encosto ressemble par sa composition minéralogique au massif de Serra Dourada. Cependant, il se distingue par un rapport MgO/TiO_2 faible (0.3 à 0.5) et par ses fortes teneurs en fer, en Ba et en Nb. Il a le même rapport MgO/TiO_2 que le massif de Serra da Mesa qui se différencie par ses faibles teneurs en Th et Nb. Ces massifs, Serra da Mesa et Serra d'Encosto, ont subi un début de skarnification.

Nous avons distingué quatre faciès pétrographiques dans le massif de Sucuri : un faciès à biotite à grain moyen GB, un faciès à grain fin GF, parfois porphyrique PGF et des microgranites MG. Des filons de faibles puissances de granite fin FGF ont également été étudiés. Il semble difficile de rattacher les microgranites aux granites GB, GF et GFP qui forment la lignée principale. Le granite fin filonien FGF intrusif dans le microgranite MG2 se distingue clairement de la lignée principale avec un rapport Zr/Hf faible, ceci rejoint l'étude des monazites qui sépare également ce faciès des autres. Le massif de Sucuri se caractérise des autres massifs étudiés par sa richesse en Ta, Nb, Y, Rb et Ga. L'abondance en ces éléments est comparable à celle des granites Rapakiwi d'Oslo.

Le massif de Soledade, formé de granophyre, montre des analogies géochimiques (Co et Zr/Hf) avec les microgranites. Les valeurs faibles du rapport Zr/Hf (23 à 28) des massifs étudiés permettent d'exclure une origine directe par fusion partielle, le rapport crustal par fusion est compris entre 30 et 40.

A l'exception des albitites, la majorité des zones métasomatiques et les veines minéralisées sont localisées dans la partie apicale du granite fin au Nord du massif de Sucuri (Garimpo Vaca Velha). L'albitisation efface la foliation du granite GB, elle est donc postérieure à la dernière déformation qui affecte ce massif.

La succession paragénétique synthétique se présente de la manière suivante :

- dépôt dans les veines à sidérophyllite de grenat, phénacite, wolframite, quartz et fluorine ;
- muscovitisation et greisenisation : muscovite, (sidérophyllite), scheelite, columbite, apatite, cassitérite, quartz et sulfures ;
- Dépôt dans les veines à quartz et muscovite de béryl et de fluorine ;
- albitisation : albite, helvite, phénacite et sulfure.

Nous avons un stade précoce (limité dans l'espace, veine à sidérophyllite), de minéralisation en tungstène suivi d'un stade à étain dominant, beaucoup plus généralisé (tous les greisens - dans le granite GB et dans le granite fin GF - et toutes les veines à quartz-muscovite sont minéralisés en étain).

Les minéraux du béryllium (béryl, phénacite et helvite) sont présents dans la veine à quartz-muscovite, dans la veine à sidérophyllite. Dans l'albitite, seules la phénacite et l'helvite sont présentes. Nous avons étudié en plus du gisement du massif de Sucuri, les helvites des skarns Nord de Costabonne et les helvites des veines à quartz-wolframite de Dajishan en Chine.

L'étude paragénétique et géochimique des helvites rencontrées dans ces gisements aboutit à une nouvelle définition de la formule structurale de l'helvite par analogie à celle de la haüyne est $(\text{Mn, Zn, Fe})_{8-x} \text{Na}_x \text{Be}_6 \text{O}_{24} \text{S}_{2-x} \text{Cl}_x$.

Aux substitutions classiques Zn-Fe-Mn s'ajoutent des substitutions types : Cl-S et Be-Li. Le Li remplace probablement le Be dans la structure de l'helvite, le déficit de charge créé est compensé par l'introduction de Na dans la structure.

Les contraintes cristalochimiques jouent un rôle important dans l'introduction des terres rares dans la structure de l'helvite. Cependant, dans un environnement franchement alcalin, l'helvite concentre plus facilement les terres rares lourdes.

La danalite (pôle ferrifère de l'helvite) cristallise dans un domaine de fugacité de soufre et d'oxygène très limité qui correspond au domaine de stabilité de la pyrrhotite. La genthelvite (pôle zinzifère de l'helvite) est stable dans un large domaine de fugacité d'oxygène et de soufre. Par contre l'helvite (pôle manganifère de l'helvite) se développe dans un domaine de fugacité d'oxygène modéré et de fugacité de soufre assez large comparable au domaine de la genthelvite. A Sucuri les ilménites de la zone interne (où se développe la genthelvite) ont 16 % d'hématite en solution solide. Dans la zone externe, les ilménites sont dépourvues de constituant hématitique. La zonation des helvites (un coeur de genthelvite et une bordure de danalite) traduit une baisse de fugacité d'oxygène et une augmentation de celle de soufre.

La formation de minéraux de béryllium de composition variable dans les skarns résulterait soit de la succession de solution tardive riche en silice (le rapport Si/Al est fort, la phénacite ou l'helvite cristallise) sur la paragenèse alumineuse (musgravite, chrysobéryl) formé précocement, soit de la faible migration de Al par rapport à Si, et dans ce cas, la paragenèse alumineuse (musgravite, chrysobéryl) aura une extension limitée.

L'activité de l'alumine joue un rôle essentiel sur la variation de la composition des minéraux du béryllium. Si elle est faible, la phénacite et/ou l'helvite sont stables et si elle est forte le béryl, le chrysobéryl ou la musgravite se trouve stabilisé. Cependant l'augmentation de l'activité de certains éléments (Ca, Mn, Fe, Zn, ou des alcalins), tendant à incorporer l'alumine dans les grenats ou dans les feldspaths, sera défavorable à la formation du béryl. Ainsi l'helvite est typiquement un minéral stable dans les skarns calciques et s'associe à la phénacite dans les roches affectées par un métasomatisme alcalin. En revanche, le béryl apparaît normalement dans les conditions où le fluide de caractère acide se sépare des liquides granitiques très évolués (aplopegmatites).

La zonation de l'helvite dans les albitites de Sucuri (un coeur de genthelvite et une bordure de danalite) traduit donc une diminution de l'alcalinité au fur et à mesure de l'évolution du fluide. Cette zonation à l'échelle du cristal est également présente à l'échelle de l'affleurement. La composante genthelvite dans la danalite diminue de la zone interne (zone quatre) $\text{Ge}_{64}\text{Da}_{10}\text{He}_{26}$ jusqu'à la zone deux (externe) $\text{Ge}_{23}\text{Da}_{50}\text{He}_{26}$. Nous observons la même variation de la composante genthelvite dans la danalite en bordure de la veine à sidérophylite albitisée $\text{Ge}_{25}\text{Da}_{42}\text{He}_{33}$ (zone faiblement albitisée)

et $\text{Ge}_{55}\text{Da}_{39}\text{He}_{22}$ (dans la zone fortement albitisée). La genthelvite est favorisée par rapport aux autres variétés du groupe de l'helvite par l'alcalinité du fluide.

Les variations de composition des minéraux de l'helvite dans le massif de Sucuri résulteraient des variations de la fugacité de soufre et de celle de l'oxygène à l'intérieur du fluide. La genthelvite est stable dans des conditions alcalines et oxydantes.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

- Ahrens, L.H. (1952). The use of ionization potentials. Part I. Ionic radii of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*- 2, 155-169.
- Aleksandrov, S.M. (1982). (Géochimie du bore et de l'étain lors de la formation des gisements de skarns magnésiens) en russe. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*- 272.
- Allegre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F. (1977). Systematic use of trace element in igneous process I: fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*- 60, 57-75.
- Almeida (de), F.F.M. (1966). Origem e evolução da plataforma brasileira. In: *Semana de debates geológicos, Porto Alegre. Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS*- 2, 45-89.
- Almeida (de), F.F.M. (1967a). Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás. *B. Paranaense de Geociências, Curitiba*- 26, 19-22.
- Almeida (de), F.F.M. (1967b). Origem e evolução da plataforma Brasileira. *B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro*- 241, 36 p.
- Almeida (de), F.F.M. (1968). Evolução tectônica do centro oeste brasileiro no Proterozoico superior. *An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro*. suplemento- 40, 285-295.
- Almeida (de), F.F.M. (1969). Diferenciação tectônica da plataforma Brasileira. *Congresso Brasileiro de geologia, Salvador. Anais do...* SGB- 23, 29-46.
- Almeida (de), F.F.M. (1971). Geochronological division of the Precambrian of South America. *R. Bras. Geocienc., Sao Paulo*- 1 (1), 13-21.
- Aminoff, G. (1925). Über Berylliumoxyd als Mineral und dessen Kristall-structur. *Z. Kristallogr.*- 62, 113.
- Aminoff, G. (1926). Die Struktur von BeO, eine Berichtigung. *Z. Kristallogr.* 63, 175.
- Anderson, et Al. (1951). Taaffeite, a new beryllium mineral, found as a cut gemstone. *Mineral. Mag.*- 29, 765-772.
- Anderson, A.T. (1968). The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas, Tristan da Cunha. *Am. J. Sci.*- 266, 704-727.
- Anderson, A.T. (1976). Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *J. Volc. Geotherm. Res.*- 1, 3-13.
- Anderson, A.T., Swihart, G.H., Artioli, G., Geiger, C.A. (1984). Segregation vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation. *J. Geol.* vol. 92, 55-72.
- Anderson, G.M., Burnham, C.W. (1983). Feldspar solubility and the transport of aluminium under metamorphic conditions. *Am. J. Sci.*- 283-A, 283-297.
- Anderson, J.L., Bender, E.E. (1989). Nature and origin of proterozoic A-type granitic magmatism in the south Western USA. *Lithos*- 23, 19-52.
- Anderson, J.L., Cullers, R.L., Van Schmus, W.R. (1980). Anorogenic metaluminous and peraluminous granite plutonism in the mid Proterozoic of Wisconsin, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*- 74, 311-328.
- Anderson, J.L. (1983). Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geol. Sc. Am.*- Mémoire 161, 133-153.
- Andrade, G.F., Danni, J.C.M. (1978). As mineralizações de estanho, berílio e cobre do granito da serra Branca, Cavalcante, GO. *Congresso Brasileiro de geologia, Recife. Anais do...*SBG.- 30, vol 6,2571-2593.
- Arculus, R.J. and Wills, K.J. (1980). The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc. *J. Petrol.*- 21, 743-799.
- Arth, J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. US Geol. Surv.*- 4, 41-47.
- Arth, J.G., Hanson, G.N. (1975). Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*- 39, 325-362.
- Atkins, F.B., (1969). Pyroxenes of Bushveld Intrusion, South Africa. *J. Petrol.*, - 10, 222-249.
- Aurisicchio, C., Fioravanti, G., Grubesi, O., Zamazzi, P.F. (1988). Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *Am. Mineral.*- 73, 826-837.
- Autran, A., Fontelles, M., Guitard, G. (1970). Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexite et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7) XII, 4, 673-731.
- Ba, H., Black, R., Benziane, B., Diombana, D., Hascoet-Fender, J., Bonin, B., Fabre, J., Liégeois, J.P. (19). La province des complexes annulaires alcalins sursaturés de l'Adrar des Iforas, Mali. *J. Afr. Earth Sci.*- 3, 123-142.
- Bacon, C.R., Carmichael, I.S.E. (1973). Stages in the P-T path of ascending basalt magma: an example from San Quintin, Baja California. *Contrib. Mineral. Petrol.*- 41, 1-22.
- Bacon, C.R. (1986). Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*- Vol. 91, n°B6, 6091-6112.
- Bailey, D.K., Schairer, J.F. (1964). Feldspar-liquid equilibria in peralkaline liquids, the orthoclase effect. *Am. J. Sci.*- 262, 1198-1206.
- Bailey, D.K., Schairer, J.F. (1966). The system Na₂O-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂ at 1 atm. and the petrogenesis of alkaline rocks. *J. Petrol.*- 7, 114-170.
- Bailey, D.K. (1974). Origin of alkaline magmas as a result of anatexis. In: *The Alkaline Rocks, H.Sorensen (ed), J. Wiley & Sons.*- 436-442.
- Bailey, D.K. (1987). Mantle metasomatism: perspective and prospect. In: *Alkaline Igneous Rocks*, Fitton and Upton (Eds). *Geol. Soc. Spec. Publ.*- 30, 1-13.
- Bakken, V.V., Rylvov, G.M., Belov, N.V. (1967). Correlation between the chemical composition and unit-cell parameters of beryl. *Doklady Akad. Sci. USSR, Earth Sci. Ser.* 173, 129-132.
- Baltatzis, E. (1979a). Staurolite-forming reactions in the eastern Dalradian rocks of Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*- 69, 193-200.
- Baltatzis, E. (1979b). Distribution of Fe and Mg between garnet and biotite in Scottish Barrovian metamorphic zones. *Mineral. Mag.*- 43, 155-157.

- Barbosa, A.L.M., Oliveira, M.M. (1978). Ambientes de sedimentação do grupo Jacadigo em Mato Grosso do Sul, Brasil, e no leste da Bolívia. *Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Anais do... SGB.* - 30, vol. 2, 729-742.
- Barbosa, O. (1949). Contribuição a geologia da região Brasil-Bolívia. *Mineral Metal., Rio de Janeiro.* - 13 (77), 271-278.
- Barbosa, O. (1955). Guia das excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia. *Notic., Sao Paulo.* - 3, 3-5.
- Barbosa, O. (1966). Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajos, estado do Para. B. Div. *Fomento Prod. Mineral., Rio de Janeiro.* - 126, 55 p.
- Barker, D.S. (19). Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. In: *alkaline Igneous Rocks, Fitton and Upton (Eds).* *Geol. Soc. Spec. Publ.* - 30, 415-431.
- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N., Desborough, G.A. (1975). The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suites. *J. Precamb. Res.* - 2, 97-160.
- Barnes, H.L. (1967). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Holt, Rinehart and Winston, Inc., New-York.* - 670 p.
- Barnes, S.J. (1986). The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 93, 524-531.
- Barrière, M. (1976). Le complexe de Ploumanac'h. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subcalcaire tardi-orogénique. *Thèse d'Etat, Université Brest.* - 220 p.
- Barth, T.F.W. (1926). Die kristallographische beziehung zwischen helvin and sodalit. *Norsk Geologisk Tidsskrift.* - 9, 40-42.
- Bartoli, P.A. (1979). Les minéralisations d'étain et de wolfram de la Corse du Sud. Relation avec le magmatisme alcalin permien. *DEA, Université Nice.* - 137 p.
- Barton, M.D. (1986). Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (BASH) system, with petrologic applications *Am. Mineral.*, 71, pp. 277-300.
- Barton, P.B. (1973). Solid solutions in the system Cu-Fe-S, I: the Cu-S and Cu-Fe-S joins. *Econ. Geol.* - 68, 455-465.
- Barton, P.B., Skinner, B.J. (1967). Sulfide mineral stabilities. In: Barnes H.L. (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* - 236-333.
- Bateman, P.C., Chappell, B.W. (1979). Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series; Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 90, 465-482.
- Baumer, A., Caruba, R., Guy, B. (1985 a). Experimental study of hydrothermal transformations scheelite-ferberite: preliminary results. *Bull. Mineral.* - 108, 15-20.
- Baumer, A., Caruba, R., Guy, B. (1985 b). Apatite and tungsten minerals (scheelite and ferberite): a preliminary study of their association by hydrothermal synthesis. *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.* - 4, 171-178.
- Beaux, J.F. (1986). Le complexe volcano-plutonique de la presqu'île de la Société de Géographie (Iles Kerguelen). Structure et pétrologie. *Thèse doct. Univ. Paris VI.* - 203 p.
- Bertrand, H., Dostal, J., Dupuy, C. (1982). Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 58, 225-239.
- Beus, A.A. (1962). Beryllium. *Freeman and C., San Francisco.* - 160
- Bilal, E. (1986). Les leucogranites des Rehanna. R. A. S. T., Clermont-Ferrand.
- Bilal, E., Giret, A. (1987). Leucogranites hercyniens du massif des Rehanna (Meseta marocaine). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, série II, 119-122.
- Bilal, E., Fonteilles, M. (1988). Conditions d'apparition respectives de l'helvite, de la phénacite et du béryl dans l'environnement granitique: exemple du massif de Sucuri (Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 273-276.
- Bilal, E., Derré, C. (1989). Les granitoïdes de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast. Colloque de géologie Franco-Marocain, Strasbourg. *Publication Occasionnelle n° 16 du Centre International pour la formation et les échanges géologiques.*
- Black, R. (1963). Note sur les complexes annulaires de Tchoumi-Zarniski et de Gouré (Niger). *Bull. B.R.G.M.* - 1, 31-45.
- Black, R. (1965). Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. *C. R. Acad. Sci. Paris.* - 260, 5829-5831.
- Black, R., Caby, R., Moussinepouchki, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boullier, A.M., Fabre, J., Lesquer, A. (1979). Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature.* - 278, 223-227.
- Black, R., Girod, M. (1970). Late palaeozoic to recent igneous activity in the west Africa and its relationship to basement structure. in: *African Magmatism and Tectonics (T.N. Clifford and I.G. Gass, ed.) Oliver and Boyd, Edinburgh.*
- Black, R., Jaujou, M., Pellaton, C. (1967). Notice explicative de la carte géologique de l'Air à l'échelle 1/500 000. *Dir. Mines Géol. Niger.*
- Black, R., Lameyre, J., Bonin, B. (1985). The structural setting of alkaline complexes. *J. Afr. Earth Sc.* - 3, 5-16.
- Black, R., Morton, W.H., Rex, D.C., Shackleton, R.M. (1972). Sur la découverte en Afar (Ethiopie) d'un granite hyperalcalin miocène: le massif de Limmo. *C. R. Acad. Sci. Paris.* - 274, 1453-1456.
- Black, R., Morton, W.H., Varet, J. (1972). New data on Afar Tectonics (Ethiopia). *Nature Phys. Sc.* - 240, 170-173.
- Blake, D.H., Elwell, R.W., Gibson, I.L., Skelhorn, R.R., Walker, G.P.L. (1965). Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Geol. Soc. London.* - Vol. 121, 31-49.
- Blundy, J.D., Holland, T.J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 104, 208-224.
- Boissavy-Vinau (1979). Processus géochimiques de concentrations liés à l'évolution des magmas granitiques. Application aux filons à Sn-W du Massif Central et du Nord Portugal. *Thèse Doct. 3e cycle, Univ. P et M Curie.* - 220 p.

- Bonin, B. (1972). Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro, Corse. *3e cycle thesis, University of Paris VI, public. ENS- n° 7, 127 p.*
- Bonin, B. (1980). Les complexes acides alcalins continentaux: l'exemple de la Corse. *State thesis, University of Paris VI- 650 p.*
- Bonin, B. (1987). From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline - alkaline complexes. *Rev. Brasil. Geoc.- 17, 366-371.*
- Bonin, B. (1988). From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz Mineral. Petrol. Mitt.- 68, 301-311.*
- Bonin, B., Martin, R.F. (1974). Coexisting alcaifeldspars in felsic members of the Cauro-Bastelica ring complex, Corsica. *Lithos- 7, 23-28.*
- Bonin, B., Lameyre, J. (1978). Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. *Bull. Soc. Géol. Fr- 20, 45-59.*
- Bonin, B., Grelou-Orsini, C., Vialette, Y. (1978). Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study. *Contrib. Mineral. Petrol.- 65, 425-432.*
- Bonin, B., Giret, A. (1984). The plutonic alkaline series: the problem of their origin and differentiation, the role of their mineralogical assemblages. *Physics Earth Planet Int.- 35, 212-221.*
- Bonin, B., Giret, A. (1985 a). Clinopyroxene compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline complexes. *J. Afr. Earth Sc.- 3, 175-183.*
- Bonin, B., Giret, A. (1985 b). Contrasting roles of rock-forming minerals in alkaline ring complexes. *J. Afr. Earth Sc.- 3, 41-49.*
- Bonin, B., Giret, A. (1990). Plutonic alkaline series: Daly Gap and intermediate compositions for liquids filling up crustal magma chambers; *Sous presse.*
- Bonin, B., Platevoet, B., Vialette, Y. (1987). Geodynamic significance of alkaline magmatism in the Western Mediterranean Province compared with West Africa. In: Africa Geology Reviews, Bowden P. and Kinnaird J. (Eds). *Geol. J. Spec.- Issue 22, 361-387.*
- Bonin, B., Platevoet, B. (1988). Interactions solide-fluide et phénomènes de fénitisation dans le magmatisme alcalin de Corse. L'exemple de l'association du vieux pont d'Ota. *Bull. Soc. Géol. Fr- n° 4, 571-578.*
- Botelho, N.F. (1984). O granito Pedra Branca (Goias) e as mineralizações de estanho associadas. *Tese de Mestrado, Unib.- 258 p. Inédito.*
- Botelho, N.F., Marini, O.J. (1984). Petrografia, petroquímica e transformações tardi/pos-magmáticas do granito estanífero da Pedra Branca (Goias). *Anais do XXXIII, Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro VI, 2935-2949.*
- Botelho, N.F., Marini, O.J. (1985). As mineralizações de estanho do granito Pedra Branca (Goias). *Anais do IIe. Simposio de Geologia Centro-ocste, Goiania, no prelo.*
- Bowden, P. (1966). Zirconium in Younger granites of Northern Nigeria. *Geochim. Cosmochim. Acta- 30, 985-993.*
- Bowden, P. (1970). Origin of the Younger granites of Northern Nigeria. *Contrib. Mineral. Petrol.- 25, 153-162.*
- Bowden, P. (1985). The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). *J. Afr. Earth Sc.- 3, 17-39.*
- Bowden, P., Turner, D.C. (1974 a). Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger Province, West Africa. *Sorensen, H. (ed), The alkaline Rocks, New York, Wiley & Sons- 330-351.*
- Bowden, P., Whitley, J.E. (1974 b). Rare earth patterns in peralkaline and associated granites. *Lithos- 7, 15-21.*
- Bowden, P., Van Breemen, O., Hutchinson, J., Turner, D.C. (1976). Paleozoic and Mesozoic age trends for some ring complexes in Niger and Nigeria. *Nature- 259, 297-299.*
- Bowen, N.L. (1913). The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Am. J. Sci.- 35, 577-599.*
- Bowen, N.L. (1922). The reaction principle in petrogenesis. *J. Geol.- 30, 177-198.*
- Bowen, N.L. (1928). The evolution of igneous rocks. *Princeton University Press.- 334 p.*
- Bowen, N.L. (1928). The evolution of the igneous rocks. *Dover Publications edition.- 334 p.*
- Boyd, F.R. (1959). Hydrothermal investigations of amphiboles. In Researches in Geochemistry, *J. Wiley and Sons Ed. 377-396.*
- Brooks, C.K., Pritzltau, I. (1978). Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: the evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. *J. Volc. Geotherm. Res.- 4, 315-331.*
- Brousse, R., Varet, J. (1966). Les trachytes du Mont-Dore et du Cantal septentrional et leurs enclaves. *Bull. Soc. Géol. Fr- 7, 246-262.*
- Brousse, R., Rançon, J.P. (1984). Crystallization trends of pyroxenes from apatitic phonolites (Cantal, France). *Mineral. Mag.- 48, 39-45.*
- Brown, G.M., Vincent, E.A. (1963). Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petrol.- 4, 175-197.*
- Buddington, A.F., Leonard, B.F. (1953). Chemical petrology and mineralogy hornblendes in northwest Adirondack granitic rocks. *Am. Mineral.- vol. 38, 891-902.*
- Burbank, W.S. (1932). Geology and ore deposits of the Bonanza mining district. *U.S. Geol. Survey Prof.- Paper 169, 166 p.*
- Burbank, W.S. (1933). Manganese minerals of the Sunnyside veins, Eureka Gulch, Colorado. *Am. Mineral.- V. 18, n° 12, 513-527.*
- Bursukov, V.L. (1957). On the geochemistry of tin. *Geochim. Inter.- 1, 41-45.*
- Burg, C.M., Spera, F., Yuen, D.A., Sewell, G. (1990). Dynamic mixing in magma bodies: theory, simulations and implications. *J. Geophys. Res.- 94, B7, 9215-9236.*
- Burke, E.A.J., Lustenhouwer, W.J. (1981). Pehrmanite, a new beryllium mineral from Rosendal pegmatite, Kemio island, south western Finland. *Can. Mineral.- 19, 311-314.*

- Burnham, C.W., Holloway, J.R., Davis, N.F. (1969). The specific volume of water in the range 1000 to 8900 bars, 20°C to 300°C. *Am. J. Sc.* - 267A, 80-90.
- Burnham, C.W., Nekvasil, H. (1986). Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. *Am. Mineral.* - 71, 239-263.
- Burnol, L., Geoffroy, J., Soler, P. (1978). Le tungstène, ses principaux types de gisement. *Chron. Rech. Min.* - 441 et 443, 27-43 et 27-44.
- Burt, D.M. (1971). Mineral stabilities in the system Ca-Fe-W-O-C-F in skarns, veins and greisens. *Econ. Geol.* - 66 (6), 978.
- Burt, D.M. (1972). Mineralogy and geochemistry of Ca-Fe-Si skarn deposits. *Unpubl. Ph.D. Thesis, Harvard Univ., Cambridge, Mass., USA.* - 445 p.
- Burt, D.M. (1974). Concepts of acidity and basicity in petrology - the exchange operator approach (abstr.) *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs* - 6, 674-676.
- Burt, D.M. (1978). Wolframite-scheelite equilibria involving fluorine, phosphorus and sulfur. *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs* - 10 (7), 375.
- Burt, D.M. (1978). Skarn mineralization in porphyry and non porphyry environments. *Guide Book for field trips, Arizona State University, Dept of Geology.*
- Burt, D.M. (1980). The stability of danalite $Fe_3Be_3(SiO_4)_3$. *Am. Mineral.* - 65, 355-360.
- Burt, D.M. (1981). Acidity-salinity diagrams, application to Greisen and Porphyry deposits. *Econ. Geol.* - 76, 832-844.
- Burton, C.J., Helgeson, H.C. (1983). Calculation of the chemical and thermodynamic consequences of differences between fluid and geostatic pressure in hydrothermal systems. *Am. J. Sci.* - 283, 540-588.
- Burton, J.C., Taylor, L.A., Chou, I.M. (1982). The IO_2 -T and FS_2 -T stability relations of hedenbergite and of hedenbergite - johannsenite solid solutions. *Econ. Geol.* - 77, 764-783.
- Calas, Cotran, J.F. (1982). Cristallochimie du fer dans les cassitérites bretonnes. *Bull. Miner.* - 105, 598-605.
- Cann, J.R. (1970). Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 10, 7-11.
- Carmichael, I.S.E. (1967). Iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates.
- Carmichael, I.S.E. (1967). The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 15, 24-66.
- Carmichael, I.S.E., Nicholls, J. (1967). Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* - 72, 4665-4687.
- Carmichael, I.S.E., Nicholls, J., Smith, A.L. (1970). Silica activity and P total in igneous rocks. *Am. Mineral.* - 55, 246-263.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J. (1972). Igneous petrology. *Mc Graw Hill.*
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J. (1974). Igneous Petrology. *New-York, McGraw-Hill* - 739 p.
- Caruba, R. (1975). Etude expérimentale de la cristallochimie, de la morphologie, de la stabilité et de la genèse du zircon et des zirconosilicates en vue d'applications pétrogénétiques. *Thèse, Université de Nice*, 324 pages.
- Caruba, R., Baumer, A., Mano, J., Turco, G. (1975a). Etude comparative des propriétés respectives des zircons hydroxydes synthétiques et de zircons métamictes naturels, hypothèse de genèse des malacons. *Pétrologie* - 1, 57-70.
- Caruba, R., Baumer, A., Turco, G. (1975b). Nouvelles synthèses hydrothermales du zircon: substitutions isomorphiques; relation morphologique - milieu de croissance. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 39, 11-26.
- Caruba, R., Baumer, A. (1980). Méthode d'obtention de minéraux de tungstène (huebnerite, ferberite et scheelite). *8° RAST, Soc. Géol. Fr.* - 83.
- Casadevall, T., Ohmoto, H. (1977). Hunnyside Mine, Eureka Mining District, San Juan County, Colorado: geochemistry of gold and base Metal Ore deposition in a volcano environment. *Econ. Geol.* - vol. 72, 1285-1320.
- Cathelineau, M. (1986). The hydrothermal alkali metasomatism effect on granitic rocks. Quartz dissolution and related subsolidus changes. *J. Petrol.* - 27, 945-965.
- Cathelineau, M., Marignac, C., Dubessy, J., Pody, B., Weisbrod, A., Ramboz, C., Leroy, J. (1988). Fluids in granitic environment. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* - 43, 263-274.
- Cerny, P., Turnock, A.C. (1975). Beryl from the granitic pegmatites at Green Lake, Southeastern Manitoba. *Can. Mineral.* - 13, 55-61.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* - 8, 173-174.
- Charles, R.W. (1978). Synthesis and stability of hastingsite: $Ca_2NaFe_4Fe^{3+}Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$. [Abs.]. *Am. Geophys. Union Trans.* - 59, 1217.
- Chatterjee, N.D., Froese, E. (1975). A thermodynamic study of pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Am. Mineral.* - 60, 985-993.
- Clements, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R. (1986). Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Am. Mineral.* - 71, 317-324.
- Cocherie, A. (1978). Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. *Ph.D. Thesis, Rennes University.*
- Cocherie, A. (1984). Intéractions manteau croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces, isotopes du strontium et de l'oxygène). *Thèse d'Etat, Univ. Rennes I, Mémoire BRGM.* - N° 90, 250 p.
- Coleman, R.G., Peterman, Z.E. (1975). Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.* - 80, 1099-1108.
- Collins, W.J. (1977). Geology and geochemistry of the Gabo Island granite Suite and associated rocks. *B. Sc (Hous). Aust. Nat. Univer.* (Unpubl.).

- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 80, 189-200.
- Collins, P.L.F. (1979). Gas hydrates in CO₂ - bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.* - 74, 1435-1444.
- Conceicao, H., Bonin, B., Sabatá, P., Lameyre, J. (1989). Le massif syénitique protérozoïque d'Inuba (Bahia, Brésil): contexte géologique et pétrologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*- 308, 45-50.
- Condie, K.C. (1978). Geochemistry of Proterozoic granite plutons from New Mexico, U.S.A. *Chem. Geol.* - 21, 131-149.
- Conrad, M.E., Naslund, H.R. (1989). Modally graded rhythmic layering in the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.* - 30, 251-269.
- Coombs, D.S., Nakamura, Y., Vuagnat, M. (1976). Pumpellyite-actinote facès schists of the taveryanne formation near Loèche, Valais, Switzerland. *J. Petr.*, 17, 440-471.
- Cordani, U.G. (1976). Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a folha Aracaju. In: Schobbenhaus Filho, C., Brasília, DNP.M. *Carta geológica do Brasil ao miltonésimo, folha Aracaju (SC.24)* - 158-166.
- Cordani, U.G., Hasui, Y. (1975). Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a folha Goiás. In: Schobbenhaus Filho, C., Brasília, DNP.M. *Carta geológica do Brasil ao miltonésimo, folha Goiás (SD.22)* - 85-95, 99-103.
- Cordani, U.G., Siga Jr, O. (1978). Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Belo Horizonte et Rio Doce. In: Schobbenhaus Filho, C., Brasília, DNP.M. *Carta geológica do Brasil ao miltonésimo, folhas Belo Horizonte SE.23 et Rio Doce SE.24* - 53 p.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G. (1979). Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para as folhas SD.21, Cuiaba, SE.21 Corumba e SF.21 Rio Apa. In: Schobbenhaus Filho, C., Brasília, DNP.M. *Carta geológica do Brasil ao miltonésimo* - 13 p.
- Cottrant, J.F. (1981). Cristalochimie et géochimie des terres rares dans la scheelite. Application à quelques gisements français. *Mémoires Sc. Terre* - n° 81-27, Univ. P. & M. Curie, Paris, 97 p.
- Craig, H. (1953). The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 3, 53-92.
- Craig, W. (1973). Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system. *Am. J. Sci.* - 273A, 496-510.
- Cuney, M. (1981). Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme. Rôle de l'anatexis dans la genèse des magmas riches en radioéléments. Unpubl. *Thèse, I.N.P.L., Nancy*, 520 pages.
- Cuney, M., Friedrich, M. (1987). Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granulites: implications for uranium metallogenesis. *Bull. Mineral.*, 110, 235-247.
- Czamanske, G.K., Mihalik (1972). Oxidation during magmatic differentiation Finmarka complex, Oslo Area, Norway, Part 1: the opaque oxides. *J. Petrol.* - 13, 493-509.
- Czamanske, G.K., Wones, D.R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation Finmarka complex, Oslo Area, Norway, part 2: the mafic silicates. *J. Petrol.* - 14, 349-380.
- Czamanske, G.K., Wones, D.R., Eichelberger, J.C. (1977). Mineralogy and petrology of Pliny Range complex, New Hampshire. *Am. J. Sci.* - 277, 1073-1123.
- Czamanske, G.K., Dillet, B. (1988). Alkali amphibole, tetrasilicic mica, and sodic pyroxene in peralkaline siliceous rocks, Questa Caldera, New Mexico. *Am. J. Sci.* - 288-A, 358-392.
- Dall'Agnol, R. (1980). Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. *Thèse 3e cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse*, 331 p.
- Dall'Agnol, R. (1986). Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porção sul da Amazonia Oriental. *Rev. Bras. Geoc.* - 16 (1), 11-23.
- Danni, J.C.M. (1974). Géologie des complexes ultrabasiques alcalins de la région d'Ipora, Goiás, Brésil. *Thèse. Université Paris-Sud, Centre d'Orsay* - 104 p.
- Danni, J.C.M. (1978). Magmatic differentiation of the alkaline ultrabasic intrusions of the Ipora Region, South West Goiás, Brazil. *Simpósio Internacional de Carbonatitos, Brasília, DNP.M.* - 1, 147-167.
- Danni, J.C.M. et Alii (1973). Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada, Goiás, Brazil. *R. Bras. Geocienc., Sao Paulo* - 3 (3), 160-180.
- Danni, J.C.M. et Alii (1976). Geologia e petrografia da intrusão ultramáfica - alcalina de Arenópolis, Goiás. *Congresso Brasileiro de Geologia, Anais do... Belo Horizonte* - 29, vol. 2, 265-271.
- Danni, J.C.M., Leonardos, O.H. (1978). As sequencias granulítica, anortositica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelandia - GO Resumos das comunicações. *Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG* - 30, 45.
- Danni, J.C.M., Ribeiro, C.C. (1978). Caracterização estratigráfica da sequencia vulcanosedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. *Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG* - 30, vol. 2, 582-596.
- Danni, J.C.M., Leonardos, O.H. (1980). Granulite ultramorphism and deformation in ancient composite layered intrusion: the Niquelandia complex, Brazil. *26° Congr. Geol. Int. Abstracts, Paris* - Vol. 1, 35.
- Danni, J.C.M., Leonardos, O.H. (1980). The Niquelandia Mafic-Ultramafic granulites and gabbro-anorthosites - metavolcanic associations. *Submetido a Precambrian Research* -

- Dardenne, M.A. (1979). Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du protérozoïque supérieur dans le Brésil Central. Avec une mise au point sur la chronologie du précambrien brésilien. *Thèse Doctorat. Université Paris VI, Paris*. - 251p.
- Déchomets, R. (1985). Le gisement de pyrite et les skarns de Niccioleto, Toscane, Italie. Modalités des transformations hydrothermales d'une série évaporitique. *Thèse Doct. d'Etat, Université Claude Bernard*. - 3 tomes, tome 1, 278 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1966). Rock forming minerals. *Longman (Ed), London*.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1986). Rock-forming minerals, 2^e édition, Non-silicates. *Longman (Ed), London*. - 11-117.
- Demange, M. (1982). Etude géologique du Massif de l'Agout, Montagne Noire, France. *Thèse Doct. Etat Univ. P. et M. Curie*. - 407 p.
- Dempsey, M.J., Taylor, D. (1980). Distance least squares modelling of the cubic sodalite structure and of the thermal expansion of $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24})_2$. *Physics and Chemistry of Minerals*, 6, 197-208.
- Derré, C. (1978). Le gisement de scheelite de Salau dans son cadre géologique. *Sc. Terre, Nancy, XXII*. - n° 1, 5-68.
- Didier, J. (1964). Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. *Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand*. - 254 p.
- Didier, J. (1973). Granites and their enclaves. *Developments in Petrology, Elsevier ed., Amsterdam*. - 393 p.
- Drake, M.J., Weill, D.F. (1975). Partition of Sr, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*. - 39, 689-712.
- 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.
- Duchesne, J.C. (1972). Pyroxènes et olivines dans le massif de Bjerkrem-Sogndal (Norvège méridionale). Contribution à l'étude de la série anorthosite-mangérite. *24th J. Geol. C., Montréal*. - 2, 320-328.
- Duchesne, J.C. (1972). Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, Norway. *J. Petrol.* - 13, 57-81.
- Duchesne, J.C. (1978). Quantitative modeling of Sr, Ca, Rb, K in the Bjerkrem-Sogndal layered topolith, Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 66, 175-184.
- Dumonceau, J., Bigot, S., Treuil, M., Faucherre, M., Fromage, F. (1979). Détermination des constantes de formation des tétracarbonatolanthanides (III). *Rev. Chimie Minérale*. - 16, 583-592.
- Dunn, P.J. (1976). Genthelvite and the helvite group. *Mineral. Mag.* - 40, 627-636.
- Dupuy, C., Dostal, J., Fratte, M. (1982). Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* - 80, 41-48.
- Dupuy, C. et Dostal, J. (1984). Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Letters* - 67, 61-69.
- Eggler, D.H. (1972). Amphibole stability in H₂O undersaturated calc-alkaline melts. *E.P.S. Lett.* - 15, 28-34.
- Ehimann, A.J., Mitchell, R.S. (1970). Behoite, $\text{Be}(\text{OH})_2$, from the rode ranch pegmatite, Llano country. *Am. Mineral.* - 55, 1-2, 1-9.
- Eichelberger, J.C. (1975). Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at glass Mountain in California and other circum-Pacific volcanoes. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 86, 1381-1391.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M. (1982). A special issue devoted to skarn deposits: introduction - terminology, classification and composition of skarn deposits. *Econ. Geol.* - 77, 4, 745-754.
- Einaudi, M.T., Meinert, C.D., Newberry, R.J. (1981). Skarn deposits. *Econ. Geol.* - 75th anniversary vol, 317-391.
- Einaudi, M.T. (1977). Petrogenesis of the copper bearing skarn at the mason Valley Mine, Yerington district, Nevada. *Econ. Geol.* - 72, 769-795.
- Emiliani, F., Zeda, O. (1974). Sharp compositional variations in garnets from pegmatites in Val Martello (Alto Adige - Italy). *L'Ateneo Parmense, Acta Natur.*, 10, 299-314.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G. (1960). Progressive metamorphism of the Major paragneiss, north-west Adirondack Mountains, New York. Part II: Mineralogy. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 71, 1-58.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G. (1962). Progressive metamorphism of amphibolite, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geol. Soc. America, Bulletin*. - vol., 37-82.
- Erikson, E.H.J. (1976). Petrology and petrogenesis of Mount Stuart Batholith, plutonic equivalent of the high-alumina basal association. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 60, 183-207.
- Ernst, W.C. (1966). Synthesis and stability relations of ferrotremolite. *Am. J. Sci.* - 264, 37-65.
- Ernst, W.C. (1962). Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *J. Geol.* - vol. 70, 689-736.
- Ervin, G., Osborn, F.F. (1951). The system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. *J. Geol.* - 59, 381.
- Eugster, H.P. (1957). Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. *J. Ch. Phys.* - vol. 26, 1760-1761.
- Eugster, H.P. (1985). Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. The Hallimond Lecture 1984. *Min. Mag.*, 49, 7-23.
- Eugster, H.P., Wones, D.R. (1962). Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.* - 3, 82-125.
- Eugster, H.P., Wilson G.A. (1985). Transport and deposition of ore-forming elements in hydrothermal systems associated with granites. Dans High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and genesis. *The Inst. Mining Metal.*, 87-98.
- Exley, R.A. (1980). Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for sky granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 48, 97-110.

- Fabrics, J., Conqu r , F., Arnaud, G. (1984). The mafic siliicates in the Saint Quay-portrieux gabbro-diorite intrusion: crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.* - 107, 715-736.
- Ferry, J.M., Spear, F.S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 66, 113-117.
- Fersman (1931). Pegmatites. *Acad. Sc. USSR-Spec. Publ.* - n  30.
- Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (1987). Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.* - n  30.
- Fleischer, M., Altschuler, Z.S. (1969). The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 725-732.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.* 21, 291-306.
- Flynn, R.T., Burnham, C.W. (1978). An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 42, 6A, 685-701.
- Foland, K.A., Henderson, C.M.B., Gleason, J. (1985). Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, USA. I, assimilation of crust by mafic magmas based on Sr and O isotopes and major element relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 90, 331-345.
- Fonteilles, M. (1962). Contribution   l'étude des skarns de Kamioka. Préfecture de Gifu, Japon. *J. Fac. Sc. Univ. Tokyo*. - II, XIV, 1, 152-227.
- Fonteilles, M. (1976). Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine m tamoρφique et magmatique du Massif Hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse, Paris*. - 689 p.
- Fonteilles, M. (1978). Les mécanismes de la m tamoρφose. *Bull. Mineral.* - 101, 166-194.
- Fonteilles, M. (1981). The role of metasomatism in the origin of diorites (with examples from Agly Massif, Eastern Pyrenees, France). *J. Fac. Sc. Univ. Tokyo*. - 20, 3, 117-179.
- Fonteilles, M. (1981). Anatexis of a metagraywacke series in Agly Massif, Eastern Pyrenees, France. *J. Fac. Sc. Univ. Tokyo*. - II, 20, 3, 181-240.
- Fonteilles, M. (1981). Relations of granites and associated tungsten ore deposits in S.E. China (five examples from Xiang Si and Hunan provinces), Report to Academia Sinica and CNRS. Unpublished. *Laboratoire de Géologie Structurale, Univ. Paris 6*. - 236 p.
- Fonteilles, M. (1987). La composition chimique des micas lithinifères (et autres minéraux) des granites d'Echassiers comme image de leur évolution magmatique. *Mémoire Géologie de la France*, - tome 1, n 2-3, 149-178.
- Fonteilles, M., Guillard, G. (1971). Sur les conditions de formation du grenat almandin et de la staurolite dans les métapélites mésozonales hercyniennes des Pyrénées orientales: mise en évidence de variations mineures du type de m tamoρφisme. *C. R. Acad. Sci. Paris*- D, 273, 659-662.
- Fonteilles, M., Guy, B., Soler, P. (1978). The influence of wall-rock on skarn mineralization at the Sala and Costabonne tungsten deposits Pyrenees, France). *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*- 10, 3, 105.
- Fonteilles, M., Guy, B., Soler, P. (1980). Etude du processus de formation des gites de skarns de Salau et Costabonne. *Mémoire BRGM*. - n 99, ch. 7, 259-282.
- Fonteilles, M., Pascal, M.L. (1985a). Greisens, veines   quartz muscovite et zones feldspathis es comme éléments d'une même colonne m tamoρφique. *C. R. Acad. Sci. Paris*- 300, II, 15, 755-758.
- Fonteilles, M., Pascal, M.L. (1985b). La feldspathisation comme signature d'une origine magmatique des fluides hydrothermaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*- 300, II, 20, 1003-1006.
- Fonteilles, M., Raimbault, L., Fouillac, A.M. (1987). Magmatic history and geochemical characteristics of granites associated with Dajishan tungsten deposit. *International Symposium on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids*, Guangzhou.- 78-79.
- Fonteilles, M., Raimbault, L., Fouillac, A.M. (1990). The granites associated with Dajishan tungsten deposit. *Proceedings of the International Symposium on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids*.
- Fonteilles, M., Raimbault, L., Guo, Q., Lin, Y. (  paraître). The granites associated with the Dajishan W deposit. solutions. *Chem. Geol.* - 20, 27-43.
- Foster, R.P. (1977). Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol.* - 20, 27-43.
- Foster, M. (1960a). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 354B.
- Foster, M. (1960b). Interpretation of lithium micas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 354E.
- Fourcade, S. (1981). Géochimie des granito ides. *Thèse d'Etat, Univ. Paris VII*. - 189 p.
- Fourcade, J., All gre, C.J. (1981). Trace element behaviour in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* - 76, 177-195.
- Frantz, J.D., Weisbrod, A. (1974). Infiltration m tamoρφism in the system K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O-HCl, in Geochemical transports and kinetics, A.W. Hofmann, B.T. Gilletti, H.S. Yoder and R.A. Yund editors. *Carnegie Inst. Washington, pub.* - 634, 261-272.
- Franz, G., Morteani, G. (1981). The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: hydrothermal investigation of the stability of beryl and enclase in the range from 1 to 6 kbar and 400  to 800 C. *N. Jb. Mineral. Abh.* - 140, 273-299.

- Fronde, C. (1953). Hydroxyl substitution in the pyrite and zinc sulfide. *Am. Mineral.* - 38, 1007-1018.
- Fronde, C., Collette, R.L. (1957). Hydrothermal synthesis of zircon, thorite and huttonite. *Am. Mineral.* - 42, 659-765.
- Fronde, J.W. (1964). Variation of some rare earths in allanite. *Am. Mineral.* - 49, 1159-1177.
- Fuck, R.A., Marini, O.J. (1978). Projeto Sao Félix. geologia da Area do Eixo "A". *Brasilia, Convênio FUB-ELECTRONORTE. Inedito* - 83 p.
- Fuck, R.A., Marini, O.J. (1979). Projeto Sao Félix, geologia da folha Corrego Sao Bento. *Brasilia, FUB-ELECTRONORTE*. - 49 p.
- Fuck, R.A. et Alii (1981). Geologia da regio de Goiânia. *Síntese de Geologia do Centro-Oeste, Goiania. Inedito* - 1.
- Furman, T., Spera, F. (1985). Commingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia Natural Park, California. *J. Volc. Geoth. Res.* - 24, 151-178.
- Fursenko, D.A. (1989). Uslovija sinteza mineralov gruppy gel'vina. [Conditions de synthèse des minéraux du groupe de l'helvine]. *Izd. Nauka, Sibirskae Otdelenie, Novosibirsk* - 76 p.
- Gamble, J.A. (1979). Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the tertiary central complex of Slieve Gullion, northeast Ireland. *J. Volc. Geoth. Res.* - 5, 297-316.
- Gasparik, T. (1984). Two pyroxenes thermobarometry with new experimental data in the system CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 87, 87-97.
- Gilbert, M.C. (1966). Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. *Am. J. Sci.* - 264, 698-742.
- Gilbert, M.C., Briggs, D.F. (1974). Comparison of the stabilities of OH- and F- potassic richterites. A preliminary report [abs]. *Am. Geophys. Union Trans.* - vol. 55, 480.
- Gilbert, Y.C., Helz, R.T., Popp, R.K., Spear, F.S. (1982). Experimental studies of amphibole stability. *In: Reviews in Mineralogy, Ribbe P.H. (Ed)* - 9B, 229-346.
- Gill, J.B. (1978). Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geoch. Cosmoch. Acta* - 42, 709-724.
- Giret, A. (1983). Le plutonisme océanique intraplaque: exemple de l'Archipel Kerguelen (TAAF). *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI* - 300 p. Giret, A., Lameyre, J. (1980 a). Mise en place et évolution magmatique des complexes plutoniques de la caldeira de Courbet, Iles Kerguelen (TAAF). *Bull. Soc. Géol. Fr* - 7, 437-446.
- Giret, A., Bonin, B., Léger, J.M. (1980 b). Amphibole composition trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can. Mineral.* - 18, 481-495.
- Gisbert, T. (1989). Volcanologie de l'île de Tahaa, son enrichissement en terres rares. *Thèse doctorat, Université Paris XI* - 445 p.
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Mechie, M. (1987). Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore-bodies in Central Morocco. *Chem. Geol.* - 64, 279-294.
- Glass, J.J., Jahns, R.H., Stevens, R.E. (1944). Helvite and danalite from New Mexico and the helvite group. *Am. Mineral.* - 29, 163-191.
- Glavinaz, V. Lagache, M. (1988). Etude expérimentale, en milieu hydrothermal, de l'introduction des éléments alcalins dans la structure du béryl, à 600°C et 1.5 kbar. *C.R. Acad. Sc., Paris* - 307, série II, 149-154.
- Gorbatschev, R. (1968). Distribution of elements between cordierite, biotite, and garnet. *Neues Jahrb. Min., Abh.* - 110, 57-80.
- Gorbatschev, R. (1969). Element distribution between biotite and Ca-amphibole in spme igneous and pseudo-igneous plutonic rocks. *Neues Jahrb. Miner. Abh.* - 111, 314-342.
- Gorbatschev, R. (1970). Distribution of tetrahedral Al and Si in coexisting biotite and Ca-amphibole. *Contr. Mineral. et petrol.* - 28, 251-258.
- Grapes, R.H., Hashimoto, S., Miyashita, S. (1977). Amphiboles of a metagabbro - amphibolite sequence, Hiadaka Metamorphic Belt, Hokkaido. *J. Petrol.*, 18, 285-318.
- Green, D.H., Ringwood, A.E. (1967). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 31, 767-833.
- Green, T.H. (1977). Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 65, 59-67.
- Greig, J.W. (1927). Immiscibility in silicate melts. *Am. J. Sci.* - 13, 1-44 et 133-154.
- Gresens, R.L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.* - 2, 47-65.
- Grew, E.S. (1981). Surinamite, taaffeite and beryl sapphire from pegmatites in granulite facies rocks of Cossey bay, Enderby Land, Antarctica. *Am. Mineral.* - 66, 1022-1033.
- Grigoreva, T.A., Nikolaiev, A.B. (1968). (Système Fe₂O₃-B₂O₃-H₂O - à des températures de 250-600°C) - en russe. *Dokl. An CCCP*. 181,
- Grigoriev, N.A. (1982). The beryllium distribution around hydrothermal rare metal-tungsten shows. *Geochim. Intern.* - 1, 41-47.
- Grigoriev, A.P., Nekrasov, I.A. (1963). Hydrothermal synthesis of minerals of the ludwigite-vonsenite series. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* - 151, 671-674.
- Grigoriev, A.P. et Al. (1966). (Données nouvelles sur l'ascharite), en russe. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* - 166, 4.
- Gromet, L.P., Sylver, L.T. (1983). Rare earth element distributions among minerals in a granulite and their petrogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 47, 925-939.
- Groves, D.I., Mc Carthys T.S. (1978). Fractional crystallisation and the origin of tin deposits in granitoids. *Miner. Deposif.* - 13, 11-26.

- Gruffat, J.J., Guy, B. (1984). Un modèle pour les précipitations alternantes de minéraux dans les roches métasomatiques: l'effet autocatalytique des surfaces. *C. R. Acad. Sci. Paris* - II, 299, 961-964.
- Gubser, R., Laves, F. (1967). On X-ray properties of "adularia" (K,Na)AlSi₃O₈. *SMPM* 47, 177-188.
- Guidotti, C. (1984). Micas in metamorphic rocks, in Micas S.W. Bailey editor *Mineral. Soc. Am., Reviews in Mineralogy* - V. 13, 357-456.
- Guineberteau, B. (1982). Pétrographie et géochimie de la série migmatitique des Herbiers (Vendée, France). Comportement du Thorium et de l'Uranium au cours de l'anatexis. *Rapport Gregu n° 83-01*, 107 p.
- Guitard, G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du Massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mémoire du BRGM* - n° 63, 316 p.
- Guitard, G. (1973). Sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de chlorite magnésienne des Pyrénées et sur les relations entre le talc et la magnésite. *Colloque Raguin, Masson* - 369-395.
- Guitard, G., Laffite, P. (1958). Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées Orientales). *Sc. Terre Nancy* - IV, 1-2, 57-137.
- Gustafson, W.I. (1974). The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H₂O. *J. Petrol.* - 15, 455-496.
- Gupka, A.K., Onuma, K., Yagi, K., Lidiak, E.G. (1973). Effect of silica concentration in the diopside pyroxenes in the system CaMgSi₂O₆-CaTiAl₂O₇-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 41, 333-344.
- Guy, B. (1979). Pétrologie et géochimie isotopique (S,C,O) des skarns à scheelite de Costabonne (Pyrénées Orientales, France). *Thèse Ing. Doct., Ecole des Mines, Paris* - 270 p.
- Guy, B. (1980 a). Etude géologique et pétrologique du gisement de Costabonne. *Mémoire du BRGM* - n° 99, ch. 5, 236-250.
- Guy, B. (1980 b). Géochimie isotopique du soufre, du carbone et de l'oxygène des skarns des Pyrénées. *Mémoire du BRGM* - n° 99, ch. 8, 282-292.
- Guy, B. (1988). Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées Orientales, France) et à la théorie de la zonation métasomatique. *Thèse de Doct. ès Sciences, Université P. & M. Curie, Paris*, 480 p.
- Guy, B., Verkaeren, J. (1987). Gisements de tungstène et métaux associés en Europe Occidentale: développement d'un outil géochimique d'applicabilité générale en exploration minière. Contrats financés par la CCE. *Rapport de fin de contrats* - 162 p.
- Haggerty, S.E. (1976 a). Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *In: Review in mineralogy, Ribbe P.H. (Ed.)* - 3, 101-300.
- Haggerty, S.E. (1976 b). Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. *In Reviews in mineralogy, Ribbe P.H. (Ed.)* - 3, 1-99.
- Haggerty, S.E., Baker, I. (1967). The alteration of olivine in basaltic and associated lavas I: high temperature alteration. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 16, 233.
- Hamilton, D.L., Henderson, C.M.B. (1968). The preparation of silicate compositions by a gelling method. *Mineral. Mag.* - vol. 36, 832-838.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E-an. (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* - 71, 1297-1313.
- Hanson, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 38, 26-43.
- Haapala, I., Ojanperä, P. (1972). Genthelvit-bearing greisens in southern Finland: *Geological Survey of Finland Bulletin* 259, 22 p.
- Harris, N.B.H. (1982). The petrogenesis of alkaline intrusives Africa and their implications for within-plate magmatism. *Tectonophysics* - 83, 243-258.
- Harris, N.B.W. (1981). The role of fluorine and chlorine in the petrogenesis of a peralkaline complex from Saudi Arabia. *Chem. Geol.* - 31, 303-310.
- Harris, N.B.W., Marriner, G.F. (1980). Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos* - 13, 325-337.
- Harris, N.B.W., Duyverman, H.J., Almond, D.C. (1983). The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *J. Geol. Soc., London* - 140, 245-256.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. (sous presse). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *In: Shackleton, R.M., Ries, A.C. & Coward, M.P. (eds), Collision Tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*
- Hassan, I., Grundy, H.D. (1983). Structure of basic sodalite. Na₈(Al₆Si₆O₂₄)(OH)₂.2H₂O. *Acta Crystallogr.* - C39, 3-5.
- Hassan, I., Grundy, H.D. (1984). The crystal structures of sodalite-group of minerals. *Acta Crystallogr.* - B40, 6-13.
- Hassan, I., Grundy, H.D. (1985). The crystal structures of helvite group minerals (Mn, Fe, Zn)₈Be₆Si₆O₂₄S₂. *Am. Mineral.* - v. 70, 186-192.
- Hasui, Y. et Alii (1975). Idades potássio-argônio do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. *B. IG. Inst. Geocienc., Sao Paulo* - 6, 77-83.
- Hasui, Y., Almeida, F.F.M. de. (1970). Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *B. Soc. Bras. Geol., Sao Paulo* - 19 (1), 5-26.
- Hasui, Y. et Alii (1980). Dados Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. *Congresso Brasileiro de Geologia. Anais do... Florianópolis, SBG.* - vol. 5, 2659-2678.
- Hederson, P. (1984). Rare Earth element geochemistry. *Developments in geochemistry* 2 Elsevier 510 pages.
- Helgeson, H.C. (1979). Mass transfer among minerals and hydrothermal solutions. *In: Geochemistry of Hydrothermal ore deposits, Barnes ed.* - ch. 11, 568-610.
- Helgeson, H.C., Delany, J., Nesbitt, W., Bird, D. (1978). Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.* 278-A.
- Helz, R.T. (1973). Phase relations of basalts in their melting ranges at P(H₂O) = 5kb as a function of oxygen fugacity I: mafic phases. *J. Petrol.* - 14, 249-302.

- Helz, R.T. (1979). Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction. *Am. Mineral.* - 64, 953-965.
- Hemley, J.J., Jones, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alterations with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.* - 59, 538-569.
- Higuchi, H., Nagasawa, H. (1969). Partition of trace element between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 7, 281-287.
- Hollister, L.S., Crawford, M.L. (1981). Fluid inclusions: applications to petrology. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook* - v. 6, 304 p.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* - 72, 231-239.
- Holloway, J.R. (1973). The system pargasite H₂O-CO₂: a model for melting for a hydrous mineral with a mixed volatile fluid. I: experimental results to 8 kb. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 37, 651-666.
- Holloway, J.R. (1977). Fugacity and activity of molecular species in supercritical fluids, in: D.G. Fraser Ed. *Thermodynamics in Geology*; Reidel - 161-171.
- Holloway, J.R., Burnham, C.W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.* - 13, 1-29.
- Horner, C. (1979). Solubility and hydrolysis of FeWO₄ and MnWO₄ in the 25-300°C range and the zonation of wolframite. *Chem. Geol.* - 27, 85-97.
- Hsu, L.C. (1968). Selected phase relationships in the system Al-Mg-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *J. Petr.* - 9, 40-83.
- Hsu, L.C., Burnham, C.W. (1969). Phase relationships in the system Fe₃Al₂Si₅O₁₂-Mg₃Al₂Si₅O₁₂-H₂O at 2°0 kilobars. *Bull. Geol. Soc. Am.* - 80, 2393-2408.
- Hudson, D.R., Wilson, A.F., Threagold, I.M. (1967). A new polytype of taaffeite - a rare beryllium mineral from the granulites of central Australia. *Mineral. Mag.* - 36, 305-310.
- Hudson, T., Arth, J.G. (1983). Tin granites of the Seward Peninsula, Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 94, 768-790.
- Huebner, J.S., Turnock, A.C. (1980). The melting relations at 1 bar of pyroxenes composed largely of Ca, Mg, Fe bearing components. *Am. Mineral.* - 65, 225-271.
- Hunter, R.H., Sparks, R.S.J. (1987). The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 95, 451-461.
- Hunter, R.H., Sparks, R.S.J. (1990). Replies to A.R. McBirney and al., The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 104, 248-254.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J. (1980). The fluid dynamics of a basaltic magma chamber, replenished by an influx of hot, dense, ultrabasic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 75, 279-289.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Wilson, J.R., Hallworth, M.A. (1986). Cooling and crystallization at an inclined plane. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 79, 319-328.
- Iiyama, J.T. (1966). Contribution à l'étude des équilibres sub-solidus du système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide de réactions d'échanges d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal.* - 89, 442-454.
- Iiyama, J.T. (1982). Hydrothermal solution-mineral equilibria as a clue for studies of geochemical transport phenomena in the earth's crust, *Materials Science of the Earth's Interior*, I Sunagawa ed. *Terra Scientific Publishing Company* - 493-513.
- Imeokparia, E.G. (1982). Geochemistry and relationship to mineralisation of granitic rocks from the Afu Younger Granite Complex, Central Nigeria. *Geol. Mag.* - 119, 39-56.
- Imeokparia, E.G. (1983). Geochemical aspects of the evolution and mineralization of the Amo Younger granite complex (Northern Nigeria). *Chem. Geol.* - 40, 293-312.
- Irvine, T.N. (1980). Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muski and other layered intrusions. In: *Physics of magmatic processes*, Hardgraves (ed), *Princeton University Press* - 325-383.
- Irvine, T.N. (1982). Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.* - 23, 127-162.
- Irvine, T.N. (1987). Processes involved in the formation and development of layered igneous rocks. In: *origins of igneous layering*, Parsons I. (Ed.). *NATO ASI series* - 196, 185-243.
- Irving, A.J., Frey, F.A. (1978). A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 42, 743-770.
- Isaacs, M.C.I. (1975). Comparative geochemistry of selected Jamaican intrusive rocks. *M.Sc. thesis, Leeds University*.
- Ivantishin, M.I., Koulskaya, O.A., Gornyi, G.Y., Elisceva, G.D. (1964). Granitoids of Ukrainian crystalline shield, their geologic and geochemical peculiarities and rare-earth mineralization. *Geochem. Intern.* - 2, 372-387.
- Ixer, R.A., Pointer, C.M., Ashworth, J.R. (1987). Accessory mineralogy of the Rirwai biotite granite, Nigeria and its albitized and greisenized facies. In: *African Geology Reviews*, Bowden P. and Kinnaird J. (Eds), *J. Wiley and Sons* - 403-427.
- Izoret, L. (1982). Contribution à l'étude des conditions de croissance des cassitérites (SnO₂) en milieu magmatique. *D.E.A. pétrologie et minéralogie, Univ. Nancy I*, 211 p.
- Jackson, E.D. (1961). Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. *Us Geol. Survey Profess. Paper* - 358, 106.
- Jackson, E.D. (1970). The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Mineral.* - 48, 128-174.

- Jackson, K.L., Helgeson H.C. (1985). Chemical and thermodynamical constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin. I - Calculation of the solubility of cassitérite at high pressures and temperatures. *Geoch. Cosmochim. Acta* - 49, 1-22.
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J. (1978). Nd and Sr isotopic study of the Permian Oslo rift. 4th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. *Isotopic Geol. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* - 78-701, 194-196.
- Jacobson, R.R.E., MacLeod, W.N., Black, R. (1958). Ring complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria. *Geol. Soc. London. Mem.* n° 1, 72 p.
- Jacquemin, H. (1981). Contribution de l'étude géochimique des éléments en traces à la pétrogenèse des complexes anorogéniques. Exemple des massifs de Mboutou et de Golda Zuelva (Nord Cameroun). *Thèse 3e cycle, Univ. Nancy I.* - 251 p.
- Jacquemin, H., Sheppard, S.M.F., Vidal, P. (1982). Isotopic geochemistry (O, Sr, Pb) of the Golda Zuelva and Mboutou anorogenic complexes, North Cameroon: mantle origin with evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 61, 97-111.
- Johan, Z., Lebel, L. (1980). Paragenèses d'altération, conséquences sur les paramètres physico-chimiques relatifs aux fluides hydrothermaux. *Mémoire du BRGM*, n° 99, 95-119.
- Johannes, W. (1978). Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at P(H₂O) = 5Kb, an equilibrium problem. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 66, 295-303.
- Joron, J.L., Treuil, M., Jaffrezic, H., Villemant, B. (1980a). Etude géochimique des éléments en traces dans les séries de roches volcaniques du rift d'Asal. Identification et analyses des processus d'accrétion. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 6, 851-861.
- Joron, J.L., Treuil, M., Jaffrezic, H., Villemant, B., Richard, O. (1980b). Géochimie des éléments en trace du magmatisme de l'Afar et de la mégastucture Mer Rouge Afar Golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 6, 945-957.
- Kennedy, G.C. (1959). Phase relations in the system Al₂O₃-H₂O at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* - 257, 563.
- Khalil, S.E., Neef, J.A., Brunfelt, A.O. (1978). Trace element abundances of the Holter Kollen pluton complex, Oslo area, Norway. *Chem. Geol.* - 22, 121-155.
- Kinnaird, J.A. (1985). Mineralization and hydrothermal alteration of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. *J. Afr. Earth Sc.* - 3, 229-251.
- Kinnaird, J.A., Bowden, P., Iker, R.A., Odling, N.W. (1985). Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, North Nigeria. *J. Afr. Earth Sc.* - 3, 185-222.
- Kirkpatrick, R.J. (1976). Towards a kinetic model for the crystallization of magma bodies. *J. Geophys. Res.* - 81, 2565-2571.
- Korzhiinskii, D.S. (1957). Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. *BRGM, Traduction.* - n° 2294, 253 p.
- Kretz, R. (1960). The distribution of certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles and biotites in skarns. *Geochim. et Cosmochim. Acta* - 20, 161-191.
- Krutov, A. (1936). Dashkessanite - a new chlorine amphibole of the hastingsite group. *Acad. Sc. USSR Bull. Cl. Sc. Mat. Nat., Ser. Geol.* - 341-371.
- Krutov, G.A., Vinogradova, R.A. (1966). Chlorohastingsites from the Odinochnoye magnetite deposit, eastern Sayan. *Acad. Sc. USSR Doklady, Earth Sc. Sec.* - vol. 169, 116-119.
- Kruzov, S.N. (1970). First order quasilinear equations in several independent variables. *Math. USSR sbornik* - 10, 2, 217-243.
- Kudo, A.M., Weill, D.F. (1970). An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 25, 52-65.
- Kullerud, G. (1963). The Fe-Ni-S system. *Carn. Inst. Wash. Yb.* - 62, 175-189.
- Kullerud, G., Yodre, H.S. (1959). Pyrite stability relations in the Fe-S system. *Econ. Geol.* - 54, 533-572.
- Kwak, T.A.P. (1968). Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochim. Acta* - 34, 1222-1229.
- Kwak, T.A.P. (1970). An attempt to correlate non-predicted variations of distribution coefficients with mineral grain inhomogeneity using a field example studied near Sudbury, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 26, 199-224.
- Kwak, T.A.P. (1978). The conditions of formation of the King Island scheelite contact skarn, King Island. *Tasmania, Am. J. Sc.* - 278, 669-699.
- La Roche, H. (1978). La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques: fonction spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. *Chem. Geol.* - 21, 63-87.
- Lagache, M. (1974). Utilisation du modèle de F. Kolher pour le calcul de la distribution d'un élément en traces entre une solution solide binaire et une solution hydrothermale. Application à quelques tectosilicates. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Crst.* - 97, 117-121.
- Lagache, M., Weisbrod, A. (1977). The system two alkali feldspars - KCl - NaCl - H₂O at moderate to high temperatures and low pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 62, 77-101.
- Lambert, R. St J. (1959). The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* - 63, 553-588.
- Lameyre, J. (1966). Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont Ferrand.* - n° 29, 264 p.
- Lameyre, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Rev. Brasil. Geoc.* - 17, 349-359.
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volc. Geoth. Res.* - 14, 169-186.

- Lameyre, J., Black, R., Bonin, B., Giret, A., Platevoet, B. (1982). Coupures dans les suites magmatiques: le Daly gap représenté-t-il la composition de liquides magmatiques primaires? *9e RAST Paris, Soc. Géol. Fr. (Ed)*- 354.
- Larsen, L.M. (1976). Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. *J. Petrol.* - 17, 258-290.
- Larsen, L.M. (1979). Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous Province, South Greenland. *Lithos*- 12, 303-315.
- Larsen, L.M., Sorensen, H. (1987). The Ilimaussaq intrusion: progressive crystallization and formation of layering in an agpaite magma. In: Alkaline igneous Rocks, Upton B.G.J. and Fitton J.G. (Eds). *Geol. Soc. Sp. Publ.* - 30, 473-488.
- Leake, B.E. (1965). The relationships between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism. In: *Control of Metamorphism, ed. W.S. Fitcher and G.W. Flinn*, 299-318.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.* - 63, 1023-1053.
- Le Bel L., (1979). Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde - Santa Rosa, Pérou. *Bull. Minéral.* - 102, pp. 35-41.
- Lee, D.E., Mays, R.E., Van Loenen, R.E., Rose, H.J. (1969). Accessory sphene from hybrid rocks of the Mount Wheeler mine area, Nevada. *Prof. Paper US Geol. Surv.*, 650-B, 41-46.
- Leeman, W.P., Scheidegger, K.F. (1977). Olivine/liquid distribution coefficient and a test for crystal liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 35, 247-257.
- Leeman, W.P., Ma, M.S., Marali, A.V., Schmitt, R.A. (1978). Empirical estimation of magnetite/liquid distribution coefficients for some transition elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 65, 269-272.
- Lelubre, M. (1972). Introduction à la pétrologie. *Travaux du Laboratoire de Géologie-Pétrologie*. - Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Lelubre, M. (1979). Les composants volatils dans les phénomènes magmatiques. Diagrammes de phases. *Travaux du Laboratoire de Géologie-Pétrologie*. - Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Leterrier, J., Debon, F. (1978). Caractères chimiques comparés des roches granitoides et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 1, 3-10.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 59, 139-154.
- Léger, J.M. (1980). Evolution pétrologique des magmas basiques et alcalins dans le complexe anorogénique d'Iskou. *Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI.* - 234 p.
- Liégeois, J.P. (1987). Le batholite composite de l'Adrar des Iforas. *Thèse doctorat, Univ. libre de Bruxelles, Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale* - publ. 95, 231 p.
- Liégeois, J.P., Bertrand, H., Black, R., Caby, R., Fabre, J. (1983). Permian alkaline undersaturated and carbonate province and rifting along the West African craton. *Nature* - 305, 42-43.
- Liégeois, J.P., Black, R. (1984). Pétrographie et géochronologie Rb-Sr de la transition calco-alcalin fini-panafricaine dans l'Adrar des Iforas (Mali). Accrétion crustale au Précambrien supérieur. In: *African Geology, Klerck J., Michot J. (Eds), Terraviva* - 115-146.
- Liégeois, J.P., Black, R. (1987). Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: Fitton and Upton B.G.J. (Ed). *Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Special Publication* - 30, 381-401.
- Lindsley, D.H. (1962). Investigations in the system FeO-Fe₂O₃-TiO₂. *Carn. Inst. Wash. Yb.* - 61, 100-106.
- Lindsley, D.H. (1981). The formation of pigeonite in the join hedenbergite-ferrosilite at 5 and 15kb: experiments and a solution model. *Am. Mineral.* - 66, 1175-1182.
- Lindsley, D.H. (1983). Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.* - 68, 477-493.
- Lindsley, D.H., Munoz, J.L. (1969). Subsolidus relations along the join hedenbergite-ferrosilite. *Am. J. Sci.* - 267, 296-324.
- Lindsley, D.H., Andersen, D.J. (1983). A two pyroxene thermometer. Proceedings of the thirteenth Lunar and Planet. Sci. Conf. *J. Geophys. Res.* - 88, A887-A906.
- Liou, J.G. (1974). Stability relations of andradite-quartz in the system Ca-Fe-Si-O-H. *Am. Mineral.* - 59, 1016-1025.
- Liou, J.L., Kuniyoshi S., Ito K. (1974). Experimenta studies of the phases between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.* 274, 613-632.
- Lopez Ruiz J., Garcia Cacho L. (1975). Origin de los granates de las rocas graníticas y apliticas de la Sierra de Guadarrama, sistema central Espanol. *Bol. Geol. Min.* - 86, 614-618.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S. (1980). The Colima volcanic complex, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 71, 343-372.
- Luth, W.C. (1976). Granitic Rocks. In: Bailey, D.K. & MacDonald, R. (Eds), *The evolution of Crystalline Rocks-Academic Press*, London-335-417.
- Luth, W.C., Tuttle, O.F. (1969). The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas. *Geol. Soc. Am. - Memoir* 115, 513-548.
- Luth, W.C., Jahns, R.H., Tuttle, O.F. (1964). The granite system at pressure of 4-10 Kb. *J. Geophys. Res.* - Vol. 68, 759-773.
- Maaloe, S. (1985). Igneous petrology. *Berlin, Springer-Verlag*- 374 p.
- Mabkhout, F. (1987). Les granites alcalins permians du Maroc Hercynien. *Mémoire de DEA, Univ. Paris XI, Orsay* -
- Macambira, M.J.B. (1983). Ambiente geologico e mineralizações associadas ao granito Serra Dourada (extremidade meridional) - Goias. *Tese de Mestrado, Univ. Fed. Para*, 132 p. inédito.

- Maçambira, M.J.B., Villas, R.N. (1984). A geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamorfismo e mineralizações associadas. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 2261-2275.
- Mahood, G. (1981). Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. petrol.* - 77, 129-149.
- Mahood, G., Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients of trace elements in high silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, - 47, 11-30.
- Manier-Glavinaz V. (1989). Partage des éléments alcalins Li, Na et Cs entre bétyls et solutions hydrothermales: approche expérimentale ; conséquences cristalochimiques et géochimiques. *Thèse de l'université Paris VI*.
- Manning, D.A.C. (1977). An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In EVANS, A.M.: *Metalization associated with acid magmatism*. Wiley, New-York, 191-204.
- Manning, D.A.C. (1982). The effects of different volatiles on tungsten partitioning between granitic melts and a hydrous phase, implications for the development of mineralising hydrothermal fluids. *SFMC-MS Joint Meeting, London*.
- Marcelot, G., Bardintzeff, J.M., Maury, R.C., Raçon, J.P. (1988). Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from alkaline and orogenic basic lavas. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 5, 851-859.
- Marini, O.J. et Alii (1972). Projeto Serra Dourada, relatório final. *Brasília, DNP-M-Fundação Universidade de Brasília. Inedito*- 2 vol.
- Marini, O.J. et Alii (1976). Projeto Serra Dourada. Resumos dos trabalhos. *Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG*- 29, 15-16.
- Marini, O.J. et Alii (1977). Contribuição a geologia do pré-cambriano da porção central de Goiás. *R. Bras. Geocienc., Sao Paulo*. - 7 (4), 304-324.
- Marini, O.J. et Alii (1978). Dobramentos da Borda oeste do Craton do Sao Francisco. *Publ. esp. Nucleo Bahia SBG, Salvador*- 3, 155-193.
- Marini, O.J. et Alii (1978). Nova Unidade litostratigráfica do Precambriano do Estado de Goiás. Resumos das comunicações. *Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG*- 30, 126-127.
- Marini, O.J. et Alii (1979). Geotectonica da Faixa Movel Brasília e do seu embasamento. In: Simposio sobre a Geologia do Craton do Sao Francisco e de suas Faixas Marginais. *Resumos, Salvador, SBG*- 1, 52-54.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A., Danni, J.C.M. (1984). Provincia Tocantins: setores Central e Sudeste. In: Almeida, F.F.M. de e Hasui, Y. (coords.) - *O Pré-cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda*, Sao Paulo, 205-264.
- Marot, A., Zimine, S. (1976). Les complexes annulaires de syénites et de granites alcalins dans la péninsule Rallier du Baty, Iles Kerguelen (TAAF). *Thèse de 3E cycle, Univ. Paris VI, mémoire CNFRA*- 49 (1981), 15-114.
- Marre, J. (1973). Le complexe éruptif du Quérigut. *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Toulouse*- 536 p.
- Marshukova, N., Pavlovskii, A.B. (1969). Danalites from complex rare metal tin deposits (in Russian). *Trudy Mineral. Muz. im. A.E. Fersman, Akad. Nauk. SSSR*, 19, 189-191.
- Martignol, J. (1974). L'évolution magnétique du complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 44, 117-137.
- Maruejol, P. (1988). Métasomatose alcaline et minéralisations uranifères: les abittes du gisement de Lagoa Real (Bahia, Brésil). *Thèse de Doctorat de l'Institut National de Polytechnique de Lorraine*.
- Masuda, A., Nakamura, N., Tanaka, T.I. (1973). Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Acta*, 37, 239-248.
- Matthes, S. (1961a). Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granat-bildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe. *Geochim. Cosmochim. Acta*- 23, 233-294.
- Matthes, S. (1961b). Zertfalls- und Umwandlungsvorgänge an Pyralspitgranaten. *Neues Jahrb. Min. Abh.*- 96, 184-206.
- Maury, R.C. (1976). Contamination et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines continentales et océaniques: l'origine des laves acides. *Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris XI*- 450 p.
- Maury, R.C., Bizouard, H. (1974). Clinopyroxènes des contacts acides-basiques. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Petrol.* - 97, 465-469.
- Maury, R.C., Brousse, R. (1978). Présence de pigeonite et d'orthopyroxène dans certaines laves du Massif Central Français: leur répartition et leur origine. *Bull. Mineral.*- 101, 10-21.
- Mc Dowell, S.D. (1978). Littlechief granite porphyry: feldspar crystallization history. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 89, 33-49.
- Mc Kenzie, D.P. (1985). The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.* - 25, 713-765.
- Mc Kenzie, D.P. (1985). The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 74, 81-91.
- Mc Birney, A.R., Naslund, H.R., Morse, S.A., Brooks, C.K., Nielsen, T.F.D. (1990). The differentiation of the Skaergaard intrusion, discussion of Hunter and Sparks paper. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 95, 451-461.
- McBirney, A.R., Naslund, H.R., Morse, S.A., Brooks, C.K., Nielsen, T.F.D. (1990). The differentiation of the Skaergaard intrusion, discussion of Hunter and Sparks paper. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 104, 235-247.
- McCarthy, T.S., Hasy, R.A. (1976). Trace element distribution patterns and their relationships to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*- 40, 1351-1358.
- McCarthy, T.S., Groves, D.I. (1979). The blue Tier batholith, northeastern Tasmania. A cumulate like product of fractional crystallisation. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 71, 193-209.

- Mel'nikov, O.K., Litvin, B.M., Fedosova, S.P. (1968). Production of helvite-group compounds [in Russian]. In A.M. Lobachev, Ed., *Gidrottermal'nyi Sintez Kristallov*, 167-174. Nauka Press, Moscow.
- Miller, C.F. (19). Monzonitic plutons, California, and a model for generation of alkali-rich near-silica saturated magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 67, 349-355.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.* 19, 25-34.
- Mineyev, D.A. (1963). Geochemical differentiation of the rare earths. *Geochemistry (URSS)*- 12, 1129-1149.
- Misra, K.C., Fleet, M.E. (1973). The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages. *Econ. Geol.* 68, 518-539.
- Miyashiro, A. (1978). Nature of the alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104.
- Monier, G. (1980). Pétrologie des granitoïdes du Sud Millevaches (Massif Central Français): minéralogie, géochimie, géochronologie. *Thèse doctorat d'Etat, Univ. Clermont Ferrand.*
- Monier, G. (1980). Pétrologie des granitoïdes du sud-Millevaches (Massif Central Français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. *Thèse de 3e cycle, université de Clermont II, France.* - 288 p.
- Monier, G. (1985). Cristallogénèse des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Thèse d'Etat, Université d'Orléans.* - 299 p.
- Mookherjee, A. (1962). Certain aspects of the geochemistry of cadmium. *Geochim. Cosmochim. Acta*- 26, 351-360.
- Moore, F., Howie, R.A. (1978). On the application of the hübnerite: ferberite ratio as a geothermometer. *Mineral. Deposita*, 13, 391-397.
- Moore, F., Howie, R.A. (1979). Geochemistry of some cornubian cassitérites. *Mineral. Deposita*, 14, 103-107.
- Moreau, C. (1982). Les complexes annulaires anorogéniques à suites anorthositiques de l'Air central et septentrional (Niger). *Thèse doctorat, Univ. Nancy I.* - 356 p.
- Morris, R.V., Haskins, L.A. (1974). EPR measurements of the effect of glass composition on the oxidation states of europium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 1435-1445.
- Munoz, J.L. (1984). F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits, in: micas. *Rev. in Mineral.* - 13, 943-959.
- Murase, T., Mc Birney, A.R. (1973). Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperature. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 84, 3563-3592.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*- 301, II, 11, 813-818.
- Nachit, H., Monier, G., Robert, J.L. (1986). New experimental data on biotite solid solutions in hydrothermal conditions. Application to the typology of granitoïdes. *I.M.A. Meeting abstract and poster Stanford, USA.*
- Nagasawa, H. (1970). Rare earth concentration in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 9, 359-364.
- Nagasawa, H., Schmetzer, C.C. (1971). Partitioning of rare earth alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*- 35, 953-968.
- Naney, M.T., Swanson, S.E. (1980). The effect of Fe and Mg in crystallization in granitic systems. *Am. Mineral.* - 65, 639-653.
- Nechaev, S.V., Ostavnenko, A.I., Cemka, V.A., Nasedkina, R.F. (1982). Composition de la wolframite du premier indice à Sn-W d'Ukraine. *Dokl. Akad. Nauk USSR* 1982-11, B, 16-18.
- Nentien, M. (1897). Etude sur la constitution géologique de la Corse. *Mémoire Soc. Carte Géol. Fr.*
- Neumann, E.R. (1974). The distribution of Mn²⁺ and Fe²⁺ between ilmenite and magnetites in igneous rocks. *Am. J. Sci.* - 274, 1074-1088.
- Neumann, E.R. (1976a). Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos*- 9, 85-109.
- Neumann, E.R. (1976b). Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Norsk. Geol. Tidsskrift*- 56, 1-6.
- Neumann, E.R. (1980). Petrogenesis of the Oslo Region Larvikites and associated rocks. *J. Petrol.* - 21, 499-531.
- Neumann, E.R., Brunfelt, A.O., Finstad, K.G. (1977). Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo rift, Norway. *Lithos*- 10, 311-319.
- Neumann, E.R., Brunfelt, A.O., Finstad, K.G. (1977). Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo rift, Norway. *Lithos*- 10, 311-319.
- Newkirk, H.W. 1969. The system beryllium oxide-water at moderate temperatures and pressure. *Inorg. Chem.* - 3, 1041-1043.
- Nicholls, J., Carmichael, I.S., Stormer, J.C. (1971). Silica activity and P total in igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 33, 1-20.
- Nockolds, S.R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite mica of igneous rocks. *Am. J. Sci.* - 245, 401-420.
- Nuber, B., Schmetzer, K. (1983). Crystal structure of ternary Be-Mg-Al oxides: taaffeite, BeMg₂Al₆O₁₆ and musgravite BeMg₂Al₆O₁₂. *N. Jb. Mineral. Mh.* - 9, 385-392.
- Oki, Y. (1961). Biotites in metamorphic rocks. *Jap. J. Geol. et Geogr.* - 32, 231-236.
- Olsen, B.A., Mc Sween, H.Y., Sando, T.W. (1983). Petrogenesis of the Concord gabbro-syenite complex, North Carolina. *Am. Mineral.* - 68, 315-333.
- Orsini, J.B. (1979). Contribution à la connaissance des granitoïdes tardi-orogéniques du batholite Corso-sarde. Les enclaves de l'association plutonique calco-alcaine. *Travaux Sc. Terre, Marseille.* - 104 p.
- Orsini, J.B. (1980). Le batholite Corso-sarde: un modèle de batholite hercynien. *Thèse doctorat d'Etat, Univ. Marseille III.*
- Orville, P.M. (1972). Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700°C and 2Kb in the presence of quartz. *Am. J. Sci.* - 272, 234-272.

- Oshorn, E.F. (1969). Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. J. Sci.* - 257, 609-647.
- Otten, M.T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 86, 185-199.
- Ouin, J.P. (1968). Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. *Thèse doctorat d'Etat, Univ. Marseille.* - 540 p.
- Parsons, I. (1978). Feldspars and fluids in cooling plutons. *Mineral. Mag.* - 42, 1-17.
- Pascal, M.L. (1979). Les albitites du Massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse Ing. Doct. Ecole des Mines de Paris.* - 157 p.
- Pascal, M.L. (1984). Nature et propriétés des espèces en solution dans le système $K_2O-Na_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$: contribution expérimentale. *Thèse de Doct. Etat ès Sciences, Université P. & M. Curie, Paris.* 150 p.
- Pavlova, I.G. (1970). On the evolution of the composition of beryllium minerals at the metasomatic processes in greisens. In *Problems of Hydrothermal ore deposition. Internat. Union Geol. St. Ser. - A*, n° 2, 334-348. Schweizerbart, Stuttgart.
- Pavlova, I.G., Bednazarov, K.B., Sal'dau, E.P. (1966). Composition, paragenesis and conditions of formation of helvite in greisens [in Russian]. *Zap. Vses. Mineral. Obshch.* - 95, 674-689.
- Pearce, J.A. (1975). Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics.* - 25, 41-67.
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (Ed). *Andesites. New York, J. Wiley & Sons.* - 525-548.
- Pearce, J.A. (1983). The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich: Shiva Publications.* - 230-249.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 19, 290-300.
- Pearce, J.A., Gale, G.H. (1979). Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic processes in Ore Genesis. Spec. Publ. Inst. Min. Metall. and Geol. Soc. London.* - 14-24.
- Pearce, J.A., Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P. (1981). The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* - A300, 299-317.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* - 25, 956-983.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. (In press). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, P., & Howells, M. (eds), *Marginal Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*
- Perez, J.B. (1985). Nouvelles données sur le complexe anorogénique de Taghouaji (Niger). Influence des fluides au cours de la cristallisation. *Thèse de l'Université de Nancy I.* - 297 p.
- Philpotts, A.R. (1981). A model for the generation of massif type anorthosites. *Can. Mineral.* - 19, 233-253.
- Philpotts, A.R., Schmetzler (1970). Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr, Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 34, 307-322.
- Pichavant, M., Ramboz, C., Weisbrod, A. (1982). Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data; I. Phase equilibria analysis - A theoretical and geometrical approach. *Chem. Geol.* - 37, 1-27.
- Pierantoni Campos, G.E., Marmos, D.L. (1986). Geologia revisada do deposito estanífero de Mata Azul. *Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Goiás*, 5, 2367-2382.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R., Marini, O.J. (1990, à paraître). U-Pb zirconochronology of precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in eastern Goiás, Brazil.
- Pitche, W.S. (1983). Granite: typology, geological environment and melting relationships. In: Atherton, M.P., & Gribble, C.D. (eds), *Migmatites, Melting and Metamorphism. Nantwich: Shiva Publications.* - 277-287.
- Platevoet, B. (1983). Etude pétrologique d'une association acide-basique dans le complexe anlaire anorogénique de Porto (Corse). *Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI.* - 200 p.
- Platevoet, B., Bonin, B. (1985). Le massif alcalin du Peloso (Corse): un complexe lité associé à des monzosyérites. *C. R. Acad. Sci. Paris.* - 301, 6, 403-406.
- Platevoet, B., Bonin, B. (1988). Signification des monzonites et syénites dans le plutonisme anorogénique de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 6, 949-955.
- Platevoet, B., Bonin, B., Pupin, J.P., Gondolo, A. (1988). Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 1, 43-55.
- Plyusina (1982). Etude expérimentale de la relation entre le contenu en alumine des hornblendes et les conditions P-T de leur formation. *Akad. Nauk. SSSR Sci. Geol.* 7, 19-28.
- Poldervaart et Hess (1951). Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.* - 59, 472-489.
- Poupon, M. (1986). Le complexe granitique de Pastricciola. *Mémoire de DEA, Univ. Paris XI.* - 150 p.
- Poupon, M., Bonin, B. (1988). Le complexe alcalin minéralisé de Pastricciola (Corse du Sud). *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 6, 957-963.

- Pupin, J.P. (1976). Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. *Thèse doctorat d'Etat, Univ. Nice*. - 394 p.
- Pupin, J.P. (1976). Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. *Thèse d'Etat, Nice*. - 379 p.
- Pupin, J.P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 73, 207-220.
- Pupin, J.P. (1981). A propos des granites potassiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*. - 292, 405-408.
- Pupin, J.P. (1985). Magmatic zoning of hercynian granitoids in France, based on zircon typology. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.* - 65, 29-56.
- Pupin, J.P., Turco, G. (1972). Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Geol. Fr. Minéral. Cristal.* - 95, 348-359.
- Pupin, J.P., Turco, G. (1975). Type du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. *Pétrologie-1*, 139-156.
- Pupin, J.P., Turco, G. (1975). Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. *Pétrologie-1*, 139-156.
- Pupin, J.P., Bonin, B., Tessier, M., Turco, G. (1978). Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granites. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 20, 721-725.
- Querre, G. (1985). Palingénèse de la croûte continentale à l'archéen: les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 G.a) de la Finlande Orientale. *Pétrologie et Géochimie. Mém. Docum. Centre Armo. Et. Struct. Socles, Rennes*, 2, 226 p.
- Raimbault, L. (1981). Les granites du gisement de Salau et leurs altérations. *Travail Personnel d'Option. Travail Personnel d'Option. Ecole des Mines de Saint-Etienne*.
- 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. (1985). Utilisation des spectres de terres rares des minéraux hydrothermaux (apatite, fluorine, scheelite, wolframite) pour la caractérisation des fluides minéralisateurs et l'identification des magmas sources et des processus évolutifs. *Bull. Mineral.* - 108, 737-744.
- Raimbault, L. (1987). Genèse des granites à métaux rares: revue comparative des modèles géochimiques. *Géologie de la France*, n° 2-3, 101-108.
- Raimbault, L. (1988). The recording of fluid phases through REE contents in hydrothermal minerals. A case study: apatite from the Meymac tungsten district (French Massif Central). In *Mineral Deposits within the European Community* (ed. by J. Boissonnas and P. Omenetto), Springer Verlag, 151-159.
- Raimbault, L., Kaelin, J.L. (1987). Petrographie et géochimie de la granodiorite de la Fourque (gisement de scheelite de Salau, France). *Bull. Mineral.*, 110, 633-644.
- Raimbault, L., Fontelles, M., Fouillac, A.M. (1987). REE pattern evolution in the fluid phase and vein mineral composition in Dajishan tungsten deposit. *International Symposium on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids*, Guangzhou, 250-251.
- Ramberg, H. (1952). Chemical bonds and distribution of cations in silicates. *J. Geol.* - 60, 331-355.
- Ramboz, C. (1980). Géochimie et étude des phases fluides de gisements et indices à Sn-W du sud du massif Central Français. *Thèse Doct. ingénieur, INPL Nancy*, 251 pages.
- Reed, J.J. (1957). Petrology of the lower mesozoic rocks of the Wellington district. *New Zealand Geol. Surv. Wellington*. - Bull. 57.
- Reider, M. (1970). Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from Krušné Hory M^{ts} (Erzgebirge). Part A. Chemical composition. *Contr. Mineral. Petrol.*, 27, 131-158.
- Reis Neto, J.M. (1981). O granito Serra da Mesa. *Ata do 1º Simposio de Geologia do Centro-oeste, Goiania, Go*, 606-621.
- Reis Neto, J.M. (1983). Evolução geotectônica da Bacia do Alto Tocantins, Goiás. *Tese do Mestrado, USP*, 98 p. inédito.
- Ribeiro Filho, W. et Alii (1975). Projeto Serra Azul; reconhecimento geológico, relatório final. *Goiania, DNPM-CPRM*. - 4 vol.
- Ribeiro Filho, W. et Alii (1978). Projeto geologia da região de Pilar-Mara Rosa, relatório final. *Goiania, DNPM-CPRM*. - 9 vol.
- Ribeiro Filho, W., Teixeira, N.A. (1980). Sequencia Vulcano-Sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Canabrava. *Soc. Bras. Geol. - Nucleo Centro-Oeste. Bol. Inf., Goiania*. - 10, 33-88.
- Richardson, C.K., Holland, H.D. (1979). The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 43, 1313-1325.
- Rieder, M. (1968). Zinnwaldite: octahedral ordering in lithium-iron micas. *Science*. - 160, 1338-1340.
- Rieder, M. (1970). Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from Krušné Hory M^{ts} (Erzgebirge). Part A. Chemical composition. *Contr. Mineral. Petrol.* - 27, 131-158.
- Rieder, M. (1971). Stability and physical properties of synthetic lithium-iron micas. *Am. Mineral.* - 56, 256-280.
- Ringwood, A.E. (1982). Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution. *J. Geol.* - 90, 611-643.
- Robbie, R.A., Waldbaum, D.R. (1968). Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K (25.0°C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and higher temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 1259, 256 p.
- Robert, J.L. (1973). Etude expérimentale de micas dans le système K₂O-MgO-TiO₂-Al₂O₃-H₂O. Application aux phlogopites titanifères. *Thèse 3e cycle, Université de Paris Sud*. - 73 p.

- Robert, J.L. (1976a). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.* - 17, 213-227.
- Robert, J.L. (1976b). Phlogopite solid solutions in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Chem. Geol.* - 17, 195-212.
- Robert, J.L. (1981). Etudes cristalochimiques sur les micas et les amphiboles, applications à la pétrographie et à la géochimie. *Thèse d'Etat, Université de Paris XI.* - 206 p.
- Robert, J.L., Maury, R.C. (1979). Natural occurrence of a (Fe, Mn, Mg) tetrasilicic potassium mica. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 68, 117-123.
- Robert, J.L., Maury, R.C. (1980). Natural occurrence of a (Fe, Mn, Mg) tetrasilicic potassium mica. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 68, 117-123.
- Robert, J.L., Monier, G., Nacht, H. (1986). An experimental study of dioctahedral and trioctahedral mica solid solution, role of temperature, pressure and Li, F... Content. Petrogic applications. *1er symposium international de minéralogie expérimentale, Nancy, France.* - 116-117.
- Robinson, P., Tracy, R.J. (1977). Sulfide-silicate-oxide equilibria in sillimanite-K-feldspath grade pelitic schists, Central Massachusetts (abstr.). *EOS*, 58, 524.
- Roedder, E. (1951). Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. *Am. Mineral.* - 36, 282-286.
- Ronov, A.B., Migdisov, A.A., et Lobach-Zhuchenko, S.B. (1977). Regional metamorphism and sediment composition evolution. *Geochem. internat.* - 14, 90-112.
- Rosenberg, P.E., Foit, F.F. (1977). Fe-F avoidance in silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 41, 345-346.
- Rossi, P. (1981). Le chimisme des biotites: une clé pour distinguer les termes leucocrates des associations calco-alcalines de ceux des associations à affinité magnésio-potassiques. *Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du SGN-BRGM.* - 47-48.
- Rossi, P. (1986). Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. *Thèse doctorat d'Etat, Université de Toulouse.* - 300 p.
- Rossi, P., Chevremont, P. (1987). Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Geochronique*, 21, 14-18.
- Rudowski, L. (1989). Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et Carnaiba (Bahia, Brésil) et des phlogopites à émeraude associées. *Thèse Doctorat de l'Univ. Paris 6*, 295 p.
- Rutherford, M.J. (1973). The phase relations of aluminous iron biotites in the system: $KAlSi_3O_8-Al_2SiO_5-FeO-H_2O$. *J. Petrol.* - 14, 159-180.
- Salemink, J. (1985). Skarn and ore formation at Seriphos, Greece, as a consequence of granodiorite intrusion. *Geologica Ultracetina.* - n° 40, 232 p.
- Salemink, J., Oosterom, M.G., De Jong, A.F.M. (1984). Application of lithochemical parameters and models in the search of tungsten deposits. *Interim Report. Contract EEC.* - MSM 073 (N), 8 p.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R., Dalziel, I.W.D. (1979). Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 90, 237-258.
- Saxena, S.K. (1966). Distribution of elements between coexisting muscovite and biotite and crystal role of titanium in the micas. *N. JB. Mineral. Abh.*, 105, 1-17.
- Schobbenhaus Filho, C. et Alii (1975a). Folha Goiania (SE.22). In: Schobbenhaus Filho, C., coord. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM.* - 13-57, 74-85.
- Schobbenhaus Filho, C. et Alii (1975b). Folha Goias (SD.22). In: Schobbenhaus Filho, C., coord. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM.* - 1-84, 99-113.
- Schobbenhaus Filho, C. et Alii (1975c). Folha Tocantins (SC.22). In: Schobbenhaus Filho, C., coord. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM.* - 13-38, 48-56.
- Schobbenhaus Filho, C. et Alii (1979). Folhas Cuiaba (SD.21), Corumba (SE.21) e Rio Apa (SF.21). In: Schobbenhaus Filho, C., coord. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM.*
- Schulien, L. (1975). Determination of the equilibrium constant and the enthalpy of reaction for $Fe^{2+}-Mg^{2+}$ exchange between biotite and a salt solution. *Forsch. Miner.*, 52, 133-139.
- Schulien, L. (1980). Mg-Fe partitioning between biotite and a supercritical chloride solution. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 74, 85-93.
- Scott, S.D. et Barnes, H.L. (1971). Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol.* - 66, 653-669.
- Seifert, F. (1970). Low temperature compatibility relations of cordierite in haplofeldites of the systems $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *J. Petrol.* - VII, 73-99.
- Seifert, F., Schreyer, W. (1970). Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1-7 kb water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 57, 179-185.
- Seifert, F., Schreyer, W. (1970). Synthesis and stability of micas in the system $K_2O-MgO-SiO_2-H_2O$ and their relations to phlogopite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, 196-215.
- Semet, M.P. (1970). Stability relations of the amphibole magnesiohastingsite [abs]. *Am. Mineral.* - 55, 311-312.
- Semet, M.P., Ernst, W.G. (1981). Experimental stability relations of the hornblende magnesiohastingsite: summary. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 1, 92, 71-74.
- Semet, M.P., Ernst, W.G. (1981). Experimental stability relations of the hornblende magnesiohastingsite. *Geol. Soc. Am. Bull.* - pt. 2, 274-357.
- Shand, S.J. (1927). Eruptive rocks. Their genesis composition, classification and their relation to ore deposits. *London, Murry.*
- Shand, S.J. (1951). Eruptive rocks. *New York, J. Wiley.*
- Shaw, H.R. (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.* - 272, 870-893.
- Shcherba, G.N. (1970). Greisens. *Int. Geol. Rev.*, 12, 114-150.
- Shcherba, G.N. (1970). Greisens. *Int. Geol. Rev.*, 12, 239-255.

Spencer, K.J., Lindsley, D.H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.* - 66, 1189-1201.

Springer, G., Schahner-Korn, D., Long, J.V.P. (1964). Metastable solid solution relations in the system FeS₂-CoS₂-NiS₂. *Econ. Geol.* - 59, 475-491.

Staten, W.T. (1976). A chemical study of silicate minerals of the Great Gossan Lead and Surrounding Rocks in Southwestern Virginia. *M.S. Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia.*

Stephenson, N.C.N. (1977). Coexisting hornblendes and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia. *Lithos.* - 10, 9-27.

Stephenson, D., Upton, B.G.J. (1982). Ferro-magnesian silicates in a differentiated alkaline complex: Klíngnát Fjeld, South Greenland. *Mineral. Mag.* - 46, 283-300.

Streckeisen, A.L. (1974). Classification and nomenclature of igneous rocks, recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geol. Rundsch.* - 63, 773-786.

Streckeisen, A.L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* - 12, 1-33.

Sturt, B.A. (1962). The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *J. Petrol.* - 3, 181-191.

Sun, S.S., Nesbitt, R.W. (1977). Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 35, 429-448.

Taylor, R.P., Strong, D.F., Kean, B.F. (1980). The Topsails igneous complex: Silurian-Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.* - 17, 425-439.

Taylor, R.P., Strong, D.F., Fryer, B.J. (1981). Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 77, 267-271.

Taylor, S.R., Gorton, M.P. (1977). Geochemical application of spark source mass spectrography. III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 41, 1375-1380.

Taylor, S.R., MacLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publications*, 312 p.

Taylor, T.R., Vogel, T.A., Wilband, J.T. (1980). The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: an example of coexisting acidic and basic magmas. *J. Geol.* - 88, 433-444.

Teixeira, N.A. (1978). Geologia, petrologia et geoquímica da sequencia vulcano sedimentar do Morro do Ferro. *Fonteza de Minas, MG, Brasilia, UNB, Tese Mestrado.*

Teixeira, N.A., Danni, J.C.M. (1978). Contribuição a estratigrafia do grupo Araxa na região de Passos, MG. *Congresso Brasileiro de Geologia, Anais do... Recife, SBG.* - 30, vol. 3, 700-711.

Teixeira, N.A., Danni, J.C.M. (1979a). Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *R. Bras. Geocienc.* - 9 (1), 17-26.

Siggurdsson, H., Sparks, R.S.J. (1981). Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Aska, Iceland. *J. Petrol.* - 22, 41-84.

Size, W.B. (1972). Petrology of the Red Hill syenitic complex, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.* - 83, 3747-3760.

Sillen, L.G., Martell, A.E. (1964). Stability constants of Metal-ion complexes. *The Chemical society- Spec. Publ.* n° 17, London.

Skinner, B.J. (1966). Thermal expansion. *In Handbook of Physical Constants, ed. S.P. Clark, pp. 75-96. Geological Society of America Memoir No. 97. GSA, Boulder, Colorado.*

Smith, I.E.M., White, A.J.R., Chappell, B.W., Eggleton, R.A. (1988). Fractionation in a zoned monzonite pluton: Mount Dromedary, Southeastern Australia. *Geol. Mag.* - 125, 273-284.

Soboleva, G.I., Turganov, I.A., Khitarov, D.N. (1972). The role of calcium and magnesium in chrysoberyl mineralization. *Geo. Int.*, 9, 944-947.

Soler, P. (1977). Pétrographie, thermochimie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Ariégeoise, France). *Thèse Ing. Doct., Ecole des Mines, Paris.* - 220 p.

Soler, P. (1980). Conditions de formation des skarns à Salau. *Mém. B.R.G.M.* - n° 99, ch. 7, 262-278.

Soler, P., Fontelles, M. (1980). Etude pétrologique du gisement de Salau et de son enveloppe immédiate. *Mém. B.R.G.M.* - n° 99, ch. 3, 217-229.

Sonnet, P. (1981). Les skarns à tungstène, étain et bore de la région d'El Hammam (Maroc Central). *Thèse Univ. Cath. de Louvain.* - 347 p.

Sorensen, H. (1974). The alkaline rocks. *Wiley and Sons Publ.* - 620 p.

Sorensen, H., Larsen, L.M. (1987). Layering in the Ilmaussaq alkaline intrusion, South Greenland. *In: Origins of igneous layering Parsons I. (Ed), NATO ASI Series (C).* - 196, 1-26.

Soussi Tanani, M. (1988). Zonations pétrographiques et géochimiques d'enclaves basiques dans les brèches magmatiques des massifs de Guevgueli (Grèce) de Siroua (Maroc) et de Porto (Corse). *Thèse de l'Université de Nancy I.* - 270 p.

Sparks, R.S.J., Huppert, H.E. (1984). Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: implications for the evolution of layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 85, 300-309.

Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Kerr, R.C., Mc Kenzie, D.P., Tait, S.R. (1985). Postcumulus processes in layered intrusions. *Geol. Mag.* - 122, 555-568.

Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volc. Geoph. Res.* - 29, 99-124.

Spear, F.S. (1976). Ca-amphibole composition as a function of temperature fluid pressure and oxygen fugacity in a basaltic system. *Can. Inst. Wash. Yb.* - 775-779.

Spear, F.S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.* - 281, 697-734.

Speer, J.A. (1980). The actinide Orthosilicates. *In, Reviews in mineralogy, Ribbe P. (Ed).* - 5, 113-135.

- Teixeira, N.A., D'Ami, J.C.M. (1979b). Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da sequencia vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *R. Bras. Geocienc., São Paulo* - 9 (2), 151-158.
- Tessier, B. (1989). Mise en place, pétrographie, géochimie des granites associés aux skarns à W de Fumade (Tarn France). *Unpubl. Thesis, Paris 6 University*.
- Thirlwall, M.F., Jones, N.W. (1983). Isotope geochemistry and contamination mechanics of Tertiary lavas from Skye, Northwest Scotland. In: Hawkesworth, C.J. & Norry M.J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Norwich: Shiva Publications*. - 186-208.
- Thomas, W.M. (1977). Preliminary stability relations of the hornblende hastingsite, and the effect of Fe³⁺ for aluminum replacement in amphiboles [abs]. *Am. Geophys. Union Trans.* - vol. 58, 1244.
- Thomas, W.M. (1979). Stability relations of the amphibole hastingsite, NaCa₂Fe₂Fe³⁺·Si₆Al₂O₂₂(OH)₂. *Ph.D. dissert., Univ. California, Los Angeles*. - 183 p.
- Thomas, W.M. (1982). Stability relations of the amphibole hastingsite. *Am. J. Sci.* - 282, 136-164.
- Thompson, R.N., Dickin, A.P., Gibson, I.L., Morrison, M.A. (1982). Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Palaeocene mantle-derived magmas by Archaean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 79, 159-168.
- Thomson, J.B. (1970). Geochemical reactions and open systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 34, 529-551.
- Thornton, C.P., Tuttle, O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks. I: the differentiation index. *Am. J. Sci.* - 258, 664-684.
- Tindle, A.G., Pearce, J.A. (1981). Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 78, 196-207.
- Tindle, A.G., Pearce, J.A. (1983). Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos* - 16, 185-202.
- Toulmin, P., Barton, P.B. (1964). A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 28, 641-671.
- Tracy, R.J., Robinson, P. (1977). Zoned titanite augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Am. Mineral.* - 62, 634-645.
- Treuil, M., Varet, J. (1973). Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 15, 401-644.
- Treuil, M., Varet, J. (1973). Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Thèse, Orléans*.
- Treuil, M., Joron, J.L. (1975). Utilisation des éléments hygromatophyres pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.* - 31, 125-174.
- Tso, J.L., Charles Gilbert, M., Craig, J.R. (1979). Sulfidation of synthetic biotites. *Am. Miner.*, 64, 304-316.
- Turner, D.C. (1963). Ring structure in the Sara-Fier Younger granite complex, Northern Nigeria. *Quart. J. Geol. Soc. London*. - 136, 105-119.
- Turnock, A.C., Eugster, H.P. (1962). Fe-Al Oxides: phase relationships below 1000°C. *J. Petrol.* - 3, 533-565.
- Turpin, L. (1984). Alterations hydrothermales et caractérisation isotopique (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif de Saint Sylvestre. Extension à d'autres gisements intragranitiques d'uranium français. *Geol., Géochim. Uranium, Mém. Nancy*, 6, 290 p.
- Turpin, L., Ramboz, C., Sheppard, S. (1981). Chemical and isotopic evolution of the fluids in the Sn-W deposit, Panasqueira, Portugal. *Terra Cognita* - Special Issue, 42.
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Mémoire*. - 74, 153 p.
- Uchida, E. (1979). The physico-chemical study of the skarnization in the Shinyama ore deposit of the Kamaishi mine, Northeastern Japan. *Unpublished thesis*.
- Uchida, E. (1981). Skarnization in the Kamaishi Mine and experimental study on ion-exchange equilibria. *Doctoral thesis, Univ. Tokyo, Japan*. - 224 p.
- Uchida, E., Iiyama, J.T. (1982). Physico-chemical study of skarn formation in the Shinyama Iron-Copper ore deposit of the Kamaishi mine, Northeastern Japan. *Econ. Geol.* - 77, 4, 809-822.
- Urusov, V.S. (1983). Criteria for mineral crystallisation sequences. *Geochim. Intern.* - 11, 1529-1534.
- Van Marcke, G. (1983). Pétrologie et géochimie des skarnoides du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées Orientales). *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Catholique Louvain*. - 293 p.
- Van Marcke, G. (1985). An Fe-Ti Oxides - apatite - biotite (nelsonite) deposit related to the Costabonne granite, Eastern Pyrenees, France. *Bull. Mineral.* - 108, 353-365.
- Velde, B. (1965). Phengite micas: synthesis stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.* - 263, 886-913.
- Velde, B. (1967). Si⁴⁺ + content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 14, 250-258.
- Velde, B. (1967). Quelques observations sur la teneur en aluminium des biotites phengites chlorites dans les schistes cristallins. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Crisi.* - 58, 991-997.
- Vidal, P., Cocherie, A., Le Fort, P. (1982). Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta* - 46, 2279-2292.
- Villemant, B., Joron, J.L., Jaffezic, H., Treuil, M., Maury, R.C., Brousse, R. (1980). Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: La série de la chaîne des Puys (Massif central, France). II: *Géochimie: Bull. Miner.*, 103, 267-286.

- Vilmant, E. (1988). Etude geochimique des charnockites du Rogaland (Norvège méridionale). *Thèse de Doct. de l'Univ. Paris VI*, 327 pages.
- Vlasov, K.A. (1966). Geochemistry of rare elements, Israel Program for Scientific Translations, 688 p. Translated from *Geokhimiya Realkikh Elementov*, Izd. Nauka, Moskva, 1964.
- Walenta, V.K. (1981). Grüner Helvin von Azegour in Marokko. *Aufschluss*, 32, 443-449.
- Wang, Y., Li, J., Lu, J., Fan, W. (1982). Geochemical mechanism of Nb-Ta-mineralization during the late stage of granite crystallization. *Chin. J. Geochem.* - 1, 39-50.
- Watson, E.B. (1976). Two liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 56, 119-134.
- Watson, E.B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids, experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 70, 407-419.
- Watson, E.B., Capobianco, C.J. (1981). Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 45, 2349-2358.
- Watson, E.B., Green, T.H. (1981). Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 56, 405-421.
- Watson, E.B., Harrison, T.M. (1983). zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 64, 295-304.
- Weisbrod, A. (1984). La règle des phases en pétrologie et: Expression thermodynamique de l'équilibre chimico-minéralogique. In: Martine Lagache ed. *Thermométrie et barométrie géologiques* - Vol. 1.
- Weisbrod, A., Poty, B. (1974). Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres pegmatite. *Pétrologie* - 1, n°1, 1-16 et n°2, 89-102.
- Weiss, D. (1983). Pb isotopes in Ascension Island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 62, 273-282.
- Westrich, H.R. (1978). Fluoride-hydroxyl exchange equilibria in several hydrous minerals: *Ph.D. dissert., Arizona State Univ.*, 152 pages.
- Whalen, J.B. (1985). Geochemistry of an island-arc plutonic suite. The Uasilau-Yau Yau intrusive complex, New Britain, PNG. *J. Petrol.*, 26, 603-632.
- Whalen, J.B. (1986). A type granites in New Brunswick. *In: Current Research-Part A. Geol. Surv. Can. Paper 86-1A*, 297-300.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. (1983). The Topsails igneous terrane of western Newfoundland. *In: Current Research-Part A. Geol. Surv. Can. Paper 83-1A*, 15-23.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. (1987). A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 95, 407-419.
- White, A.J.R. (1979). Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Ann. Gen. Meeting* - 539.
- White, A.J.R., Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* - 43, 7-22.
- Whittaker, E.J.W., Muntus, R. (1970). Ionic radii for use in geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* - 34, 345-356.
- Wiggins, L.B., Craig, J.R. (1980). Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: sphalerite phase relationships. *Econ. Geol.* - V. 75, 742-751.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* - 20, 325-343.
- Winkler, H.G.F. (1962). Le genèse des roches métamorphiques. *Ed. Ophrys*. 188 p.
- Winkler, H.G.F. (1974). Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer-Verlag Berlin - New-York*, 3ème Ed. 320 p.
- Winkler, H.G.F., Boese, M., Marcopoulos, T. (1975). Low temperature granitic melt. *N. Jb. Mineral. Mh.* - 6, 245-268.
- Wones, D.R., Eugster, H.P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.* - 50, 1228-1272.
- Wones, D.R., Gilbert, M.C. (1969). The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600°C and 800°C. *Am. J. Sci.* - 267-A, 480-488.
- Wood, D.A. (1979). A variability veined sub-oceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology* - 7, 499-503.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of British Tertiary volcanic province. *Earth. Planet. Sci. Lett.* - 42, 77-97.
- Wood, B.J., Banno, S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* - 42, 109-124.
- Yoder, H.S. (1969). Calc-alkaline andesites experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. *Bull. Ore. Dep. Geol. Miner. Ind.* - 65, 77-89.
- Yoder, H.S. (1973). Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Mineral.* - 58, 153-171.
- Zabarnikova, I.I. (1957). Diadochic substitutions in shene. *Geochemistry*, 3, 271-278.
- Zakrutin, V.V., Grigorenko, M.V. (1968). Titanium and alkalis in biotite in metamorphic facies. (translation from Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.) *Dokl. Acad. Sc. U.S.S.R. Earth Sc. Sect.* - 178, 124-127.
- Zhang Xinglong, Wang Jiabing, Shen Bochu (1988). A study on A-type Granites in Suzhou, China. *Geochemistry*, 1, 29-45.
- Zubkov, L.B., Metalidi, S.V. (1972). Detection of relatively high indium and cadmium concentrations in beryllium, zinc, and zinc silicates. *Geochemistry*, 203, 207-208 (translated from Doklady Akademii Nauk SSSR, 203, 6, 1390-1392).

ANNEXES I

Toutes les analyses sur roche totale ont été effectuées au Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. Le dosage des roches par ICP (JY38PI et JY32P) a apporté beaucoup plus de précision dans les faibles teneurs notamment lorsque des éléments tels que MgO, CaO, TiO₂, MnO, Th, La et Ce descendent à un niveau très bas pour être dosés correctement par fluorescence X.

Les éléments retenus sont :

- en fluorescence X :

Majeurs : SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O et P₂O₅

Traces : Zn, Ga, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, Pb, U, Th, La, Ce

- en ICP :

Majeurs : MgO, MnO, CaO, Na₂O et TiO₂

Traces : Li, Be, Sc, Cu, Yb

- en Activation Neutronique (pour certains échantillons) :

La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Yb, Lu Th, Hf, Co, Sc, Ta et U.

Le fluor a été dosé par fluorimétrie par Madame Richard au Laboratoire de Géologie Appliquée de Paris VI.

En 1987, le Laboratoire de fluorescence X a participé à la campagne d'analyse visant à définir un nouvel étalon international, le granite AC-E. La compilation des résultats obtenus par 128 laboratoires répartis dans 29 pays a été publiée dans "Geostandards Newsletters" d'octobre 1987. Afin que chacun puisse se faire une idée de la qualité des analyses faites du Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, nous avons joint en annexe les résultats de cette campagne d'analyses.

Eléments	n	v	V(labo)	g
SiO ₂ %	124	70.35	69.54	69.00 - 71.59
Al ₂ O ₃ %	126	14.70	14.82	14.07 - 15.55
Fe ₂ O ₃ %	146	2.53	2.51	1.94 - 2.89
MnO %	153	0.058	0.044	0.02 - 0.10
MgO %	107	0.03	0.09	0.005 - 0.23
CaO %	134	0.34	0.33	0.13 - 0.82
Na ₂ O %	140	6.54	6.85	5.82 - 7.25
K ₂ O %	146	4.49	4.42	4.04 - 4.97
TiO ₂ %	134	0.11	0.094	0.05 - 0.31
P ₂ O ₅ %	88	0.015	0.015	0.005 - 0.11
Ba ppm	78	55	48	8 - 115
Ce ppm	60	154	154	120 - 230
Cs ppm	25	3	8	1.2 - 8
Ga ppm	28	39	39	29 - 78
Hf ppm	24	27.9	20	17 - 34
La ppm	66	59	62	43 - 99
Nb ppm	60	110	119	76 - 155
Ni ppm	39	1.5	4	0.8 - 18
Pb ppm	65	39	35	18 - 86
Rb ppm	90	152	152	120 - 190
Sn ppm	14	13	23	3 - 31
Sr ppm	61	3	4	1 - 13
Th ppm	52	18.5	19	11 - 25.5
U ppm	34	4.6	5	1.8 - 8.1
Y ppm	78	184	192	109 - 249
Zn ppm	93	224	194	128 - 310
Zr ppm	79	780	781	576 - 1080

n : nombre de résultats fournis, V : valeur recommandée; V(laob) : valeur obtenue au laboratoire de l'Ecole des Mines de Saint Etienne et g : gamme des résultats obtenus.

Les minéraux ont été analysés à la microsonde Camebax de l'Ecole des Mines de Paris à Fontainebleau et à l'Université Pierre et Marie Curie. Les témoins utilisés pour les différents éléments sont les suivants :

Pour l'Ecole des Mines de Paris :

F : fluorine, Mg : MgO, Al : Al₂O₃, Na : albite, Si : olivine, K : orthose, Cl : apatite, Ca : wollastonite, Zn : ZnO, Fe : Fe₂O₃, Mn : MnO, Ti : TiO₂. La tension était de 20Kv.

Pour l'Université Pierre et Marie Curie :

F : fluorine, Mn : MnTiO₃, Mg, Ca et Si : diopside, K et Al : orthose, Na : albite, Fe : Fe₂O₃, Ti : rutil.

Les terres rares dosées sont les suivantes : La, Ce, Nd et Sm. Compte tenu des différentes limites de détection, les valeurs données par l'analyse des terres et de Y sont prises en compte lorsque les concentrations sont supérieures à : La₂O₃ > 0.75 %, Ce₂O₃ > 0.40 %, Nd₂O₃ > 0.55 % et Y₂O₃ > 0.15 %. L'élément est considéré à l'état de trace dans le cas de teneurs inférieures à ces limites et pour une précision sur la mesure comprise entre 30 % et 50 %.

Les biotites des granites du massif de Serra Dourada.

GAB1: granite à amphibole, GB1: granite à biotite, GG: granite à grenat,
GFP: granite fin porphyrique, GP: granite pegmatoïde, AM: hornblendite et XE: biotitite.

Composition des biotites du massif de Serra Dourada										
NUM	D353	D354	D355	D356	D358	335	338	342	329	330
ECH	1.	1.	1.	1.	1.	1a	1a	1a	2.	2.
FACIES	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1
Poids d'oxydes										
SiO ₂	34.23	34.88	35.14	34.60	34.71	34.65	34.43	34.68	33.97	34.60
Al ₂ O ₃	13.37	13.72	13.59	13.56	13.85	14.75	14.72	14.69	14.17	14.51
FeO	26.55	26.01	26.32	26.44	26.08	27.94	27.25	28.12	29.21	28.01
MnO	0.38	0.31	0.35	0.36	0.38	0.29	0.46	0.37	0.58	0.31
MgO	6.03	6.38	5.96	5.63	6.26	5.60	5.24	5.40	4.70	5.31
CaO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.06	0.01	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.07	0.07	0.08	0.06
K ₂ O	9.84	9.32	9.10	9.35	9.21	9.29	9.26	9.46	9.72	9.96
TiO ₂	3.14	2.71	2.40	2.75	3.27	2.08	2.06	2.32	2.14	2.26
F.	0.56	0.73	1.00	0.67	n.d.	1.10	0.77	1.23	0.88	1.08
Cl	0.44	0.39	0.37	0.37	0.40	0.51	0.20	0.17	0.43	0.40
Total	94.55	94.48	94.26	93.76	94.22	96.26	94.50	96.51	95.88	96.50
Formules structurales										
SI	5.59	5.66	5.73	5.68	5.61	5.59	5.61	5.58	5.56	5.59
AL ₄	2.41	2.34	2.27	2.32	2.39	2.41	2.39	2.42	2.44	2.41
AL ₆	0.170	0.280	0.340	0.300	0.250	0.390	0.440	0.360	0.290	0.350
FE	3.63	3.53	3.59	3.63	3.52	3.77	3.71	3.78	4.00	3.78
MN	0.053	0.043	0.048	0.050	0.052	0.040	0.064	0.050	0.080	0.042
MG	1.47	1.54	1.45	1.38	1.51	1.35	1.27	1.29	1.15	1.28
CA	0.002	0.005	0.005	0.005	0.010	0.002	0.007	n.d.	n.d.	n.d.
NA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	0.022	0.022	0.025	0.019
K.	2.05	1.93	1.89	1.96	1.90	1.91	1.93	1.94	2.03	2.05
TI	0.386	0.331	0.294	0.339	0.397	0.252	0.252	0.281	0.263	0.274
F.	0.289	0.375	n.d.	0.348	n.d.	0.561	0.397	0.626	0.456	0.551
CL	0.122	0.107	0.102	0.103	0.109	0.139	0.055	0.046	0.119	0.109
Total	16.17	16.14	15.72	16.11	15.75	16.43	16.15	16.39	16.41	16.45
XFe	0.712	0.696	0.712	0.725	0.700	0.736	0.745	0.746	0.777	0.747

NUM	331	D337	D338	D339	D340	D347	D348	D349	D352	300
ECH	2.	4.	4.	4.	4.	71	71	71	71	23b
FACIES	GAB1	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Poids d'oxydes										
SiO ₂	34.91	34.49	34.03	34.15	34.33	34.37	33.26	34.27	33.60	34.39
Al ₂ O ₃	14.67	15.24	15.39	15.95	15.26	14.99	14.87	15.50	15.23	15.00
FeO	27.94	27.46	27.71	27.70	27.54	28.38	28.55	28.45	28.72	27.90
MnO	0.44	0.37	0.37	0.34	0.35	0.32	0.32	0.44	0.52	0.36
MgO	5.42	3.20	3.13	3.34	3.09	2.58	2.40	2.60	2.86	3.26
CaO	n.d.	0.03	0.02	0.05	0.06	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05
Na ₂ O	0.08	0.08	0.04	0.06	0.08	0.04	0.07	0.08	0.04	0.06
K ₂ O	9.66	9.58	9.29	9.39	9.67	9.25	9.17	9.35	9.36	9.34
TiO ₂	2.27	3.18	3.16	3.27	3.52	3.25	3.48	3.46	3.26	3.31
F.	1.31	0.80	0.80	0.90	0.64	1.16	1.05	1.05	0.98	0.97
Cl	0.38	0.29	0.30	0.36	0.37	0.13	0.11	0.12	0.12	0.18
Total	97.08	94.72	94.24	95.51	94.91	94.50	93.30	95.34	94.73	94.82
Formules structurales										
SI	5.60	5.62	5.58	5.53	5.59	5.64	5.56	5.57	5.52	5.61
AL ₄	2.40	2.38	2.42	2.47	2.41	2.36	2.44	2.43	2.48	2.39
AL ₆	0.370	0.550	0.550	0.570	0.520	0.540	0.490	0.540	0.470	0.490
FE	3.75	3.74	3.80	3.75	3.75	3.90	3.99	3.87	3.95	3.81
MN	0.060	0.051	0.051	0.047	0.048	0.045	0.045	0.061	0.072	0.050
MG	1.30	0.777	0.765	0.806	0.750	0.632	0.598	0.630	0.701	0.793
CA	n.d.	0.005	0.004	0.009	0.010	0.005	0.004	0.003	0.007	0.009
NA	0.025	0.025	0.013	0.019	0.025	0.013	0.023	0.025	0.013	0.019
K.	1.98	1.99	1.94	1.94	2.01	1.94	1.95	1.94	1.96	1.94
TI	0.274	0.390	0.390	0.398	0.431	0.401	0.437	0.423	0.403	0.406
F.	0.664	0.412	0.415	0.461	0.329	0.603	0.555	0.540	0.510	0.500
CL	0.103	0.080	0.083	0.099	0.102	0.036	0.031	0.033	0.033	0.050
Total	16.53	16.02	16.01	16.10	15.97	16.11	16.12	16.06	16.12	16.07
XFe	0.743	0.828	0.832	0.823	0.833	0.861	0.870	0.860	0.849	0.828

Composition des biotites du massif de Serra Dourada										
NUM	301	302	303	313	315	316	317	318	494	495
ECH	23b	23b	23b	85	85	85	85	85	43B	43B
FACIES	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Poids d'oxydes										
SiO ₂	34.40	33.86	34.34	33.77	34.30	34.39	33.30	33.66	34.44	34.28
Al ₂ O ₃	14.78	14.60	14.67	14.48	15.76	14.86	14.50	14.70	14.87	14.44
FeO	27.89	28.59	27.86	28.77	28.61	28.41	29.12	28.96	31.43	31.04
MnO	0.35	0.29	0.36	0.31	0.35	0.32	0.36	0.32	0.34	0.35
MgO	3.22	3.06	3.11	2.53	2.41	2.55	2.61	2.55	2.54	2.59
CaO	0.03	0.04	0.03	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.04	0.07	0.03	0.09	0.08
K ₂ O	9.33	8.97	9.60	9.52	9.89	9.93	9.46	10.16	9.37	9.32
TiO ₂	3.31	3.13	3.23	3.26	3.23	3.29	3.09	3.01	3.20	2.96
F.	1.21	1.54	1.25	0.83	0.84	0.78	0.98	0.99	0.78	0.97
Cl	0.94	0.30	0.36	0.28	0.30	0.35	0.52	0.78	0.30	0.29
Total	95.54	94.45	94.89	93.81	95.76	94.92	94.01	95.17	97.36	96.32
Formules structurales										
SI	5.63	5.61	5.64	5.62	5.57	5.64	5.57	5.58	5.55	5.60
AL ₄	2.37	2.39	2.36	2.38	2.43	2.36	2.43	2.42	2.45	2.40
AL ₆	0.480	0.460	0.480	0.460	0.590	0.510	0.430	0.450	0.380	0.380
FE	3.82	3.96	3.83	4.00	3.88	3.89	4.07	4.02	4.24	4.24
MN	0.049	0.041	0.050	0.044	0.048	0.044	0.051	0.045	0.046	0.048
MG	0.786	0.756	0.761	0.627	0.583	0.623	0.651	0.630	0.611	0.631
CA	0.005	0.007	0.005	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
NA	0.025	0.022	0.025	0.019	0.019	0.013	0.023	0.010	0.028	0.025
K.	1.95	1.90	2.01	2.02	2.05	2.08	2.02	2.15	1.93	1.94
TI	0.408	0.390	0.399	0.408	0.394	0.406	0.389	0.375	0.388	0.364
F.	0.626	0.807	0.649	0.437	0.431	0.404	0.518	0.519	0.398	0.501
CL	0.261	0.084	0.100	0.079	0.083	0.097	0.147	0.219	0.082	0.080
Total	16.41	16.43	16.31	16.09	16.08	16.07	16.30	16.42	16.10	16.21
XFe	0.829	0.840	0.834	0.864	0.869	0.862	0.862	0.865	0.874	0.870

NUM	499	619	620	621	635	626	628	629	D361	D362
ECH	43B	8.	8.	8.	8.	32	32	32	32	32
FACIES	GB	GG	GG	GG	GG	GFP	GFP	GFP	GFP	GFP
Poids d'oxydes										
SiO ₂	34.37	33.39	33.79	33.25	32.75	33.91	33.96	33.54	33.83	33.66
Al ₂ O ₃	15.09	18.04	18.11	17.37	17.21	15.43	15.15	15.46	15.85	15.82
FeO	30.02	28.75	28.57	29.33	28.68	30.20	30.51	30.72	28.83	28.96
MnO	0.31	0.32	0.22	0.31	0.29	0.38	0.40	0.40	0.31	0.28
MgO	2.48	1.84	1.70	1.78	1.79	2.25	2.30	2.25	2.13	2.13
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.04
Na ₂ O	0.05	0.08	0.06	0.11	0.08	0.06	0.06	0.07	0.14	0.06
K ₂ O	9.38	9.41	9.49	9.24	9.48	9.24	9.29	9.48	9.35	9.01
TiO ₂	3.34	2.85	3.75	3.38	2.93	3.15	2.92	2.72	2.87	3.11
F.	0.91	0.38	0.59	0.38	0.80	0.54	0.77	0.80	0.78	0.74
Cl	0.27	0.16	0.18	0.19	0.18	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10
Total	96.22	95.22	96.46	95.34	94.19	95.27	95.47	95.55	94.24	93.91
Formules structurales										
SI	5.58	5.40	5.39	5.39	5.40	5.54	5.56	5.51	5.57	5.55
AL ₄	2.42	2.60	2.61	2.61	2.60	2.46	2.44	2.49	2.43	2.45
AL ₆	0.470	0.840	0.790	0.710	0.750	0.510	0.480	0.500	0.640	0.620
FE	4.08	3.89	3.81	3.98	3.96	4.12	4.18	4.22	3.97	3.99
MN	0.043	0.044	0.030	0.043	0.041	0.053	0.055	0.056	0.043	0.039
MG	0.600	0.443	0.404	0.430	0.440	0.548	0.561	0.551	0.522	0.523
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.007
NA	0.016	0.025	0.019	0.035	0.026	0.019	0.019	0.022	0.045	0.019
K.	1.94	1.94	1.93	1.91	2.00	1.92	1.94	1.99	1.96	1.90
TI	0.408	0.346	0.450	0.412	0.364	0.387	0.360	0.336	0.355	0.386
F.	0.467	0.194	0.298	0.195	0.417	0.279	0.399	0.415	0.406	0.386
CL	0.074	0.044	0.049	0.052	0.050	0.030	0.031	0.031	0.025	0.028
Total	16.10	15.77	15.78	15.77	16.05	15.87	16.02	16.12	15.98	15.90
XFe	0.872	0.898	0.904	0.902	0.900	0.883	0.882	0.885	0.884	0.884

Composition des biotites du massif de Serra Dourada										
NUM	298	299	419	420	421	422	343	346	347	546
ECH	32	32	27	27	27	27	45	45	45	52
FACIES	GFP	GFP	GP	GP	GP	GP	XE	XE	XE	XE
Poids d'oxydes										
SiO ₂	33.56	33.66	34.11	35.63	35.27	35.14	33.63	35.37	35.58	36.42
Al ₂ O ₃	15.92	15.80	18.24	19.32	19.17	18.98	16.21	17.02	17.16	15.09
FeO	28.33	28.81	24.12	23.00	24.16	24.11	20.63	20.64	21.49	25.19
MnO	0.21	0.44	0.26	0.23	0.28	0.27	0.36	0.37	0.37	0.39
MgO	2.16	2.22	5.24	5.59	5.11	5.30	7.77	8.30	8.24	6.81
CaO	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.12	0.08	0.13	0.15	0.08	0.10	0.18	0.22	0.18	0.10
K ₂ O	9.97	9.59	9.43	9.47	9.65	9.16	9.72	10.07	9.56	9.61
TiO ₂	2.87	2.66	2.60	2.85	3.18	2.92	2.63	2.59	2.97	2.66
F.	1.14	1.45	1.33	1.10	1.16	1.14	1.78	1.48	1.42	1.78
Cl	0.07	0.07	0.13	0.17	0.13	0.15	0.02	0.06	0.04	0.03
Total	94.35	94.81	95.59	97.51	98.19	97.27	92.93	96.12	97.01	98.08
Formules structurales										
SI	5.54	5.56	5.41	5.46	5.41	5.43	5.46	5.51	5.48	5.67
AL ₄	2.46	2.44	2.59	2.54	2.59	2.57	2.54	2.49	2.52	2.33
AL ₆	0.640	0.630	0.820	0.950	0.870	0.880	0.560	0.630	0.600	0.440
FE	3.91	3.98	3.20	2.95	3.10	3.11	2.80	2.69	2.77	3.28
MN	0.029	0.062	0.035	0.030	0.036	0.035	0.050	0.049	0.048	0.051
MG	0.532	0.546	1.24	1.28	1.17	1.22	1.88	1.93	1.89	1.58
CA	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.038	0.026	0.040	0.045	0.024	0.030	0.057	0.066	0.054	0.030
K.	2.10	2.02	1.91	1.85	1.89	1.80	2.02	2.00	1.88	1.91
TI	0.357	0.330	0.310	0.328	0.367	0.339	0.321	0.303	0.344	0.311
F.	0.596	0.757	0.667	0.533	0.562	0.557	0.915	0.729	0.692	0.877
CL	0.020	0.020	0.035	0.044	0.034	0.039	0.006	0.016	0.010	0.008
Total	16.22	16.38	16.26	16.01	16.05	16.01	16.61	16.41	16.29	16.49
XFe	0.880	0.879	0.721	0.697	0.726	0.718	0.598	0.582	0.594	0.675

NUM	548	549	550	551	557	558	559	560	561
ECH	52	52	52	52	44	44	44	44	45
FACIES	XE	XE	XE	XE	XE	XE	XE	XE	XE
Poids d'oxydes									
SiO ₂	34.55	36.43	36.21	35.80	34.60	35.00	35.67	34.70	36.51
Al ₂ O ₃	14.73	15.45	14.89	14.87	17.89	17.96	17.64	17.19	17.34
FeO	24.62	24.96	26.31	25.36	24.57	23.42	23.85	24.62	20.96
MnO	0.31	0.29	0.57	0.32	0.48	0.42	0.44	0.42	0.31
MgO	6.27	6.86	6.93	6.72	5.72	5.88	5.69	5.82	8.58
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.01	n.d.
Na ₂ O	0.10	0.10	0.08	0.11	0.14	0.13	0.11	0.12	0.15
K ₂ O	9.90	9.59	9.66	9.67	9.80	9.73	9.27	9.67	9.65
TiO ₂	2.32	2.29	2.31	2.79	3.14	2.91	2.54	2.56	2.39
F.	1.72	2.11	1.91	1.86	1.15	1.21	1.12	1.44	1.55
Cl	0.05	0.01	0.01	0.04	0.09	0.06	0.07	0.07	0.04
Total	94.57	98.09	98.88	97.54	97.58	96.72	96.43	96.62	97.48
Formules structurales									
SI	5.62	5.68	5.64	5.63	5.38	5.45	5.56	5.47	5.57
AL ₄	2.38	2.32	2.36	2.37	2.62	2.55	2.44	2.53	2.43
AL ₆	0.440	0.520	0.370	0.390	0.660	0.750	0.800	0.660	0.690
FE	3.35	3.25	3.43	3.34	3.20	3.05	3.11	3.25	2.68
MN	0.043	0.038	0.075	0.043	0.063	0.055	0.058	0.056	0.040
MG	1.52	1.59	1.61	1.58	1.33	1.37	1.32	1.37	1.95
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.002	n.d.
NA	0.032	0.030	0.024	0.034	0.042	0.039	0.033	0.037	0.044
K.	2.05	1.91	1.92	1.94	1.94	1.93	1.84	1.94	1.88
TI	0.284	0.268	0.271	0.330	0.367	0.341	0.298	0.303	0.274
F.	0.885	1.04	0.941	0.925	0.566	0.596	0.552	0.718	0.748
CL	0.014	0.003	0.003	0.011	0.024	0.016	0.018	0.019	0.010
Total	16.62	16.65	16.64	16.59	16.19	16.15	16.03	16.35	16.32
XFe	0.688	0.671	0.681	0.679	0.706	0.690	0.702	0.703	0.579

Composition des biotites du massif de Serra Dourada									
NUM	562	563	564	565	596	597	598	599	602
ECH	45	45	45	45	46B	46B	46B	46B	46B
FACIES	XE	XE	XE	XE	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes									
SiO2	36.51	36.59	36.09	36.08	36.25	36.30	36.29	36.16	35.87
Al2O3	17.34	17.27	17.11	17.14	14.81	14.78	15.00	14.71	14.80
FeO	20.96	21.11	21.08	20.24	23.50	23.28	22.84	22.58	22.08
MnO	0.31	0.29	0.35	0.32	0.30	0.28	0.27	0.28	0.19
MgO	8.58	8.52	8.45	8.74	9.17	9.34	9.16	9.38	9.49
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.15	0.16	0.19	0.19	0.18	0.06	0.09	0.10	0.07
K2O	9.65	9.58	9.62	9.58	9.77	9.66	9.75	9.54	9.74
TiO2	2.39	2.58	2.63	2.22	2.43	2.61	2.32	2.22	2.16
F.	1.55	1.72	1.50	1.88	0.89	0.78	0.72	0.47	0.68
Cl	0.04	0.04	0.04	0.04	0.13	0.12	0.13	0.16	0.15
Total	97.48	97.86	97.06	96.43	97.43	97.21	96.57	95.60	95.23
Formules structurales									
SI	5.57	5.57	5.54	5.58	5.60	5.60	5.63	5.64	5.63
AL4	2.43	2.43	2.46	2.42	2.40	2.40	2.37	2.36	2.37
AL6	0.690	0.670	0.640	0.700	0.300	0.290	0.370	0.350	0.370
FE	2.68	2.69	2.71	2.62	3.04	3.01	2.96	2.95	2.90
MN	0.040	0.037	0.046	0.042	0.039	0.037	0.035	0.037	0.025
MG	1.95	1.93	1.93	2.01	2.11	2.15	2.12	2.18	2.22
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.044	0.047	0.057	0.057	0.054	0.018	0.027	0.030	0.021
K.	1.88	1.86	1.89	1.89	1.93	1.90	1.93	1.90	1.95
TI	0.274	0.295	0.304	0.258	0.282	0.303	0.271	0.261	0.255
F.	0.748	0.828	0.729	0.919	0.435	0.381	0.353	0.232	0.337
CL	0.010	0.010	0.010	0.010	0.034	0.031	0.034	0.042	0.040
Total	16.32	16.37	16.32	16.51	16.22	16.12	16.10	15.98	16.12
XFe	0.579	0.582	0.584	0.566	0.590	0.583	0.583	0.575	0.566

Composition des sphènes des granites du massif de Serra Dourada										
numéro	1.	2.	4.	6.	7.	8.	9.	10	16	18
échant.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	1A	1A
faciès	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1
Poids d'oxydes										
SiO2	30.89	30.31	30.83	32.71	32.46	30.72	31.21	31.06	30.72	30.75
TiO2	31.61	30.50	29.12	29.98	28.61	31.43	30.70	28.09	32.41	31.96
Al2O3	6.04	6.21	7.66	7.44	7.82	5.99	6.23	7.88	5.29	5.41
FeO	0.64	0.81	0.69	0.73	0.67	1.28	0.79	1.34	0.86	0.75
MnO	0.09	0.11	0.04	n.d.	0.05	0.14	0.12	0.24	0.10	0.14
MgO	n.d.	n.d.	0.07	0.06	0.05	0.06	0.04	0.08	0.27	0.05
CaO	28.79	28.36	28.85	28.63	29.00	26.72	28.26	27.74	28.83	28.62
Y2O3	0.16	0.59	0.70	0.43	0.85	0.65	0.68	1.04	0.41	0.34
Nb2O5	0.15	0.35	0.52	0.25	0.55	0.48	0.36	0.44	0.32	0.15
F.	1.92	1.66	2.05	1.87	1.07	2.24	1.98	2.60	2.03	1.83
Total	100	98.90	101	102	101	99.71	100	101	101	100.00
Formules structurales										
Si	4.07	4.05	4.06	4.20	4.19	4.09	4.12	4.12	4.03	4.07
Ti	3.13	3.07	2.89	2.90	2.78	3.15	3.04	2.80	3.20	3.18
Al	0.938	0.979	1.19	1.13	1.19	0.940	0.968	1.23	0.819	0.844
Fe	0.071	0.091	0.076	0.078	0.072	0.142	0.087	0.149	0.094	0.083
Mn	0.010	0.012	0.004	n.d.	0.005	0.016	0.013	0.027	0.011	0.016
Mg	n.d.	n.d.	0.014	0.011	0.010	0.012	0.008	0.016	0.053	0.010
Ca	4.07	4.07	4.07	3.94	4.01	3.81	3.99	3.94	4.06	4.06
Y.	0.011	0.042	0.049	0.029	0.058	0.046	0.048	0.073	0.029	0.024
Nb	0.009	0.021	0.031	0.015	0.032	0.029	0.021	0.026	0.019	0.009
F.	0.800	0.702	0.854	0.760	0.437	0.943	0.826	1.09	0.843	0.766
Total	13.11	13.04	13.24	13.06	12.78	13.18	13.12	13.47	13.16	13.06

numéro	12	13	37
échant.	4.	4.	43
faciès	GB1	GB1	GB1
Poids d'oxydes			
SiO2	30.54	30.89	30.88
TiO2	27.32	27.54	26.13
Al2O3	8.42	8.10	8.52
FeO	1.25	1.30	1.50
MnO	0.26	0.27	0.18
MgO	0.09	0.11	0.04
CaO	27.98	28.11	26.70
Y2O3	1.09	0.99	5.72
Nb2O5	0.40	0.43	0.39
F.	2.74	2.61	2.91
Total	100	100	103
Formules structurales			
Si	4.08	4.11	4.08
Ti	2.74	2.75	2.60
Al	1.33	1.27	1.33
Fe	0.140	0.145	0.166
Mn	0.029	0.030	0.020
Mg	0.018	0.022	0.008
Ca	4.00	4.01	3.78
Y.	0.077	0.070	0.403
Nb	0.024	0.026	0.023
F.	1.16	1.10	1.22
Total	13.60	13.53	13.63

Composition chimique des granites du massif de Serra Dourada:
 (*) et ANN :activation neutronique

Ech	1.	1A	1B	2A	2B	2C	2D	4.	5.	6.
FACIES	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GAB1	GG	GB	GB
MASSIF	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD
Poids d'oxydes										
SiO2	66.60	65.90	68.58	71.90	68.45	70.48	69.52	71.30	73.25	73.82
Al2O3	13.44	13.40	13.27	12.50	13.10	13.37	13.21	13.10	12.80	12.90
Fe2O3	6.48	5.71	5.14	3.73	5.36	4.21	5.01	3.29	3.79	3.19
MnO	0.10	0.07	0.07	0.05	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04
MgO ICP	1.32	1.06	0.88	0.63	0.94	0.71	0.84	0.44	0.33	0.19
CaO	2.93	2.47	2.31	1.57	2.47	2.03	2.26	1.30	0.96	0.76
Na2O ICP	2.43	2.63	2.68	2.14	2.89	2.82	2.83	2.34	2.75	2.30
K2O	4.90	4.98	5.47	5.68	5.08	5.65	5.54	5.83	4.90	6.34
TiO2 ICP	1.28	1.10	0.92	0.64	0.94	0.80	0.92	0.50	0.45	0.35
P2O5	0.41	0.36	0.30	0.15	0.32	0.25	0.28	0.07	0.07	0.04
PF	0.74	0.80	0.60	0.74	0.64	0.59	0.57	0.80	0.84	0.96
Total	100.63	98.48	100.22	99.73	100.26	100.97	101.05	99.02	100.19	100.89
Li ICP	16.50	13.80	n.d.	14.30	n.d.	n.d.	n.d.	23.30	26.70	19.50
Sc ANN	15.00	11.10	n.d.	9.50	n.d.	n.d.	n.d.	4.96	5.40	4.00
V ICP	27.30	18.60	n.d.	8.52	n.d.	n.d.	n.d.	5.86	1.40	0.18
Co ANN	11.50	5.67	n.d.	2.58	n.d.	n.d.	n.d.	1.84	2.30	1.60
Ni	10.20	4.90	6.40	3.70	6.90	6.40	6.80	6.00	2.40	2.00
Cu ICP	11.00	13.00	n.d.	4.00	n.d.	n.d.	n.d.	5.78	1.72	1.50
Zn	100*	71*	72.00	48*	67.00	56.50	67.70	60.90*	87*	67*
Ga	22.80	19.40	22.00	19.50	20.40	20.70	21.40	22.60	22.80	24.60
Rb	236	259	251	246	222	244	248	268	235	303
Sr	118	117	107	84.00	97.00	100	103	70.00	52.10	42.00
Y	82.50	76.10	84.00	90.70	86.00	91.40	91.20	214	78.90	76.00
Zr	400	576	395	380	374	405	400	459	488	425
Nb	39.90	43.20	33.40	36.90	33.00	34.80	35.60	40.00	41.90	33.00
Ba	700	981	734	656	528	640	696	489	559	430
Hf	13*	13.2	11.30	13.7*	8.90	11.10	8.30	18.0*	18.0*	15.0*
Pb	30.50	35.40	34.00	34.90	30.50	35.00	34.80	35.00	33.20	34.00
La	127*	137*	137	196*	162	136	156	601*	151*	141*
Ce	255*	272*	235	259*	275	225	256	335*	350*	230*
Nd ANN	110	101	n.d.	132	n.d.	n.d.	n.d.	434	103	70
Sm ANN	21	21.2	n.d.	24.0	n.d.	n.d.	n.d.	79.0	20.0	14.0
Eu ANN	2.0	1.90	n.d.	1.6	n.d.	n.d.	n.d.	4.1	1.6	1.0
Tb ANN	2.6	2.5	n.d.	2.5	n.d.	n.d.	n.d.	11.0	2.8	1.8
Yb ANN	7.0	6.2	n.d.	6.8	n.d.	n.d.	n.d.	19.5	7.1	6.9
Lu ANN	1.0	1.1	n.d.	0.9	n.d.	n.d.	n.d.	2.2	0.9	1.0
Th	44.90	43.00	39.10	46.80	48.70	44.30	46.60	46.80	64.00	64.00
U	2.8*	3.64	3.50	3.00	3.30	2.60	3.70	6.20	6.60	9.90
Be ICP	3.01	2.64	n.d.	1.98	n.d.	n.d.	n.d.	3.12	1.87	3.00
Ta ANN	2.70	2.60	n.d.	2.70	n.d.	n.d.	n.d.	2.70	2.60	2.90
F	1925	2830	n.d.	1250	n.d.	n.d.	n.d.	610	679	2685
Al/ Na+K+2Ca	0.92	0.94	0.91	1.00	0.89	0.93	0.89	1.05	1.11	1.07

Composition chimique des granites du massif de Serra Dourada

Ech	8B	43B	85	23A	71	38	39	32A	32B	27A
FACIES	GG	GB	GB	GB	GB	GFP	GFP	GFP	GFP	GP
MASSIF	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD	GP
Poids d'oxydes										
SiO2	74.90	75.80	75.00	73.30	72.64	74.05	75.20	75.40	75.70	73.00
Al2O3	12.20	11.80	12.16	12.90	12.20	12.50	12.66	12.00	12.40	15.20
Fe2O3	3.46	1.97	2.38	3.21	2.88	2.16	2.11	1.98	1.96	1.33
MnO	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.07	0.02	0.02	0.04
MgO ICP	0.28	0.23	0.21	0.40	0.28	0.24	0.25	0.16	0.14	0.32
CaO	0.89	0.65	0.49	1.02	1.02	0.81	1.12	0.84	0.77	0.95
Na2O ICP	2.44	2.02	2.79	3.23	3.21	2.38	2.76	2.85	2.76	4.99
K2O	4.86	6.22	5.91	5.02	5.61	6.21	5.84	5.76	5.78	4.13
TiO2 ICP	0.39	0.34	0.29	0.49	0.36	0.27	0.29	0.22	0.20	0.14
P2O5	0.05	0.04	0.03	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.06
PF	0.90	0.53	0.42	0.70	0.23	0.66	0.37	0.32	0.30	0.50
Total	100	99.64	99.72	100	98.52	99.34	100.38	99.58	100	100.66
Li ICP	20.50	27.60	19.90	29.20	28.80	27.40	23.80	21.60	18.80	51.70
Sc ANN	4.60	2.69	3.27	4.72	4.45	3.07	3.98	2.04	1.68	0.98
V ICP	0.61	4.10	0.98	9.70	6.20	3.55	3.28	1.55	0.91	0.45
Co ANN	2.20	0.30	1.70	1.20	1.06	0.63	1.55	0.05	0.22	0.35
Ni	5.90	3.00	3.20	7.00	5.70	3.20	2.40	4.90	4.70	2.00
Cu ICP	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Zn	110*	48.00	59.00	81.00	50.00	38.00	28.00	39.00	38.00	32.40
Ga	23.40	22.00	24.00	22.30	23.00	21.90	21.50	22.50	22.60	18.30
Rb	230	279	356	313	324	358	309	306	402	131
Sr	48.00	64.00	32.00	57.00	75.00	42.00	59.00	55.00	53.00	463
Y	162	91.00	90.00	78.90	91.00	131	109	119	104	8.70
Zr	457	248	330	431	348	228	260	256	222	118
Nb	35.00	28.00	29.20	33.00	27.00	23.00	26.20	22.80	22.00	24.00
Ba	409	486	233	504	321	336	339	237	229	1334
Hf	17*	15.00	16	14	15.70	11.70	13.30	9.50	11.10	3.60
Pb	31.00	46.00	33.30	38.60	41.00	38.60	38.00	46.60	45.30	28.70
La	378	155	157	131	169	284	126	195	188	66.00
Ce	350	244	282	229	270	652	207	271	236	102
Nd ANN	542	93.40	50.00	67.00	94.00	138	71.00	110	87.00	36.80
Sm ANN	92.00	17.70	5.00	14.60	19.00	25.00	15.00	10.00	16.60	6.40
Eu ANN	5.20	0.98	0.50	1.04	0.69	0.83	0.83	0.60	0.60	1.33
Tb ANN	11.30	1.80	1.80	1.80	1.80	n.d.	n.d.	3.00	n.d.	n.d.
Yb ANN	13.50	5.68	7.50	11.70	8.20	7.50	11.50	9.00	8.17	0.65
Lu ANN	1.70	1.10	1.30	1.10	1.02	0.90	1.40	1.40	1.40	0.40
Th	76.80	55.70	69.00	53.10	67.00	77.00	79.30	82.00	82.80	14.60
U.	8.10	7.80	10.40	8.80	13.30	18.90	12.70	16.80	15.90	3.00
Be ICP	2.22	3.27	1.96	3.67	5.40	3.04	4.03	4.03	3.54	1.32
Ta ANN	2.70	3.04	2.90	2.80	2.90	2.90	3.00	2.30	2.20	3.72
F.	905	658	1246	1340	1900	2165	1750	812	812	755
Al/ Na+K+2Ca	1.12	1.05	1.02	1.02	0.92	1.03	0.98	0.96	1.02	1.06

Composition chimique des granites du massif de Serra Dourada

Ech	27B	30A	31A	31B	46b	44	45	52
FACIES	GP	GP	GP	GP	AM	XE	XE	XE
MASSIF	GP	GP	GP	GP	SD	SD	SD	SD
Poids d'oxydes								
SiO2	72.30	74.70	72.50	74.20	43.85	46.07	42.65	35.68
Al2O3	14.90	15.02	15.60	15.17	14.48	14.80	14.30	14.00
Fe2O3	0.99	1.05	1.23	1.12	16.10	20.16	20.22	27.70
MnO	0.03	0.18	0.05	0.18	0.21	0.32	0.31	0.31
MgO ICP	0.23	0.07	0.21	0.11	5.92	4.92	7.06	6.74
CaO	0.74	0.52	1.26	0.79	7.40	0.52	0.23	0.04
Na2O ICP	4.68	5.44	3.32	5.01	2.50	0.42	0.35	0.38
K2O	4.89	3.26	4.32	3.84	4.70	6.67	6.95	6.93
TiO2 ICP	0.09	0.01	0.06	0.03	3.75	3.48	3.25	4.85
P2O5	0.03	0.07	0.52	0.25	0.96	0.54	0.20	0.24
PF	0.54	0.78	1.32	0.82	1.18	1.53	1.00	2.56
Total	99.43	100.05	100	101.49	101.04	99.43	96.52	99.43
Li ICP	34.00	77.00	34.40	66.60	n.d.	271	367	611
Sc ANN	0.66	1.00	0.72	0.35	n.d.	28.20	32.10	42.90
V ICP	0.18	0.45	1.80	1.70	n.d.	122	156	128
Co ANN	0.35	0.02	0.17	0.94	n.d.	26.00	42.00	34.80
Ni	2.00	2.00	3.50	5.00	64.60	7.42	126	35.70
Cu ICP	2.00	2.00	2.00	2.00	n.d.	6.30	8.70	11.00
Zn	23.00	44.50	35.50	42.00	216	687	698	530
Ga	18.00	27.60	29.40	29.20	24.90	58.00	52.00	63.00
Rb	134	192	171	187	461	1006	1170	1542
Sr	434	6.30	45.00	21.00	238	60.40	7.01	72.40
Y.	6.40	100	76.00	92.00	53.00	78.40	37.10	55.10
Zr	71.90	15.00	46.60	44.00	504	400	333	409
Nb	20.20	20.20	24.00	24.00	57.00	137	110	165
Ba	1372	33.00	59.00	45.00	435	293	223	728
Hf	3.30	3.3*	3.00	3.70	4.70	9.4*	8.1*	3.40
Pb	26.10	21.90	36.20	28.00	13.10	29.00	14.00	85.00
La	46.00	9*	41.00	38.00	59.00	380	13.00	291
Ce	66.00	15*	50.00	41.00	152	250	18.00	296
Nd ANN	35.40	12.00	23.70	15.80	n.d.	180	25.00	n.d.
Sm ANN	4.36	3.60	6.30	4.30	n.d.	13.00	2.00	n.d.
Eu ANN	1.13	0.15	0.41	0.34	n.d.	1.20	0.05	n.d.
Tb ANN	n.d.	1.30	n.d.	n.d.	n.d.	5.10	3.00	n.d.
Yb ANN	0.50	11.30	6.30	10.10	n.d.	7.50	15.00	n.d.
Lu ANN	0.30	1.80	1.00	1.60	n.d.	1.10	2.30	n.d.
Th	10.50	6.10	8.70	8.40	3.00	5.40	7.30	10.00
U.	4.40	23.10	9.20	19.00	3.50	12.00	5.00	4.00
Be	1.11	23.50	3.40	15.40	n.d.	3.22	1.70	3.97
Ta ANN	3.08	4.40	4.30	5.00	n.d.	4.40	4.50	n.d.
F.	755	866	1200	1200	n.d.	n.d.	13927	14204
Al/ Na+K+2Ca	1.04	1.12	1.26	1.10	0.64	1.67	1.68	1.71



Composition des biotites des endoskarns du massif Serra Dourada										
NUM	402	403	404	405	407	410	411	480	481	482
ECH	81a	81a	81a	81a	81a	81a	81a	72C	72C	72C
FACIES	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
Poids d'oxydes										
SiO ₂	33.05	33.10	33.13	32.89	33.03	32.82	33.30	33.41	33.37	33.54
Al ₂ O ₃	15.51	15.64	15.25	15.35	15.53	15.06	15.64	16.38	16.65	16.62
FeO	34.50	34.30	34.53	35.31	34.90	35.56	34.34	31.41	31.33	32.01
MnO	0.52	0.47	0.52	0.48	0.45	0.45	0.42	0.26	0.23	0.30
MgO	1.50	1.48	1.52	1.47	1.49	1.52	1.45	2.87	3.01	2.94
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04
Na ₂ O	0.14	0.10	n.d.	0.10	0.12	0.16	0.17	0.12	0.11	0.09
K ₂ O	9.99	9.02	9.94	9.89	9.66	9.89	9.91	9.29	9.28	9.11
TiO ₂	1.10	1.11	0.99	0.94	0.72	0.91	0.99	0.65	0.70	0.70
F.	1.02	1.17	1.14	1.10	1.04	0.85	1.05	n.d.	0.58	0.41
Cl	0.11	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.15	0.14	0.14
Total	97.44	96.52	97.14	97.66	97.07	97.35	97.39	94.54	95.40	95.90
Formules structurales										
SI	5.46	5.49	5.50	5.45	5.48	5.45	5.49	5.50	5.47	5.47
AL ₄	2.54	2.51	2.50	2.55	2.52	2.55	2.51	2.50	2.53	2.53
AL ₆	0.480	0.550	0.480	0.450	0.520	0.400	0.530	0.680	0.690	0.670
FE	4.77	4.76	4.79	4.89	4.84	4.94	4.73	4.33	4.30	4.37
MN	0.073	0.066	0.073	0.067	0.063	0.063	0.059	0.036	0.032	0.041
MG	0.369	0.366	0.376	0.363	0.368	0.376	0.356	0.705	0.736	0.715
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007
NA	0.045	0.032	n.d.	0.032	0.039	0.052	0.054	0.038	0.035	0.028
K.	2.10	1.91	2.10	2.09	2.04	2.10	2.08	1.95	1.94	1.90
TI	0.137	0.138	0.123	0.117	0.090	0.114	0.123	0.081	0.086	0.086
F.	0.533	0.614	0.598	0.576	0.545	0.446	0.547	n.d.	0.301	0.212
CL	0.031	0.037	0.034	0.036	0.037	0.037	0.034	0.042	0.039	0.039
Total	16.54	16.47	16.57	16.62	16.54	16.53	16.51	15.86	16.16	16.07
XFe	0.928	0.929	0.927	0.931	0.929	0.929	0.930	0.860	0.854	0.859

NUM	483	490	491	44	45	46	47	48	49	50
ECH	72C	72C	72C	MA03	MA03	MA03	MA03	MA03	MA03	MA03
FACIES	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
Poids d'oxydes										
SiO ₂	33.37	33.34	32.66	32.95	33.17	32.94	32.72	32.76	32.71	32.97
Al ₂ O ₃	16.27	16.24	15.67	14.69	14.81	15.07	14.77	14.55	14.74	14.63
FeO	31.44	32.61	32.85	35.65	35.55	35.48	35.94	35.92	35.61	35.87
MnO	0.30	0.25	0.23	0.45	0.52	0.52	0.51	0.54	0.58	0.55
MgO	2.93	2.83	2.77	0.70	0.72	0.71	0.72	0.74	0.68	0.69
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.03	0.02	0.06	0.04	0.08	0.06
Na ₂ O	0.09	0.10	0.04	0.07	0.09	0.05	0.13	0.08	0.11	0.09
K ₂ O	9.42	9.10	9.13	9.13	9.18	9.23	9.06	9.08	9.10	9.02
TiO ₂	0.90	0.96	1.01	0.54	1.04	0.51	0.64	0.66	0.63	0.61
F.	0.72	0.53	0.53	1.03	1.09	1.10	0.93	1.11	1.22	1.17
Cl	0.13	0.12	0.13	0.21	0.20	0.22	0.20	0.22	0.19	0.21
Total	95.57	96.08	95.02	95.46	96.40	95.87	95.68	95.70	95.66	95.87
Formules structurales										
SI	5.48	5.46	5.43	5.58	5.56	5.56	5.54	5.55	5.55	5.57
AL ₄	2.52	2.54	2.57	2.42	2.44	2.44	2.46	2.45	2.45	2.43
AL ₆	0.630	0.590	0.500	0.510	0.480	0.560	0.490	0.460	0.500	0.490
FE	4.32	4.46	4.57	5.05	4.98	5.00	5.08	5.09	5.05	5.07
MN	0.042	0.035	0.032	0.064	0.074	0.075	0.073	0.077	0.084	0.078
MG	0.718	0.690	0.687	0.178	0.180	0.180	0.181	0.188	0.173	0.173
CA	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	0.005	0.004	0.011	0.008	0.015	0.011
NA	0.029	0.032	0.013	0.022	0.028	0.018	0.044	0.025	0.035	0.031
K.	1.97	1.90	1.94	1.97	1.96	1.99	1.96	1.96	1.97	1.95
TI	0.111	0.118	0.126	0.069	0.131	0.065	0.081	0.084	0.080	0.078
F.	0.374	0.274	0.279	0.552	0.579	0.585	0.497	0.596	0.654	0.625
CL	0.036	0.033	0.037	0.062	0.057	0.063	0.058	0.064	0.055	0.060
Total	16.23	16.13	16.18	16.48	16.47	16.54	16.47	16.55	16.62	16.57
XFe	0.857	0.866	0.869	0.966	0.965	0.965	0.966	0.964	0.967	0.967

Composition des biotites des endoskarms du massif Serra Dourada										
NUM	51	52	53	54	683	684	685	686	687	691
ECH	MA03	MA03	MA03	MA03	81	81	81	81	81	81
FACIES	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
Poids d'oxydes										
SiO2	32.80	32.64	32.56	32.80	33.47	33.47	33.46	33.50	33.57	33.09
Al2O3	14.62	14.84	14.93	14.31	14.46	14.54	14.27	14.60	14.39	15.37
FeO	35.83	35.79	35.54	36.79	33.75	33.70	33.70	33.81	33.68	34.20
MnO	0.51	0.54	0.50	0.54	0.39	0.35	0.37	0.40	0.40	0.53
MgO	0.68	0.68	0.72	0.67	1.63	1.69	1.75	1.71	1.64	1.55
CaO	0.06	0.05	0.06	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.11	0.08	0.09	0.10	0.13	0.10	0.12	0.10	0.12	0.15
K2O	9.07	9.10	9.10	8.41	9.18	9.24	8.98	9.09	9.14	8.91
TiO2	0.57	0.61	0.51	0.56	2.20	2.39	2.39	1.94	2.71	0.92
F.	0.69	0.95	1.27	1.35	0.99	0.70	1.06	0.82	0.84	0.72
Cl	0.21	0.22	0.20	0.22	0.11	0.12	0.11	0.10	0.11	0.12
Total	95.16	95.51	95.49	95.78	96.31	96.30	96.21	96.07	96.60	95.56
Formules structurales										
SI	5.56	5.53	5.53	5.57	5.55	5.53	5.55	5.55	5.53	5.52
AL4	2.44	2.47	2.47	2.43	2.45	2.47	2.45	2.45	2.47	2.48
AL6	0.480	0.490	0.520	0.440	0.370	0.360	0.340	0.400	0.320	0.540
FE	5.08	5.07	5.05	5.23	4.68	4.65	4.67	4.68	4.64	4.77
MN	0.074	0.077	0.072	0.078	0.055	0.049	0.052	0.056	0.056	0.075
MG	0.172	0.173	0.182	0.170	0.403	0.416	0.433	0.422	0.403	0.385
CA	0.011	0.009	0.011	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.036	0.028	0.030	0.032	0.042	0.032	0.039	0.032	0.038	0.049
K.	1.96	1.97	1.97	1.82	1.94	1.95	1.90	1.92	1.92	1.90
TI	0.073	0.078	0.066	0.072	0.274	0.297	0.298	0.242	0.336	0.115
F.	0.371	0.508	0.681	0.725	0.519	0.366	0.556	0.430	0.438	0.380
CL	0.061	0.063	0.058	0.063	0.031	0.034	0.031	0.028	0.031	0.034
Total	16.32	16.47	16.64	16.64	16.31	16.15	16.32	16.21	16.18	16.25
XFe	0.967	0.967	0.965	0.969	0.921	0.918	0.915	0.917	0.920	0.925

NUM	692	693	694	697	698	41	42	636	641	642
ECH	81	81	81	81	81	MA7	MA7	78	78	78
FACIES	BI	BI	BI	BI	BI	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes										
SiO2	33.22	33.06	33.18	33.19	33.10	33.71	33.78	33.74	33.82	33.84
Al2O3	15.43	15.55	15.29	15.31	15.04	16.47	16.65	15.75	15.67	15.61
FeO	34.33	34.63	34.33	34.16	34.02	31.91	31.82	29.11	27.88	27.71
MnO	0.47	0.49	0.57	0.47	0.54	0.59	0.54	0.32	0.27	0.34
MgO	1.53	1.45	1.42	1.42	1.38	1.04	1.15	4.24	4.64	4.65
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.06	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.13	0.13	0.15	0.13	0.15	0.08	0.05	0.09	0.10	0.13
K2O	8.98	8.98	9.01	8.97	8.76	9.28	9.13	9.32	9.01	9.05
TiO2	0.73	0.84	0.98	1.08	0.96	2.43	2.39	1.79	1.72	1.93
F.	1.19	1.04	1.22	1.05	1.02	0.01	0.01	0.15	0.59	0.74
Cl	0.11	0.12	0.13	0.13	0.11	0.20	0.26	0.16	0.16	0.17
Total	96.12	96.29	96.28	95.91	95.08	95.78	95.83	94.67	93.86	94.17
Formules structurales										
SI	5.53	5.50	5.53	5.53	5.56	5.49	5.49	5.50	5.54	5.54
AL4	2.47	2.50	2.47	2.47	2.44	2.51	2.51	2.50	2.46	2.46
AL6	0.560	0.550	0.530	0.540	0.540	0.650	0.680	0.530	0.570	0.550
FE	4.78	4.82	4.78	4.76	4.78	4.35	4.33	3.97	3.82	3.79
MN	0.066	0.069	0.080	0.066	0.077	0.081	0.075	0.044	0.037	0.047
MG	0.380	0.360	0.353	0.353	0.346	0.254	0.278	1.03	1.13	1.13
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.010	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.042	0.042	0.048	0.042	0.049	0.024	0.015	0.028	0.032	0.041
K.	1.91	1.91	1.91	1.91	1.88	1.93	1.89	1.94	1.88	1.89
TI	0.091	0.105	0.123	0.135	0.121	0.298	0.292	0.219	0.212	0.237
F.	0.627	0.547	0.643	0.553	0.542	0.003	0.003	0.077	0.306	0.383
CL	0.031	0.034	0.037	0.037	0.031	0.055	0.072	0.044	0.044	0.047
Total	16.49	16.44	16.50	16.40	16.37	15.66	15.64	15.88	16.03	16.11
XFe	0.926	0.931	0.931	0.931	0.933	0.945	0.940	0.794	0.772	0.770

Composition des biotites des endoskarns du massif Serra Dourada										
NUM	651	652	653	655	699	701	702	705	708	710
ECH	63	63	63	63	73E	73E	73E	73E	73E	73E
FACIES	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes										
SiO ₂	33.72	33.25	33.94	33.22	33.64	33.59	33.51	32.87	34.04	33.77
Al ₂ O ₃	15.45	15.85	15.52	15.42	15.88	15.57	15.76	15.19	15.81	17.04
FeO	31.77	30.87	30.96	31.25	32.03	31.34	31.44	32.60	30.94	30.50
MnO	0.35	0.36	0.38	0.36	0.57	0.48	0.46	0.62	0.49	0.54
MgO	1.96	2.00	2.06	1.92	2.66	2.81	2.78	2.74	2.64	2.50
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.13	0.12	0.12	0.09	0.10	0.04	0.11	0.08	0.08	0.08
K ₂ O	9.21	9.31	9.13	9.34	9.01	9.18	9.06	8.80	8.99	9.10
TiO ₂	1.47	1.63	2.05	1.97	0.90	1.12	1.12	0.72	1.12	0.45
F.	0.92	0.89	0.93	0.70	1.19	0.99	1.42	1.01	0.75	0.83
Cl	0.12	0.12	0.14	0.10	0.11	0.11	0.12	0.15	0.08	0.40
Total	95.10	94.40	95.23	94.37	96.09	95.23	95.78	94.78	94.94	95.21
Formules structurales										
SI	5.59	5.66	5.59	5.54	5.53	5.55	5.53	5.51	5.60	5.55
AL ₄	2.41	2.34	2.41	2.46	2.47	2.45	2.47	2.49	2.40	2.45
AL ₆	0.610	0.840	0.600	0.570	0.610	0.580	0.600	0.510	0.670	0.850
FE	4.40	4.40	4.26	4.36	4.40	4.33	4.34	4.57	4.26	4.19
MN	0.049	0.052	0.053	0.051	0.079	0.067	0.064	0.088	0.068	0.075
MG	0.484	n.d.	0.506	0.477	0.652	0.692	0.684	0.685	0.647	0.612
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.042	0.040	0.038	0.029	0.032	0.013	0.035	0.026	0.026	0.025
K.	1.95	2.02	1.92	1.99	1.89	1.94	1.91	1.88	1.89	1.91
TI	0.183	0.209	0.254	0.247	0.111	0.139	0.139	0.091	0.139	0.056
F.	0.482	0.479	0.484	0.369	0.619	0.518	0.741	0.535	0.390	0.431
CL	0.034	0.035	0.039	0.028	0.031	0.031	0.034	0.043	0.022	0.111
Total	16.23	16.07	16.15	16.12	16.42	16.31	16.55	16.43	16.11	16.26
XFe	0.901	1.00	0.894	0.901	0.871	0.862	0.864	0.870	0.868	0.873

NUM	712	722	728	732
ECH	76C	79	79	73D
FACIES	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes				
SiO ₂	32.65	32.58	33.09	33.35
Al ₂ O ₃	14.79	15.11	16.02	15.78
FeO	33.75	33.53	32.91	31.33
MnO	0.51	0.44	0.47	0.52
MgO	1.46	1.37	1.46	2.55
CaO	0.08	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.16	0.08	0.09	0.08
K ₂ O	8.79	8.99	9.69	9.09
TiO ₂	1.25	1.25	0.68	1.04
F.	1.04	0.80	0.91	0.98
Cl	0.21	0.11	0.12	0.08
Total	94.69	94.26	95.44	94.80
Formules structurales				
SI	5.52	5.51	5.52	5.54
AL ₄	2.48	2.49	2.48	2.46
AL ₆	0.470	0.520	0.670	0.630
FE	4.78	4.74	4.59	4.35
MN	0.073	0.063	0.066	0.073
MG	0.368	0.346	0.363	0.631
CA	0.015	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.052	0.026	0.029	0.026
K.	1.90	1.94	2.06	1.93
TI	0.159	0.159	0.085	0.130
F.	0.557	0.428	0.480	0.515
CL	0.060	0.032	0.034	0.023
Total	16.43	16.25	16.38	16.31
XFe	0.929	0.932	0.927	0.873

Composition des amphiboles des endoskarns du massif de Serra Dourada										
num	1.	2.	3.	4.	5.	6.	10	11	14	18
éch	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7
faciès	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes										
SiO2	38.16	38.10	37.73	38.14	37.64	38.01	38.56	38.03	37.70	37.94
Al2O3	13.06	13.00	13.25	13.10	14.07	13.05	12.81	13.13	13.02	13.19
FeO	28.80	29.00	29.40	29.05	28.31	28.98	28.75	29.27	28.98	28.98
MnO	0.64	0.68	0.69	0.72	0.69	0.67	0.73	0.63	0.60	0.59
MgO	1.25	1.36	1.30	1.45	1.41	1.46	1.53	1.45	1.43	1.43
CaO	11.10	11.00	11.02	11.01	11.07	10.88	10.87	10.83	10.98	11.09
Na2O	1.31	1.47	1.34	1.47	1.20	1.45	1.50	1.63	1.49	1.55
K2O	1.84	1.84	1.82	1.88	1.87	1.84	1.87	1.81	1.78	1.83
TiO2	0.63	0.81	0.74	0.64	0.69	0.74	0.63	0.53	0.82	0.54
F.	n.d.	0.25	0.42	0.65	0.72	n.d.	0.51	0.59	0.58	0.87
Cl	0.16	0.10	0.12	0.11	0.14	0.13	0.11	0.13	0.14	0.10
Total	96.95	97.61	97.83	98.22	97.81	97.21	97.87	98.03	97.52	98.11
Formules structurales										
Si	6.22	6.19	6.14	6.18	6.11	6.18	6.25	6.18	6.16	6.17
AL4	1.78	1.81	1.86	1.82	1.89	1.82	1.75	1.82	1.84	1.83
AL6	0.730	0.680	0.680	0.680	0.800	0.680	0.700	0.690	0.670	0.700
Fe	3.92	3.94	4.00	3.94	3.84	3.94	3.90	3.98	3.96	3.94
Mn	0.088	0.094	0.095	0.099	0.095	0.092	0.100	0.087	0.083	0.081
Mg	0.304	0.329	0.315	0.350	0.341	0.354	0.370	0.351	0.348	0.347
Ca	1.94	1.91	1.92	1.91	1.92	1.90	1.89	1.89	1.92	1.93
Na	0.414	0.463	0.423	0.462	0.377	0.457	0.471	0.513	0.472	0.489
K.	0.382	0.381	0.378	0.389	0.387	0.382	0.387	0.375	0.371	0.380
Ti	0.077	0.099	0.091	0.078	0.084	0.091	0.077	0.065	0.101	0.066
F.	n.d.	0.128	0.216	0.333	0.369	n.d.	0.261	0.303	0.299	0.447
Cl	0.044	0.028	0.033	0.030	0.038	0.036	0.030	0.036	0.039	0.028
Total	15.90	16.05	16.15	16.27	16.25	15.93	16.19	16.29	16.26	16.41
XFe	0.928	0.923	0.927	0.918	0.918	0.918	0.913	0.919	0.919	0.919
num	19	20	28	29	636	637	638	639	644	700
éch	MA7	MA7	MA7	MA7	78	78	78	78	78	73E
faciès	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes										
SiO2	38.13	38.15	37.89	38.13	38.57	38.43	38.14	38.01	38.47	37.84
Al2O3	12.90	13.00	12.89	12.93	13.33	13.55	13.96	13.40	13.42	12.98
FeO	28.95	28.74	29.22	29.07	26.30	25.97	26.27	26.17	25.81	28.42
MnO	0.62	0.63	0.66	0.73	0.54	0.47	0.46	0.48	0.47	0.78
MgO	1.52	1.52	1.54	1.51	3.04	2.94	2.67	2.77	2.93	1.41
CaO	11.03	10.93	10.91	11.04	11.15	11.32	11.34	11.24	11.35	10.77
Na2O	1.67	1.51	1.53	1.58	1.48	1.36	1.41	1.41	1.41	1.59
K2O	1.85	1.81	1.86	1.84	1.69	1.56	1.76	1.73	1.65	1.76
TiO2	0.61	0.61	0.68	0.74	0.42	0.51	0.28	0.33	0.47	0.41
F.	n.d.	0.95	0.78	0.55	0.20	0.57	0.62	0.31	0.67	0.82
Cl	0.12	0.12	0.11	0.12	0.22	0.17	0.17	0.19	0.16	0.10
Total	97.40	97.97	98.07	98.24	96.94	96.85	97.08	96.04	96.81	96.88
Formules structurales										
Si	6.19	6.21	6.17	6.18	6.21	6.20	6.16	6.19	6.22	6.22
AL4	1.81	1.79	1.83	1.82	1.79	1.80	1.84	1.81	1.78	1.78
AL6	0.660	0.700	0.640	0.650	0.740	0.780	0.820	0.760	0.780	0.730
Fe	3.93	3.91	3.98	3.94	3.54	3.50	3.55	3.57	3.49	3.91
Mn	0.085	0.087	0.091	0.100	0.074	0.064	0.063	0.066	0.064	0.109
Mg	0.368	0.369	0.374	0.365	0.730	0.707	0.643	0.673	0.706	0.345
Ca	1.92	1.91	1.90	1.92	1.92	1.96	1.96	1.96	1.97	1.90
Na	0.526	0.476	0.483	0.496	0.462	0.426	0.442	0.446	0.442	0.507
K.	0.383	0.376	0.386	0.380	0.347	0.321	0.363	0.360	0.340	0.369
Ti	0.075	0.075	0.083	0.090	0.051	0.062	0.034	0.040	0.057	0.051
F.	n.d.	0.489	0.402	0.282	0.102	0.291	0.317	0.160	0.342	0.426
Cl	0.033	0.033	0.030	0.033	0.060	0.047	0.047	0.052	0.044	0.028
Total	15.98	16.42	16.37	16.26	16.03	16.16	16.24	16.09	16.23	16.37
XFe	0.914	0.914	0.914	0.915	0.829	0.832	0.847	0.841	0.832	0.919

Composition des amphiboles des endoskarns du massif de Serra Dourada										
num	704	709	727	387	390	398	D324	711	713	714
éch	73E	73E	79	75c	75c	75d	75B	76C	76C	76C
faciès	AM	AM	AM	PX	PX	PX	PX	PX	PX	PX
Poids d'oxydes										
SiO ₂	37.71	38.04	37.14	37.94	37.93	37.49	37.63	36.75	36.89	37.59
Al ₂ O ₃	12.96	12.98	11.93	12.83	12.32	13.01	13.07	12.68	12.41	12.38
FeO	28.53	28.56	29.61	30.71	30.06	29.06	29.05	29.88	30.32	29.67
MnO	0.81	0.72	0.70	0.53	0.49	0.53	0.50	0.73	0.66	0.71
MgO	1.47	1.62	0.87	1.02	1.37	1.28	1.07	0.90	0.84	0.93
CaO	10.62	10.67	10.37	11.05	11.08	11.09	11.50	10.44	10.42	10.37
Na ₂ O	1.58	1.67	1.53	1.24	1.37	1.35	1.12	1.81	1.59	1.80
K ₂ O	1.79	1.75	1.67	2.02	1.93	2.11	1.99	1.88	1.77	1.79
TiO ₂	0.37	0.47	0.16	0.26	0.48	0.21	0.12	0.37	0.24	0.24
F.	0.33	0.48	0.73	0.31	0.45	0.36	n.d.	0.85	0.50	0.66
Cl	0.10	0.09	0.13	0.14	0.17	0.16	0.55	0.22	0.22	0.20
Total	96.27	97.05	94.84	98.05	97.65	96.65	96.60	96.51	95.86	96.34
Formules structurales										
Si	6.21	6.21	6.28	6.19	6.21	6.18	6.20	6.14	6.19	6.25
AL ₄	1.79	1.79	1.72	1.81	1.79	1.82	1.80	1.86	1.81	1.75
AL ₆	0.730	0.710	0.660	0.660	0.590	0.710	0.740	0.640	0.640	0.680
Fe	3.93	3.90	4.19	4.19	4.12	4.01	4.00	4.18	4.25	4.13
Mn	0.113	0.100	0.100	0.073	0.068	0.074	0.070	0.103	0.094	0.100
Mg	0.361	0.394	0.219	0.248	0.335	0.315	0.263	0.224	0.210	0.231
Ca	1.87	1.87	1.88	1.93	1.94	1.96	2.03	1.87	1.87	1.85
Na	0.504	0.529	0.502	0.392	0.435	0.432	0.358	0.587	0.517	0.581
K.	0.376	0.365	0.361	0.421	0.403	0.444	0.418	0.401	0.379	0.380
Ti	0.046	0.058	0.020	0.032	0.059	0.026	0.015	0.047	0.030	0.030
F.	0.172	0.248	0.391	0.160	0.233	0.188	n.d.	0.449	0.265	0.347
Cl	0.028	0.025	0.037	0.039	0.047	0.045	0.154	0.062	0.063	0.056
Total	16.13	16.20	16.36	16.14	16.23	16.20	16.05	16.56	16.32	16.38
XFe	0.916	0.908	0.950	0.944	0.925	0.927	0.938	0.949	0.953	0.947

num	719	720
éch	75B	75B
faciès	PX	PX
Poids d'oxydes		
SiO ₂	37.11	37.22
Al ₂ O ₃	12.55	12.66
FeO	28.94	28.82
MnO	0.45	0.51
MgO	1.26	1.25
CaO	11.26	11.27
Na ₂ O	1.26	1.07
K ₂ O	2.07	2.01
TiO ₂	0.40	0.13
F.	0.77	0.06
Cl	0.20	0.19
Total	96.27	95.19
Formules structurales		
Si	6.18	6.21
AL ₄	1.82	1.79
AL ₆	0.640	0.700
Fe	4.03	4.02
Mn	0.063	0.072
Mg	0.313	0.311
Ca	2.01	2.02
Na	0.407	0.346
K.	0.440	0.428
Ti	0.050	0.016
F.	0.406	0.032
Cl	0.056	0.054
Total	16.41	16.00
XFe	0.928	0.928

Composition des pyroxènes des endoskarns du massif de Serra Dourada

numéro chanti. zone	286 75a PX	287 75a PX	385 75C PX	392 75c PX	394 75c PX	668 75 PX	669 75 PX	670 75 PX	671 75 PX	717 75B PX
Poids d'oxydes										
SiO ₂	48.35	47.89	48.33	48.51	47.91	48.23	47.62	47.59	47.29	47.34
Al ₂ O ₃	0.31	0.62	0.33	0.29	0.67	0.25	0.87	0.88	0.84	0.73
FeO	25.01	25.27	26.24	25.26	26.18	25.94	26.22	26.47	27.02	26.44
MnO	1.13	0.97	0.85	0.73	0.78	0.99	0.78	0.76	0.80	0.69
MgO	2.27	1.98	1.38	1.85	1.75	1.68	1.56	1.38	1.37	1.19
CaO	22.56	22.38	21.93	22.11	21.69	22.40	21.88	21.97	21.79	21.75
Na ₂ O	0.15	0.23	0.17	0.21	0.23	0.12	0.26	0.27	0.37	0.30
K ₂ O	n.d.	0.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.07	n.d.	n.d.
F.	0.27	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	0.01	0.21	0.10	n.d.	n.d.
Cl	0.01	0.02	0.02	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Total	100	99.52	99.29	98.97	99.21	99.65	99.41	99.50	99.50	98.47
Formules structurales										
Si	1.98	1.97	1.99	1.99	1.97	1.98	1.97	1.96	1.96	1.97
Al	0.015	0.030	0.016	0.014	0.033	0.012	0.042	0.043	0.041	0.036
Fe	0.855	0.868	0.904	0.869	0.902	0.891	0.905	0.913	0.934	0.921
Mn	0.039	0.034	0.030	0.025	0.027	0.034	0.027	0.027	0.028	0.024
Mg	0.138	0.121	0.085	0.113	0.107	0.103	0.096	0.085	0.084	0.074
Ca	0.988	0.985	0.968	0.974	0.958	0.986	0.968	0.971	0.966	0.971
Na	0.012	0.018	0.014	0.017	0.018	0.010	0.021	0.022	0.030	0.024
K.	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
F.	0.035	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	0.001	0.027	0.013	n.d.	n.d.
Cl	0.001	0.001	0.001	0.001	n.d.	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Total	4.06	4.03	4.01	4.00	4.01	4.02	4.06	4.04	4.04	4.02

numéro	718
échanti.	75B
zone	PX
Poids d'oxydes	
SiO ₂	47.18
Al ₂ O ₃	0.85
FeO	26.49
MnO	0.70
MgO	1.27
CaO	21.44
Na ₂ O	0.35
K ₂ O	0.01
TiO ₂	n.d.
F.	0.06
Cl	0.01
Total	98.36
Formules structurales	
Si	1.97
Al	0.042
Fe	0.924
Mn	0.025
Mg	0.079
Ca	0.958
Na	0.028
K.	0.001
Ti	n.d.
F.	0.008
Cl	0.001
Total	4.04

Composition des grenats des endoskarns du massif de Serra Dourada										
numéro	477	478	479	487	488	489	51	52	53	55
échant.	72C	72C	72C	72C	72C	72C	MA3	MA3	MA3	MA3
zones	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
Poids d'oxydes										
SiO ₂	36.90	36.91	37.15	36.81	36.47	36.78	36.76	36.89	36.86	37.01
Al ₂ O ₃	20.83	20.89	20.89	20.83	20.60	20.62	20.76	20.72	20.62	20.72
FeO	32.23	31.73	31.78	30.74	32.98	32.65	29.38	27.81	28.25	28.79
MnO	1.88	2.29	1.82	4.80	2.10	1.96	7.74	8.26	8.26	8.13
MgO	0.43	0.39	0.45	0.31	0.44	0.44	0.07	0.06	0.07	0.11
CaO	7.54	7.59	7.93	6.48	6.88	7.04	5.52	5.90	5.63	5.51
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.06	0.02	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.55	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.02	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.83	99.82	100	99.97	99.47	99.49	101	99.70	99.71	100
Formules structurales										
SI	2.00	2.00	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99	2.01	2.01	2.00
AL	1.33	1.33	1.33	1.33	1.32	1.32	1.33	1.33	1.32	1.32
FE	1.46	1.43	1.43	1.39	1.50	1.48	1.33	1.26	1.29	1.30
MN	0.086	0.105	0.083	0.220	0.097	0.090	0.356	0.380	0.381	0.373
MG	0.035	0.031	0.036	0.025	0.036	0.036	0.006	0.005	0.006	0.009
CA	0.437	0.440	0.458	0.376	0.402	0.410	0.321	0.344	0.328	0.320
NA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.006	0.002	n.d.
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.094	n.d.	n.d.	n.d.
CL	0.002	0.002	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	5.35	5.34	5.34	5.33	5.34	5.34	5.43	5.33	5.34	5.32

numéro	57	9.	12	13	15	16	17	32	33	647
échant.	MA3	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	78
zones	BI	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
Poids d'oxydes										
SiO ₂	36.42	37.09	37.05	37.29	36.80	37.10	36.70	37.11	37.29	36.72
Al ₂ O ₃	20.47	20.52	20.74	20.50	20.62	20.64	20.35	20.87	20.59	20.90
FeO	33.45	24.61	24.63	24.44	24.63	25.25	24.80	24.68	25.00	26.69
MnO	4.77	6.12	6.96	6.13	6.26	6.20	7.01	6.92	6.34	3.05
MgO	0.09	0.17	0.17	0.16	0.21	0.22	0.17	0.18	0.20	0.60
CaO	4.33	11.46	10.27	11.40	11.04	10.28	10.34	10.32	10.52	10.71
Na ₂ O	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	0.06	0.05	0.11	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.21	0.51	n.d.	n.d.	0.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.82	10	1	99.93	100.00	100	99.69	99.37	100	99.94
Formules structurales										
SI	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99
AL	1.32	1.30	1.32	1.30	1.31	1.31	1.30	1.32	1.30	1.33
FE	1.53	1.11	1.11	1.10	1.11	1.14	1.13	1.11	1.12	1.21
MN	0.221	0.279	0.317	0.279	0.286	0.283	0.322	0.315	0.289	0.140
MG	0.007	0.014	0.014	0.013	0.017	0.018	0.014	0.014	0.016	0.048
CA	0.254	0.660	0.592	0.656	0.639	0.594	0.601	0.594	0.606	0.622
NA	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	0.002	0.002	0.004	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.036	0.087	n.d.	n.d.	0.103	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	5.37	5.44	5.35	5.35	5.45	5.34	5.36	5.34	5.33	5.34

Composition des grenats des endoskarns du massif de Serra Dourada								
numéro	649	650	285	386	396	D323	715	716
échant.	78	78	75a	75c	75d	75B	75B	75B
zones	AM	AM	PX	PX	PX	PX	PX	PX
Poids d'oxydes								
SiO ₂	36.96	37.35	37.32	37.36	37.53	37.41	36.90	37.47
Al ₂ O ₃	21.05	21.16	20.78	20.32	20.43	20.13	20.46	24.96
FeO	26.61	26.87	19.64	18.89	21.12	19.40	19.46	10.35
MnO	3.21	3.39	2.53	3.02	3.13	3.77	3.32	0.30
MgO	0.65	0.53	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12	0.01
CaO	10.69	10.79	18.44	18.98	16.66	17.89	17.95	22.92
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	0.29	0.09	0.07	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.17	100	99.14	98.84	99.07	98.72	98.21	96.01
Formules structurales								
SI	1.99	1.99	1.99	2.00	2.01	2.01	1.99	1.96
AL	1.34	1.33	1.31	1.28	1.29	1.27	1.30	1.54
FE	1.20	1.20	0.877	0.845	0.945	0.870	0.877	0.454
MN	0.146	0.153	0.114	0.137	0.142	0.171	0.152	0.013
MG	0.052	0.042	0.010	0.008	0.010	0.010	0.010	0.001
CA	0.617	0.617	1.05	1.09	0.955	1.03	1.04	1.29
NA	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	0.049	0.015	0.012	n.d.	n.d.	n.d.
CL	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	5.34	5.33	5.40	5.38	5.36	5.36	5.37	5.26

Composition des sphères des endoskarns du massif de Serra Dourada									
numéro	41	42	43	46	51	52	22	650	651
échant.	76b	76b	76b	76b	72	72	M7	75	75
zone	BI	BI	BI	BI	BI	BI	AM	PX	PX
Poids d'oxydes									
SiO ₂	30.02	30.76	29.77	30.07	29.30	29.54	30.06	30.05	29.76
TiO ₂	36.92	36.52	37.12	37.10	34.92	35.88	29.56	27.13	26.24
Al ₂ O ₃	1.83	1.90	1.86	2.39	2.41	2.15	6.01	7.36	7.50
FeO	0.48	0.52	1.91	0.46	0.80	0.58	0.97	1.02	1.29
MnO	0.07	0.09	0.11	0.11	0.12	0.11	0.09	0.08	0.07
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	28.78	28.78	28.70	28.73	28.52	28.27	28.56	28.02	27.89
Y ₂ O ₃	0.14	0.06	0.16	0.12	1.20	0.57	n.d.	n.d.	n.d.
Nb ₂ O ₅	0.11	0.02	0.11	0.12	0.54	0.39	0.47	0.44	0.43
F.	0.71	0.89	0.34	0.32	0.30	0.60	1.50	2.60	2.40
SnO ₂	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.80	0.70	1.93	3.01	3.32
Total	99.07	99.54	100	99.44	98.91	98.79	99.15	99.71	98.90
Formules structurales									
Si	3.99	4.07	3.93	3.96	3.93	3.96	4.04	4.07	4.07
Ti	3.69	3.63	3.69	3.68	3.53	3.62	2.99	2.76	2.70
Al	0.287	0.296	0.290	0.371	0.381	0.340	0.952	1.17	1.21
Fe	0.053	0.058	0.211	0.051	0.090	0.065	0.109	0.115	0.147
Mn	0.008	0.010	0.012	0.012	0.014	0.012	0.010	0.009	0.008
Mg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	4.10	4.08	4.06	4.06	4.10	4.06	4.11	4.06	4.08
Y.	0.010	0.004	0.011	0.008	0.086	0.041	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	0.007	0.001	0.007	0.007	0.033	0.024	0.029	0.027	0.027
F.	0.299	0.372	0.142	0.133	0.127	0.254	0.638	1.11	1.04
Sn	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.043	0.037	0.103	0.162	0.181
Total	12.44	12.52	12.35	12.28	12.33	12.41	12.98	13.48	13.46





Composition des biotites des massifs de Serra d'Encosto, Serra da Mesa et Serra Branca

NUM	D330	D331	D332	D333	D335	D336	D312	D313	D316	583
ECH	16	16	16	16	16	16	35	35	15	0.
FACIES	GAB2	GAB2	GAB2	GAB2	GAB2	GAB2	GAB3	GAB3	GAB3	GAB3
MASSIF	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SM	SM	SM	SM
Poids d'oxydes										
SiO2	34.19	34.28	34.95	34.13	34.25	33.52	33.74	33.20	33.53	34.27
Al2O3	14.29	14.19	14.52	13.71	14.29	14.14	14.74	14.74	14.47	15.66
FeO	31.69	31.45	31.16	31.62	31.17	31.41	33.35	33.96	33.80	29.11
MnO	0.35	0.40	0.38	0.33	0.38	0.39	0.39	0.43	0.38	0.36
MgO	1.57	1.51	1.67	1.61	1.37	1.33	0.65	0.66	0.66	3.45
CaO	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.08	0.04	0.08	n.d.
Na2O	0.10	0.10	0.14	0.11	0.11	0.10	0.05	0.05	0.13	0.09
K2O	9.58	9.69	9.55	9.37	9.39	9.58	9.22	9.29	9.98	9.56
TiO2	2.71	2.76	2.63	2.52	2.47	2.66	2.29	1.73	2.23	3.14
F.	0.64	0.51	0.69	0.51	0.43	0.41	0.16	0.16	0.18	0.91
Cl	0.24	0.30	0.24	0.26	0.35	0.36	0.23	0.24	0.20	0.32
Total	95.47	95.31	96.05	94.28	94.33	94.01	94.90	94.50	95.64	96.87
Formules structurales										
SI	5.65	5.67	5.71	5.70	5.70	5.63	5.62	5.58	5.58	5.51
AL4	2.35	2.33	2.29	2.30	2.30	2.37	2.38	2.42	2.42	2.49
AL6	0.430	0.430	0.500	0.400	0.500	0.430	0.510	0.500	0.420	0.480
FE	4.38	4.35	4.25	4.42	4.34	4.41	4.64	4.78	4.71	3.91
MN	0.049	0.056	0.053	0.047	0.054	0.056	0.055	0.061	0.054	0.049
MG	0.387	0.372	0.406	0.401	0.340	0.333	0.161	0.165	0.164	0.826
CA	0.019	0.021	0.021	0.020	0.021	0.020	0.014	0.007	0.014	n.d.
NA	0.032	0.032	0.044	0.036	0.036	0.033	0.016	0.016	0.042	0.028
K.	2.02	2.04	1.99	2.00	1.99	2.05	1.96	1.99	2.12	1.96
TI	0.337	0.343	0.323	0.317	0.309	0.336	0.287	0.219	0.279	0.379
F.	0.334	0.267	0.356	0.270	0.226	0.218	0.084	0.085	0.095	0.462
CL	0.067	0.084	0.066	0.074	0.099	0.103	0.065	0.068	0.056	0.087
Total	16.05	15.99	16.01	15.98	15.91	15.99	15.79	15.89	15.95	16.18
XFe	0.919	0.921	0.913	0.917	0.927	0.930	0.966	0.967	0.966	0.826

NUM	584	312	D317	D318	D319	D320	592	594	595	871
ECH	0.	15	8.	8.	8.	8.	8.	8.	8.	94A
FACIES	GAB3	GAB3	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
MASSIF	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SB
Poids d'oxydes										
SiO2	34.44	33.13	33.73	34.39	33.63	34.02	33.23	33.99	34.02	33.77
Al2O3	16.24	14.31	16.22	16.39	15.63	16.11	17.32	16.38	16.37	16.54
FeO	28.23	34.00	29.66	30.02	30.51	29.89	31.77	31.32	31.59	28.16
MnO	0.33	0.40	0.36	0.36	0.38	0.38	0.73	0.64	0.57	0.18
MgO	3.44	0.53	2.10	1.65	1.53	1.62	0.98	1.34	1.34	2.54
CaO	n.d.	0.09	0.06	0.02	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.07	0.12	0.10	0.20	0.08	n.d.	0.03	0.08	0.09	0.05
K2O	9.63	9.50	9.15	9.34	9.13	9.31	8.97	9.47	9.46	9.56
TiO2	2.91	2.80	2.45	1.96	2.54	2.02	2.47	2.41	2.10	2.27
F.	0.75	0.28	0.44	0.52	0.40	0.40	0.26	0.41	0.22	0.94
Cl	0.33	0.05	0.24	0.22	0.23	0.17	0.24	0.25	0.24	0.16
Total	96.37	95.21	94.51	95.07	94.07	93.92	96.00	96.29	96.00	94.17
Formules structurales										
SI	5.52	5.54	5.54	5.61	5.57	5.62	5.41	5.52	5.54	5.55
AL4	2.48	2.46	2.46	2.39	2.43	2.38	2.59	2.48	2.46	2.45
AL6	0.590	0.360	0.680	0.760	0.620	0.760	0.730	0.660	0.680	0.750
FE	3.79	4.75	4.07	4.10	4.23	4.13	4.32	4.26	4.30	3.87
MN	0.045	0.057	0.050	0.050	0.053	0.053	0.101	0.088	0.079	0.025
MG	0.822	0.132	0.514	0.402	0.378	0.399	0.238	0.325	0.325	0.622
CA	n.d.	0.016	0.011	0.003	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.022	0.039	0.032	0.063	0.026	n.d.	0.009	0.025	0.028	0.016
K.	1.97	2.03	1.92	1.95	1.93	1.96	1.86	1.96	1.96	2.00
TI	0.351	0.352	0.302	0.241	0.317	0.251	0.302	0.294	0.257	0.281
F.	0.380	0.148	0.228	0.268	0.210	0.209	0.134	0.211	0.113	0.489
CL	0.090	0.014	0.067	0.061	0.065	0.048	0.066	0.069	0.066	0.045
Total	16.06	15.90	15.87	15.90	15.83	15.81	15.76	15.89	15.81	16.10
XFe	0.822	0.973	0.888	0.911	0.918	0.912	0.948	0.929	0.930	0.862

Composition des biotites des massifs de Serra d'Encosto, Serra da Mesa et Serra Branca

NUM	872	873	874	875	876	877	878
ECH	94A	94A	94A	144B	144B	144B	144B
FACIES	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
MASSIF	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB

Poids d'oxydes

SiO2	33.95	34.59	34.55	35.36	34.96	35.50	35.25
Al2O3	16.47	16.82	16.76	16.01	17.93	17.50	17.72
FeO	28.87	29.84	27.71	29.42	30.29	30.99	30.01
MnO	0.24	0.34	0.25	0.18	0.11	0.14	0.16
MgO	2.53	2.53	2.48	1.59	1.81	1.71	1.52
CaO	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.07	0.06	0.07
Na2O	0.05	0.09	0.03	n.d.	n.d.	0.06	0.15
K2O	9.66	9.38	9.47	9.22	9.24	9.32	9.05
TiO2	2.06	2.20	1.97	2.64	2.25	2.08	2.04
F.	0.62	0.40	0.48	n.d.	0.47	0.08	0.13
Cl	0.17	0.07	0.08	0.13	0.12	0.22	0.23
Total	94.63	96.26	93.78	94.56	97.25	97.66	96.33

Formules structurales

Si	5.55	5.54	5.64	5.72	5.53	5.59	5.60
Al4	2.45	2.46	2.36	2.28	2.47	2.41	2.40
Al6	0.730	0.720	0.860	0.770	0.870	0.840	0.920
Fe	3.95	4.00	3.78	3.98	4.01	4.08	3.99
Mn	0.033	0.046	0.035	0.025	0.015	0.019	0.022
Mg	0.617	0.604	0.603	0.383	0.427	0.401	0.360
Ca	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.012	0.010	0.012
Na	0.016	0.028	0.009	n.d.	n.d.	0.018	0.046
K.	2.02	1.92	1.97	1.90	1.86	1.87	1.84
Ti	0.253	0.265	0.242	0.321	0.268	0.246	0.244
F.	0.321	0.203	0.248	n.d.	0.235	0.040	0.065
Cl	0.047	0.019	0.022	0.036	0.032	0.059	0.062
Total	15.99	15.80	15.77	15.42	15.73	15.58	15.56
XFe	0.865	0.869	0.862	0.912	0.904	0.911	0.917

Composition des sphènes du massif de Serra da Mesa

numéro	29	30	31	32	14	39	40
échant.	8.	8.	8.	8.	35	35	35
faciès	GB2	GB2	GB2	GB2	GAB3	GAB3	GAB3

Poids d'oxydes

SiO2	31.38	30.83	31.25	31.14	30.03	29.71	29.95
TiO2	29.07	27.15	28.31	29.19	30.82	30.19	31.49
Al2O3	8.03	8.87	8.40	7.64	5.47	7.97	5.01
FeO	0.73	0.67	0.89	0.86	1.56	1.63	1.24
MnO	0.11	0.08	0.13	0.10	n.d.	0.03	0.06
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.13	n.d.
CaO	29.41	29.33	28.97	29.20	28.84	28.04	28.48
Y2O3	0.40	0.53	0.57	0.58	0.70	0.79	0.52
Nb2O5	0.18	0.23	0.24	0.36	0.53	0.62	0.50
F.	2.23	2.47	2.05	2.57	1.99	2.27	1.89
Total	102	100	101	102	99.95	101	99.14

Formules structurales

Si	4.09	4.09	4.10	4.08	4.02	3.91	4.03
Ti	2.85	2.71	2.79	2.88	3.10	2.99	3.19
Al	1.23	1.39	1.30	1.18	0.863	1.24	0.794
Fe	0.080	0.074	0.098	0.094	0.175	0.180	0.139
Mn	0.012	0.009	0.014	0.011	n.d.	0.003	0.007
Mg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.026	n.d.
Ca	4.11	4.16	4.07	4.10	4.13	3.96	4.10
Y.	0.028	0.037	0.040	0.040	0.050	0.055	0.037
Nb	0.011	0.014	0.014	0.021	0.032	0.037	0.030
F.	0.919	1.04	0.850	1.06	0.842	0.945	0.804
Total	13.33	13.52	13.28	13.47	13.21	13.35	13.13

Composition des amphiboles des massifs de Serra d'Encosto et de Serra da Mesa										
num	D325	D326	D328	D329	D334	D301	D302	D303	D305	307
ech	16	16	16	16	16	15	15	15	15	15
faciès	GAB2	GAB2	GAB2	GAB2	GAB2	GAB3	GAB3	GAB3	GAB3	GAB3
massif	SE	SE	SE	SE	SE	SM	SM	SM	SM	SM
Poids d'oxydes										
SiO2	38.71	38.88	38.61	39.50	39.61	38.82	38.01	38.24	39.28	37.20
Al2O3	12.20	11.92	12.19	11.84	11.83	10.45	10.61	10.62	10.92	11.18
FeO	28.76	28.46	28.84	28.29	28.37	31.79	31.44	32.89	32.65	33.00
MnO	0.50	0.52	0.72	0.58	0.55	0.27	0.32	0.34	0.35	0.69
MgO	0.92	0.94	0.91	0.96	0.96	0.39	0.40	0.38	0.39	0.36
CaO	10.63	10.77	10.67	10.59	10.64	10.44	10.52	10.58	10.45	10.58
Na2O	1.86	1.72	1.72	1.72	1.81	1.74	1.78	2.12	2.09	1.82
K2O	1.96	2.02	1.97	1.97	2.04	2.00	2.18	2.02	1.93	2.09
TiO2	0.74	0.82	0.67	0.92	0.83	0.78	0.73	0.68	0.74	0.60
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.34	0.31	0.29	0.29	0.42	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08
Total	96.62	96.36	96.59	96.66	97.06	96.75	96.07	97.93	98.86	97.60
Formules structurales										
SI	6.34	6.38	6.33	6.44	6.44	6.49	6.36	6.31	6.38	6.19
AL4	1.66	1.62	1.67	1.56	1.56	1.51	1.64	1.69	1.62	1.81
AL6	0.700	0.680	0.690	0.710	0.710	0.550	0.450	0.380	0.470	0.380
FE	3.94	3.90	3.96	3.85	3.86	4.45	4.40	4.54	4.43	4.59
MN	0.069	0.072	0.100	0.080	0.076	0.038	0.045	0.048	0.048	0.097
MG	0.225	0.230	0.223	0.233	0.233	0.097	0.100	0.094	0.094	0.089
CA	1.87	1.89	1.88	1.85	1.85	1.87	1.89	1.87	1.82	1.89
NA	0.591	0.547	0.547	0.543	0.571	0.564	0.578	0.679	0.658	0.587
K.	0.410	0.423	0.412	0.409	0.423	n.d.	0.465	0.425	0.400	0.444
TI	0.091	0.101	0.083	0.113	0.101	0.098	0.092	0.084	0.090	0.075
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL	0.094	0.086	0.081	0.080	0.116	0.020	0.023	0.017	0.017	0.023
Total	15.99	15.93	15.98	15.87	15.94	15.69	16.04	16.14	16.03	16.17
XFe	0.946	0.944	0.947	0.943	0.943	0.979	0.978	0.980	0.979	0.981

num	308	D314	D315
ech	15	35	35
faciès	GAB3	GAB3	GAB3
massif	SM	SM	SM
Poids d'oxydes			
SiO2	37.42	38.21	37.34
Al2O3	11.10	10.75	11.69
FeO	33.23	31.47	32.88
MnO	0.57	0.53	0.55
MgO	0.39	0.44	0.39
CaO	10.51	10.60	10.53
Na2O	1.96	1.82	1.86
K2O	2.01	2.06	2.08
TiO2	0.64	0.73	0.58
F.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.06	0.48	0.26
Total	97.89	97.09	98.16
Formules structurales			
SI	6.20	6.35	6.17
AL4	1.80	1.65	1.83
AL6	0.370	0.460	0.450
FE	4.61	4.37	4.54
MN	0.080	0.075	0.077
MG	0.096	0.109	0.096
CA	1.87	1.89	1.86
NA	0.630	0.587	0.596
K.	0.425	0.437	0.439
TI	0.080	0.091	0.072
F.	n.d.	n.d.	n.d.
CL	0.017	0.135	0.073
Total	16.18	16.15	16.20
XFe	0.980	0.976	0.979

Composition des grenats des massifs de Serra da Mesa et de Serra d'Encosto

num	D321	585	586	587	588	589	590	591	593	571
ech	8.	8.	8.	8.	8.	8.	8.	8.	8.	19B
faciès	GAB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	AP
massif	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SE
Poids d'oxydes										
SiO2	36.79	37.29	37.46	37.49	37.65	37.39	37.68	37.16	37.55	37.55
Al2O3	20.69	21.12	21.15	21.26	21.38	21.24	21.35	21.28	21.36	20.34
FeO	25.56	26.65	25.77	26.29	25.46	25.28	25.81	24.96	25.62	22.77
MnO	5.60	5.80	5.82	5.44	5.71	5.77	6.26	6.65	6.08	3.61
MgO	0.11	0.13	0.10	0.13	0.13	0.12	0.13	0.10	0.13	0.11
CaO	10.09	9.87	10.41	10.58	10.50	10.93	10.14	10.53	10.70	15.62
Na2O	n.d.	0.03	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.85	101	101	101	101	101	101	101	101	100
Formules structurales sur la base de 12 oxygènes										
Si	3.00	2.98	2.99	2.99	3.00	2.99	2.99	2.98	2.98	3.00
Al	1.99	1.99	1.99	2.00	2.01	2.00	2.00	2.01	2.00	1.92
Fe	1.74	1.78	1.72	1.75	1.70	1.69	1.71	1.67	1.70	1.52
Mn	0.387	0.393	0.394	0.367	0.385	0.390	0.421	0.451	0.409	0.244
Mg	0.013	0.016	0.012	0.015	0.015	0.014	0.015	0.012	0.015	0.013
Ca	0.881	0.847	0.892	0.903	0.896	0.935	0.863	0.903	0.911	1.34
Na	n.d.	0.005	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.025
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	8.01	8.01	8.00	8.02	8.01	8.02	8.00	8.03	8.01	8.07

num	572	573	575	576
ech	19B	19B	17	17
faciès	AP	AP	AP	AP
massif	SE	SE	SE	SE
Poids d'oxydes				
SiO2	37.72	37.68	37.06	35.89
Al2O3	20.29	20.44	20.87	20.36
FeO	22.68	22.50	27.37	27.69
MnO	3.71	3.43	4.16	3.32
MgO	0.08	0.09	0.10	0.14
CaO	15.80	15.93	9.76	10.12
Na2O	n.d.	n.d.	0.07	n.d.
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.06	0.01	n.d.	n.d.
F.	n.d.	0.15	0.11	0.18
Cl	n.d.	0.03	n.d.	n.d.
Total	100	100	99.50	97.70
Formules structurales				
Si	3.01	3.01	3.00	2.97
Al	1.91	1.92	1.99	1.99
Fe	1.51	1.50	1.85	1.92
Mn	0.250	0.232	0.286	0.233
Mg	0.010	0.011	0.012	0.017
Ca	1.35	1.36	0.847	0.899
Na	n.d.	n.d.	0.011	n.d.
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	0.004	0.001	n.d.	n.d.
F.	n.d.	0.038	0.028	0.047
Cl	n.d.	0.004	n.d.	n.d.
Total	8.04	8.08	8.02	8.08

Composition chimique des granites des massifs de Serra d'Encosto, Serra da Mesa et Serra Branca

Ech	1A	1B	3.	2.	5B	6B	1.	2A	2B	3.
FACIES	GAB2	GAB2	AP	GAB2	GAB2	GAB2	GB2	GAB3	GAB3	GAB3
MASSIF	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SM	SM	SM	SM
Poids d'oxydes										
SiO2	67.30	67.92	74.40	69.70	65.34	67.99	76.90	74.50	75.85	76.55
Al2O3	15.30	15.24	12.70	14.10	15.25	15.15	11.60	11.40	11.26	11.60
Fe2O3	4.73	4.78	1.56	2.36	5.51	4.51	3.21	3.45	3.13	3.18
MnO	0.06	0.06	0.04	0.02	0.07	0.06	0.05	0.03	0.05	0.04
MgO ICP	0.23	0.16	0.06	0.20	0.20	0.15	0.20	0.06	0.07	0.11
CaO	1.64	1.61	1.05	0.93	1.89	1.52	0.82	1.22	0.79	0.85
Na2O ICP	2.90	3.08	2.48	2.29	3.26	3.13	2.65	2.55	2.85	2.75
K2O	7.05	7.07	5.98	7.44	6.38	7.24	5.20	5.07	5.04	5.03
TiO2 ICP	0.45	0.44	0.12	0.36	0.51	0.42	0.45	0.35	0.36	0.37
P2O5	0.11	0.09	0.04	0.04	0.09	0.11	0.03	0.05	0.04	0.07
PF	0.80	0.44	0.62	0.64	0.54	0.55	0.35	0.21	0.46	0.36
Total	101	101	99.05	98.08	99.04	101	101	98.89	99.90	101
Li ICP	18.60	n.d.	9.74	14.50	n.d.	n.d.	13.50	16.50	n.d.	11.00
Sc ANN	8.40	n.d.	2.00	4.10	n.d.	n.d.	7.00	9.00	n.d.	6.50
V. ICP	1.50	n.d.	5.30	3.70	n.d.	n.d.	0.59	0.48	n.d.	0.10
Co ANN	2.60	n.d.	0.80	1.20	n.d.	n.d.	1.20	0.70	n.d.	1.20
Ni	4.80	4.00	4.40	4.40	4.40	4.90	8.50	4.80	7.80	7.30
Cu ICP	6.40	n.d.	2.00	2.00	n.d.	n.d.	2.00	2.00	n.d.	2.00
Zn	89.00	93.00	36.00	44.60	110	88.00	113	74.00	36.00	35.00
Ga	28.00	30.00	23.00	25.30	30.20	27.80	18.60	19.20	18.10	18.20
Rb	257	272	220	299	255	273	159	193	161	155
Sr	124	130	92	117	124	123	73.00	71.00	75.30	87.00
Y.	167	173	149	67	189	147	90	92	103	101
Zr	457	468	178	346	525	452	462	448	387	374
Nb	52.60	53.00	15.00	25.30	61.00	50.00	24.90	28.00	15.20	15.00
Ba	1342	1270	862	1394	1209	1304	986	1104	869	1033
Hf	16*	15	8*	12.3*	19.60	15.60	13*	14*	13.80	13*
Pb	51.70	52.00	39.70	48.70	49.50	51.40	14.20	34.30	12.80	12.90
La	280	268	134	150	322	257	94.00	80.00	101	105
Ce	345	382	133	230	504	398	168	175	149	149
Nd ANN	187	n.d.	90.00	85.00	n.d.	n.d.	86.00	80.00	n.d.	92.00
Sm ANN	35.00	n.d.	18.00	18.00	n.d.	n.d.	9.00	8.00	n.d.	10.00
Eu ANN	1.80	n.d.	1.20	1.60	n.d.	n.d.	1.40	1.40	n.d.	1.60
Tb ANN	4.60	n.d.	3.30	2.10	n.d.	n.d.	2.90	2.70	n.d.	3.30
Yb ANN	10.00	n.d.	14.40	4.60	n.d.	n.d.	6.30	8.00	n.d.	7.50
Lu ANN	1.30	n.d.	2.20	0.60	n.d.	n.d.	1.00	1.40	n.d.	1.20
Th	36.40	41.00	23.00	27.30	52.00	41.00	23.00	20.00	21.50	21.00
U.	4.60	4.40	5.30	6.10	6.90	3.30	5.30	4.00	5.50	4.90
Be ICP	1.66	n.d.	2.40	1.85	n.d.	n.d.	1.88	4.50	n.d.	2.17
Ta ANN	2.80	n.d.	1.90	2.80	n.d.	n.d.	0.90	1.20	n.d.	0.90
F.	1215	n.d.	1255	1318	n.d.	n.d.	784	610	n.d.	1058
Al/ Na+K+2Ca	0.99	0.97	1.02	1.04	0.97	0.96	1.01	0.96	0.97	1.01

Composition chimique des granites des massifs
de Serra d'Encosto, Serra da Mesa et Serra Branca

Ech	4.	101	144B
FACIES	GAB3	GB3	GB3
MASSIF	SM	SB	SB
Poids d'oxydes			
SiO2	73.00	73.40	76.70
Al2O3	12.30	12.40	12.20
Fe2O3	4.67	1.41	2.46
MnO	0.05	0.03	0.04
MgO ICP	0.26	0.17	0.15
CaO	1.51	0.66	0.63
Na2O ICP	2.70	2.48	2.37
K2O	5.07	5.34	4.50
TiO2 ICP	0.50	0.29	0.19
P2O5	0.08	0.06	0.10
PF	0.36	1.80	1.96
Total	100	98.04	101
Li ICP	58.90	n.d.	n.d.
Sc ANN	8.50	n.d.	n.d.
V ICP	3.93	n.d.	n.d.
Co ANN	2.70	n.d.	n.d.
Ni	5.30	2.60	2.00
Cu ICP	2.00	2.00	2.00
Zn	185*	37.00	52.00
Ga	21.20	32.00	28.30
Rb	186	331	296
Sr	102	30.00	29.00
Y.	86.00	92.00	76.00
Zr	515	79.00	194
Nb	23.50	42.00	51.00
Ba	1142	187	473
Hf	17*	13.20	13.40
Pb	31.30	21.00	14.00
La	80*	44.00	64.00
Ce	151*	109	168
Nd	75*	35.00	n.d.
Sm	8*	11.70	n.d.
Eu	1.4*	0.40	n.d.
Tb	3*	n.d.	n.d.
Yb	7*	1.40	n.d.
Lu	1.2*	0.19	n.d.
Th	22*	16.00	25.00
U.	4.90	13.00	7.20
Be	2.19	n.d.	n.d.
Ta	1.2*	n.d.	n.d.
F.	1140	n.d.	n.d.
AL/ Na+K+2Ca	0.97	1.12	1.23



Composition chimique des biotites du granite GB du massif de SUCURI

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BA	BA	BA	BA
NUMERO	103	111	113	411	412	413	415	419	420	421
ECHAN	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A
Poids d'oxydes										
SiO2	34.90	34.50	34.40	34.50	34.70	34.70	35.20	36.40	34.90	35.10
Al2O3	15.90	15.90	16.30	15.70	15.80	15.60	16.20	17.10	16.40	16.60
TiO2	2.14	2.06	2.27	2.12	1.93	2.06	2.06	1.88	1.95	1.64
FeO	31.00	31.50	31.50	32.30	31.80	31.50	31.50	27.60	31.50	29.90
MnO	0.35	0.39	0.36	0.39	0.45	0.39	0.40	0.38	0.43	0.33
MgO	0.81	0.75	0.73	0.74	0.73	0.79	0.74	0.71	0.71	0.80
CaO	0.06	0.04	0.04	0.10	0.02	n.d.	0.01	0.06	0.01	0.07
Na2O	n.d.	0.02	0.05	0.05	0.05	0.03	0.10	0.07	0.06	0.09
K2O	9.44	9.54	9.46	9.40	9.43	9.35	9.28	9.39	9.34	8.52
F.	1.70	2.09	1.38	1.39	1.55	1.68	1.64	1.53	1.83	1.53
Cl	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.08	0.03
Total	96.32	96.81	96.51	96.73	96.51	96.15	97.18	95.15	97.21	94.61
Formules structurales										
SI	5.70	5.66	5.61	5.64	5.68	5.70	5.70	5.87	5.67	5.76
AL4	2.30	2.34	2.39	2.36	2.32	2.30	2.30	2.13	2.33	2.24
AL6	0.760	0.730	0.740	0.670	0.730	0.720	0.790	1.12	0.810	0.970
TI	0.263	0.254	0.278	0.261	0.238	0.254	0.251	0.228	0.238	0.202
FE	4.24	4.32	4.30	4.42	4.35	4.33	4.26	3.72	4.28	4.10
MN	0.048	0.054	0.050	0.054	0.062	0.054	0.055	0.052	0.059	0.046
MG	0.197	0.183	0.177	0.180	0.178	0.193	0.179	0.171	0.172	0.196
CA	0.011	0.007	0.007	0.018	0.004	n.d.	0.002	0.010	0.002	0.012
NA	n.d.	0.006	0.016	0.016	0.016	0.010	0.031	0.022	0.019	0.029
K.	1.97	2.00	1.97	1.96	1.97	1.96	1.92	1.93	1.93	1.78
F.	0.878	1.08	0.712	0.719	0.802	0.873	0.839	0.780	0.940	0.794
CL	0.006	0.006	0.006	0.011	0.014	0.014	0.014	0.008	0.022	0.008
Total	16.37	16.64	16.26	16.31	16.36	16.41	16.34	16.04	16.47	16.14
XFe	0.956	0.959	0.960	0.961	0.961	0.957	0.960	0.956	0.961	0.954

TYPE	BD	BD	BD	BD	BA	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	424	425	427	429	433	440	441	445	446	438
ECHAN	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A

Poids d'oxydes										
SiO2	34.70	34.70	35.10	36.80	34.80	35.00	34.90	34.50	34.70	34.60
Al2O3	15.70	16.30	17.20	18.50	16.20	15.80	15.90	15.40	15.70	15.60
TiO2	1.95	1.94	2.01	1.71	1.77	1.68	1.71	1.75	1.82	1.92
FeO	31.70	30.80	29.30	27.60	30.30	31.40	31.90	32.00	31.60	31.80
MnO	0.41	0.35	0.34	0.35	0.35	0.39	0.44	0.34	0.36	0.37
MgO	0.76	0.75	0.75	0.69	0.81	0.84	0.81	0.84	0.81	0.85
CaO	0.03	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Na2O	0.08	0.06	0.09	0.08	0.11	0.09	0.09	0.07	0.06	0.05
K2O	9.14	9.05	8.70	9.05	8.68	8.97	9.02	9.00	8.92	9.10
F.	1.86	1.69	1.71	1.53	1.76	1.60	1.80	1.75	1.87	1.63
Cl	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03
Total	96.36	95.69	95.25	96.38	94.84	95.82	96.61	95.68	95.87	95.97

Formules structurales										
SI	5.70	5.69	5.71	5.82	5.74	5.74	5.70	5.71	5.71	5.69
AL4	2.30	2.31	2.29	2.18	2.26	2.26	2.30	2.29	2.29	2.31
AL6	0.740	0.840	1.01	1.27	0.890	0.790	0.760	0.710	0.760	0.720
TI	0.241	0.239	0.246	0.203	0.219	0.207	0.210	0.218	0.225	0.238
FE	4.35	4.22	3.99	3.65	4.18	4.31	4.36	4.43	4.35	4.38
MN	0.057	0.049	0.047	0.047	0.049	0.054	0.061	0.048	0.050	0.052
MG	0.186	0.183	0.182	0.163	0.199	0.205	0.197	0.207	0.199	0.208
CA	0.005	0.004	0.002	0.007	0.005	0.002	0.002	0.004	0.002	0.004
NA	0.025	0.019	0.028	0.025	0.035	0.029	0.029	0.022	0.019	0.016
K.	1.91	1.89	1.81	1.83	1.83	1.88	1.88	1.90	1.87	1.91
F.	0.966	0.876	0.880	0.765	0.918	0.830	0.930	0.916	0.974	0.848
CL	0.008	0.008	0.011	0.008	0.008	0.011	0.008	0.003	0.006	0.008
Total	16.49	16.33	16.21	15.97	16.33	16.32	16.44	16.46	16.45	16.38
XFe	0.959	0.958	0.956	0.957	0.955	0.955	0.957	0.955	0.956	0.955

Composition chimique des biotites du granite GB du massif de SUCURI

TYPE	BI	BA	BA	BA	BP	BP	BI	BI	BI	BI
NUMERO	423	448	453	454	459	464	6259	8561	8562	8566
ECHAN	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	901	901	901
Poids d'oxydes										
SiO2	34.60	34.50	34.60	36.50	34.70	34.40	34.50	34.15	34.22	34.11
Al2O3	16.10	16.30	15.60	16.10	15.90	15.60	15.10	15.76	16.42	16.00
TiO2	1.70	2.42	1.96	1.77	2.13	1.98	1.97	2.14	2.20	2.37
FeO	31.40	29.60	31.90	30.20	31.00	31.60	30.90	31.72	31.51	31.50
MnO	0.36	0.49	0.40	0.39	0.46	0.46	0.38	0.41	0.41	0.39
MgO	0.70	0.72	0.80	0.82	0.94	0.96	0.73	0.70	0.72	0.72
CaO	0.05	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	n.d.	0.01
Na2O	0.09	0.04	0.05	0.07	0.06	0.11	0.06	0.06	0.05	0.08
K2O	9.05	8.87	9.14	8.71	8.91	8.90	9.20	9.28	9.32	9.38
F.	1.32	1.91	1.51	1.52	1.77	1.58	1.73	1.49	1.37	1.52
Cl	n.d.	0.03	0.07	0.03	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01	n.d.
Total	95.37	94.90	96.05	96.15	95.95	95.68	94.63	95.74	96.23	96.08
Formules structurales										
SI	5.69	5.69	5.69	5.88	5.69	5.67	5.76	5.64	5.60	5.60
AL4	2.31	2.31	2.31	2.12	2.31	2.33	2.24	2.36	2.40	2.40
AL6	0.810	0.860	0.710	0.940	0.760	0.700	0.730	0.710	0.760	0.700
TI	0.210	0.300	0.242	0.214	0.263	0.246	0.247	0.266	0.271	0.293
FE	4.32	4.08	4.39	4.07	4.25	4.36	4.31	4.38	4.31	4.33
MN	0.050	0.068	0.056	0.053	0.064	0.064	0.054	0.057	0.057	0.054
MG	0.172	0.177	0.196	0.197	0.234	0.236	0.182	0.172	0.175	0.176
CA	0.009	0.004	0.004	0.007	0.007	0.007	0.005	0.004	n.d.	0.002
NA	0.029	0.013	0.016	0.022	0.019	0.035	0.019	0.019	0.016	0.025
K.	1.90	1.87	1.92	1.79	1.86	1.87	1.96	1.95	1.94	1.97
F.	0.687	0.996	0.785	0.774	0.918	0.824	0.913	0.778	0.708	0.790
CL	n.d.	0.008	0.020	0.008	0.011	0.014	0.008	0.003	0.003	n.d.
Total	16.19	16.38	16.34	16.07	16.39	16.36	16.43	16.34	16.24	16.34
XFe	0.962	0.958	0.957	0.954	0.948	0.949	0.959	0.962	0.961	0.961

TYPE	BI	BI	BI	BI
NUMERO	8567	6237	6242	6243
ECHAN	901	S4	S4	S4
Poids d'oxydes				
SiO2	34.14	33.90	34.10	34.40
Al2O3	15.93	16.20	15.90	16.60
TiO2	2.26	2.18	2.20	2.23
FeO	31.34	32.20	31.20	31.00
MnO	0.44	0.52	0.63	0.59
MgO	0.76	0.98	0.97	0.90
CaO	n.d.	n.d.	0.04	0.01
Na2O	0.06	0.07	0.03	0.06
K2O	9.34	9.22	9.37	9.42
F.	1.64	1.09	1.20	1.36
Cl	n.d.	0.01	0.02	0.02
Total	95.91	96.37	95.66	96.59
Formules structurales				
SI	5.62	5.54	5.61	5.59
AL4	2.38	2.46	2.39	2.41
AL6	0.710	0.660	0.690	0.770
TI	0.280	0.268	0.272	0.273
FE	4.32	4.40	4.29	4.21
MN	0.061	0.072	0.088	0.081
MG	0.187	0.239	0.238	0.218
CA	n.d.	n.d.	0.007	0.002
NA	0.019	0.022	0.010	0.019
K.	1.96	1.92	1.97	1.95
F.	0.854	0.564	0.624	0.699
CL	n.d.	0.003	0.006	0.006
Total	16.39	16.15	16.19	16.23
XFe	0.959	0.948	0.947	0.951

Composition chimique des muscovites du granite GB et des microgranites du massif de Sucuri

TYPE	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MM	MM	MM	MM
NUMERO	7337	7344	7345	7346	7347	7415	7395	7397	7413	7414
ECHAN	895	895	895	895	895	895C	981B	981B	981A	981A
FACIES	MG1	MG1	MG1	MG1	MG1	MG1	MG3	MG3	MG3	MG3
Poids d'oxydes										
SiO2	46.80	49.40	49.00	48.30	47.30	45.60	47.60	45.90	46.40	46.90
Al2O3	26.00	25.90	26.10	25.80	26.30	28.10	30.60	28.50	29.60	29.30
TiO2	0.43	0.32	0.18	0.28	0.47	0.09	0.26	0.41	0.29	0.16
FeO	9.07	8.83	8.44	8.29	8.92	6.04	5.56	7.13	5.88	6.53
MnO	0.14	0.12	0.14	0.13	0.11	0.24	0.07	0.10	0.09	0.11
MgO	0.48	0.51	0.55	0.48	0.50	0.29	0.58	0.66	0.70	0.74
CaO	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.03	n.d.
Na2O	0.17	0.14	0.16	0.11	0.18	0.20	0.19	0.15	0.18	0.15
K2O	10.90	10.70	10.80	10.90	10.70	10.80	10.30	11.10	10.60	10.90
F.	1.95	2.59	2.40	2.26	1.88	0.81	0.31	0.07	n.d.	0.39
CL	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.04	0.02	0.01	n.d.	n.d.
Total	95.96	98.51	97.78	96.55	96.37	92.22	95.50	94.04	93.77	95.18
Formules structurales										
SI	6.61	6.78	6.76	6.75	6.62	6.52	6.46	6.43	6.46	6.72
AL4	1.39	1.22	1.24	1.25	1.38	1.48	1.54	1.57	1.54	1.28
AL6	2.94	2.97	3.00	3.00	2.96	3.26	3.36	3.14	3.22	3.10
TI	0.046	0.033	0.019	0.029	0.049	0.010	0.027	0.043	0.017	0.039
FE	1.07	1.01	0.974	0.969	1.04	0.723	0.631	0.835	0.753	0.866
MN	0.017	0.014	0.016	0.015	0.013	0.029	0.008	0.012	0.013	0.013
MG	0.101	0.104	0.113	0.100	0.104	0.062	0.117	0.138	0.152	0.129
CA	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.002	0.001	0.002	n.d.	0.006
NA	0.047	0.037	0.043	0.030	0.049	0.055	0.050	0.041	0.040	0.023
K.	1.96	1.87	1.90	1.94	1.91	1.97	1.78	1.98	1.92	1.76
F.	0.925	1.19	1.11	1.06	0.890	0.405	0.151	0.035	0.190	1.01
CL	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.011	0.005	0.003	n.d.	n.d.
Total	15.11	15.23	15.18	15.14	15.02	14.53	14.13	14.23	14.30	14.95
XFe	0.914	0.907	0.896	0.906	0.909	0.921	0.844	0.858	0.832	0.870

TYPE	MI	MI	MB	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA
NUMERO	106	110	112	428	432	434	435	436	437	439
ECHAN	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A
FACIES	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Poids d'oxydes										
SiO2	48.30	47.00	47.60	47.10	47.60	49.20	47.10	48.60	47.80	46.10
Al2O3	26.70	26.70	28.00	26.40	26.00	25.80	26.30	27.10	25.90	26.00
TiO2	0.37	0.48	0.51	0.55	0.30	0.10	0.40	0.37	0.40	0.39
FeO	7.44	8.35	6.62	8.27	7.94	7.62	8.09	7.86	7.98	8.30
MnO	0.11	0.13	0.11	0.14	0.13	0.15	0.16	0.15	0.14	0.12
MgO	0.62	0.49	0.50	0.53	0.57	0.67	0.56	0.59	0.58	0.55
CaO	0.04	0.01	0.04	n.d.	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02
Na2O	0.08	0.14	0.08	0.14	0.15	0.13	0.16	0.14	0.13	0.16
K2O	9.90	10.90	8.99	10.20	10.70	10.50	10.50	10.40	10.20	10.60
F.	2.13	2.08	1.56	1.94	1.95	1.88	1.68	1.68	1.62	1.53
CL	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01
Total	95.69	96.29	94.01	95.27	95.39	96.08	94.98	96.93	94.81	93.78
Formules structurales										
SI	6.59	6.64	6.64	6.70	6.83	6.65	6.68	6.73	6.60	6.61
AL4	1.41	1.36	1.36	1.30	1.17	1.35	1.32	1.27	1.40	1.39
AL6	3.00	3.24	3.02	3.02	3.05	3.02	3.07	3.03	2.99	3.06
TI	0.051	0.054	0.058	0.032	0.010	0.042	0.038	0.042	0.042	0.057
FE	0.979	0.772	0.974	0.935	0.884	0.955	0.904	0.939	0.995	0.956
MN	0.015	0.013	0.017	0.016	0.018	0.019	0.017	0.017	0.015	0.019
MG	0.102	0.104	0.111	0.120	0.139	0.118	0.121	0.122	0.117	0.103
CA	0.002	0.006	n.d.	0.005	0.003	0.003	0.006	0.008	0.003	0.005
NA	0.038	0.022	0.038	0.041	0.035	0.044	0.037	0.035	0.044	0.033
K.	1.95	1.60	1.83	1.92	1.86	1.89	1.82	1.83	1.94	1.78
F.	0.980	0.759	0.927	0.929	0.891	0.808	0.792	0.783	0.747	0.877
CL	0.003	n.d.	n.d.	0.005	0.003	0.003	n.d.	0.003	0.003	0.003
Total	15.12	14.57	14.97	15.02	14.89	14.90	14.80	14.81	14.90	14.89
XFe	0.906	0.881	0.898	0.886	0.864	0.890	0.882	0.885	0.895	0.903

Composition chimique des muscovites du granite GB et des microgranites du massif de Sucuri

TYPE	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MB	MI	MI	MI
NUMERO	440	447	449	451	455	456	572	573	574	6236
ECHAN	5A	5A	5A	5A	5A	5A	4.	4.	4.	S4
FACIES	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Poids d'oxydes										
SiO2	46.80	49.30	48.20	48.10	47.20	47.40	46.50	46.70	46.60	48.00
Al2O3	26.70	24.90	25.70	26.60	26.50	26.30	28.40	28.30	28.20	29.10
TiO2	0.54	0.11	0.30	0.44	0.27	0.37	0.27	0.51	0.37	0.37
FeO	8.09	7.60	7.77	7.98	8.24	7.78	7.14	7.12	6.91	7.28
MnO	0.16	0.11	0.13	0.12	0.14	0.11	0.18	0.18	0.22	0.23
MgO	0.49	0.73	0.60	0.55	0.56	0.58	0.39	0.37	0.38	0.50
CaO	0.03	0.02	n.d.	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.	0.01	0.01
Na2O	0.12	0.12	0.13	0.11	0.14	0.11	0.17	0.14	0.20	0.08
K2O	9.90	10.10	10.40	10.50	10.30	10.40	10.80	10.70	10.70	9.51
F.	1.82	2.22	1.86	1.95	1.65	1.81	0.99	0.87	1.39	1.56
CL	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.02	n.d.	0.01	n.d.	0.02	0.01
Total	94.66	95.22	95.09	96.36	95.04	94.89	94.85	94.89	95.00	96.65
Formules structurales										
SI	6.91	6.77	6.69	6.65	6.68	6.50	6.51	6.52	6.55	6.64
AL4	1.09	1.23	1.31	1.35	1.32	1.50	1.49	1.48	1.45	1.36
AL6	3.03	3.03	3.05	3.05	3.05	3.18	3.16	3.17	3.23	3.01
TI	0.012	0.032	0.046	0.029	0.039	0.028	0.053	0.039	0.038	0.047
FE	0.891	0.913	0.928	0.970	0.917	0.835	0.830	0.809	0.831	0.954
MN	0.013	0.015	0.014	0.017	0.013	0.021	0.021	0.026	0.027	0.014
MG	0.153	0.126	0.114	0.118	0.122	0.081	0.077	0.079	0.102	0.101
CA	0.003	n.d.	n.d.	0.003	0.005	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.002
NA	0.033	0.035	0.030	0.038	0.030	0.046	0.038	0.054	0.021	0.038
K.	1.81	1.86	1.86	1.85	1.87	1.93	1.90	1.91	1.66	1.96
F.	1.06	0.891	0.921	0.794	0.869	0.481	0.424	0.669	0.739	0.887
CL	0.003	n.d.	0.003	0.005	n.d.	0.003	n.d.	0.005	0.003	n.d.
Total	15.01	14.90	14.97	14.87	14.91	14.60	14.50	14.76	14.65	15.01
XFe	0.853	0.879	0.891	0.892	0.883	0.912	0.915	0.911	0.891	0.904

TYPE	MI	ME	ME	ME	ME	MI	MI	MI	MI	MB
NUMERO	6258	460	461	462	463	8555	8558	8559	8560	8563
ECHAN	5A	5A	5A	5A	5A	9448	9448	9448	9448	901
FACIES	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Poids d'oxydes										
SiO2	47.10	48.70	48.60	48.50	48.90	46.33	46.83	46.75	46.35	44.23
Al2O3	26.30	25.50	25.70	26.00	25.50	29.52	29.33	29.10	28.94	26.45
TiO2	0.44	n.d.	0.28	0.21	0.05	0.43	0.36	0.41	0.49	0.49
FeO	8.09	7.53	7.85	7.55	7.78	5.94	5.97	6.12	6.18	9.85
MnO	0.12	0.18	0.10	0.11	0.14	0.09	0.08	0.09	0.07	0.13
MgO	0.48	0.77	0.74	0.68	0.78	0.49	0.49	0.52	0.56	0.38
CaO	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02
Na2O	0.14	0.12	0.11	0.13	0.11	0.15	0.17	0.16	0.13	0.13
K2O	10.90	10.40	10.30	10.30	10.60	10.94	10.96	10.91	10.78	10.64
F.	1.86	1.79	2.02	1.99	2.07	0.51	0.65	0.59	0.63	1.61
CL	n.d.	0.01	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95.44	95.01	95.72	95.47	95.95	94.40	94.85	94.65	94.13	93.93
Formules structurales										
SI	6.83	6.79	6.78	6.82	6.43	6.48	6.48	6.47	6.41	6.50
AL4	1.17	1.21	1.22	1.18	1.57	1.52	1.52	1.53	1.59	1.50
AL6	3.05	3.02	3.06	3.01	3.26	3.26	3.24	3.23	2.93	3.01
TI	n.d.	0.029	0.022	0.005	0.045	0.037	0.043	0.051	0.053	0.022
FE	0.883	0.917	0.883	0.908	0.690	0.691	0.710	0.721	1.19	1.06
MN	0.021	0.012	0.013	0.017	0.011	0.009	0.011	0.008	0.016	0.023
MG	0.161	0.154	0.142	0.162	0.101	0.101	0.107	0.116	0.082	0.099
CA	0.002	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.003	0.003
NA	0.033	0.030	0.035	0.030	0.040	0.046	0.043	0.035	0.037	0.036
K.	1.86	1.84	1.84	1.89	1.94	1.93	1.93	1.92	1.97	1.97
F.	0.858	0.959	0.946	0.978	0.250	0.317	0.289	0.310	0.786	0.648
CL	0.003	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	14.87	14.97	14.94	15.00	14.34	14.39	14.37	14.39	15.07	14.87
XFe	0.846	0.856	0.861	0.849	0.872	0.872	0.869	0.861	0.936	0.915

Composition chimique des muscovites du granite GB et des microgranites du massif de Sucuri

TYPE	MB
NUMERO	8564
ECHAN	901
FACIES	GB

Poids d'oxydes

SiO ₂	45.88
Al ₂ O ₃	27.01
TiO ₂	0.21
FeO	8.94
MnO	0.19
MgO	0.47
CaO	0.02
Na ₂ O	0.13
K ₂ O	10.87
F.	1.34
CL	n.d.
Total	95.06

Formules structurales

SI	6.57
AL4	1.43
AL6	3.07
TI	0.039
FE	0.923
MN	0.019
MG	0.095
CA	n.d.
NA	0.038
K.	1.96
F.	0.718
CL	n.d.
Total	14.86
XFe	0.907

Composition chimique des biotites du granite fin du massif de Sucuri										
TYPE	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS
NUMERO	512	515	516	517	518	519	521	522	524	525
ECHAN	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A
FACIES	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Poids d'oxydes										
SiO2	33.80	33.80	32.90	32.90	34.00	33.40	34.10	33.80	33.90	34.30
Al2O3	15.50	15.80	15.70	15.70	16.10	15.60	16.50	15.80	15.40	15.80
TiO2	1.96	1.87	1.60	1.74	2.03	2.01	1.87	2.01	1.97	2.03
FeO	32.50	32.60	33.80	33.80	31.60	32.60	31.60	32.60	32.20	31.90
MnO	1.05	1.00	0.93	0.92	1.17	0.91	0.82	0.99	0.92	0.91
MgO	0.35	0.31	0.34	0.31	0.35	0.59	0.34	0.33	0.36	0.39
CaO	0.03	0.01	0.04	0.07	0.05	0.05	0.05	n.d.	0.07	0.03
Na2O	0.10	0.08	0.09	0.10	0.11	0.11	0.06	0.09	0.07	0.06
K2O	9.17	9.14	8.27	7.99	8.94	8.48	8.32	9.22	8.86	8.54
F.	1.27	1.56	1.22	1.09	1.57	2.42	1.27	1.36	1.23	1.53
Cl	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05
Total	95.77	96.20	94.92	94.67	95.97	96.21	94.96	96.23	95.02	95.54
Formules structurales										
SI	5.61	5.60	5.53	5.53	5.61	5.57	5.63	5.59	5.65	5.67
AL4	2.39	2.40	2.47	2.47	2.39	2.43	2.37	2.41	2.35	2.33
AL6	0.640	0.680	0.640	0.640	0.740	0.640	0.840	0.670	0.670	0.750
TI	0.245	0.233	0.202	0.220	0.252	0.252	0.232	0.250	0.247	0.252
FE	4.51	4.52	4.75	4.75	4.36	4.55	4.36	4.51	4.49	4.41
MN	0.148	0.140	0.132	0.131	0.164	0.129	0.115	0.139	0.130	0.127
MG	0.087	0.077	0.085	0.078	0.086	0.147	0.084	0.081	0.089	0.096
CA	0.005	0.002	0.007	0.013	0.009	0.009	0.009	n.d.	0.012	0.005
NA	0.032	0.026	0.029	0.033	0.035	0.036	0.019	0.029	0.023	0.019
K.	1.94	1.93	1.77	1.71	1.88	1.80	1.75	1.94	1.88	1.80
F.	0.667	0.817	0.648	0.579	0.819	1.28	0.663	0.711	0.648	0.799
CL	0.011	0.008	0.009	0.014	0.014	0.011	0.008	0.008	0.011	0.014
Total	16.28	16.43	16.27	16.17	16.36	16.85	16.08	16.34	16.20	16.27
XFe	0.981	0.983	0.982	0.984	0.981	0.969	0.981	0.982	0.981	0.979

TYPE	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BC	BC	BC	BC
NUMERO	563	564	565	568	569	6257	8487	8488	8489	8499
ECHAN	6A	6A	6A	6A	6A	6A	922A	922A	922A	922A
FACIES	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Poids d'oxydes										
SiO2	34.50	34.20	33.30	34.00	34.30	32.30	34.56	34.95	34.40	34.03
Al2O3	16.00	15.90	15.60	15.70	16.50	15.90	15.41	15.71	15.67	15.07
TiO2	1.69	1.87	1.62	2.17	1.89	1.27	2.31	2.57	2.28	2.25
FeO	32.70	32.50	33.30	32.60	32.70	32.90	32.57	31.53	32.49	32.36
MnO	1.30	1.23	1.20	1.11	1.23	0.93	0.33	0.32	0.30	0.30
MgO	0.37	0.35	0.36	0.38	0.32	0.43	0.96	0.92	0.88	0.90
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.02	n.d.	0.01
Na2O	0.05	0.44	0.05	0.03	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08
K2O	9.04	9.07	8.84	8.91	9.00	8.02	9.34	9.17	9.49	9.35
F.	1.45	1.44	1.28	1.43	1.18	1.10	1.79	1.63	1.91	1.56
Cl	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01
Total	97.14	97.03	95.57	96.36	97.23	92.95	97.36	96.91	97.50	95.92
Formules structurales										
SI	5.64	5.60	5.56	5.60	5.58	5.52	5.64	5.68	5.61	5.64
AL4	2.36	2.40	2.44	2.40	2.42	2.48	2.36	2.32	2.39	2.36
AL6	0.720	0.670	0.630	0.650	0.740	0.720	0.600	0.690	0.620	0.580
TI	0.208	0.230	0.204	0.269	0.231	0.163	0.284	0.314	0.280	0.280
FE	4.47	4.45	4.65	4.49	4.45	4.70	4.45	4.28	4.43	4.48
MN	0.180	0.171	0.170	0.155	0.169	0.135	0.046	0.044	0.041	0.042
MG	0.090	0.085	0.090	0.093	0.078	0.110	0.234	0.223	0.214	0.222
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.003	n.d.	0.002
NA	0.016	0.140	0.016	0.010	0.025	0.017	0.019	0.019	0.022	0.026
K.	1.88	1.90	1.88	1.87	1.87	1.75	1.94	1.90	1.98	1.98
F.	0.749	0.746	0.676	0.745	0.607	0.594	0.924	0.837	0.986	0.817
CL	0.011	0.008	0.006	0.008	0.008	0.012	0.008	0.008	0.003	0.003
Total	16.32	16.40	16.32	16.29	16.18	16.20	16.50	16.32	16.58	16.43
XFe	0.980	0.981	0.981	0.980	0.983	0.977	0.950	0.950	0.954	0.953

Composition chimique des biotites du granite fin du massif de Sucuri										
TYPE	BC	BC	BC	BC	BP	BP	BP	BP	BF	BF
NUMERO	8500	8501	8493	8512	8529	8530	8531	8532	8515	8518
ECHAN	922A	922A	922B	922B	926	926	926	926	985	985
FACIES	GF	GF	GF	GF	PGF	PGF	PGF	PGF	FGF	FGF
Poids d'oxydes										
SiO ₂	34.53	33.85	33.88	34.80	35.10	35.01	34.19	34.44	33.00	32.95
Al ₂ O ₃	15.00	14.69	15.31	15.73	15.63	15.63	15.41	14.94	14.88	14.99
TiO ₂	2.29	2.35	2.17	2.36	2.16	3.61	3.85	2.09	2.76	2.52
FeO	32.56	32.65	32.96	31.80	32.41	32.20	32.42	33.13	33.12	33.84
MnO	0.36	0.32	0.33	0.33	0.47	0.45	0.46	0.45	0.54	0.62
MgO	0.94	0.90	0.90	0.89	0.54	0.50	0.50	0.55	0.59	0.61
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.03	0.04
Na ₂ O	0.04	0.04	0.08	0.09	0.04	0.05	0.09	0.05	n.d.	0.11
K ₂ O	9.20	9.18	9.34	9.20	9.21	9.17	9.28	9.18	9.09	9.15
F.	1.63	1.57	1.62	1.85	1.68	1.83	1.58	1.73	0.75	0.79
Cl	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.03	0.03
Total	96.56	95.59	96.60	97.09	97.25	98.49	97.79	96.56	94.79	95.65
Formules structurales										
SI	5.67	5.64	5.59	5.67	5.71	5.62	5.54	5.69	5.53	5.50
AL ₄	2.33	2.36	2.41	2.33	2.29	2.38	2.46	2.31	2.47	2.50
AL ₆	0.580	0.530	0.570	0.690	0.710	0.580	0.490	0.600	0.470	0.450
TI	0.283	0.295	0.269	0.289	0.264	0.341	0.349	0.260	0.348	0.316
FE	4.48	4.55	4.55	4.33	4.41	4.32	4.40	4.57	4.64	4.72
MN	0.050	0.045	0.046	0.046	0.065	0.061	0.063	0.063	0.077	0.088
MG	0.230	0.224	0.221	0.216	0.131	0.120	0.121	0.135	0.147	0.152
CA	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.005	0.002	n.d.	0.005	0.007
NA	0.013	0.013	0.026	0.028	0.013	0.016	0.028	0.016	n.d.	0.036
K.	1.93	1.95	1.97	1.91	1.91	1.88	1.92	1.93	1.94	1.95
F.	0.847	0.827	0.845	0.953	0.864	0.929	0.810	0.903	0.397	0.417
CL	0.003	0.011	0.003	0.008	0.003	0.003	n.d.	n.d.	0.009	0.008
Total	16.42	16.44	16.50	16.47	16.37	16.25	16.18	16.48	16.03	16.14
XFe	0.951	0.953	0.954	0.952	0.971	0.973	0.973	0.971	0.969	0.969

TYPE	BF	BF	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BM	BM
NUMERO	8525	8527	477	478	479	480	481	482	6252	545
ECHAN	985	985	6A	6A	6A	6A	6A	6A	5B	5B
FACIES	FGF	FGF	GGF	GGF	GGF	GGF	GGF	GGF	PGF	PGF
Poids d'oxydes										
SiO ₂	33.50	33.38	35.10	34.70	34.40	34.10	34.40	33.70	35.30	34.40
Al ₂ O ₃	15.12	14.97	16.60	16.70	16.40	16.10	16.30	15.90	15.40	15.60
TiO ₂	2.70	2.74	1.16	1.15	1.05	1.27	1.56	1.41	1.78	1.68
FeO	33.08	33.20	31.90	31.30	32.20	32.70	32.70	32.80	31.10	32.00
MnO	0.53	0.58	1.14	1.17	1.02	1.04	0.97	1.02	0.41	0.42
MgO	0.64	0.65	0.32	0.32	0.29	0.33	0.34	0.31	0.39	0.40
CaO	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.10	0.06	0.14	0.07	0.11	0.10	0.07	0.07	0.06	0.04
K ₂ O	9.06	9.24	9.15	9.44	9.17	9.20	9.31	9.24	9.27	9.30
F.	0.97	0.90	1.26	1.39	1.27	0.99	1.29	1.35	2.29	1.96
Cl	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04
Total	95.75	95.76	96.85	96.28	95.96	95.88	96.99	95.85	96.01	95.84
Formules structurales										
SI	5.55	5.54	5.70	5.68	5.67	5.63	5.62	5.60	5.82	5.71
AL ₄	2.45	2.46	2.30	2.32	2.33	2.37	2.38	2.40	2.18	2.29
AL ₆	0.500	0.470	0.880	0.900	0.850	0.760	0.760	0.710	0.810	0.760
TI	0.336	0.342	0.142	0.142	0.130	0.158	0.192	0.176	0.221	0.210
FE	4.58	4.61	4.33	4.28	4.44	4.51	4.47	4.56	4.29	4.44
MN	0.074	0.082	0.157	0.162	0.142	0.145	0.134	0.144	0.057	0.059
MG	0.158	0.161	0.077	0.078	0.071	0.081	0.083	0.077	0.096	0.099
CA	0.004	0.002	0.007	0.002	0.002	0.002	0.004	0.004	n.d.	n.d.
NA	0.032	0.019	0.044	0.022	0.035	0.032	0.022	0.023	0.019	0.013
K.	1.92	1.96	1.90	1.97	1.93	1.94	1.94	1.96	1.95	1.97
F.	0.508	0.472	0.647	0.720	0.662	0.517	0.666	0.710	1.19	1.03
CL	0.008	0.008	0.011	0.008	0.011	0.011	0.008	0.008	0.003	0.011
Total	16.12	16.13	16.19	16.28	16.27	16.16	16.28	16.37	16.64	16.59
XFe	0.967	0.966	0.983	0.982	0.984	0.982	0.982	0.983	0.978	0.978

Composition chimique des biotites du granite fin du massif de Sucuri

TYPE	BM	BM	BM	BM	BM
NUMERO	547	548	549	551	557
ECHAN	5B	5B	5B	5B	5B
FACIES	PGF	PGF	PGF	PGF	PGF
Poids d'oxydes					
SiO2	35.00	35.60	34.50	36.50	36.20
Al2O3	15.20	15.50	14.60	15.70	15.70
TiO2	1.68	1.74	1.55	1.41	1.44
FeO	32.40	32.30	32.80	29.80	30.60
MnO	0.43	0.47	0.43	0.32	0.35
MgO	0.44	0.47	0.47	0.48	0.50
CaO	n.d.	n.d.	0.04	0.10	0.06
Na2O	0.03	0.04	0.06	0.11	0.11
K2O	9.48	9.36	9.09	8.18	8.28
F.	2.23	2.18	2.20	2.19	2.08
Cl	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03
Total	96.92	97.69	95.77	94.85	95.35
Formules structurales					
SI	5.76	5.79	5.77	5.98	5.93
AL4	2.24	2.21	2.23	2.02	2.07
AL6	0.710	0.760	0.650	1.01	0.960
TI	0.208	0.213	0.195	0.174	0.177
FE	4.46	4.39	4.59	4.09	4.19
MN	0.060	0.065	0.061	0.044	0.049
MG	0.108	0.114	0.117	0.117	0.122
CA	n.d.	n.d.	0.007	0.018	0.011
NA	0.010	0.013	0.019	0.035	0.035
K.	1.99	1.94	1.94	1.71	1.73
F.	1.16	1.12	1.16	1.14	1.08
CL	0.008	0.008	0.009	0.017	0.008
Total	16.71	16.62	16.75	16.35	16.36
XFe	0.976	0.975	0.975	0.972	0.972

Composition chimique des biotites du massif de Solidade

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	D281	D282	D283	D284	D285	D286	D296
ECHAN	11	11	11	11	11	11	11
Poids d'oxydes							
SiO2	34.75	34.38	34.83	34.64	34.11	34.89	34.41
Al2O3	15.80	16.10	15.74	16.02	15.71	15.91	16.03
TiO2	1.50	1.65	1.61	1.48	1.57	1.37	1.77
FeO	31.90	31.76	31.14	30.82	31.74	32.12	31.73
MnO	0.42	0.41	0.37	0.34	0.37	0.42	0.41
MgO	1.19	1.16	1.20	1.26	1.16	1.21	1.18
CaO	0.04	0.04	0.05	0.09	0.01	0.04	n.d.
Na2O	0.04	0.02	0.04	0.10	0.04	0.04	0.04
K2O	9.00	9.19	9.07	8.40	9.28	9.21	9.45
F.	0.12	0.08	0.18	0.14	0.11	0.05	0.09
Cl	0.02	0.03	n.d.	0.01	0.09	n.d.	0.04
Total	94.78	94.82	94.23	93.30	94.19	95.26	95.15
Formules structurales							
SI	5.95	5.63	5.72	5.72	5.65	5.69	5.63
AL4	2.05	2.37	2.28	2.28	2.35	2.31	2.37
AL6	1.14	0.740	0.770	0.840	0.710	0.750	0.720
TI	0.193	0.203	0.199	0.184	0.195	0.168	0.218
FE	4.56	4.35	4.28	4.25	4.39	4.38	4.34
MN	0.061	0.057	0.051	0.048	0.052	0.058	0.057
MG	0.304	0.283	0.294	0.310	0.286	0.294	0.288
CA	0.007	0.007	0.009	0.016	0.002	0.007	n.d.
NA	0.013	0.006	0.013	0.032	0.013	0.013	0.013
K.	n.d.	1.92	1.90	1.77	1.96	1.92	1.97
F.	0.065	0.041	0.094	0.073	0.058	0.026	0.047
CL	0.006	0.008	n.d.	0.003	0.025	n.d.	0.011
Total	14.35	15.61	15.61	15.53	15.69	15.62	15.66
XFe	0.938	0.939	0.936	0.932	0.939	0.937	0.938

Composition chimique des muscovites du granite fin du massif de Sucuri

TYPE	MB	MB	MS	MS	MS	MS	M3	M3	M3	MS
NUMERO	523	566	567	570	571	6256	500	501	502	504
ECHAN	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A
FACIES	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Poids d'oxydes										
SiO2	47.00	47.20	47.60	48.50	45.90	46.80	47.50	46.80	46.40	46.60
Al2O3	26.80	27.20	26.60	27.70	27.20	26.40	26.80	27.20	27.10	27.10
TiO2	0.31	0.20	0.19	0.30	0.40	0.16	0.09	0.11	0.06	0.05
FeO	8.35	7.95	7.98	8.13	8.05	8.19	7.97	8.43	8.34	8.53
MnO	0.35	0.42	0.45	0.41	0.40	0.41	0.33	0.38	0.40	0.38
MgO	0.26	0.28	0.27	0.24	0.22	0.16	0.20	0.20	0.19	0.19
CaO	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.07	n.d.	0.01	0.01
Na2O	0.15	0.13	0.11	0.14	0.13	0.18	0.15	0.28	0.14	0.14
K2O	10.60	10.60	10.50	10.40	10.40	10.90	11.40	11.00	10.90	10.90
F.	1.59	1.36	1.16	1.70	1.39	1.39	1.64	1.65	1.38	1.61
CL	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.01	n.d.	0.01	0.02
Total	95.42	95.36	94.86	97.53	94.10	94.64	96.16	96.05	94.93	95.53
Formules structurales										
SI	6.61	6.61	6.68	6.64	6.53	6.64	6.65	6.57	6.56	6.57
AL4	1.39	1.39	1.32	1.36	1.47	1.36	1.35	1.43	1.44	1.43
AL6	3.05	3.10	3.08	3.11	3.09	3.05	3.07	3.07	3.08	3.07
TI	0.033	0.021	0.020	0.031	0.043	0.017	0.009	0.012	0.006	0.005
FE	0.982	0.931	0.937	0.931	0.958	0.971	0.933	0.989	0.987	1.01
MN	0.042	0.050	0.053	0.048	0.048	0.049	0.039	0.045	0.048	0.045
MG	0.055	0.058	0.056	0.049	0.047	0.034	0.042	0.042	0.040	0.040
CA		0.002				0.005	0.010		0.002	0.002
NA	0.041	0.035	0.030	0.037	0.036	0.050	0.041	0.076	0.038	0.038
K.	1.90	1.89	1.88	1.82	1.89	1.97	2.03	1.97	1.97	1.96
F.	0.764	0.656	0.565	0.798	0.679	0.675	0.779	0.785	0.668	0.771
CL	0.003	0.003		0.003	0.003	0.005	0.003		0.003	0.005
Total	14.87	14.75	14.62	14.83	14.79	14.83	14.96	14.99	14.84	14.95
XFe	0.947	0.941	0.944	0.950	0.953	0.966	0.957	0.959	0.961	0.962

TYPE	MS	MS	MA	MA	MS	MS	MS	MC	MC	MC
NUMERO	505	506	507	508	509	510	511	8490	8497	8505
ECHAN	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	922A	922A	922A
FACIES	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF

Poids d'oxydes										
SiO2	47.60	46.50	46.30	47.20	47.00	46.20	46.20	46.34	47.23	48.20
Al2O3	27.00	26.30	27.60	26.70	26.50	27.30	26.70	26.46	26.96	24.80
TiO2	0.06	0.15	0.05	0.06	0.16	0.17	0.05	0.50	0.42	0.20
FeO	7.84	8.66	8.76	8.19	8.38	8.60	8.35	8.26	8.05	8.13
MnO	0.40	0.43	0.39	0.34	0.38	0.37	0.41	0.10	0.11	0.11
MgO	0.22	0.19	0.19	0.21	0.23	0.21	0.22	0.61	0.57	0.77
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.13	0.11	0.15	0.15	0.12	0.15	0.18	0.16	0.11	0.12
K2O	11.00	10.80	10.90	10.90	10.70	10.80	10.70	10.94	10.48	10.70
F.	1.48	1.60	1.26	2.29	1.45	1.41	1.43	1.80	1.98	2.22
CL	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95.74	94.76	95.61	96.06	94.94	95.22	94.29	95.17	95.91	95.25

Formules structurales										
SI	6.65	6.62	6.51	6.65	6.64	6.52	6.58	6.57	6.61	6.82
AL4	1.35	1.38	1.49	1.35	1.36	1.48	1.42	1.43	1.39	1.18
AL6	3.10	3.03	3.08	3.08	3.05	3.06	3.07	2.99	3.06	2.96
TI	0.006	0.016	0.005	0.006	0.017	0.018	0.005	0.053	0.044	0.021
FE	0.916	1.03	1.03	0.964	0.990	1.02	0.995	0.979	0.942	0.961
MN	0.047	0.052	0.046	0.041	0.045	0.044	0.050	0.012	0.013	0.013
MG	0.046	0.040	0.040	0.044	0.048	0.044	0.047	0.129	0.119	0.162
CA							0.002			
NA	0.035	0.030	0.041	0.041	0.033	0.041	0.050	0.044	0.030	0.033
K.	1.96	1.96	1.95	1.96	1.93	1.95	1.95	1.98	1.87	1.92
F.	0.709	0.774	0.607	1.08	0.702	0.680	0.696	0.861	0.938	1.05
CL	0.003	0.005	0.003	0.005	0.005	0.003	0.010			
Total	14.82	14.94	14.80	15.22	14.82	14.86	14.87	15.05	15.02	15.12
XFe	0.952	0.963	0.963	0.956	0.954	0.959	0.955	0.884	0.888	0.856

Composition chimique des muscovites du granite fin du massif de Sucuri

TYPE	MC	MC	MC	MC	MC	MC	MI	MI	MI	MI
NUMERO	8507	8508	8509	8511	8513	8514	8546	8548	8549	8550
ECHAN	922A	922B	922B	922B	922B	922B	944A	944A	944A	944A
FACIES	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Poids d'oxydes										
SiO2	46.24	47.71	47.54	47.15	47.41	46.92	48.26	45.35	46.36	45.18
Al2O3	26.19	26.45	27.11	26.55	26.46	26.42	29.80	31.97	29.48	31.69
TiO2	0.47	0.46	0.42	0.45	0.45	0.46	0.32	0.46	0.39	0.46
FeO	8.47	8.16	8.22	8.53	8.24	8.43	5.66	4.41	6.14	5.08
MnO	0.10	0.12	0.09	0.10	0.10	0.11	0.09	0.04	0.11	0.06
MgO	0.53	0.66	0.58	0.63	0.65	0.60	0.69	0.47	0.66	0.59
CaO	n.d.	n.d.	0.05	0.05	0.05	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.18	0.15	0.15	0.11	0.14	0.15	0.21	0.18	0.14	0.26
K2O	10.26	10.83	10.69	10.91	10.83	10.85	10.63	10.87	10.97	10.75
F.	1.77	1.79	1.82	1.90	1.88	1.69	0.72	0.41	0.72	0.58
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.09
Total	94.21	96.33	96.67	96.38	96.22	95.68	96.38	94.20	94.97	94.74
Formules structurales										
SI	6.60	6.65	6.60	6.60	6.63	6.60	6.53	6.26	6.42	6.24
AL4	1.40	1.35	1.40	1.40	1.37	1.40	1.47	1.74	1.58	1.76
AL6	3.01	3.00	3.04	2.98	2.99	2.98	3.29	3.46	3.23	3.40
TI	0.050	0.048	0.044	0.047	0.047	0.049	0.033	0.048	0.041	0.048
FE	1.01	0.951	0.954	0.998	0.964	0.992	0.641	0.509	0.712	0.586
MN	0.012	0.014	0.011	0.012	0.012	0.013	0.010	0.005	0.013	0.007
MG	0.113	0.137	0.120	0.131	0.135	0.126	0.139	0.097	0.136	0.121
CA			0.007	0.007	0.007	0.008				
NA	0.050	0.041	0.040	0.030	0.038	0.041	0.055	0.048	0.038	0.070
K.	1.87	1.93	1.89	1.95	1.93	1.95	1.84	1.91	1.94	1.89
F.	0.857	0.847	0.858	0.897	0.889	0.807	0.345	0.201	0.350	0.281
Cl					0.003			0.010		0.023
Total	14.97	14.97	14.96	15.05	15.01	14.97	14.35	14.29	14.46	14.43
XFe	0.899	0.874	0.888	0.884	0.877	0.887	0.822	0.840	0.840	0.829

TYPE	MI	MI	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MA	MP
NUMERO	8551	8552	552	553	554	555	559	560	561	8534
ECHAN	944A	944A	5B	5B	5B	5B	5B	5B	5B	926
FACIES	GF	GF	PGF	PGF	PGF	PGF	PGF	PGF	PGF	PGF
Poids d'oxydes										
SiO2	45.04	46.83	48.10	46.90	47.30	47.70	46.30	47.90	47.70	47.20
Al2O3	32.33	32.70	25.30	24.90	24.70	24.90	24.60	24.70	24.90	26.28
TiO2	0.49	0.22	0.33	0.34	0.31	0.33	0.39	0.29	0.25	0.46
FeO	4.30	3.32	9.73	10.10	10.00	9.54	10.10	9.61	9.37	9.08
MnO	0.08	0.06	0.19	0.20	0.18	0.19	0.19	0.13	0.16	0.16
MgO	0.42	0.55	0.37	0.36	0.36	0.37	0.32	0.38	0.37	0.43
CaO	0.02	0.02	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	n.d.	n.d.
Na2O	0.21	0.23	0.12	0.19	0.16	0.18	0.18	0.14	0.16	0.13
K2O	10.42	10.56	10.50	10.80	10.80	10.70	10.70	10.60	10.60	10.65
F.	0.50	0.42	3.00	2.25	2.88	2.30	2.77	2.61	2.10	2.02
Cl	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	n.d.
Total	93.86	94.92	97.66	96.06	96.72	96.25	95.58	96.41	95.62	96.41
Formules structurales										
SI	6.23	6.34	6.74	6.68	6.72	6.74	6.67	6.78	6.76	6.62
AL4	1.77	1.66	1.26	1.32	1.28	1.26	1.33	1.22	1.24	1.38
AL6	3.50	3.56	2.92	2.86	2.86	2.89	2.85	2.90	2.92	2.96
TI	0.051	0.022	0.035	0.036	0.033	0.035	0.042	0.031	0.027	0.049
FE	0.497	0.376	1.14	1.20	1.19	1.13	1.22	1.14	1.11	1.07
MN	0.009	0.007	0.023	0.024	0.022	0.023	0.023	0.016	0.019	0.019
MG	0.087	0.111	0.077	0.076	0.076	0.078	0.069	0.080	0.078	0.090
CA	0.003	0.003		0.002	0.002	0.003	0.002	0.003		
NA	0.056	0.060	0.033	0.052	0.044	0.049	0.050	0.038	0.044	0.035
K.	1.84	1.82	1.88	1.96	1.96	1.93	1.97	1.91	1.92	1.91
F.	0.245	0.203	1.38	1.06	1.34	1.08	1.30	1.22	1.00	0.954
Cl	0.013	0.003	0.005	0.003	0.005	0.005	0.005	0.008	0.003	
Total	14.30	14.16	15.49	15.27	15.53	15.22	15.53	15.35	15.12	15.09
XFe	0.851	0.772	0.937	0.940	0.940	0.935	0.946	0.934	0.934	0.922

Composition chimique des muscovites du granite fin du massif de Sucuri								
TYPE	MP	MP	MF	MF	MF	MF	MG	MG
NUMERO	8536	8537	8520	8522	8523	8524	484	6262
ECHAN	926	926	985	985	985	985	6A	S6
FACIES	PGF	PGF	FGF	FGF	FGF	FGF	GGF	GGF
Poids d'oxydes								
SiO2	46.72	46.64	48.77	45.89	46.05	47.62	46.60	47.30
Al2O3	26.31	26.28	26.01	27.66	27.69	26.35	27.20	28.20
TiO2	0.43	0.39	0.47	0.67	0.46	0.20	0.26	0.58
FeO	8.76	8.55	8.19	8.30	8.27	8.33	8.46	4.91
MnO	0.17	0.16	0.12	n.d.	0.12	0.15	0.38	0.19
MgO	0.41	0.40	0.35	0.36	0.36	0.42	0.19	0.94
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.02
Na2O	0.13	0.17	0.13	0.15	0.15	0.12	0.16	0.21
K2O	10.67	10.75	10.56	10.86	10.89	10.77	10.80	11.00
F.	1.77	1.83	0.72	0.93	0.72	0.95	1.56	1.02
CL	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.01
Total	95.38	95.17	95.32	94.82	94.71	94.94	95.63	94.38
Formules structurales								
SI	6.60	6.61	6.77	6.46	6.48	6.68	6.55	6.58
AL4	1.40	1.39	1.23	1.54	1.52	1.32	1.45	1.42
AL6	2.98	3.00	3.02	3.05	3.07	3.04	3.06	3.20
TI	0.046	0.042	0.049	0.071	0.049	0.021	0.028	0.061
FE	1.04	1.01	0.950	0.977	0.973	0.977	0.995	0.571
MN	0.020	0.019	0.014		0.014	0.018	0.045	0.022
MG	0.086	0.085	0.072	0.076	0.075	0.088	0.040	0.195
CA						0.005		0.003
NA	0.036	0.047	0.035	0.041	0.041	0.033	0.044	0.057
K.	1.92	1.94	1.87	1.95	1.95	1.93	1.94	1.95
F.	0.848	0.877	0.353	0.454	0.354	0.464	0.748	0.495
CL	0.003						0.005	0.003
Total	14.98	15.02	14.36	14.62	14.53	14.58	14.90	14.56
XFe	0.924	0.922	0.930	0.928	0.928	0.917	0.961	0.745

Composition chimique des biotites des microgranites du massif de Sucuri										
TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	7334	7335	7336	7338	7339	7402	7403	7404	7408	7392
ECHAN	895	895	895	895	895	984B	984B	984B	984B	981B
FACIES	MG1	MG1	MG1	MG1	MG1	MG2	MG2	MG2	MG2	MG3
Poids d'oxydes										
SiO2	33.60	35.10	35.90	33.40	35.10	33.40	34.20	33.60	33.70	33.30
Al2O3	14.70	14.90	16.20	14.90	15.40	15.40	15.80	15.50	15.40	15.40
TiO2	2.08	1.91	1.96	2.02	2.34	2.65	2.33	2.55	2.41	2.55
FeO	32.30	32.10	29.90	31.90	31.90	30.80	30.60	30.60	30.50	31.50
MnO	0.32	0.35	0.33	0.36	0.35	0.79	0.52	0.97	1.13	0.41
MgO	0.72	0.74	0.66	0.70	0.64	1.82	1.98	1.86	1.84	1.49
CaO	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01
Na2O	0.03	0.06	0.06	0.17	0.10	0.14	0.09	0.05	0.07	0.05
K2O	9.31	9.24	8.61	9.26	9.26	9.18	9.20	9.34	9.36	9.46
F.	2.09	1.89	1.82	2.22	2.00	0.41	0.57	0.37	0.39	0.32
Cl	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	n.d.	0.04	0.05
Total	95.19	96.34	95.49	94.97	97.13	94.63	95.35	94.86	94.86	94.54
Formules structurales										
SI	5.66	5.78	5.84	5.64	5.73	5.52	5.58	5.53	5.55	5.52
AL4	2.34	2.22	2.16	2.36	2.27	2.48	2.42	2.47	2.45	2.48
AL6	0.580	0.670	0.950	0.610	0.690	0.520	0.620	0.540	0.540	0.530
TI	0.263	0.237	0.240	0.257	0.287	0.329	0.286	0.316	0.299	0.318
FE	4.55	4.42	4.07	4.51	4.35	4.26	4.18	4.21	4.20	4.37
MN	0.046	0.049	0.045	0.051	0.048	0.111	0.072	0.135	0.158	0.058
MG	0.181	0.182	0.160	0.176	0.156	0.448	0.482	0.456	0.452	0.368
CA	0.002	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.004	0.007	0.004	0.004	0.002
NA	0.010	0.019	0.019	0.056	0.032	0.045	0.028	0.016	0.022	0.016
K.	2.00	1.94	1.79	1.99	1.93	1.93	1.92	1.96	1.97	2.00
F.	1.11	0.984	0.936	1.19	1.03	0.214	0.294	0.193	0.203	0.168
CL	0.009	0.014	0.011	0.011	0.011	0.006	0.006	n.d.	0.011	0.014
Total	16.75	16.51	16.22	16.85	16.53	15.87	15.89	15.83	15.86	15.84
XFe	0.962	0.960	0.962	0.962	0.965	0.905	0.897	0.902	0.903	0.922

TYPE	BI	BI	BI
NUMERO	7393	7396	7412
ECHAN	981B	981B	981A
FACIES	MG3	MG3	MG3
Poids d'oxydes			
SiO2	33.00	33.80	33.50
Al2O3	15.40	16.00	15.10
TiO2	2.45	2.22	1.79
FeO	31.70	31.40	31.30
MnO	0.40	0.38	0.38
MgO	1.50	1.51	2.12
CaO	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.04	0.06	0.01
K2O	9.34	9.44	9.44
F.	0.30	0.39	0.50
Cl	0.06	0.04	0.04
Total	94.19	95.24	94.18
Formules structurales			
SI	5.50	5.54	5.58
AL4	2.50	2.46	2.42
AL6	0.530	0.630	0.540
TI	0.307	0.274	0.224
FE	4.42	4.31	4.36
MN	0.056	0.053	0.054
MG	0.373	0.369	0.526
CA	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.013	0.019	0.003
K.	1.99	1.98	2.01
F.	0.158	0.202	0.263
CL	0.017	0.011	0.011
Total	15.86	15.85	15.99
XFe	0.922	0.921	0.892

Composition chimique des biotites du massif de Solidade							
TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	D281	D282	D283	D284	D285	D286	D296
ECHAN	8	8	8	8	8	8	8
FACIES	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP
Poids d'oxydes							
SiO2	34.75	34.38	34.83	34.64	34.11	34.89	34.41
Al2O3	15.80	16.10	15.74	16.02	15.71	15.91	16.03
TiO2	1.50	1.65	1.61	1.48	1.57	1.37	1.77
FeO	31.90	31.76	31.14	30.82	31.74	32.12	31.73
MnO	0.42	0.41	0.37	0.34	0.37	0.42	0.41
MgO	1.19	1.16	1.20	1.26	1.16	1.21	1.18
CaO	0.04	0.04	0.05	0.09	0.01	0.04	n.d.
Na2O	0.04	0.02	0.04	0.10	0.04	0.04	0.04
K2O	9.00	9.19	9.07	8.40	9.28	9.21	9.45
F.	0.12	0.08	0.18	0.14	0.11	0.05	0.09
Cl	0.02	0.03	n.d.	0.01	0.09	n.d.	0.04
Total	94.78	94.82	94.23	93.30	94.19	95.26	95.15
Formules structurales							
SI	5.95	5.63	5.72	5.72	5.65	5.69	5.63
AL4	2.05	2.37	2.28	2.28	2.35	2.31	2.37
AL6	1.14	0.740	0.770	0.840	0.710	0.750	0.720
TI	0.193	0.203	0.199	0.184	0.195	0.168	0.218
FE	4.56	4.35	4.28	4.25	4.39	4.38	4.34
MN	0.061	0.057	0.051	0.048	0.052	0.058	0.057
MG	0.304	0.283	0.294	0.310	0.286	0.294	0.288
CA	0.007	0.007	0.009	0.016	0.002	0.007	n.d.
NA	0.013	0.006	0.013	0.032	0.013	0.013	-0.013
K.	n.d.	1.92	1.90	1.77	1.96	1.92	1.97
F.	0.065	0.041	0.094	0.073	0.058	0.026	0.047
CL	0.006	0.008	n.d.	0.003	0.025	n.d.	0.011
Total	14.35	15.61	15.61	15.53	15.69	15.62	15.66
XFe	0.938	0.939	0.936	0.932	0.939	0.937	0.938

Composition des zircons des granites du massif de Sucuri

num	18	1014	1016	27	28	33	42	43	44	45
faciès	GB	GB	GB	PGF	PGF	PGF	GF	GF	GF	GF
ech	5A	5A	5A	5B	5B	5B	6A	6A	6A	6A
ZrO2	60.08	62.76	64.63	61.32	56.30	53.45	51.88	54.55	60.03	62.23
P2O5	0.09	0.540	0.54	n.d.	0.83	1.50	1.30	1.14	0.99	0.890
ThO2	0.12	0.16	n.d.	0.04	0.13	0.13	0.25	0.23	0.10	0.120
Ce2O3	0.10	n.d.	n.d.	0.06	0.03	0.04	0.13	0.02	0.04	0.080
Nd2O3	0.08	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm2O3	0.31	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y2O3	1.57	1.11	0.27	1.73	3.02	4.38	4.31	3.84	1.47	0.670
SiO2	31.55	31.95	33.08	32.08	29.31	28.04	27.89	28.98	31.49	32.14
HfO2	1.87	1.83	1.80	1.84	1.79	1.83	1.38	1.36	1.63	1.79
La2O3	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.04	0.26	n.d.	0.41	0.96	1.15	1.70	1.08	0.60	0.270
UO2	0.18	n.d.	n.d.	0.04	0.44	0.61	0.68	0.58	0.24	n.d.
Total	95.99	98.61	100	97.63	92.92	91.13	89.52	91.78	96.59	98.19

Formules structurales

ZR	0.936	0.949	0.957	0.937	0.908	0.877	0.865	0.886	0.922	0.940
P	0.002	0.014	0.014	n.d.	0.023	0.043	0.038	0.032	0.026	0.023
TH	0.001	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
CE	0.001	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.001
ND	0.001	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SM	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	0.023	0.016	0.004	0.025	0.047	0.069	0.069	0.060	0.022	0.010
SI	1.01	0.991	1.00	1.01	0.969	0.944	0.954	0.965	0.992	0.996
HF	0.017	0.016	0.016	0.017	0.017	0.018	0.014	0.013	0.015	0.016
LA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CA	0.001	0.009	n.d.	0.014	0.034	0.041	0.062	0.039	0.020	0.009
U	0.346	n.d.	n.d.	0.075	0.874	1.23	1.40	1.16	0.454	n.d.
Total	2.34	2.00	1.99	2.08	2.87	3.22	3.41	3.16	2.45	2.00

num	6.	7.	9.	10	37	38	40	41
faciès	FGF	FGF	FGF	FGF	GA	GA	GA	GA
ech	926	926	926	926	3C	3C	4B	4B

ZrO2	56.89	59.34	62.13	62.55	52.51	53.36	51.43	58.43
P2O5	0.25	n.d.	0.36	0.08	n.d.	1.34	1.20	n.d.
ThO2	0.09	0.18	0.15	0.09	0.20	0.10	0.16	n.d.
Ce2O3	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	0.04	n.d.
Sm2O3	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.09	n.d.	n.d.	n.d.
Y2O3	2.23	1.59	1.84	1.80	4.25	3.80	4.01	2.51
SiO2	28.89	30.41	31.84	32.16	30.46	28.92	28.66	30.61
HfO2	1.53	1.76	1.71	1.78	2.37	2.59	1.88	2.20
La2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.64	0.35	n.d.	0.09	1.08	1.02	1.42	0.74
UO2	0.27	0.21	0.05	n.d.	0.65	0.640	0.62	0.26
Total	90.79	93.84	98.08	98.75	91.70	91.77	89.42	94.75

Formules structurales

ZR	0.940	0.949	0.945	0.947	0.855	0.869	0.854	0.92
P	0.007	n.d.	0.010	0.002	n.d.	0.038	0.035	n.d.
TH	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	n.d.
CE	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ND	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
SM	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
Y	0.035	0.024	0.027	0.026	0.066	0.059	0.064	0.038
SI	0.979	0.997	0.993	0.998	1.02	0.966	0.976	0.994
HF	0.015	0.017	0.015	0.016	0.023	0.025	0.019	0.021
LA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CA	0.023	0.012	n.d.	0.003	0.039	0.036	0.052	0.026
U	0.550	0.414	0.094	n.d.	1.30	1.28	1.27	0.507
Total	2.55	2.41	2.08	1.99	3.31	3.27	3.27	2.51

La composition de la monazite des granites du massif de Sucuri
 GB: granite à biotite, GF: granite fin, PGF: granite fin porphyrique, FGF: granite fin filonien et GA: granite albitisé.

num	1009	1010	1011	1012	1013	1015	1017	1029	20	21
faciès	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
ech	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A	5A
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.160	n.d.
P2O5	28.19	28.29	28.30	28.16	28.60	28.14	28.63	27.63	27.41	27.84
ThO2	6.69	6.93	5.97	6.10	6.79	7.39	6.64	7.40	5.82	6.94
Ce2O3	29.28	29.28	30.75	30.21	28.97	28.28	28.92	28.89	28.18	28.57
Nd2O3	11.10	11.35	11.14	11.37	11.27	11.24	11.26	10.78	10.97	11.08
Sm2O3	1.95	1.85	1.18	1.65	1.95	2.07	1.94	2.15	2.37	2.30
Y2O3	3.42	2.42	1.28	2.02	2.47	3.06	1.96	3.97	3.24	2.83
SiO2	1.08	1.17	1.02	1.27	0.990	0.980	0.830	1.42	1.14	0.940
HfO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La2O3	13.23	13.74	15.82	15.51	13.35	12.79	13.38	12.05	12.77	13.74
CaO	0.550	0.570	0.480	0.530	0.650	0.830	0.680	0.610	0.740	0.710
UO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.300	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95.49	95.60	95.94	96.82	95.04	94.78	94.54	94.90	92.80	94.95

num	106	120	109	1029	1030	1031	31	8.	11	12
faciès	GF	GF	GF	PGF	PGF	PGF	PGF	FGF	FGF	FGF
ech	6A	6A	6A	5B	5B	5B	5B	926	926	926
ZrO2	0.150	0.230	0.130	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.120
P2O5	28.48	28.29	28.49	28.32	28.48	28.48	27.15	27.98	27.74	28.06
ThO2	6.05	6.68	7.20	8.20	6.80	6.05	8.06	6.44	6.47	6.27
Ce2O3	30.00	29.05	28.09	30.00	28.09	29.79	27.87	27.98	27.58	28.47
Nd2O3	11.17	11.53	10.90	10.80	10.90	11.17	10.87	11.57	11.37	10.94
Sm2O3	1.88	1.96	1.65	1.57	1.65	1.88	1.85	2.25	2.33	1.69
Y2O3	1.74	2.61	2.99	0.720	1.36	1.74	3.15	4.14	4.74	3.29
SiO2	0.980	1.08	1.60	1.26	1.28	0.950	1.29	1.15	1.24	1.21
HfO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La2O3	14.95	13.19	13.72	13.91	13.72	14.95	13.38	12.60	11.97	13.87
CaO	0.600	0.600	0.930	0.810	0.910	0.590	0.870	0.570	0.540	0.540
UO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.00	95.22	95.70	95.59	93.19	95.60	94.49	94.68	93.98	94.46

num	13	15	17	34	35	39
faciès	FGF	FGF	FGF	GA	GA	GA
ech	926	926	926	3C	3C	3C
ZrO2	n.d.	n.d.	0.200	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	27.55	27.89	27.27	28.69	28.39	28.30
ThO2	6.83	5.72	6.58	1.65	1.29	1.93
Ce2O3	27.42	28.47	27.32	33.98	30.78	30.90
Nd2O3	11.17	11.29	11.39	11.78	11.45	11.36
Sm2O3	1.85	1.74	1.74	1.86	2.09	2.39
Y2O3	3.78	2.96	4.66	0.610	1.15	1.44
SiO2	1.42	1.15	1.30	0.300	0.280	0.740
HfO2	n.d.	n.d.	0.010	0.010	n.d.	n.d.
La2O3	13.32	13.73	12.70	16.34	14.59	14.68
CaO	0.440	0.450	0.510	0.120	0.220	0.310
UO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	93.78	93.40	93.68	95.34	90.24	92.05

Formules structurales (monazites, Sucuri)
sur la base de 2 cations (CeP)

(REE) est une estimation (par interpolation) des terres rares manquantes jusqu'à Y. Il s'agit essentiellement de Pr.

	1009	1010	1011	1012	1013	1015	1017	1029	20	21
P	.945	.949	.950	.936	.961	.950	.969	.931	.941	.943
Si	<u>.043</u>	<u>.046</u>	<u>.040</u>	<u>.050</u>	<u>.039</u>	<u>.039</u>	<u>.033</u>	<u>.057</u>	<u>.046</u>	<u>.038</u>
tetr	.988	.996	.991	.985	1.001	.989	1.003	.988	.988	.980
La	.193	.200	.231	.225	.196	.188	.197	.177	.191	.203
Ce	.425	.425	.447	.434	.421	.413	.423	.421	.419	.418
Nd	.157	.161	.158	.159	.160	.160	.161	.153	.159	.158
Sm	.027	.025	.016	.022	.027	.028	.027	.030	.033	.032
Y	.072	.051	.027	.042	.052	.065	.042	.030	.033	.032
(REE)	.055	.055	.056	.055	.055	.054	.055	.054	.055	.055
Th	.060	.062	.054	.054	.061	.067	.060	.067	.054	.063
Ca	<u>.023</u>	<u>.024</u>	<u>.020</u>	<u>.022</u>	<u>.028</u>	<u>.035</u>	<u>.029</u>	<u>.026</u>	<u>.032</u>	<u>.030</u>
oct	1.012	1.004	1.009	1.015	.999	1.011	.997	1.012	1.012	1.020

	106	120	109	1029b	1030	1031	31	8	11	12
P	.954	.953	.944	.954	.969	.956	.925	.942	.939	.948
Si	<u>.039</u>	<u>.043</u>	<u>.063</u>	<u>.050</u>	<u>.051</u>	<u>.038</u>	<u>.052</u>	<u>.046</u>	<u>.050</u>	<u>.048</u>
tetr	.992	.996	1.007	1.005	1.020	.994	.977	.988	.988	.997
La	.218	.194	.198	.204	.203	.219	.199	.185	.176	.204
Ce	.434	.423	.403	.437	.413	.432	.410	.407	.404	.416
Nd	.158	.164	.152	.154	.156	.158	.156	.164	.162	.156
Sm	.026	.027	.022	.022	.023	.026	.026	.031	.032	.023
Y	.037	.055	.062	.015	.029	.037	.067	.088	.101	.070
(REE)	.055	.056	.053	.055	.054	.055	.054	.055	.054	.054
Th	.054	.060	.064	.074	.062	.055	.074	.058	.059	.057
Ca	<u>.025</u>	<u>.026</u>	<u>.039</u>	<u>.035</u>	<u>.039</u>	<u>.025</u>	<u>.038</u>	<u>.024</u>	<u>.023</u>	<u>.023</u>
oct	1.008	1.004	.993	.995	.980	1.006	1.023	1.012	1.012	1.003

	13	15	17	34	35	39
P	.939	.952	.931	.967	.994	.973
Si	<u>.057</u>	<u>.046</u>	<u>.052</u>	<u>.012</u>	<u>.012</u>	<u>.030</u>
tetr	.996	.998	.983	.979	1.006	1.003
La	.198	.204	.189	.240	.223	.220
Ce	.404	.420	.403	.495	.466	.459
Nd	.161	.163	.164	.167	.169	.165
Sm	.026	.024	.024	.026	.030	.033
Y	.081	.064	.100	.013	.025	.031
(REE)	.054	.055	.055	.060	.059	.058
Th	.063	.052	.060	.015	.012	.018
Ca	<u>.019</u>	<u>.019</u>	<u>.022</u>	<u>.005</u>	<u>.010</u>	<u>.013</u>
oct	1.004	1.002	1.017	1.021	.994	.997

Composition chimique des granites du massif de Sucuri, (*) et ANN activation neutronique

FACIES NUMERO	MG1 895	MG2 990	MG3 981	GB 881A	GB 900	GB 901	GB 902	GB 903	GB 5A	GF 879A
Poids d'oxydes										
SiO2	73.53	74.35	72.48	73.42	73.37	72.82	73.73	72.75	73.01	71.21
Al2O3	13.52	12.17	14.66	13.12	13.62	13.51	13.05	13.52	13.55	13.68
Fe2O3	2.16	2.46	2.07	2.12	2.32	2.26	2.39	2.20	2.52	2.32
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.10
MgO ICP	0.09	0.35	0.37	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.08
CaO	0.70	0.70	0.61	0.83	0.85	0.93	0.86	0.97	0.91	0.80
Na2O ICP	3.59	4.19	5.19	3.39	3.90	3.95	3.95	4.14	3.72	5.40
K2O	5.64	5.36	5.39	5.64	5.86	5.79	5.47	5.24	5.70	5.20
TiO2 ICP	0.17	0.24	0.26	0.16	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.15
P2O5	0.11	0.03	0.17	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09	0.08	0.12
PF	1.10	0.82	0.82	1.34	1.02	1.30	0.94	1.12	1.00	1.18
Total	100.64	100.70	102	100.62	101.35	100.50	100.56	100	101	100
Li ICP	15.00	16.00	13.00	66.00	45.00	134	67.00	106	86.00	131
Sc ANN	3.40	3.00	3.80	5.70	5.20	6.00	6.00	6.55	n.d.	7.00
Co ANN	3.50	3.20	3.84	2.73	2.77	2.00	2.10	n.d.	2.10	n.d.
Ni	12.80	6.00	6.00	15.60	2.40	2.00	3.40	3.50	2.00	2.90
Cu ICP	7.95	4.60	12.40	6.65	3.80	10.00	5.20	7.60	6.20	23.65
Zn	65.60	63.60	53.80	60.30	57.30	97.40	68.90	87.40	130	216
Ga	22.60	18.70	21.10	24.70	30.50	32.30	29.40	31.20	35.00	33.80
Rb	592	275	382	556	635	646	576	734	676	756
Sr	38.40	82.45	53.70	41.70	35.90	37.40	35.30	41.60	30.50	26.90
Y.	129	70.00	71.40	118	104	115	156	147	156	129
Zr	168	129	180	177	202	195	197	194	207	204
Nb	78.30	35.00	49.20	89.48	90.20	85.10	92.70	85.10	97.00	100
Ba	273	253	419	260	286	279	264	260	197	162
Hf	5*	4.6*	4.20	7.2*	9.00	8.5*	9.5*	9.00	9.0*	10.00
Pb	53.40	41.50	31.30	50.30	37.50	55.90	23.40	42.40	41.20	24.40
La	39.00	36.00	86.60	97.50	117	115	119	143	106	141
Ce	79.00	67.00	168	174	220	231	245	275	295	324
Eu ANN	0.60	0.50	n.d.	n.d.	n.d.	0.40	0.60	n.d.	0.60	n.d.
Tb ANN	0.80	0.70	n.d.	n.d.	n.d.	3.70	4.50	n.d.	3.50	n.d.
Yb ANN	4.50	3.50	n.d.	n.d.	n.d.	15.00	17.00	n.d.	18.00	n.d.
Lu ANN	0.7	0.6	n.d.	n.d.	n.d.	2.1	2.4	n.d.	3.0	n.d.
Th ANN	24.00	21.00	30.30	48.50	63.30	62.00	65.00	71.50	71.00	87.00
U.	12.00	8.00	8.30	15.30	15.50	11.40	15.10	13.20	15.20	14.80
Be ICP	9.00	5.00	6.60	23.00	4.00	6.70	6.40	8.34	10.00	23.17
Ta ANN	3.50	3.20	3.70	6.80	7.00	8.00	8.70	8.80	8.60	11.00
F	5500	2062	1350	6218	3707	4019	5489	9495	8655	7858
Al/ Na+K+2Ca										
	1.02	0.87	0.95	0.99	0.95	0.93	0.93	0.95	0.97	0.86

Composition chimique des granites du massif de Sucuri, (*) et ANN activation neutronique

FACIES NUMERO	GF 920	GF 922A	GF 922B	GF 6A	PFG 878	PFG 58	PFG 925	PFG 941	FGF 985	FGF 986
Poids d'oxydes										
SiO2	72.55	72.35	72.36	73.21	71.07	71.38	73.08	71.91	72.04	72.15
Al2O3	14.07	13.66	13.72	13.88	14.10	13.67	14.01	13.35	13.73	13.26
Fe2O3	2.64	2.41	2.49	2.71	2.66	2.59	2.12	2.04	2.81	2.40
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05
MgO ICP	0.08	0.13	0.14	0.02	0.10	0.01	0.09	0.05	0.09	0.09
CaO	0.50	0.74	0.71	0.61	0.37	0.58	0.80	0.35	0.67	0.68
Na2O ICP	4.25	4.17	3.51	3.75	5.80	4.39	3.82	5.80	4.73	4.73
K2O	5.53	5.47	5.99	5.30	5.52	6.21	5.30	5.32	5.58	5.75
TiO2 ICP	0.16	0.17	0.16	0.17	0.18	0.17	0.15	0.18	0.18	0.17
P2O5	0.12	0.12	0.12	0.07	0.14	0.07	0.20	0.16	0.09	0.09
PF	1.18	1.18	1.18	1.12	1.14	1.16	1.18	1.06	1.14	0.88
Total	101	100	100	101	101	100	101	100	101	100
Li ICP	164	138	146	242	191	193	219	74.00	40.00	46.00
Sc ANN	6.40	6.40	6.35	n.d.	7.50	5.50	6.40	5.60	7.20	6.70
Co ANN	1.00	0.90	1.30	n.d.	n.d.	0.60	0.80	2.31	1.20	1.00
Ni	2.20	3.10	2.30	2.00	4.50	2.00	38.30	2.00	2.60	2.50
Cu ICP	13.35	13.80	10.75	2.00	4.05	2.00	3.50	2.50	7.05	2.20
Zn	86.70	57.30	67.70	86.00	88.20	84.30	74.00	66.50	76.90	43.60
Ga	31.40	33.70	36.00	40.00	38.00	39.40	32.60	27.60	34.80	33.60
Rb	623	649	710	664	727	691	673	527	618	538
Sr	27.20	30.80	29.40	24.00	20.40	23.10	30.20	35.00	40.10	43.70
Y.	168	142	146	217	161	190	124	158	162	119
Zr	250	244	234	284	261	266	159	198	246	240
Nb	126	119	118	144	113	117	98.13	86.71	117	117
Ba	160	194	213	163	206	169	192	282	264	253
Hf	10*	10*	11*	10.5*	11.00	11*	7.6*	7.8*	13*	12*
Pb	16.10	20.20	81.30	26.00	30.30	22.90	45.40	17.50	35.60	41.00
La	149	154	160	187	191	179	111	100	200	160
Ce	313	315	307	361	396	348	210	221	410	316
Eu ANN	0.40	0.40	0.60	n.d.	n.d.	0.50	0.30	n.d.	0.70	0.60
Tb ANN	5.60	4.50	4.60	n.d.	n.d.	4.50	3.60	n.d.	5.60	3.90
Yb ANN	19.00	17.00	17.00	n.d.	n.d.	25.00	16.00	n.d.	20.00	16.00
Lu ANN	2.7	2.5	2.4	n.d.	n.d.	3.9	2.4	n.d.	2.9	2.4
Th	88.00	91.00	85.00	103	97.20	99.00	62.00	52.00	103	92.00
U.	12.80	10.40	12.50	17.00	18.80	15.90	11.40	7.40	13.70	12.40
Be ICP	6.40	22.00	57.30	28.00	8.00	10.00	17.00	5.55	4.80	3.70
Ta ANN	9.20	10.00	8.90	12.00	11.30	12.70	9.90	7.80	11.00	13.00
F	7017	7477	8012	8842	8121	9181	4995	2903	5500	3919
Al/ Na+K+2Ca	1.01	0.97	1.01	1.07	0.87	0.91	1.04	0.84	0.91	0.87

Composition chimique des granites du massif de Soledade					
FACIES NUMERO	GP1 1.	GP1 14	GP2 6.	GP2 8.	GP2 9.
Poids d'oxydes					
SiO2	68.41	69.90	69.64	68.62	68.56
Al2O3	13.70	12.92	13.17	13.37	12.47
Fe2O3	4.88	5.98	6.19	6.69	6.56
MnO	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10
MgO ICP	0.39	0.14	0.15	0.16	0.20
CaO	2.36	2.35	1.53	1.09	1.42
Na2O ICP	3.71	2.93	2.92	2.96	2.76
K2O	4.81	4.69	5.46	5.60	5.55
TiO2 ICP	0.59	0.55	0.55	0.58	0.59
P2O5	0.27	0.13	0.17	0.13	0.16
PF	0.80	0.24	0.76	1.54	0.96
Total	99.99	99.92	100.62	100.83	99.32
Li ICP	14.00	12.00	15.00	14.90	17.60
Sc	11*	15.00	15.30	17*	15.90
Co ANN	3.50	3.20	n.d.	3.00	n.d.
Ni	3.30	4.50	2.00	3.20	2.70
Cu ICP	5.70	15.20	7.20	10.10	2.30
Zn	102	171	112	95.00	189
Ga	21.70	25.80	25.30	26.30	23.10
Rb	170	151	239	208	211
Sr	134	164	122	113	96.40
Y.	44.90	81.00	91.20	107	100
Zr	356	352	578	574	610
Nb	26.60	28.00	33.70	34.70	36.10
Ba	970	1290	1496	1542	1480
Hf	11*	n.d.	n.d.	18*	n.d.
Pb	24.50	47.00	28.20	21.80	45.30
La	82.20	97.00	133	132	129
Ce	133*	180	207	155	204
Eu ANN	1.70	n.d.	n.d.	3.30	n.d.
Tb ANN	1.30	n.d.	n.d.	3.20	n.d.
Yb	3.8*	7**	7.6**	7.8*	7.1**
Th ICP	20.60	21.90	24.00	23.00	25.00
U.	5.10	6.10	3.00	3.00	3.60
Be ICP	2.19	2.88	2.67	2.64	2.44
Ta ANN	1.20	n.d.	n.d.	1.80	n.d.
Al/ Na+K+2Ca	0.88	0.98	1.04	0.95	0.91

(*) activation neutronique, (**) ICP



Composition chimique des biotites des veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7211	7212	8426	8427	8428	8429	7371	7372	7381	7383
ECHAN	61C	61C	61C	61C	61C	61C	875D	875D	875D	875D
VEINE	V12	V12	V12	V12	V12	V12	V3	V3	V3	V3
FACIES	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD
Poids d'oxydes										
SiO2	34.00	33.90	33.81	33.41	33.07	33.10	33.80	34.00	34.20	34.70
Al2O3	17.49	17.30	17.34	17.35	17.02	17.19	17.10	17.00	17.00	17.30
TiO2	0.21	0.22	0.23	0.25	0.36	0.26	0.22	0.24	0.28	0.29
FeO	32.20	32.00	31.91	32.91	32.75	32.55	31.40	31.30	31.60	32.00
MnO	1.39	1.44	1.43	1.43	1.39	1.38	1.24	1.29	1.33	1.35
MgO	0.19	0.18	0.19	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.20	0.20
CaO	0.01	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.04
Na2O	0.06	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.11	0.09	0.08	0.08
K2O	9.24	9.12	9.25	9.35	9.30	9.38	9.19	9.33	9.35	9.27
F.	1.77	1.72	1.80	1.75	1.79	1.77	1.80	1.59	1.49	1.61
Cl	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
Total	96.59	95.96	96.05	96.67	95.89	95.83	95.06	95.03	95.61	96.85
Formules structurales										
SI	5.60	5.61	5.60	5.53	5.53	5.53	5.65	5.67	5.67	5.68
AL4	2.40	2.39	2.40	2.47	2.47	2.47	2.35	2.33	2.33	2.32
AL6	0.990	0.990	0.990	0.920	0.880	0.920	1.02	1.01	0.990	1.02
TI	0.026	0.027	0.029	0.031	0.045	0.033	0.028	0.018	0.022	0.023
FE	4.43	4.43	4.42	4.56	4.58	4.55	4.39	4.37	4.38	4.38
MN	0.194	0.202	0.201	0.201	0.197	0.195	0.175	0.182	0.187	0.187
MG	0.047	0.044	0.047	0.039	0.042	0.040	0.042	0.042	0.049	0.049
CA	0.002	n.d.	0.005	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.007
NA	0.019	0.016	0.016	0.010	0.010	0.010	0.036	0.029	0.026	0.025
K.	1.94	1.93	1.96	1.98	1.98	2.00	1.96	1.99	1.98	1.93
F.	0.922	0.901	0.943	0.917	0.947	0.936	0.951	0.839	0.781	0.833
CL	0.008	0.008	0.003	0.006	0.003	0.003	0.008	0.006	0.006	0.003
Total	16.58	16.55	16.61	16.67	16.68	16.69	16.61	16.49	16.43	16.46
XFe	0.990	0.990	0.989	0.992	0.991	0.991	0.991	0.990	0.989	0.989

Composition chimique des biotites des veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7388	7389	7390	75	78	79	81	82	86	89
ECHAN	875D	875D	875D	63	63	63	63	63	63	63
VEINE	V3	V3	V3	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4
FACIES	VSD	VSD	VSD	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	33.70	33.70	33.50	33.90	34.10	33.90	33.80	33.40	33.90	34.00
Al2O3	17.30	17.40	17.20	16.60	17.10	16.80	17.00	16.70	16.80	17.00
TiO2	0.17	0.20	0.26	0.59	0.69	0.65	0.68	0.67	0.61	0.66
FeO	31.50	31.70	31.60	32.30	32.10	32.10	32.00	32.10	32.20	32.20
MnO	1.44	1.34	1.37	0.95	0.99	0.94	0.97	0.89	0.95	0.97
MgO	0.17	0.17	0.21	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17	0.14	0.16
CaO	0.02	0.02	n.d.	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04
Na2O	0.06	0.06	0.06	0.04	0.10	0.08	0.04	0.05	0.04	0.03
K2O	9.38	9.18	9.35	9.22	9.31	9.26	9.26	9.38	9.32	9.30
F.	1.75	1.52	1.77	1.69	1.53	1.54	1.68	1.99	1.82	1.72
Cl	0.04	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04
Total	95.53	95.30	95.35	95.49	96.18	95.48	95.68	95.41	95.84	96.12
Formules structurales										
SI	5.61	5.60	5.59	5.65	5.62	5.63	5.61	5.60	5.63	5.62
AL4	2.39	2.40	2.41	2.35	2.38	2.37	2.39	2.40	2.37	2.38
AL6	1.01	1.01	0.980	0.910	0.940	0.920	0.940	0.900	0.920	0.930
TI	0.021	0.025	0.033	0.074	0.086	0.081	0.085	0.084	0.076	0.082
FE	4.39	4.41	4.41	4.50	4.42	4.46	4.44	4.50	4.48	4.45
MN	0.203	0.189	0.194	0.134	0.138	0.132	0.136	0.126	0.134	0.136
MG	0.042	0.042	0.052	0.037	0.042	0.040	0.042	0.042	0.035	0.039
CA	0.004	0.004	n.d.	0.007	0.009	0.005	0.009	0.007	0.007	0.007
NA	0.019	0.019	0.019	0.013	0.032	0.026	0.013	0.016	0.013	0.010
K.	1.99	1.95	1.99	1.96	1.96	1.96	1.96	2.01	1.98	1.96
F.	0.922	0.799	0.935	0.891	0.797	0.809	0.882	1.05	0.957	0.900
CL	0.011	0.003	0.008	0.003	0.011	0.006	0.008	0.006	0.006	0.011
Total	16.61	16.45	16.62	16.53	16.43	16.44	16.51	16.74	16.61	16.52
XFe	0.991	0.991	0.988	0.992	0.991	0.991	0.991	0.991	0.992	0.991

Composition chimique des biotites des veines du massif de Sucuri

NUMERO	92	94	95	8443	8152	8099	8105	8114	6223	8142
ECHAN	63	63	63	63	63	62	64	64	63	63
VEINE	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	EV4	EV4	EV4
FACIES	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	33.90	33.70	33.70	34.14	33.90	33.90	33.50	33.40	33.60	34.40
Al2O3	17.10	16.70	17.10	16.13	16.50	16.40	17.20	16.80	16.40	17.00
TiO2	0.56	0.54	0.70	0.57	0.59	0.65	0.84	0.21	0.18	0.15
FeO	32.40	32.10	31.80	32.64	32.20	32.30	31.70	32.25	32.40	32.24
MnO	0.97	0.89	0.89	0.94	0.96	0.87	0.93	1.22	1.15	1.24
MgO	0.16	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.20	0.16	0.20	0.17
CaO	0.03	0.04	0.05	n.d.	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.04
Na2O	n.d.	0.06	0.06	0.14	0.13	0.14	0.24	0.06	0.01	0.31
K2O	9.34	9.32	9.17	9.41	9.75	9.50	9.27	9.60	9.34	9.64
F.	1.55	1.65	1.22	1.54	1.63	1.42	1.33	1.53	1.44	1.45
Cl	0.04	0.02	0.03	n.d.	0.02	n.d.	0.04	0.03	0.01	0.01
Total	96.05	95.21	94.91	95.70	95.88	95.40	95.26	95.28	94.75	96.65
Formules structurales										
SI	5.61	5.63	5.60	5.68	5.64	5.65	5.57	5.60	5.66	5.65
AL4	2.39	2.37	2.40	2.32	2.36	2.35	2.43	2.40	2.34	2.35
AL6	0.940	0.920	0.950	0.840	0.880	0.870	0.940	0.920	0.920	0.940
TI	0.070	0.068	0.088	0.071	0.074	0.081	0.105	0.026	0.023	0.019
FE	4.48	4.49	4.42	4.54	4.48	4.50	4.40	4.52	4.53	4.43
MN	0.136	0.126	0.125	0.133	0.135	0.123	0.131	0.173	0.164	0.173
MG	0.039	0.047	0.047	0.047	0.047	0.045	0.050	0.040	0.050	0.042
CA	0.005	0.007	0.009	n.d.	0.002	0.007	0.002	0.004	0.004	0.007
NA	n.d.	0.019	0.019	0.045	0.042	0.045	0.077	0.019	0.003	0.099
K.	1.97	1.99	1.95	2.00	2.07	2.02	1.96	2.05	2.01	2.02
F.	0.811	0.872	0.642	0.811	0.858	0.748	0.699	0.811	0.767	0.754
CL	0.011	0.006	0.008	n.d.	0.006	n.d.	0.011	0.009	0.003	0.003
Total	16.46	16.54	16.26	16.49	16.59	16.44	16.37	16.57	16.47	16.49
XFe	0.991	0.990	0.989	0.990	0.990	0.990	0.989	0.991	0.989	0.991

NUMERO	8147	8148
ECHAN	63	63
VEINE	EV4	EV4
FACIES	VQM	VQM
Poids d'oxydes		
SiO2	33.80	33.00
Al2O3	17.10	17.30
TiO2	0.150	0.18
FeO	31.90	32.10
MnO	1.24	1.17
MgO	0.18	0.15
CaO	n.d.	0.02
Na2O	0.02	0.05
K2O	9.45	9.76
F.	1.49	1.55
Cl	0.04	0.04
Total	95.37	95.32
Formules structurales		
SI	5.63	5.53
AL4	2.37	2.47
AL6	0.990	0.950
TI	0.019	0.023
FE	4.44	4.50
MN	0.175	0.166
MG	0.045	0.037
CA	n.d.	0.004
NA	0.006	0.016
K.	2.01	2.09
F.	0.785	0.822
CL	0.011	0.011
Total	16.48	16.62
XFe	0.990	0.992

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	8431	8433	8434	8435	8436	8437	7216	7365	7366	7367
ECHAN	61C	61C	61C	61C	61C	61C	61C	875D	875D	875D
VEINE	V12	V12	V12	V12	V12	V12	V12	V3	V3	V3
FACIES	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD
Poids d'oxydes										
SiO2	47.36	48.69	46.87	46.54	45.58	47.17	46.90	45.00	46.20	46.20
Al2O3	26.87	27.05	27.04	27.17	26.25	26.04	25.80	26.50	26.90	26.80
TiO2	0.07	0.06	0.08	0.05	0.10	0.04	0.01	0.12	0.11	0.07
FeO	8.90	9.43	9.88	8.67	10.32	9.27	8.32	9.83	9.10	9.19
MnO	0.47	0.44	0.47	0.43	0.53	0.45	0.46	0.50	0.47	0.50
MgO	0.10	0.10	0.07	0.10	0.10	0.12	0.10	0.11	0.09	0.08
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.03	n.d.	n.d.
Na2O	0.10	0.13	0.11	0.15	0.08	0.10	0.13	0.10	0.16	0.15
K2O	10.99	10.91	10.81	10.81	10.86	10.85	11.00	10.80	10.80	10.90
F.	1.44	1.53	1.52	1.74	1.75	1.70	0.96	1.57	1.72	1.35
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.01
Total	96.30	98.34	96.85	95.67	95.58	95.74	93.69	94.58	95.55	95.25
Formules structurales										
SI	6.38	6.62	6.66	6.55	6.56	6.51	6.66	6.70	6.48	6.52
AL4	1.62	1.38	1.34	1.45	1.44	1.49	1.34	1.30	1.52	1.48
AL6	2.67	3.05	3.02	3.01	3.08	2.93	2.99	3.04	2.98	2.99
TI	0.011	n.d.	0.006	0.003	0.005	0.011	0.004	0.001	0.013	0.056
FE	1.68	1.04	1.08	1.16	1.02	1.23	1.09	0.994	1.18	1.07
MN	0.089	0.056	0.051	0.056	0.051	0.064	0.054	0.056	0.061	0.056
MG	0.028	0.021	0.020	0.015	0.021	0.021	0.025	0.021	0.024	0.019
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.005	n.d.
NA	0.031	0.027	0.034	0.030	0.041	0.022	0.027	0.036	0.028	0.044
K.	1.95	1.96	1.90	1.93	1.94	1.98	1.96	2.00	1.98	1.94
F.	0.726	0.637	0.662	0.672	0.776	0.791	0.759	0.434	0.715	0.767
CL	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.005	n.d.
Total	15.19	14.79	14.77	14.88	14.94	15.05	14.91	14.58	14.99	14.94
XFe	0.984	0.980	0.982	0.987	0.980	0.983	0.978	0.979	0.980	0.983

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7368	7373	7374	7379	7382	7384	7385	8104	8089	8090
ECHAN	875D	875D	875D	875D	875D	875D	875D	64	61	61
VEINE	V3	V3	V3	V3	V3	V3	V3	V4	V4	V4
FACIES	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	46.60	46.80	45.70	46.30	46.30	46.40	46.40	46.50	46.70	46.90
Al2O3	26.80	26.40	26.60	27.00	27.00	27.00	26.60	26.60	27.50	26.90
TiO2	0.04	0.09	0.050	0.09	0.05	0.04	0.04	0.08	0.05	0.10
FeO	8.62	8.82	8.76	8.75	9.03	8.92	9.32	8.81	8.96	9.30
MnO	0.44	0.45	0.49	0.47	0.48	0.44	0.46	0.32	0.31	0.31
MgO	0.09	0.11	0.09	0.07	0.09	0.09	0.07	0.11	0.14	0.11
CaO	n.d.	0.01	n.d.	0.03	0.02	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.19	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.12	0.13	0.14	0.13
K2O	10.80	10.80	10.70	10.90	10.90	10.80	10.90	11.40	11.10	11.30
F.	1.46	1.80	1.80	1.25	1.16	1.74	1.55	1.30	1.48	1.27
Cl	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	95.04	95.44	94.36	95.02	95.17	95.62	95.47	95.26	96.39	96.33
Formules structurales										
SI	6.55	6.60	6.63	6.56	6.52	6.55	6.56	6.58	6.59	6.53
AL4	1.45	1.40	1.37	1.44	1.48	1.45	1.44	1.42	1.41	1.47
AL6	3.03	3.07	3.04	3.06	3.00	3.05	3.06	3.02	3.03	3.06
TI	0.009	0.004	0.010	0.005	0.073	n.d.	0.003	n.d.	0.009	0.005
FE	1.09	1.02	1.04	1.05	1.03	1.07	1.05	1.10	1.04	1.05
MN	0.060	0.053	0.054	0.060	0.056	0.058	0.053	0.055	0.038	0.037
MG	0.017	0.019	0.023	0.019	0.015	0.019	0.019	0.015	0.023	0.029
CA	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.005	0.003	0.008	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.041	0.052	0.044	0.045	0.044	0.038	0.036	0.033	0.036	0.038
K.	1.97	1.95	1.95	1.96	1.96	1.97	1.95	1.97	2.06	1.98
F.	0.605	0.654	0.806	0.817	0.556	0.519	0.778	0.695	0.582	0.655
CL	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.002	0.002	0.002
Total	14.82	14.82	14.97	15.02	14.74	14.73	14.96	14.89	14.82	14.86
XFe	0.985	0.982	0.978	0.982	0.986	0.983	0.982	0.987	0.978	0.973

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	8097	62	66	67	70	84	88	93	83	85
ECHAN	62	63	63	63	63	63	63	63	63	63
VEINE	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4	V4
FACIES	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM	VQM
Poids d'oxydes										
SiO2	47.30	46.70	46.60	47.10	45.90	46.90	46.40	48.10	46.10	46.60
Al2O3	26.40	27.60	26.90	27.30	25.90	26.70	27.10	26.20	27.10	27.10
TiO2	0.09	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.06	0.08	0.07	0.070
FeO	9.78	8.14	8.66	8.39	9.80	8.98	9.05	8.38	9.56	8.40
MnO	0.31	0.27	0.29	0.30	0.28	0.32	0.27	0.30	0.32	0.320
MgO	0.10	0.08	0.07	0.08	0.18	0.08	0.06	0.11	0.09	0.100
CaO	n.d.	0.02	n.d.	0.02	0.06	0.03	0.01	0.02	0.03	0.040
Na2O	0.16	0.16	0.13	0.15	0.18	0.14	0.12	0.10	0.12	0.140
K2O	11.20	10.90	10.80	10.90	10.30	10.90	10.90	10.80	10.80	10.90
F.	1.36	1.29	1.54	1.98	1.41	1.59	1.50	1.54	1.69	1.78
Cl	0.01	n.d.	0.010	n.d.	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.71	95.21	95.05	96.28	94.05	95.69	95.48	95.63	95.88	95.45
Formules structurales										
SI	6.57	6.61	6.56	6.56	6.60	6.60	6.59	6.61	6.55	6.74
AL4	1.43	1.39	1.44	1.44	1.40	1.40	1.41	1.39	1.45	1.26
AL6	3.01	2.96	3.13	3.10	3.09	3.11	2.98	3.05	3.06	3.07
TI	0.011	0.012	0.005	0.004	0.001	0.006	0.003	0.004	0.006	0.008
FE	1.09	1.14	0.957	1.02	1.03	0.983	1.18	1.06	1.07	0.982
MN	0.037	0.037	0.032	0.043	0.035	0.036	0.034	0.038	0.032	0.036
MG	0.023	0.021	0.017	0.017	0.015	0.017	0.039	0.017	0.013	0.023
CA	n.d.	n.d.	0.003	0.003	n.d.	0.003	0.009	0.005	0.002	0.003
NA	0.035	0.043	0.044	0.046	0.036	0.041	0.050	0.038	0.033	0.027
K.	2.02	2.00	1.95	1.94	1.95	1.95	1.89	1.96	1.96	1.93
F.	0.563	0.601	0.573	0.720	0.690	0.877	0.641	0.709	0.670	0.682
CL	0.002	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002	0.002	0.002	n.d.
Total	14.79	14.82	14.71	14.89	14.85	15.02	14.83	14.88	14.85	14.76
XFe	0.979	0.982	0.983	0.984	0.986	0.983	0.968	0.984	0.988	0.977

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri										
NUMERO	8442	8444	8153	65	6224	8143	8098	8100	7349	7350
ECHAN	63	63	63	63	63	63	62	62	6E	6E
VEINE	V4	V4	V4	EV4	EV4	EV4	EV4	EV4	V5	V5
FACIES	VQM	VQM	VQM	EVQ	EVQ	EVQ	EVQ	EVQ	GRL	GRL
Poids d'oxydes										
SiO2	46.95	47.45	47.20	46.70	45.60	47.10	46.40	45.90	45.10	45.00
Al2O3	27.16	26.61	27.40	27.40	26.80	27.60	27.10	27.10	22.30	22.30
TiO2	0.06	0.05	0.03	0.08	0.08	0.04	0.06	0.08	0.02	0.06
FeO	8.54	8.44	8.54	8.66	9.53	9.28	8.97	8.64	13.30	13.50
MnO	0.29	0.30	0.32	0.36	0.40	0.37	0.35	0.34	0.95	0.92
MgO	0.12	0.10	0.10	0.08	0.02	0.13	0.11	0.10	n.d.	n.d.
CaO	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
Na2O	0.23	0.25	0.12	0.17	0.18	0.19	0.14	0.14	0.15	0.12
K2O	10.64	10.71	11.10	10.80	10.90	11.00	11.20	11.30	10.20	10.30
F.	1.56	1.43	1.60	1.62	1.14	1.71	1.25	1.38	4.60	4.52
Cl	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	n.d.
Total	95.56	95.34	96.42	95.89	94.66	97.44	95.58	94.99	96.64	96.72
Formules structurales										
SI	6.52	6.58	6.51	6.36	6.54	6.60	6.67	6.55	6.56	6.59
AL4	1.48	1.42	1.49	1.64	1.46	1.40	1.33	1.45	1.44	1.41
AL6	3.03	3.09	3.02	3.01	3.05	3.10	3.08	3.08	3.05	3.10
TI	0.007	0.007	0.009	0.005	0.004	0.006	0.005	0.009	0.016	0.003
FE	1.13	0.992	1.14	1.20	1.08	1.00	0.992	1.00	1.02	0.997
MN	0.038	0.038	0.048	0.056	0.043	0.035	0.036	0.034	0.036	0.038
MG	0.019	0.021	0.004	0.006	0.027	0.025	0.021	0.027	0.032	0.021
CA	0.005	0.006	0.002	n.d.	0.001	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.033	0.038	0.050	0.078	0.051	0.063	0.068	0.132	0.044	0.032
K.	1.95	1.96	1.98	1.99	1.95	1.91	1.92	1.91	1.98	1.98
F.	0.755	0.795	0.514	0.588	0.750	0.693	0.636	0.600	0.675	0.706
CL	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002
Total	14.97	14.95	14.77	14.93	14.96	14.83	14.76	14.79	14.85	14.88
XFe	0.983	0.979	0.997	0.995	0.976	0.976	0.979	0.974	0.970	0.979

Composition chimique des muscovites des différentes veines du massif de Sucuri

NUMERO	7352	7353	7354	7355	7356	7357	7358	7359	7360	7361
ECHAN	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E
VEINE	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5
FACIES	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL
Poids d'oxydes										
SiO2	45.70	44.60	46.10	45.00	46.00	44.90	44.50	45.60	45.20	45.50
Al2O3	22.80	22.50	22.96	22.50	22.80	22.40	22.20	22.61	22.60	22.70
TiO2	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06	0.03	n.d.	n.d.	0.05
FeO	12.30	13.20	12.34	13.20	12.80	13.20	13.80	13.03	13.20	12.60
MnO	0.88	0.94	0.86	0.91	0.89	0.92	0.99	0.84	0.90	0.86
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.16	0.13	0.14	0.16	0.17	0.15	0.22	0.16	0.19	0.18
K2O	10.20	10.40	10.30	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30	10.20	10.10
F.	4.75	4.68	4.80	4.55	4.69	4.64	4.42	4.57	4.68	4.67
Cl	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.82	96.50	97.54	96.65	97.70	96.57	96.38	97.11	96.97	96.66
Formules structurales										
SI	6.54	6.52	6.69	6.67	6.73	6.73	6.65	6.75	6.67	6.72
AL4	1.46	1.48	1.31	1.33	1.27	1.27	1.35	1.25	1.33	1.28
AL6	3.04	3.06	2.59	2.57	2.53	2.69	2.60	2.65	2.60	2.65
TI	0.006	0.003	0.002	0.018	0.009	0.003	n.d.	n.d.	0.003	0.005
FE	1.06	1.03	1.65	1.67	1.69	1.51	1.65	1.56	1.64	1.56
MN	0.042	0.041	0.119	0.116	0.125	0.110	0.119	0.107	0.114	0.110
MG	0.023	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CA	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.
NA	0.038	0.039	0.043	0.034	0.041	0.046	0.038	0.040	0.046	0.048
K.	2.01	2.05	1.93	1.95	2.00	1.92	1.98	1.92	1.95	1.92
F.	0.557	0.620	2.19	2.31	2.14	2.03	2.25	2.22	2.09	1.98
CL	n.d.	0.002	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.
Total	14.78	14.87	16.53	16.67	16.53	16.31	16.64	16.50	16.44	16.27
XFe	0.979	0.980	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

NUMERO	231	232	233	234
ECHAN	03	03	03	03
VEINE	V6	V6	V6	V6
FACIES	GGB	GGB	GGB	GGB
Poids d'oxydes				
SiO2	48.00	46.60	47.10	47.30
Al2O3	26.80	28.00	28.60	28.50
TiO2	0.01	0.08	0.06	0.04
FeO	6.94	6.44	6.13	6.43
MnO	0.32	0.30	0.24	0.29
MgO	0.44	0.45	0.39	0.40
CaO	0.02	0.02	0.02	n.d.
Na2O	0.15	0.23	0.25	0.12
K2O	11.10	11.00	11.00	10.70
F.	0.93	1.23	0.87	0.91
Cl	n.d.	0.01	0.01	n.d.
Total	94.71	94.36	94.67	94.69
Formules structurales				
SI	6.67	6.64	6.68	6.68
AL4	1.33	1.36	1.32	1.32
AL6	2.59	2.55	2.67	2.62
TI	0.007	0.003	0.028	n.d.
FE	1.64	1.72	1.51	1.63
MN	0.116	0.125	0.104	0.113
MG	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.043	0.064	0.045	0.054
K.	1.95	1.94	1.93	1.92
F.	2.04	2.42	2.12	2.37
CL	n.d.	0.005	n.d.	n.d.
Total	16.39	16.83	16.41	16.71
XFe	1.00	1.00	1.00	1.00

Composition chimique des micas lithinifères des veines du massif de Sucuri										
NUMERO	7349	7350	7352	7353	7354	7355	7356	7357	7358	7359
ECHAN	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E	6E
VEINE	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5	V5
FACIES	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL	GRL
Poids d'oxydes										
SiO2	45.41	46.10	46.27	46.60	45.10	46.35	44.60	46.29	46.50	45.37
Al2O3	23.20	22.30	22.41	22.05	22.60	22.25	22.80	22.24	22.20	23.10
TiO2	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06	0.03	n.d.
FeO	14.53	12.50	12.30	11.56	13.70	12.12	14.80	12.02	11.80	14.53
MnO	0.85	0.92	0.98	0.94	0.90	0.95	0.89	0.92	0.99	0.84
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.15	0.12	0.16	0.13	0.14	0.16	0.17	0.15	0.22	0.16
K2O	10.20	10.30	10.20	10.40	10.30	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30
F	4.70	4.92	4.85	4.78	4.80	4.95	4.59	4.94	5.12	4.57
Cl	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.
Li2O	2.50	3.16	3.23	3.55	2.59	3.24	2.34	3.41	3.45	2.33
H2O	1.72	1.79	1.89	1.86	1.89	1.79	1.99	1.79	1.62	1.99
Total	103	102	102	102	102	102	103	102	102	103
F=20	101	99.93	100.17	99.99	99.98	99.92	100	100.18	99.85	101.13
Formules structurales										
Si	6.16	6.26	6.25	6.30	6.24	6.29	6.19	6.27	6.31	6.14
Al4	1.84	1.74	1.75	1.70	1.76	1.71	1.81	1.73	1.69	1.86
Al6	1.87	1.83	1.82	1.81	1.84	1.85	1.80	1.82	1.86	1.83
Ti	0.002	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.006	0.003	n.d.
Fe	1.65	1.42	1.39	1.31	1.55	1.37	1.66	1.36	1.34	1.65
Mn	0.098	0.106	0.112	0.108	0.103	0.109	0.101	0.106	0.114	0.096
Mg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.039	0.032	0.042	0.034	0.037	0.042	0.044	0.039	0.058	0.042
K	1.77	1.78	1.76	1.79	1.78	1.78	1.77	1.78	1.77	1.78
F	2.02	2.11	2.07	2.04	2.05	2.12	1.95	2.12	2.20	1.96
Cl	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.
Li	1.36	1.73	1.76	1.93	1.41	1.77	1.27	1.86	1.88	1.27
OH	1.56	1.62	1.71	1.68	1.71	1.62	1.79	1.62	1.47	1.80
Total	18.37	18.63	18.67	18.71	18.48	18.66	18.39	18.71	18.70	18.43

NUMERO	7360	7361
ECHAN	6E	6E
VEINE	V5	V5
FACIES	GRL	GRL
Poids d'oxydes		
SiO2	46.20	46.15
Al2O3	22.26	22.12
TiO2	n.d.	0.05
FeO	12.54	11.86
MnO	0.95	0.99
MgO	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.
Na2O	0.19	0.18
K2O	10.20	10.10
F	5.08	4.97
Cl	n.d.	n.d.
Li2O	3.13	3.34
H2O	1.73	1.79
Total	102	102
F=20	99.87	100.04
Formules structurales		
Si	6.28	6.28
Al4	1.72	1.72
Al6	1.85	1.83
Ti	n.d.	0.005
Fe	1.43	1.35
Mn	0.109	0.114
Mg	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.
Na	0.050	0.048
K	1.77	1.75
F	2.18	2.14
Cl	n.d.	n.d.
Li	1.71	1.83
OH	1.57	1.63
Total	18.67	18.70

Composition chimique de l'allanite dans le filon d'albitite

numéro faciès échant.	101 GA 4B	102 GA 4B	104 GA 4B
FeO	12.72	13.41	10.71
Ce2O3	13.68	14.24	11.80
TiO2	0.38	0.30	0.29
CaO	8.73	8.87	7.74
UO2	n.d.	n.d.	n.d.
ThO2	0.36	0.32	0.54
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.
Sm2O3	0.39	0.56	0.32
Nd2O3	4.25	4.93	3.76
La2O3	5.88	5.85	4.95
Y2O5	0.32	0.19	0.35
SiO2	32.10	32.40	37.77
Al2O3	17.18	17.45	17.24
Total	95.60	98.52	95.47

Composition des grenats des veines du massif de Sucuri

num veine	208 VSD	210 VSD	213 VSD	214 VSD	215 VSD
SiO2	35.96	36.51	35.99	35.92	36.02
TiO2	0.06	0.03	0.01	0.01	n.d.
Al2O3	20.97	21.11	20.94	20.82	20.77
FeO	15.15	16.88	15.42	16.13	16.94
MnO	27.56	25.64	26.24	26.14	25.03
MgO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
CaO	0.56	0.62	0.68	0.69	0.66
Na2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.30	100.82	99.30	99.73	99.43
Si	2.95	2.98	2.98	2.97	2.98
AlIV	0.047	0.019	0.020	0.034	0.016
AlVI	1.98	2.01	2.02	1.99	2.01
Ti	0.004	0.002	0.001	0.001	n.d.
Fe3+	0.012	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
Fe2+	1.03	1.15	1.07	1.11	1.17
Mn	1.92	1.77	1.84	1.83	1.76
Mg	0.005	0.004	0.002	0.003	0.001
Ca	0.049	0.054	0.060	0.061	0.059
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pyrope	0.16	0.14	0.08	0.09	0.04
Alman	34.28	38.62	35.94	36.92	39.25
Spess	63.92	59.42	61.95	60.95	58.74
Gross	1.11	1.76	2.01	1.80	1.96
Andra	0.54	0.06	0.02	0.24	0.00

Composition chimique de la scheelite								
num	4.	5.	6.	7.	9.	11	12	13
W ₂ O ₃	78.43	73.41	76.45	76.69	76.47	75.60	75.29	73.49
Ta ₂ O ₅	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02
FeO	0.76	0.65	0.73	0.69	0.79	0.68	0.61	0.57
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.05
CaO	18.49	20.12	18.80	19.25	19.08	19.68	20.18	20.22
MoO ₃	n.d.	4.80	2.21	2.02	2.31	2.84	3.21	5.33
Nb ₂ O ₅	0.50	0.01	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.23	99.03	98.26	98.71	98.70	98.87	99.35	99.68

Composition de la wolframite, columbite et ilménorutile						
numéro	50	51	52	33	35	45
W ₂ O ₃	76.31	75.97	74.07	4.52	0.990	3.55
Ta ₂ O ₅	0.100	0.050	0.040	11.19	4.81	11.99
FeO	7.24	8.31	12.72	12.31	31.79	12.20
MnO	16.31	15.33	11.77	6.60	5.54	6.56
TiO ₂	n.d.	0.020	0.900	3.51	40.18	4.14
SnO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	2.61	1.36	2.80
Nb ₂ O ₅	0.320	0.490	0.900	57.88	11.54	59.25
Total	100	100	100	98.62	96.21	100

Composition de l'apatite dans la veine à sidérophylite									
num	1016	1017	1019	1030	1001	1002	1003	1005	1007
faciès	VSD	VSD	VSD	GRE	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD
éch	875D	875D	875D	876	62C	62C	62C	62C	62C
P ₂ O ₅	40.54	40.45	39.78	41.47	40.96	41.33	41.25	40.89	41.39
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	50.71	50.67	51.10	51.37	51.41	51.89	52.21	51.41	52.81
FeO	0.10	0.12	0.13	0.1	0.03	0.06	0.07	0.12	0.10
MnO	1.26	1.03	1.44	0.7	1.89	2.16	2.10	2.69	1.44
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	0.04	0.02	0.03	0.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y ₂ O ₃	0.09	0.09	0.09	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	0.210	n.d.
F	5.96	6.49	6.80	6.6	5.95	5.68	6.06	6.19	5.89
Total	98.71	98.89	99.37	100.6	100.27	101.14	101.74	99.95	101.70

Composition des cassitérites des greisens: GGB granite GB greisé, GFG granite fin greisé et AB albitite.

num faciès	1. GGB	2. GGB	3. GGB	4. GGB	5. GGB	6. GGB	7. GGB	8. GGB	9. GGB	11 GGB
Poids d'oxydes										
WO3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.67	0.43	0.43	0.66	0.41	0.67	0.33	0.22	n.d.	0.390
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.80	2.09	1.50	1.67	0.97	1.15	1.38	1.47	n.d.	0.300
SnO2	98.56	97.52	97.59	97.53	98.52	98.35	98.23	98.29	101	99.31
Nb2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100	100	99.52	99.86	99.90	100	99.94	99.98	101	100.00

Formules structurales

W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FE	0.014	0.009	0.009	0.014	0.009	0.014	0.007	0.005	n.d.	0.008
MN	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	0.015	0.039	0.028	0.031	0.018	0.021	0.026	0.027	n.d.	0.006
SN	0.978	0.957	0.967	0.962	0.978	0.972	0.971	0.970	1.00	0.990
NB	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	1.01	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00

num faciès	13 GGB	14 GGB	79 GGB	16 AB6	17 AB6	19 AB6	20 AB6	21 AB6	22 AB6	23 AB6
Poids d'oxydes										
WO3	n.d.	n.d.	n.d.	1.27	n.d.	0.22	1.10	0.01	1.06	n.d.
Ta2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.24	n.d.	n.d.	0.16	n.d.	n.d.
FeO	0.83	0.13	0.56	0.26	0.37	0.35	0.39	1.77	0.21	0.750
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.58	n.d.	n.d.
TiO2	4.27	0.63	1.02	0.20	0.97	0.83	1.08	5.67	0.40	1.15
SnO2	95.08	99.26	98.10	98.27	97.79	99.56	97.56	88.77	98.14	97.92
Nb2O5	n.d.	0.28	n.d.	n.d.	0.79	n.d.	0.78	3.41	0.180	0.050
Total	100	100	99.68	100.00	100	101	101	100	99.99	99.87

Formules structurales

W	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	0.002	0.009	n.d.	0.009	n.d.
TA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.
FE	0.017	0.003	0.012	0.006	0.008	0.007	0.008	0.035	0.004	0.016
MN	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.012	n.d.	n.d.
TI	0.077	0.012	0.019	0.004	0.018	0.015	0.020	0.100	0.008	0.021
SN	0.914	0.983	0.975	0.993	0.965	0.981	0.964	0.830	0.988	0.970
NB	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	0.009	0.036	0.002	0.001
Total	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01

num faciès	24 AB6	25 AB6	26 AB6	41 GFG	42 GFG	43 GFG	46 GFG	47 GFG
Poids d'oxydes								
WO3	n.d.	0.12	1.11	n.d.	0.62	0.98	n.d.	n.d.
Ta2O5	n.d.	0.17	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.25	0.84	0.20	0.11	0.41	0.45	0.33	0.350
MnO	0.03	0.23	n.d.	n.d.	0.02	0.02	0.03	n.d.
TiO2	0.58	3.81	0.22	0.07	1.67	0.26	0.13	0.040
SnO2	98.80	92.73	98.48	100	96.85	98.35	100	100
Nb2O5	0.16	1.67	0.15	n.d.	0.33	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.82	99.57	100	100	99.94	100	100	100

Formules structurales

W	n.d.	0.001	0.009	n.d.	0.005	0.008	n.d.	n.d.
TA	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FE	0.005	0.017	0.004	0.002	0.009	0.010	0.007	0.007
MN	0.001	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
TI	0.011	0.069	0.004	0.001	0.031	0.005	0.002	0.001
SN	0.984	0.895	0.992	0.998	0.959	0.990	0.994	0.996
NB	0.002	0.018	0.002	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.
Total	1.00	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
 GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	576	579	6237	6242	6243	6201	6202	6203	6204	6205
ECHAN	S4	S4	04	04	04	S5	S5	S5	S5	S5
FACIES	GA1	GA1	GA2	GA2	GA2	GA3	GA3	GA3	GA3	GA3
Poids d'oxydes										
SiO2	34.70	33.80	33.90	34.10	34.40	34.00	33.40	33.40	33.60	33.60
Al2O3	16.20	16.30	16.20	15.90	16.60	15.70	16.10	14.10	16.00	15.80
TiO2	2.35	2.24	2.18	2.20	2.23	2.21	2.29	2.28	2.28	2.08
FeO	32.40	32.00	32.20	31.20	31.00	31.70	31.70	31.10	31.40	31.80
MnO	0.55	0.60	0.52	0.63	0.59	0.53	0.55	0.54	0.55	0.54
MgO	0.74	0.67	0.98	0.97	0.90	1.10	0.97	1.03	1.00	1.11
CaO	n.d.	0.01	n.d.	0.04	0.01	0.02	0.01	n.d.	n.d.	0.02
Na2O	0.07	0.11	0.07	0.03	0.06	0.09	0.11	n.d.	0.07	0.06
K2O	8.86	8.81	9.22	9.37	9.42	9.30	9.34	9.32	9.30	8.77
F.	1.31	0.92	1.09	1.20	1.36	1.05	1.30	1.03	3.28	1.08
CL	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Total	97.21	95.49	96.37	95.66	96.59	95.72	95.78	92.81	97.50	94.88
Formules structurales										
SI	5.61	5.56	5.54	5.61	5.59	5.59	5.52	5.69	5.55	5.57
AL4	2.39	2.44	2.46	2.39	2.41	2.41	2.48	2.31	2.45	2.43
AL6	0.700	0.720	0.660	0.690	0.770	0.630	0.650	0.520	0.670	0.660
TI	0.286	0.277	0.268	0.272	0.273	0.273	0.284	0.292	0.283	0.259
FE	4.38	4.40	4.40	4.29	4.21	4.36	4.38	4.43	4.34	4.41
MN	0.075	0.084	0.072	0.088	0.081	0.074	0.077	0.078	0.077	0.076
MG	0.178	0.164	0.239	0.238	0.218	0.270	0.239	0.262	0.246	0.274
CA	n.d.	0.001	n.d.	0.007	0.002	0.004	0.002	n.d.	n.d.	0.004
NA	0.021	0.036	0.022	0.010	0.019	0.029	0.035	n.d.	0.022	0.019
K.	1.83	1.85	1.92	1.97	1.95	1.95	1.97	2.03	1.96	1.86
F.	0.664	0.478	0.558	0.617	0.689	0.541	0.666	0.549	1.58	0.562
CL	0.009	0.008	0.003	0.006	0.005	0.006	0.003	0.003	0.005	0.006
Total	16.14	16.02	16.14	16.19	16.22	16.14	16.31	16.16	17.18	16.13
XFe	0.961	0.964	0.948	0.947	0.951	0.942	0.948	0.944	0.946	0.942

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
 GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	6208	6210	6212	6213	8155	8156	8121	8122	496	497
ECHAN	S5	S5	S5	S5	482	482	38	38	S1	S1
FACIES	GA3	GA3	GA3	GA3	GA3	GA3	GA1	GA1	AB	AB
Poids d'oxydes										
SiO ₂	33.70	33.40	33.60	33.40	33.10	33.40	32.70	33.10	34.40	34.00
Al ₂ O ₃	15.60	15.60	16.20	15.80	14.90	15.60	15.80	15.60	16.10	15.60
TiO ₂	2.19	2.31	2.14	2.21	2.32	2.21	1.97	1.83	2.31	2.45
FeO	31.80	31.70	31.50	31.40	31.80	32.00	32.20	32.10	31.00	31.60
MnO	0.55	0.56	0.66	0.61	0.30	0.31	0.48	0.50	0.44	0.44
MgO	1.01	0.92	0.78	0.81	1.24	1.22	0.72	0.77	1.62	1.84
CaO	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.05
Na ₂ O	0.06	0.07	0.12	0.06	0.09	0.03	0.05	0.06	0.12	0.09
K ₂ O	9.16	9.13	9.34	9.34	9.68	9.74	9.62	9.65	9.32	9.31
F.	0.91	1.16	1.20	1.39	0.53	0.63	1.24	1.02	0.67	0.59
CL	0.03	0.01	n.d.	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05	0.06
Total	95.02	94.86	95.54	95.05	93.98	95.17	94.82	94.67	96.04	96.03
Formules structurales										
SI	5.58	5.56	5.55	5.56	5.56	5.53	5.50	5.55	5.58	5.55
AL ₄	2.42	2.44	2.45	2.44	2.44	2.47	2.50	2.45	2.42	2.45
AL ₆	0.630	0.620	0.700	0.660	0.510	0.580	0.630	0.630	0.660	0.550
TI	0.273	0.289	0.266	0.277	0.293	0.275	0.249	0.231	0.282	0.301
FE	4.41	4.42	4.35	4.37	4.47	4.43	4.53	4.50	4.21	4.31
MN	0.077	0.079	0.092	0.086	0.043	0.044	0.068	0.071	0.061	0.061
MG	0.250	0.228	0.192	0.201	0.310	0.301	0.180	0.193	0.392	0.447
CA	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002	0.002	0.009
NA	0.019	0.023	0.038	0.019	0.029	0.010	0.016	0.020	0.038	0.028
K.	1.94	1.94	1.97	1.99	2.07	2.06	2.06	2.06	1.93	1.94
F.	0.475	0.603	0.618	0.717	0.281	0.329	0.643	0.532	0.345	0.305
CL	0.008	0.003	n.d.	0.008	0.006	0.006	0.011	0.008	0.014	0.017
Total	16.08	16.20	16.23	16.33	16.01	16.04	16.39	16.25	15.93	15.97
XFe	0.946	0.951	0.958	0.956	0.935	0.936	0.962	0.959	0.915	0.906

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
 GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI
NUMERO	498	528	529	530	532	533	534	537	536	541
ECHAN	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S1
FACIES	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB
Poids d'oxydes										
SiO2	33.90	34.20	33.80	34.10	34.40	33.10	34.00	34.00	33.80	33.20
Al2O3	15.60	15.10	15.70	16.00	15.40	15.10	15.80	16.10	15.90	15.80
TiO2	2.31	2.73	2.12	2.14	2.25	2.33	2.26	2.31	2.18	2.26
FeO	31.50	31.50	31.90	31.00	31.10	31.70	31.80	31.70	31.30	32.60
MnO	0.36	0.47	0.45	0.45	0.43	0.37	0.47	0.48	0.44	0.46
MgO	1.77	1.81	1.78	1.75	1.72	1.87	1.66	1.72	1.64	1.76
CaO	0.04	0.04	0.01	n.d.	0.06	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01
Na2O	0.12	0.05	0.06	0.03	0.09	0.03	0.06	0.08	0.08	0.07
K2O	9.38	9.29	9.37	9.25	9.00	9.21	9.27	9.27	9.31	9.06
F.	0.54	0.48	0.78	0.77	0.51	0.60	0.33	0.45	0.64	0.52
CL	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06
Total	95.57	95.72	96.01	95.54	95.02	94.37	95.70	96.16	95.34	95.80
Formules structurales										
SI	5.55	5.59	5.54	5.58	5.64	5.52	5.55	5.52	5.55	5.46
AL4	2.45	2.41	2.46	2.42	2.36	2.48	2.45	2.48	2.45	2.54
AL6	0.560	0.500	0.570	0.660	0.610	0.490	0.590	0.600	0.630	0.520
TI	0.285	0.335	0.261	0.263	0.277	0.292	0.277	0.282	0.269	0.279
FE	4.32	4.30	4.37	4.24	4.26	4.42	4.34	4.31	4.30	4.48
MN	0.050	0.065	0.062	0.062	0.060	0.052	0.065	0.066	0.061	0.064
MG	0.432	0.441	0.435	0.427	0.420	0.465	0.404	0.417	0.401	0.431
CA	0.007	0.007	0.002	n.d.	0.011	0.002	0.002	n.d.	0.002	0.002
NA	0.038	0.016	0.019	0.010	0.029	0.010	0.019	0.025	0.025	0.022
K.	1.96	1.94	1.96	1.93	1.88	1.96	1.93	1.92	1.95	1.90
F.	0.281	0.250	0.402	0.398	0.267	0.316	0.172	0.233	0.333	0.271
CL	0.014	0.014	0.011	0.014	0.017	0.014	0.011	0.014	0.011	0.017
Total	15.95	15.87	16.09	16.00	15.83	16.02	15.81	15.87	15.98	15.99
XFe	0.909	0.907	0.909	0.909	0.910	0.905	0.915	0.912	0.915	0.912

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
 GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	BI	BI	BI	BI	BI	BI	BI	MI	MI	MI
NUMERO	6245	6246	6247	6248	6250	6251	8170	8158	572	573
ECHAN	S7	S7	S7	S7	S7	S7	483	482	4.	4.
FACIES	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	GA1	GA1	GA1
Poids d'oxydes										
SiO2	34.00	33.90	33.80	33.50	33.60	33.40	34.40	47.50	46.50	46.70
Al2O3	16.30	15.60	16.00	15.70	16.40	16.40	16.30	29.40	28.40	28.30
TiO2	2.06	1.79	2.00	1.93	1.89	1.83	2.23	0.48	0.27	0.51
FeO	30.80	31.80	31.30	31.50	32.00	31.40	30.90	6.50	7.14	7.12
MnO	0.37	0.32	0.34	0.34	0.36	0.34	0.26	0.14	0.18	0.18
MgO	1.74	1.93	1.88	1.81	1.87	1.67	2.01	0.54	0.39	0.37
CaO	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.07	0.03	0.01	0.08	0.03	0.08	0.07	0.16	0.17	0.14
K2O	9.32	9.46	9.64	9.49	9.13	9.46	9.84	11.30	10.80	10.70
F.	0.45	0.39	0.46	0.52	0.64	0.45	1.08	0.67	0.99	0.87
CL	0.08	0.06	0.07	0.08	0.07	0.07	0.02	0.02	0.01	0.00
Total	95.22	95.29	95.50	94.95	95.99	95.13	97.11	96.71	94.85	94.89
Formules structurales										
SI	5.56	5.57	5.54	5.54	5.49	5.49	5.55	6.47	6.50	6.51
AL4	2.44	2.43	2.46	2.46	2.51	2.51	2.45	1.53	1.50	1.49
AL6	0.700	0.590	0.630	0.600	0.650	0.670	0.650	3.19	3.18	3.16
TI	0.253	0.221	0.246	0.240	0.232	0.226	0.271	0.049	0.028	0.053
FE	4.21	4.37	4.29	4.35	4.37	4.32	4.17	0.741	0.835	0.830
MN	0.051	0.045	0.047	0.048	0.050	0.047	0.036	0.016	0.021	0.021
MG	0.424	0.473	0.459	0.446	0.455	0.410	0.483	0.110	0.081	0.077
CA	0.005	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NA	0.022	0.010	0.003	0.026	0.009	0.026	0.022	0.042	0.046	0.038
K.	1.94	1.98	2.01	2.00	1.90	1.99	2.03	1.96	1.93	1.90
F.	0.235	0.204	0.239	0.272	0.330	0.235	0.544	0.321	0.481	0.424
CL	0.022	0.017	0.020	0.022	0.019	0.020	0.005	0.005	0.003	0.001
Total	15.86	15.91	15.94	16.00	16.01	15.95	16.21	14.43	14.60	14.50
XFe	0.909	0.902	0.903	0.907	0.906	0.913	0.896	0.871	0.912	0.915

Composition chimique des micas des albitites du massif de Sucuri
 GA1, GA2, GA3 et AB représentent les zones 1, 2 et 3-4.

TYPE	MI	MI	MI	MI
NUMERO	574	6236	8158	8120
ECHAN	4.	04	4B2	3B
FACIES	GA1	GA2	GA2	GA1
Poids d'oxydes				
SiO2	46.60	48.00	47.50	45.90
Al2O3	28.20	29.10	29.40	28.30
TiO2	0.37	0.37	0.48	0.44
FeO	6.91	7.28	6.50	7.24
MnO	0.22	0.23	0.14	0.17
MgO	0.38	0.50	0.54	0.46
CaO	0.01	0.01	n.d.	n.d.
Na2O	0.20	0.08	0.16	0.16
K2O	10.70	9.51	11.30	11.30
F.	1.39	1.56	0.67	0.94
CL	0.02	0.01	0.02	n.d.
Total	95.00	96.65	96.71	94.91
Formules structurales				
SI	6.52	6.55	6.47	6.44
AL4	1.48	1.45	1.53	1.56
AL6	3.17	3.23	3.19	3.12
TI	0.039	0.038	0.049	0.046
FE	0.809	0.831	0.741	0.850
MN	0.026	0.027	0.016	0.020
MG	0.079	0.102	0.110	0.096
CA	0.002	0.001	n.d.	n.d.
NA	0.054	0.021	0.042	0.044
K.	1.91	1.66	1.96	2.02
F.	0.669	0.739	0.321	0.457
CL	0.004	0.003	0.005	n.d.
Total	14.76	14.65	14.43	14.65
XFe	0.911	0.891	0.871	0.899

Composition chimique des helvites										
numéro	56	58	1.	2.	3.	115	116	117	118	223
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5	S5
Type	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
Poids d'oxydes										
SiO2	32.60	32.85	33.20	32.90	33.40	32.86	33.29	33.11	32.96	32.63
Al2O3	0.04	n.d.	0.07	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	n.d.
FeO	24.33	24.20	25.20	24.50	25.50	26.92	26.15	24.57	25.26	24.23
MnO	11.12	9.66	12.90	11.70	12.60	9.60	8.68	12.13	11.27	10.33
ZnO	15.83	18.52	13.58	15.50	13.67	15.66	17.10	15.37	15.62	17.31
MgO	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.03	n.d.	0.02	0.014
CaO	0.03	0.02	0.02	n.d.	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.017
Na2O	0.15	0.18	0.12	0.15	0.14	0.14	0.21	0.14	0.14	0.210
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.00	0.01	n.d.	n.d.
TiO2	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.	0.03	n.d.
SnO2	0.07	0.02	0.06	0.01	0.03	0.04	0.046	0.07	0.06	0.058
F.	0.12	0.08	n.d.	0.04	n.d.	0.00	0.003	0.00	0.00	0.003
Cl	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.009
S.	5.69	5.54	5.53	5.54	5.56	5.69	5.67	5.64	5.68	5.72
Total	90.00	91.11	90.69	90.37	90.98	91.01	91.25	91.10	91.12	90.53
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
Si	6.09	6.07	6.10	6.10	6.12	6.07	6.11	6.09	6.07	6.07
Al	0.009	n.d.	0.015	0.007	0.002	0.003	0.001	0.008	0.005	n.d.
Fe	3.80	3.74	3.87	3.80	3.90	4.16	4.02	3.78	3.89	3.77
Mn	1.76	1.51	2.01	1.84	1.95	1.50	1.35	1.89	1.76	1.63
Zn	2.19	2.53	1.84	2.12	1.85	2.14	2.32	2.09	2.13	2.32
Mg	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.010	n.d.	0.006	0.004
Ca	0.006	0.004	0.004	n.d.	0.004	0.005	0.009	0.004	0.007	0.003
Na	0.054	0.065	0.043	0.054	0.053	0.052	0.075	0.050	0.050	0.076
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.001	0.003	n.d.	n.d.
Ti	n.d.	0.004	0.001	n.d.	0.003	0.004	n.d.	n.d.	0.005	n.d.
Sn	0.005	0.001	0.004	0.001	0.002	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004
F.	0.071	0.047	n.d.	0.024	n.d.	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Cl	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.003	0.004	0.002	n.d.	0.004	0.003
S.	1.99	1.92	1.92	1.93	1.92	1.97	1.96	1.95	1.96	1.99
Total	15.98	15.99	15.89	15.97	15.89	15.99	15.95	15.95	15.97	16.02

numéro	224	27	28	29	40	43	107	108	109
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	872B	S1	S1	S1	S1	S1	64	64	64
Type	GA	AB	AB	AB	AB	AB	GFG	GFG	GFG
Poids d'oxydes									
SiO2	32.47	33.28	33.03	32.36	32.92	32.63	32.70	33.25	32.41
Al2O3	0.01	0.08	0.04	0.06	0.010	0.03	0.04	0.63	0.003
FeO	24.31	12.18	15.38	19.42	4.95	16.58	23.07	20.41	23.84
MnO	10.36	9.28	10.05	10.11	12.13	9.87	15.08	10.89	13.52
ZnO	17.25	31.01	26.79	21.75	35.53	24.40	13.90	20.08	14.05
MgO	0.02	0.04	0.04	0.02	n.d.	0.02	n.d.	0.02	0.018
CaO	0.02	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.026
Na2O	0.14	0.29	0.25	0.23	0.31	0.25	0.19	0.21	0.15
K2O	0.00	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.11	n.d.
TiO2	n.d.	0.05	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
SnO2	0.00	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.037
F.	0.00	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.003
Cl	0.00	n.d.	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.010
S.	5.65	5.54	5.55	5.44	5.51	5.52	5.78	5.54	5.70
Total	90.24	91.85	91.31	89.50	91.44	89.36	90.80	91.18	89.77
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes									
Si	6.06	6.14	6.13	6.10	6.15	6.16	6.05	6.09	6.06
Al	0.002	0.017	0.009	0.013	0.002	0.007	0.008	0.135	0.001
Fe	3.80	1.88	2.39	3.06	0.773	2.62	3.57	3.13	3.73
Mn	1.64	1.45	1.58	1.61	1.92	1.58	2.36	1.69	2.14
Zn	2.38	4.23	3.68	3.03	4.91	3.40	1.90	2.72	1.94
Mg	0.005	0.011	0.011	0.006	n.d.	0.006	n.d.	0.004	0.005
Ca	0.004	0.012	0.010	0.008	0.008	0.006	0.001	0.005	0.005
Na	0.051	0.104	0.090	0.084	0.112	0.092	0.047	0.075	0.054
K.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.001	0.027	n.d.
Ti	n.d.	0.007	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
Sn	n.d.	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	n.d.	0.003
F.	n.d.	n.d.	0.059	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.002
Cl	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003
S.	1.98	1.92	1.93	1.93	1.93	1.96	2.00	1.92	1.99
Total	15.93	15.78	15.90	15.85	15.82	15.83	15.97	15.79	15.95

Composition chimique des helvites										
numéro	110	206	207	369	370	6.	7.	94	95	150
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	64	6C1	6C1	875D	875D	63	63	62	62	63
Type	GFG	Sd	Sd	Sd	Sd	Sd	Sd	SdA	SdA	SdA
Poids d'oxydes										
SiO2	32.30	32.60	32.68	33.17	33.18	33.20	32.90	31.97	31.81	33.28
Al2O3	0.01	0.03	0.01	0.021	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	n.d.
FeO	23.13	21.04	20.70	16.29	25.32	26.70	23.20	19.06	11.19	21.12
MnO	12.79	26.04	25.86	22.83	19.06	17.30	27.90	9.88	10.64	16.46
ZnO	15.85	3.97	4.47	12.42	6.90	7.65	0.16	23.13	30.24	14.04
MgO	0.00	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
CaO	0.01	0.02	0.02	0.01	n.d.	0.06	n.d.	0.05	0.10	0.02
Na2O	0.15	0.05	0.05	0.12	0.08	0.07	0.02	0.22	0.26	0.16
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.02	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01
TiO2	0.03	0.04	n.d.	0.00	0.02	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SnO2	0.02	0.03	0.05	0.03	n.d.	0.09	n.d.	0.06	0.05	0.02
F.	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.53	0.01	0.00	0.00	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.02
S.	5.67	5.63	5.60	5.25	5.50	5.55	5.53	5.46	5.42	5.76
Total	89.65	89.46	89.47	90.21	90.13	91.20	89.75	89.91	89.80	90.89
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
Si	6.06	6.04	6.05	6.10	6.09	6.07	6.04	6.04	6.06	6.12
Al	0.002	0.006	0.003	0.005	0.006	0.004	0.004	0.007	0.014	n.d.
Fe	3.63	3.26	3.20	2.51	3.89	4.08	3.56	3.01	1.78	3.25
Mn	2.03	4.08	4.05	3.56	2.96	2.68	4.34	1.58	1.72	2.56
Zn	2.190	0.543	0.611	1.69	0.935	1.03	0.022	3.23	4.26	1.91
Mg	n.d.	0.004	0.003	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.
Ca	0.002	0.004	0.004	0.002	n.d.	0.012	n.d.	0.011	0.021	0.004
Na	0.055	0.002	0.002	0.043	0.028	0.025	0.0	0.081	0.096	0.057
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.002	n.d.	0.001	0.002
Ti	0.004	0.005	n.d.	n.d.	0.003	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	0.001	0.002	0.004	0.002	n.d.	0.007	n.d.	0.004	0.004	0.001
F.	0.00	0.00	0.00	0.031	0.002	0.303	0.006	0.00	0.00	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	0.002	0.004	0.004	n.d.	n.d.	0.008	0.003	0.006
S.	1.99	1.96	1.95	1.83	1.91	1.88	1.92	1.93	1.93	1.99
Total	15.96	15.91	15.89	15.76	15.81	16.13	15.87	15.94	15.92	15.90

numéo	151	4.	5.	140	141	145	146	44	45	48
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU	SU
Roche	63	63	63	63	63	63	63	63	63	63
Type	SdA	QM1	QM1	QM2	QM2	QM2	QM2	QM2	QM2	QM2
Poids d'oxydes										
SiO2	31.75	32.50	32.90	32.73	32.79	32.28	32.46	32.68	32.77	32.65
Al2O3	0.02	n.d.	0.10	n.d.	0.01	0.040	0.01	0.02	0.02	0.03
FeO	20.16	19.30	22.20	27.71	26.74	26.11	23.49	26.96	27.16	24.05
MnO	16.81	30.30	28.10	16.03	19.61	18.76	26.47	14.39	14.66	17.89
ZnO	15.10	0.62	0.09	7.60	4.59	6.47	0.63	9.99	9.67	9.31
MgO	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.02	0.01	0.04	n.d.
CaO	0.06	0.02	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02	0.04	n.d.
Na2O	0.15	0.03	n.d.	0.07	0.05	0.07	n.d.	0.12	0.10	0.11
K2O	0.06	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	n.d.	0.15	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.04	0.16	n.d.	n.d.
SnO2	0.01	0.09	0.10	n.d.	0.04	0.04	0.01	0.06	n.d.	0.08
F.	n.d.	0.21	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	n.d.
CL	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.010
S.	5.69	5.41	5.43	5.78	5.68	5.61	5.72	5.69	5.72	5.69
Total	89.84	88.68	88.97	89.97	89.61	89.40	88.88	90.19	90.20	89.82
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
SI	5.98	6.04	6.06	6.06	6.06	6.02	6.03	6.05	6.06	6.06
AL	0.004	n.d.	0.022	n.d.	0.002	0.009	0.002	0.004	0.004	0.007
FE	3.18	3.00	3.42	4.29	4.13	4.07	3.65	4.17	4.20	3.73
MN	2.68	4.77	4.39	2.51	3.07	2.96	4.17	2.26	2.30	2.81
ZN	2.100	0.085	0.015	1.04	0.627	0.891	0.086	1.37	1.32	1.28
MG	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.006	0.003	0.011	n.d.
CA	0.012	0.004	0.002	0.004	0.014	0.004	0.004	0.004	0.008	n.d.
NA	0.055	0.011	0.00	0.025	0.018	0.025	n.d.	0.043	0.036	0.040
K.	0.014	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TI	n.d.	0.021	n.d.	0.004	0.001	n.d.	0.006	0.022	n.d.	n.d.
SN	0.001	0.007	0.007	n.d.	0.003	0.003	0.001	0.004	n.d.	0.006
F.	n.d.	0.124	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.047	n.d.	n.d.
CL	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.003	0.003	0.006	0.003
S.	1.99	1.89	1.88	2.01	1.98	1.96	2.00	1.97	1.98	1.98
Total	16.07	15.95	15.80	15.95	15.91	15.94	15.95	15.97	15.93	15.94

Composition chimique des helvites										
numéro	86	87	91	92	93	96	79	80	81	82
Massif	SU	SU	SU	SU	SU	SU	CH	CH	CH	CH
Roche	61	61	61	61	62	62	VQ	VQ	VQ	VQ
Type	QM3	QM3	QM3	QM3	QM3	QM3	VQ	VQ	VQ	VQ
Poids d'oxydes										
SiO2	32.80	32.98	32.76	32.65	32.75	32.46	32.54	32.69	32.88	32.88
Al2O3	0.02	0.03	0.02	0.11	0.02	0.04	0.14	0.07	0.06	0.06
FeO	23.97	22.91	16.60	26.47	24.70	25.70	15.67	15.11	15.53	15.12
MnO	11.38	11.91	13.19	13.22	11.63	13.10	29.51	30.08	29.70	29.87
ZnO	16.67	17.80	22.46	12.22	15.78	12.79	5.65	6.81	6.15	5.97
MgO	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.01	0.01	0.10	0.06	0.11	0.08
CaO	0.01	0.01	0.00	0.18	0.02	0.05	0.11	0.04	0.06	0.05
Na2O	0.16	0.17	0.22	0.10	0.15	0.13	0.10	0.06	0.08	0.07
K2O	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.03	n.d.	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
SnO2	0.06	0.05	0.04	0.02	0.04	0.01	0.05	0.06	n.d.	0.04
F.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.01	0.13	0.01
Cl	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	n.d.	0.01	n.d.	0.01
S.	5.80	5.59	5.82	5.80	5.69	5.55	5.85	5.64	5.63	5.69
Total	90.91	91.47	91.14	90.81	90.81	89.87	89.83	89.66	90.32	89.84
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes										
Si	6.08	6.07	6.09	6.03	6.06	6.05	6.02	6.04	6.04	6.06
Al	0.004	0.005	0.004	0.024	0.003	0.008	0.030	0.016	0.013	0.014
Fe	3.71	3.52	2.58	4.09	3.83	4.01	2.43	2.34	2.39	2.33
Mn	1.79	1.86	2.08	2.07	1.82	2.07	4.63	4.71	4.62	4.66
Zn	2.28	2.42	3.09	1.67	2.61	1.76	0.773	0.793	0.834	0.813
Mg	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.003	0.002	0.028	0.018	0.030	0.021
Ca	0.001	0.003	n.d.	0.036	0.003	0.010	0.023	0.008	0.012	0.009
Na	0.058	0.061	0.079	0.036	0.054	0.047	0.036	0.022	0.028	0.025
K.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.006	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	0.004	n.d.	n.d.	0.004	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
Sn	0.004	0.004	0.003	0.001	0.003	0.001	0.004	0.004	n.d.	0.003
F.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.058	0.003	0.069	0.003
Cl	0.002	0.003	0.001	0.003	0.003	0.001	n.d.	0.002	n.d.	0.002
S.	2.01	1.93	2.02	2.00	1.97	1.94	1.89	1.84	1.82	1.85
Total	16.03	15.98	16.07	16.02	16.00	15.98	15.97	15.83	15.89	15.83

numéro	83	84	85	132	134	135	136
Massif	CH	CH	CH	COS	COS	COS	COS
Roche	VQ	VQ	VQ	SK	SK	SK	SK
Type	VQ	VQ	VQ	SKR	SKR	SKR	SKR
Poids d'oxydes							
SiO2	33.28	33.23	32.62	32.08	32.94	32.59	32.66
Al2O3	0.08	0.07	0.06	0.02	n.d.	0.05	0.03
FeO	14.39	13.90	15.00	19.10	17.96	20.26	18.85
MnO	31.24	31.88	30.03	26.48	27.57	25.01	26.30
ZnO	5.48	5.08	5.69	6.10	5.81	5.88	6.04
MgO	0.02	0.06	0.03	0.07	0.04	0.09	0.06
CaO	n.d.	0.03	0.03	0.04	0.02	0.07	0.02
Na2O	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07
K2O	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.01	n.d.	0.01	0.04	0.01	0.01	n.d.
SnO2	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.06	0.02
F.	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.03	n.d.
Cl	0.03	0.01	0.02	0.03	n.d.	0.01	0.03
S.	5.71	5.66	5.71	5.84	5.74	5.68	5.71
Total	90.35	90.03	89.27	89.90	90.18	89.80	89.71
Formules structurales sur la base de 20 oxygènes							
Si	6.08	6.09	6.06	5.97	6.06	6.03	6.05
Al	0.017	0.015	0.013	0.004	n.d.	0.011	0.007
Fe	2.20	2.13	2.33	2.97	2.76	3.13	2.92
Mn	4.84	4.95	4.72	4.18	4.29	3.92	4.12
Zn	0.74	0.687	0.780	0.839	0.789	0.804	0.825
Mg	0.007	0.017	0.009	0.019	0.011	0.025	0.017
Ca	n.d.	0.007	0.007	0.008	0.004	0.014	0.004
Na	0.018	0.018	0.018	0.022	0.021	0.022	0.025
K.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	0.001	n.d.	0.001	0.006	0.001	0.001	n.d.
Sn	0.004	0.003	0.001	0.003	0.002	0.004	0.001
F.	0.003	0.003	0.003	n.d.	n.d.	0.016	n.d.
Cl	0.009	0.004	0.007	0.009	n.d.	0.003	0.009
S.	1.84	1.83	1.87	1.90	1.86	1.85	1.86
Total	15.79	15.79	15.85	15.96	15.83	15.86	15.86

Tableau 1: Composition chimique de l'helvite. le béryllium est calculé en tenant compte des alcalins (Na) dans la formule structurale. La methode de calcul des teneurs en Be est : $(Mn + Fe + Ca + Mg + Na)/Be = 4/3$.

SDA: veine à sidérophyllite albitisée, GFG: greisen affectant le granite fin albitisé, GA: granite à biotite albitisé et AB: albitite.

Numero	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rocha	SDA	SDA	GFG	QM2	QM2	QM1	GA	GA	AB	AB
SiO2	31.97	31.81	32.70	32.73	32.90	32.90	32.60	32.85	33.28	32.92
BeO	13.17	13.16	13.05	12.97	12.85	13.01	13.08	13.07	12.87	12.92
Al2O3	0.03	0.06	0.04	n.d.	0.10	0.02	0.04	n.d.	0.08	0.01
FeO	19.06	11.19	23.07	27.71	22.20	23.20	24.33	23.20	12.18	4.95
MnO	9.88	10.64	15.08	16.03	28.10	27.90	11.12	9.66	9.28	12.13
ZnO	23.13	30.24	13.90	7.60	0.090	0.160	15.83	18.52	31.01	35.53
MgO	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.04	n.d.
CaO	0.05	0.10	0.01	0.02	0.01	n.d.	0.03	0.02	0.06	0.04
Na2O	0.22	0.26	0.19	0.07	0.00	0.02	0.15	0.18	0.29	0.31
K2O		0.01	0.01		0.01	0.01				
TiO2				0.03				0.03	0.05	
SnO2	0.06	0.05	0.03		0.10		0.07	0.02	0.04	0.03
F	0.00	0.00	0.00		0.01	0.01	0.12	0.08		
Cl	0.02	0.01	0.01					0.01		0.01
S	5.46	5.42	5.78	5.78	5.43	5.53	5.69	5.54	5.54	5.51
O = s	103.07 2.72	102.95 2.70	103.84 2.88	102.93 2.88	101.82 2.71	102.75 2.76	103.08 2.84	102.80 2.76	103.61 2.76	103.35 2.75
Total	100.35	100.25	100.96	100.05	99.11	99.99	100.24	100.04	100.85	100.60
Formules structurales sur la base de 26 (O,S) :										
BE	6.02	6.02	5.97	5.93	5.88	5.95	5.98	5.98	5.88	5.91
SI	6.04	6.06	6.05	6.06	6.06	6.04	6.09	6.07	6.14	6.15
AL	0.01	0.01	0.01		0.02	0.00	0.01		0.02	0.00
	12.07	12.09	12.03	11.99	11.96	11.99	12.08	12.05	12.04	12.06
FE	3.01	1.78	3.57	4.29	3.42	3.56	3.80	3.74	1.88	0.77
MN	1.58	1.72	2.36	2.51	4.39	4.34	1.76	1.51	1.45	1.92
ZN	3.23	4.26	1.90	1.04	0.02	0.02	2.19	2.53	4.23	4.91
MG	0.00						0.01		0.01	
CA	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00		0.01	0.00	0.01	0.01
NA	0.08	0.09	0.05	0.03	0.00	0.00	0.05	0.06	0.10	0.11
K		0.00	0.00		0.00	0.00				
TI				0.00				0.00	0.01	
SN	0.00	0.00	0.00		0.01		0.01	0.00	0.00	0.00
	8.03	8.02	7.95	7.90	7.84	7.9	7.91	7.94	7.85	7.87
F	0.00	0.00	0.00		0.01	0.01	0.07	0.05		
CL	0.01	0.00	0.00					0.00		0.00
S	1.93	1.93	2.00	2.01	1.90	1.92	1.98	1.92	1.92	1.93

Tableau 2:
Composition des helvites séparées (analyses par I.C.P.)

échanti	1	2	3	4
Poids d'oxydes				
SiO ₂	33.08	32.80	32.60	32.61
Al ₂ O ₃	0.02	0.08	0.04	0.06
BeO	13.04	13.06	13.22	13.39
FeO	23.76	22.02	22.26	22.17
MnO	10.13	11.20	11.45	11.15
ZnO	15.74	15.81	15.76	15.80
MgO	0.02	0.03	0.03	0.03
CaO	n.d.	0.03	0.05	0.05
Na ₂ O	0.63	0.45	0.38	0.39
K ₂ O	n.d.	0.08	0.08	0.09
TiO ₂	0.03	0.01	n.d.	n.d.
S.	5.66	5.54	5.69	5.60
Total	102	101	102	101
O=S	2.82	2.76	2.84	2.79
Total	99.18	98.24	99.16	98.21
Formules structurales				
SI	6.22	6.15	6.10	6.09
AL	0.006	0.018	0.009	0.013
BE	5.89	5.88	5.94	6.01
FE	3.74	3.45	3.48	3.46
MN	1.61	1.78	1.81	1.76
ZN	2.19	2.46	2.45	2.46
MG	0.005	0.009	0.009	0.010
CA		0.007	0.009	0.011
NA	0.230	0.163	0.140	0.139
K		0.018	0.019	0.022
TI	0.004	0.001		
S.	1.82	1.78	1.82	1.79
Total	21.71	21.72	21.79	21.76
Eléments traces				
Li	34	49	34	19
Sc	110	111	119	110
Cu	273	184	165	165
Ba	40	33	31	29
Nb	192	162	192	229
Y	176	162	175	150

Tableau 4: expériences de synthèse de Genthelvite (1-6 à 450C° ET 7-14 à 600C°).
(Analyses à la microsonde)

TUB	1.	1.	3.	4.	4.	4.	6.	6.	6.	6.
SOLUTION	0.5Na	0.5Na	H2O	H2O	H2O	H2O	0.1Na	0.1Na	0.1Na	0.1Na
Poids d'oxydes										
SiO2	34.04	31.71	33.86	32.51	35.26	34.17	37.37	35.40	36.17	33.90
ZnO	49.84	46.89	52.44	49.72	49.47	50.80	50.24	51.21	51.69	51.93
Na2O	0.45	0.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.11	0.27	0.04
S.	4.76	5.61	5.71	5.22	5.31	4.19	4.09	4.70	4.87	5.53
Cl	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.73	0.26	0.18	0.02
Total	89.11	84.74	92.01	87.45	90.04	89.16	92.45	91.68	93.18	91.42
Formules structurales										
SI	6.46	6.44	6.36	6.39	6.59	6.46	6.68	6.51	6.53	6.38
ZN	6.99	7.03	7.28	7.22	6.83	7.09	6.63	6.96	6.89	7.22
NA	0.166	0.201	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.039	0.095	0.015
S.	1.69	2.13	2.01	1.92	1.86	1.48	1.37	1.62	1.65	1.95
CL	0.006	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.221	0.081	0.055	0.006
Total	15.31	15.81	15.65	15.53	15.28	15.03	14.91	15.21	15.22	15.57

TUB	7.	7.	8.	8.	8.	9.	9.	10	10	11
SOLUTION	0.2Na	0.2Na	0.4Na	0.4Na	0.4Na	0.5Na	0.5Na	0.4Na	0.4Na	0.2Na
Poids d'oxydes										
SiO2	33.36	33.79	33.90	33.84	34.53	32.97	32.34	33.43	32.34	33.56
ZnO	51.41	51.47	52.26	50.26	52.41	52.36	52.23	51.57	52.23	51.27
Na2O	0.08	0.06	0.12	0.30	0.18	0.06	0.05	0.16	0.05	0.08
S.	5.34	5.13	4.97	5.07	5.48	5.07	4.92	4.21	4.80	4.12
Cl	0.15	0.18	0.10	0.07	0.06	0.12	0.10	0.72	0.27	0.70
Total	90.34	90.63	91.35	89.54	92.66	90.58	89.64	90.09	89.69	89.73
Formules structurales										
SI	6.37	6.40	6.37	6.44	6.40	6.30	6.26	6.36	6.26	6.39
ZN	7.25	7.20	7.25	7.06	7.17	7.39	7.47	7.25	7.47	7.21
NA	0.030	0.022	0.044	0.111	0.065	0.022	0.019	0.059	0.019	0.030
S.	1.91	1.82	1.75	1.81	1.90	1.82	1.79	1.50	1.74	1.47
CL	0.049	0.058	0.032	0.023	0.019	0.039	0.033	0.232	0.089	0.226
Total	15.61	15.50	15.45	15.44	15.55	15.57	15.57	15.40	15.58	15.33

TUB	12	12	13	13	14
SOLUTION	0.1Na	0.1Na	0.33Na	0.33Na	0.44Na
Poids d'oxydes					
SiO2	32.07	33.21	31.70	35.43	32.60
ZnO	56.42	54.14	52.75	51.71	52.79
Na2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S.	4.55	4.93	4.92	5.07	4.93
Cl	0.46	0.21	0.19	0.13	0.24
Total	93.50	92.49	89.56	92.34	90.56
Formules structurales					
SI	6.06	6.24	6.19	6.50	6.26
ZN	7.88	7.52	7.61	7.00	7.48
NA	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S.	1.61	1.74	1.80	1.74	1.77
CL	0.147	0.067	0.063	0.040	0.078
Total	15.70	15.57	15.66	15.28	15.59

Composition chimique des veines à sidérophyllite (VSD) et à quartz-muscovite. ZI et ZEX: zone interne et externe de la veine. AB: veine à sidérophyllite albitisée.									
Num	SD2	SD3	SDC1	SD1	SDC2	SD77	G1A	G1B	6B
faciès	VSD	VSD	VSD	VSD	VSD	VSDA	VSD	VSD	VQM
veine	SD	SD	SD	SD	SD	AB	GI	GI	QM
Position	ZI	ZI	ZI	ZEX	ZEX	ZEX	ZI	ZI	ZI
Poids d'oxydes									
SiO2	50.26	52.91	53.27	45.34	46.71	63.89	53.40	57.33	74.36
Al2O3	17.78	17.96	18.11	18.50	18.60	18.04	12.83	12.62	10.44
Fe2O3	17.86	16.02	16.10	18.27	17.77	4.43	10.05	7.82	4.19
MnO	0.83	0.65	0.67	1.09	1.07	0.28	1.54	1.27	0.24
MgO	0.07	0.09	0.13	0.10	0.14	0.01	0.10	0.06	0.06
CaO	0.76	0.77	0.70	1.19	1.16	0.82	4.33	3.12	0.43
Na2O	1.65	1.95	1.94	2.42	2.48	7.97	1.09	1.24	2.21
K2O	7.03	6.72	6.84	7.44	7.03	2.47	5.10	4.75	3.49
TiO2	0.14	0.13	0.12	0.17	0.15	0.05	0.08	0.05	0.04
P2O5	0.56	0.59	0.57	0.95	0.97	0.67	3.53	2.55	0.30
PF	2.07	1.62	1.86	1.86	1.94	1.47	1.29	1.68	1.26
Total	99.01	99.42	100	97.33	98.02	100	93.34	92.49	97.02
Ni	7.00	9.00	8.60	11.40	7.20	2.40	2.00	3.00	2.00
Cu	142	125	131	117	114	55.00	55.00	42.00	13.00
Zn	871	622	649	1278	1512	376	1313	1182	1191
Ga	86.00	82.00	87.00	95.40	89.00	52.00	44.00	41.00	36.00
Rb	2506	2280	2407	2572	2469	664	1466	1287	732
Sr	56.00	60.00	66.00	125	169	114	303	227	24.50
Y	23.00	24.00	25.00	35.00	40.00	39.00	142	105	15.00
Zr	103	109	114	39.00	56.00	28.00	31.00	31.00	15.00
Nb	1164	769	816	325	462	213	146	146	173
Ba	234	229	250	250	231	129	156	124	127
Hf	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00
Pb	212	165	177	111	158	77.00	174	188	53.00
La	10.00	37.00	45.00	7.00	8.00	7.50	59.00	25.00	5.00
Ce	30.00	84.00	91.00	20.60	35.00	8.00	108	29.00	5.00
Th	351	310	316	89.00	134	56.00	234	147	9.00
U	48.00	45.00	52.00	27.00	39.00	21.50	13.70	14.00	2.40
Sn	672	676	661	619	481	204	7684	12490	2926
W	1279	872	937	307	692	192	1653	1259	n.d.
Cs	152	139	157	140	161	16.00	24.00	5.00	5.00
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	94.00	n.d.	n.d.	126	n.d.	n.d.
Li	n.d.	n.d.	n.d.	310	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	168
Be	n.d.	n.d.	n.d.	2299	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20000

Composition chimique des greisens. GF: granite fin, GGF: greisen affectant le granite fin, GB: granite à biotite à grain moyen et GGB: greisen affectant le granite à biotite.

Num faciès	6A GF	GEA GGF	GEB GGF	6C GGF	MO GB	03 GGB
Poids d'oxydes						
SiO ₂	73.21	76.51	76.22	73.73	73.18	76.11
Al ₂ O ₃	13.88	11.52	11.22	13.53	13.40	13.07
Fe ₂ O ₃	2.71	3.38	3.50	2.45	2.30	0.54
MnO	0.04	0.19	0.18	0.08	0.04	0.02
MgO	0.02	0.05	0.04	0.05	0.10	0.08
CaO	0.61	0.94	0.82	0.87	0.89	0.56
Na ₂ O	3.75	1.77	1.34	3.73	3.84	4.17
K ₂ O	5.30	3.30	3.49	5.17	5.62	5.44
TiO ₂	0.17	0.04	0.05	0.16	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.07	0.62	0.29	0.09	0.09	0.08
PF	1.12	2.04	1.95	1.14	1.12	0.72
Total	101	100	99.10	101	101	101
Ni	2.00	3.00	3.90	2.00	n.d.	2.00
Cu	2.00	18.00	16.00	20.00	6.58	2.00
Zn	86.00	306	277	138	84.00	119
Ga	40.00	37.00	36.00	37.00	30.50	25.00
Rb	664	731	736	667	637	390
Sr	24.00	53.00	45.00	26.00	37.00	36.00
Y.	217	72.00	55.00	166	133	95.00
Zr	284	29.00	29.00	240	195	190
Nb	144	199	199	128	89.00	127
Ba	163	131	136	125	264	106
Hf	10.50	3.00	3.00	5.70	9.00	5.60
Pb	26.00	126	107	13.00	n.d.	75.00
La	187	34.00	29.00	143	118	32.00
Ce	361	37.00	34.00	285	240	133
Th	103	30.00	26.00	85.00	64.00	54.00
U.	17.00	13.00	13.00	17.00	14.30	9.80
Sn	55.00	4601	3086	191	25.00	7469
W.	n.d.	167	562	n.d.	8.50	n.d.
Cs	n.d.	5.00	5.00	14.20	n.d.	5.00
Sc	n.d.	36.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Li	242	158	n.d.	18.00	84.00	7.40
Be	28.00	169	n.d.	96.00	9.74	4.60



ANNEXES II



LES GRANITOÏDES PROTEROZOÏQUES CALCO-ALCALINS
DE LA BOUTONNIERE D'IGUERDA-TAYFAST
(Anti-Atlas, Maroc)

Essaid BILAL* et Colette DERRE**.

RESUME - La boutonnière d'Iguerda-Tayfast est formée de micaschistes et de métadiorites résultant de deux épisodes de plissements synmétamorphes (de la mésozone à la zone des migmatites) accompagnés de foliations (S1 et S2). Après l'intrusion de granitoïdes qui marqueraient la fin de l'orogénèse éburnéenne, une phase de déformation accompagnée par un métamorphisme rétrograde avec foliation (S3), puis deux épisodes de déformation marqués par une schistosité de fracture (S4 et S5), pourraient être attribués à l'orogénèse pan-africaine. Ces déformations précèdent la mise en place des formations volcaniques acides et volcano-sédimentaires de la fin du Protérozoïque supérieur (ou PIII) et des formations sédimentaires du Protérozoïque terminal (Adoudounien).

Parmi les granitoïdes, trois groupes ont été distingués. D'après leur chimisme, peuvent appartenir à deux lignées calco-alkalines, la seconde à caractère peralumineux, l'une formée de diorites-granodiorites (G1A), l'autre de granites porphyroïdes (G1B), granites (G2) et aplo-pegmatites (G3-G4). L'évolution depuis les granites G1B, jusqu'aux aplo-pegmatites G3 est marquée par un enrichissement en Sn, Nb et Y qui chutent dans les derniers termes (G4), signe d'un partage de ces éléments en faveur de liquides générateurs des aplo-pegmatites tardives.

Granites, Pegmatites, Etain, Niobium, Précambrien, Anti-Atlas, Maroc

Proterozoic calc-alkaline granitoids from the Iguerda-Tayfast inlier (Anti-Atlas, Morocco)

ABSTRACT - The little (250 km²) inlier of Iguerda-Tayfast is located between the Tazenakht plain to the NE and the inlier of Agadir Melloul to the W. It is composed of metasedimentary folded series and folded metadiorite assigned to the lower Proterozoic (or P1). They have been metamorphosed in the mesozone to the catazone. They were later intruded by diorites and granites at the end of the eburnean orogeny. All these rocks show a retrograde metamorphism (S3 foliation) and two schistosités (S4-S5) assigned to the Pan-African orogeny. This basement is uncomfomably overlain by the "Ouarzazate volcanic formation" (associated with rhyolitic intrusions, breccia and pebble dykes) (PIII) and by subhorizontal sedimentary formation of late Proterozoic (Adoudounian).

Three groups of granitoids have been distinguished. They plot along two calc-alkaline trends, the second being peraluminous: a diorite-granodiorite trend composed of the G1A group and a porphyritic granite (G1B) - granite (G2) and aplo-pegmatites (G3-G4) trend. The evolution from the G1B group to the aplo-pegmatite group (G4) is

* Ecole Nationale Supérieure des Mines de St Etienne. Département de Géologie, 158 Cours Fauriel, 42023 St Etienne Cedex.

** Université P. et M. Curie, URA 736, Laboratoire de Géologie Appliquée T26-00, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

emphasized by a compatible element impoverishment (Ca, Mg, Fe, Ti, Sr, Ba, Zr, Th) and an incompatible element enhancement (Nb, Sn, Y), except for the most evolved granites where Nb, Sn and Y contents decreased suddenly. These elements are concentrated in the liquid generating the late aplo-pegmatites (G4).

Granites, Pegmatites, Tin, Niobium, Precambrian, Anti-Atlas, Morocco.

I- INTRODUCTION

L'étude de la boutonnière d'Iguerda a commencé au début du siècle avec SEGONZAC en 1904-1905. Puis RAMPONT et MATVELEFF en 1937 ont étudié les alluvions de la rivière Assif n'Ouiguinane et de l'Assif n'Ait Mansour dans le cadre de la "mission de l'or". Une paillette d'or et quelques grains de scheelite furent déterminés dans un fond de batée au nord du village d'Iguerda mais pas leur gîte primaire.

Après une reconnaissance rapide à la fin de 1949, la compagnie Pechiney entreprit la prospection des pegmatites à béryl, mais les recherches furent arrêtées fin 1951. Pendant cette période, AGARD (1954) a étudié les pegmatites à béryl de la boutonnière d'Iguerda et effectué une cartographie à l'échelle du 1/1 000 000.

Nous n'aborderons dans cet article que l'étude des granitoïdes de la boutonnière et leur filiation magmatique. Le travail de terrain nous a permis d'établir une chronologie des diverses intrusions granitiques par rapport aux phases de déformations, lors du levé cartographique à plusieurs échelles (1/10 000 et 1/25 000).

II- CADRE GEOLOGIQUE

La chaîne de l'Anti-Atlas s'étend sur 750 Km, de l'Océan Atlantique (massif d'Ifni) jusqu'au Tafilalt à l'Est, suivant une direction WSW-ESE. Elle est bordée par les premières hamadas sahariennes au Sud et au Nord par l'accident sud atlasique. L'Anti-Atlas représente le bord NW de la plate-forme africaine. Le substratum protérozoïque plissé apparaît en boutonnières, au sein d'une couverture peu plissée par l'orogénèse hercynienne comprenant les formations volcano-sédimentaires de la fin du Protérozoïque supérieur (ou PIII), les sédiments de l'Adoudounien et du Cambrien (CHOUBERT, 1963). Dans les boutonnières, où, parmi les séries déformées avait été distinguée une succession de chaînes, les Zagorides (ou P0), substratum protérozoïque ancien des Berbérides (ou P1,) puis les Anti-Atlasides occidentales (ou PII) et les Anti-Atlasides orientales (ou PII-3) (CHOUBERT, 1963; CHOUBERT et FAURE-MURET, 1970-1976,), deux grands ensembles structuraux prédominant, un socle ancien formé par des orthogneiss, des micaschistes, des migmatites et des granites (P0-P1), surmonté par les formations des Anti-Atlasides (PII et PII-3). Les études géochronologiques attribuent ces deux ensembles à deux grands cycles orogéniques situés dans le Protérozoïque inférieur (orogénèse éburnéenne) et dans le Protérozoïque supérieur (orogénèse

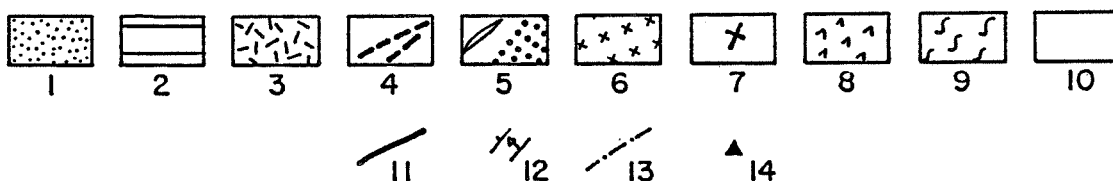
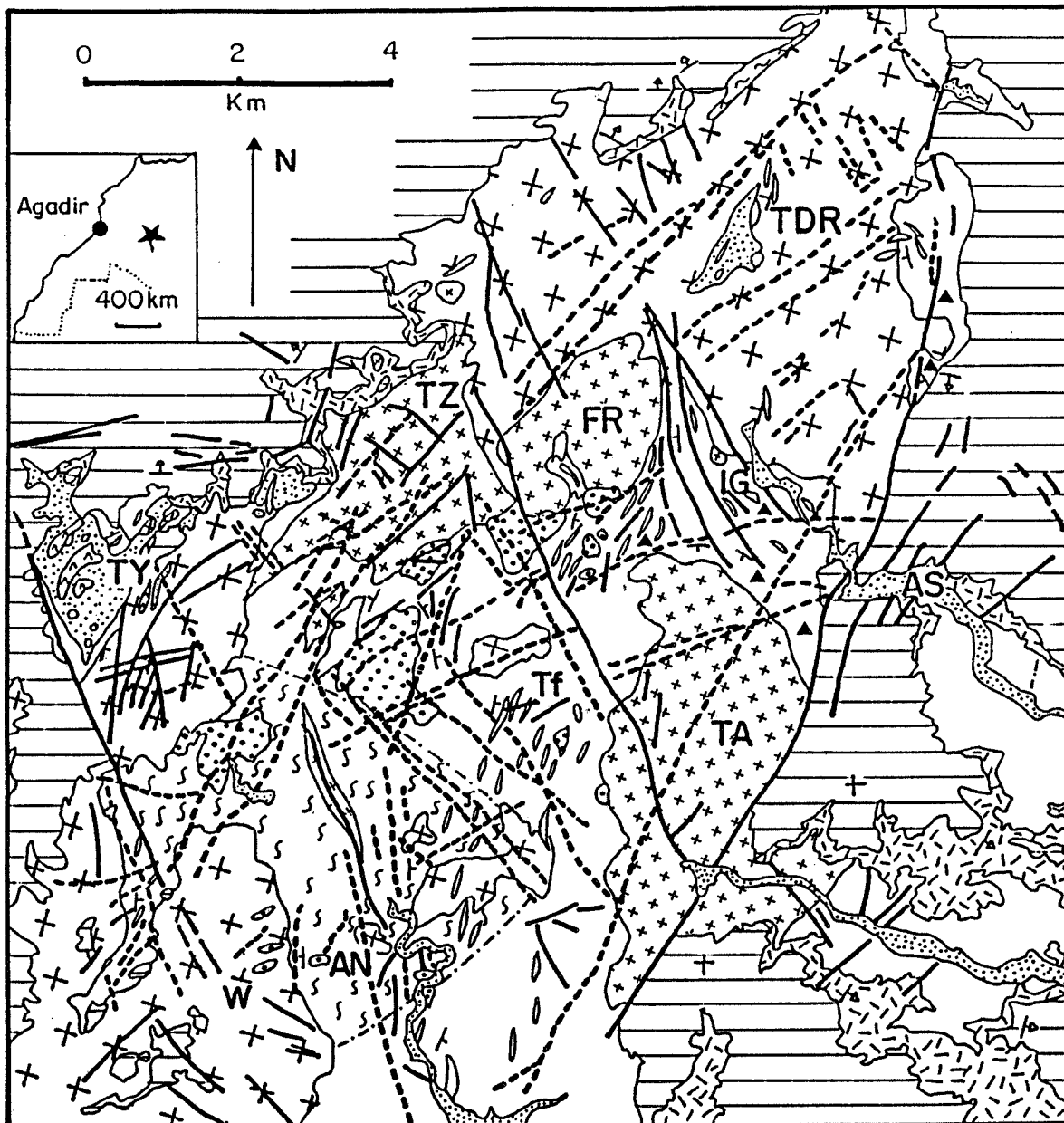


Figure 1: Carte géologique de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast .
 1: alluvions, 2: Adoudounien, 3: formation de Ouarzazate ou PIII, 4: filons de dolérite, 5: granites à grenat et aplo-pegmatites, a: filons de pegmatite, 6: granites à deux micas, 7: granites porphyroïdes, 8: diorites quartziques, 9: migmatites, 10: micaschistes, 11: failles, 12: directions de foliation (S1+S2) et de stratification, 13: limite de la zone des migmatites, 14: occurrence d'andalousite (métamorphisme de contact).

AN: Aninig, AS: Assarargh, IG: Iguerda, FR: Foudrare, TA: Tayssa, TDR: Timdghart, Tf: Tifasfas, TY: Tayfast, TZ: Tizirt, W: Wyouyougane.

Figure 1: Geological map of the Iguerda-Tayfast inlier.
 1: alluvial deposit, 2: Adoudounian, 3: Ouarzazate formation or PIII, 4: dolerite dykes, 5: garnet granites and aplo-pegmatites, a: pegmatites, 6: two micas granites, 7: porphyritic granites, 8: quartz diorites, 9: migmatites, 10: micaschists, 11: faults, 12: directions of foliation (S1+S2) and stratification, 13: limit of the migmatitic zone, 14: andalousite occurrence.

Tableau I. Chronologie relative des épisodes de déformation et des intrusions dans les formations du substratum de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast.

Bi: Biotite, Mu: Muscovite, Pl: Plagioclase.

Tableau I. Relative chronology of the tectonic events and of the intrusions emplacement within the basement formations of the Iguerda-Tayfast inlier

Directions de schistosité de foliation	Géométrie	Eléments planaires et linéaires	Intrusions	Paragénèses de métamorphisme et d'altération hydrothermale
			Dolérites en filons	
S5 N60-N70 à N100	Plis antérieurs aplatis et laminés Flancs boudinés Charnières isolées	Schistosité de fracture		
S4 N130 (N160)	Plis déjetés, Kinks Crénulation	Schistosité de fracture Linéation N130		
Foliation S3 (N50-N60) localisée et cataclase		observées dans les granites		Métamorphisme rétrograde à chlorite-muscov.
			Groupe 3 (G3-G4)	Tourmalinisation muscovitisation de l'encaissant
			Groupe 2 G2	Andalousite transformée en muscovite
			Groupe 1 G1B Granites G1A Diorites	Andalousite + biotite 3 (en taches)
S2 N50 (N60-N70)	Plis isoclinaux ouverts microplissement de S1	Foliation S2 transpose S1		Bi 2 oblique sur Bi 1
S1 N30-N40	$\alpha S0/S1 \approx 15^\circ$	Foliation S1	Migmatites	Bi 1 - Mu- Pl Sillimanite dans la partie inf. de la série
			Diorites dans pélites, shales noirs grès feldsph.	

pan-africaine) (CHARLOT, 1976-1978; CLAUER et LEBLANC, 1977; JEANNETTE et TISSERANT, 1977, JEANNETTE et al., 1981).

La boutonnière d'Iguerda-Tayfast est située dans l'Anti-Atlas central, entre la boutonnière de Tazenakht au NE et celle d'Agadir Melloul à l'Ouest. Sa superficie est de 250 km². Par comparaison avec les formations de la boutonnière de Tazenakht où a été définie la série type du PI ou système des Zénaga (CHOUBERT, 1963) le substratum de la boutonnière d'Iguerda est aussi attribué au PI (AGARD, 1954; CHOUBERT, 1963).

1. La couverture

a) *La formation adoudounienne* forme en majeure partie la bordure de la boutonnière et quelques buttes témoins vers l'intérieur. Cette formation est le plus souvent concordante avec la formation volcano-sédimentaire équivalente de la formation de Ouarzazate (ou PIII) et dans certains cas, repose directement sur le substratum. De bas en haut, elle se compose d'un conglomérat gris verdâtre à éléments bien roulés (quartz, granites, micaschistes, rhyolite et dolérite), de calcaire détritique (souvent à éléments de quartz bien roulés, assez bien classés) et d'un calcaire plus ou moins dolomitique.

b) *La formation de Ouarzazate* est représentée essentiellement par un volcanisme pyroclastique acide et également par des dépôts épicycliques : tufs plus ou moins grossiers à quartz et feldspaths, brèches (riches en éléments du substratum) et conglomérats. Parmi les faciès pyroclastiques, les tufs fins prennent de l'importance au SE et au NE de la boutonnière. Au Nord du village de Tayfast, on observe un passage latéral des tufs épicycliques et conglomérats (violets fins à grossiers et granoclassés) à une brèche à éléments rhyolitiques et parfois de granites, localisée sur la bordure d'un paléorelief. Sous ces dépôts apparaît une rhyolite massive en dôme intrusif dans le granite de Tayfast. Rhyolite et granite sont silicifiés, hématitisés et coupés par de nombreux filons de brèche rhyolitique (N130-N30 à N50), eux-mêmes traversés par des filons à "galets" et ciment rhyolitique, très comparables aux "pebble dykes". Ces filons recoupent également le granite et les micaschistes. Ils se composent d'éléments variés, arrondis, de rhyolite plus ou moins silicifiée et hématitisée et du substratum (quartz, granites, micaschistes), suggérant un déplacement vers le haut important de ces éléments et une mise en place lors d'une phase explosive. De plus, la présence des éléments silicifiés souligne le caractère tardif du stade magmatique générateur, postérieur aux brèches et à l'hydrothermalisme affectant les rhyolites du dôme. Ce dôme est un nouvel exemple de centre d'émission d'une partie du volcanisme acide du PIII, tel ceux des environs de Ouarzazate (BOYER et LEBLANC, 1977). Des cheminées rhyolitiques sont également signalées par CHOUBERT (1963) dans la boutonnière de Tazenakht.

Les dépôts volcano-sédimentaires montrent des variations de puissance dues à la présence de paléoreliefs. Le dôme de rhyolite de Tayfast constituait l'un d'eux sur la bordure d'un relief actif, avant le dépôt de l'Adoudounien.

2. Le substratum

Le substratum, attribué au Protérozoïque inférieur (PI), est formé essentiellement de granites, de diorites quartziques (limitées à la partie NW de la boutonnière), de migmatites, de métadiorites et de micaschistes. Sa structuration principale résulterait de l'orogénèse éburnéenne. Nos observations montrent qu'en effet de grandes analogies apparaissent avec les substratums anciens décrits dans les boutonnières de Tazenakht à l'Est (CHOUBERT, 1963) ou de Kerdous plus SW (HASSENFORDER, 1987). En outre une superposition de déformations avec foliations puis schistosités, antérieures au dépôt de la couverture suggère la succession des deux orogénèses, éburnéenne et pan-africaine.

Les micaschistes sont largement développés au centre de la boutonnière. La séquence suivante peut-être observée sans critères de polarité : une formation à micaschistes beiges (anciennes pélites) et niveaux quartzo-feldspathiques (grès feldspathiques ou grauwackes) et des bancs de micaschistes noirs graphiteux (shales noirs) de 20 à 50 cm. Des métadiorites sont plissées avec les micaschistes. Le degré de métamorphisme régional, mésozonal à catazonal augmente progressivement vers une zone à migmatites, localisée dans la partie centre-ouest de la boutonnière (Aninig, Tizgui). D'autres migmatites sont situées au Nord du village de Taltagmout et au NE de la boutonnière. Un métamorphisme de contact est souvent surimposé (andalousite, biotite).

Les divers massifs de granites et la diorite quartzique, intrusifs dans les formations métamorphiques, sont regroupés dans trois ensembles successifs (G1, G2 et G3) d'après leurs faciès et leurs relations mutuelles et avec les déformations tectoniques. Le groupe G4 représente des aplo-pegmatites (tabl.1).

Une rétro-morphose affecte les roches métamorphiques et les granitoïdes. Elle pourrait être liée à l'histoire pan-africaine. Cependant nous ne pouvons identifier avec certitude la phase majeure dans les micaschistes de ce secteur (qui serait marquée dans les granites par la foliation S3) car en effet, en l'absence de formations du Protérozoïque supérieur (PII) les marques dynamiques peuvent être confondues avec celles de l'orogénèse éburnéenne de directions voisines.

Des filons de dolérite, qui décalent les filons de pegmatite et ne traversent jamais les formations de la couverture volcano-sédimentaire (PIII) et l'Adoudounien ont été attribués, pour ces raisons, au Précambrien II (AGARD, 1954 ; CHOUBERT, 1963). Cependant, nous disposons de peu d'arguments pour préciser leur âge de mise en place. Ils empruntent les directions des deux schistosités (S4 et S5) affectant granites et pegmatites et se sont probablement mis en place à la faveur d'une distension ouvrant les principales directions fragiles du substratum (S1: N30-N40, S2 et S3: N50 à N70, S4: N130-N140 et S5: N60-N70) (tabl.1). En outre, ces filons ne sont affectés que par des rejeux de failles décrochantes. Ces faits sont plus en faveur d'une mise en place très tardive par rapport aux déformations attribuables à l'orogénèse pan-africaine, où S3 et S4 présentent des directions proches des phases B1 et B2 décrites dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara dans l'Anti-Atlas central (LEBLANC, 1973- 1975).

III- DEFORMATIONS TECTONIQUES

1. Déformations cassantes

L'analyse des linéaments repérés sur photos aériennes (1/30 000 et 1/60 000 I.G.N. mission Soussé, 1977) de la boutonnière et de son environnement immédiat, montre le développement de cinq familles directionnelles :

- deux familles d'importance modeste, de direction NNE-SSW et NE-SW (11% et 17% des linéaments), ne dépassant pas respectivement 15% et 22% des longueurs des linéaments, mais dont la longueur moyenne (6,3 et 6,6 km) est largement supérieure à la longueur moyenne globale des linéaments;

- deux familles E-W à ESE-WNW (29%) et SSE-NNW (29%) regroupant un nombre important de linéaments et présentant respectivement 35% et 29% des longueurs des linéaments mais dont la longueur moyenne ne dépasse guère la longueur moyenne globale (5,1 km);

- une petite famille de direction ENE-WSW d'importance très modeste.

Sur le terrain les systèmes suivant de fractures et de filons ont été observés, des plus anciens aux plus jeunes :

1. les filons de pegmatite et d'aplo-pegmatite qui se sont mis en place suivant les directions NNE-SSW et ENE-WSW;

2. des failles décrochantes WNW-ESE et NNW-SSE décalant ces filons;

3. des filons de dolérite empruntant les directions NNE-SSW et ENE-WSW et celles des failles décrochantes. Ils jouent ensuite le rôle de plans de décrochement ainsi que l'attestent le feuilletage de leurs épontes et l'intensité de la fracturation qui les affecte;

4. des filons de brèche rhyolitique (PIII) de directions NNW-SSE et WNW-ESE;

5. des failles décrochantes NNE-SSW et ENE-WSW décalant les fractures et les filons précédents.

La famille directionnelle E-W correspond à des filons et filonnets de quartz recoupant les formations de l'Adoudounien.

2. Déformations plicatives

Sur une coupe du NW au SE, allant d'Assarargh (1660m d'altitude) à Aninig (1150m d'altitude), on passe progressivement des micaschistes au gneiss fin de la plaine de Tifasfas, au gneiss fin injecté de matériel granitique et finalement au gneiss fin à plagioclase, localement à sillimanite et à texture engrenée. Deux épisodes de plissements synmétamorphes avec foliation bien marquée suivis par une foliation associée à métamorphisme rétrograde épizonal et deux épisodes de schistosité de fracture sont observés. Ils sont antérieurs aux formations de la couverture (PIII et Adoudounien) (tabl.1).

a) A l'Ouest du village d'Assarargh, des pélites et des lits quartzo-feldspathiques sont fortement plissés et affectés par une foliation parfois faiblement oblique sur la stratification. Cette foliation (S1) est matérialisée par un alignement de biotite, de muscovite (localement de sillimanite, près d'Aninig), de quartz et/ou l'orientation de plagioclases. Elle n'est bien visible qu'au NE du granite de Tayssa.

b) Près du village d'Iguerda, une deuxième foliation (S2) transpose S1. Les micaschistes et les lits quartzo-feldspathiques forment des plis déjetés. Cet épisode s'accompagne de la séricitisation du plagioclase et de la cristallisation d'une seconde génération de biotite (B2), de muscovite et de quartz. Par endroit, on observe des glissements et plissements interfoliaires. Des meneaux se développent dans les lits quartzo-feldspathiques.

L'intrusion de granites du groupe G1, tardi-tectoniques par rapport aux foliations S1 et S2 provoque localement un métamorphisme de contact à andalousite et biotite. Les granites du groupe G2 renferment des enclaves de micaschiste à andalousite. Ceux du groupe 3 (G3 et G4) provoquent la muscovitisation et la tourmalinisation des micaschistes et des granites précédents.

c) Dans la plaine de Tifasfas et près du village de Tayfast au NW, l'obliquité entre S0+S1 et la foliation S2 tend à s'annuler, les plis métriques sont isoclinaux, marqués par un amincissement des flancs et épaissement des charnières. Une troisième déformation affecte les micaschistes, marquée par une schistosité de fracture (S4) et par la crénulation de la foliation S2. Le quartz recristallise au niveau des charnières des microplis.

d) A l'Ouest de la plaine de Tifasfas, les miniplis décimétriques à métriques sont extrêmement aplatis et laminés; leurs flancs sont étirés et boudinés et les charnières isolées, si bien qu'il ne subsiste, des anciens lits quartzo-feldspathiques, que des amandes et des fragments lenticulaires, disposés parallèlement à une schistosité de fracture (S5).

Les roches métamorphiques de la boutonnière ont subi un métamorphisme rétrograde important, ainsi que les granites. La biotite est presque entièrement remplacée par de la chlorite. Les plagioclases sont généralement séricitisés. L'andalousite et la sillimanite sont souvent sous forme de reliques ou complètement transformées en muscovite. Dans les granites on observe en outre une foliation (S3) marquée par une cataclase plus ou moins importante, par l'allongement du quartz et l'orientation de muscovite (NE-SW). Elle n'affecte pas les formations du PIII et pourrait être attribuée à l'orogénèse pan-africaine. Dans l'encaissant cette schistosité se confond avec les deux foliations antérieures de directions voisines.

Cette succession présente des analogie avec celle établie dans la boutonnière de Tazenakht par HORRENBERGER (1973). Le troisième épisode de déformation, postérieur aux intrusions granitiques s'accompagne d'une "schistosité de crénulation" associée localement à une cataclase et à des recristallisations (quartz, séricite, chlorite) qui correspondrait à la foliation S3 dans la boutonnière d'Iguerda.

IV-PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES ROCHES PLUTONIQUES

Les massifs plutoniques représentent un peu plus de la moitié de la superficie de la boutonnière. Ils se disposent sur la bordure tandis que

le coeur de la boutonnière est occupé par des micaschistes et des migmatites. Leur allongement est en général NE-SW, sauf quelques massifs lenticulaires qui sont allongés NW-SE. Sur le terrain on distingue trois groupes:

- un premier groupe est formé de massifs de granites porphyroïdes à biotite (G1B) (Timghart-Iguerda, Tayfast et Wyyougane) et de deux filons de diorite quartzique (G1A). Au coeur de la boutonnière (plaine de Tifasfas), le faciès porphyroïde apparaît sous forme lenticulaire;
- un deuxième groupe, composé de granites à deux micas (G2) est localisé au coeur et à l'Ouest de la boutonnière (granites de Foudrare, de Tayssa et de Tizirt);
- un troisième groupe est constitué de granites à grenat et d'aplopegmatites (G3) et (G4) qui se trouvent en bordure ou coupent les granites des deux groupes précédents.

Les faciès les moins affectés par les déformations et la rétro-morphose seront décrits. Ce sont eux qui ont été échantillonnés pour l'étude géochimique.

1. Granitoïdes du groupe 1

a) Diorites quartziques (G1A)

Les diorites quartziques se présentent sous forme de deux grandes lames au milieu des micaschistes. La plus importante s'étend sur plus de 2km en direction NE-SW et sur une largeur d'une centaine de mètres.

C'est une roche mésocrate, à patine brune dont les minéraux atteignent parfois 0,5 cm et, par endroit, 1 à 2cm. Elle présente une légère foliation.

Une diorite quartzique orbiculaire (AGARD, 1952) affleure sur le bord du sentier d'Agadir Melloul à Tayfast. Elle forme une petite bande plus ou moins continue d'une cinquantaine de mètres de long et de quelques mètres de large, encaissée dans le granite porphyroïde. Les orbicules ont des formes ellipsoïdales de 4 à 5 cm, pouvant atteindre 10 cm; l'orientation générale des orbicules allongés est N10 à N20 et leur pendage fort de 50° WNW. Elle est formée essentiellement de plagioclase et d'amphibole et dans une moindre mesure contient de la biotite. Ces minéraux sont plus ou moins déformés et transformés en pistacite et chlorite.

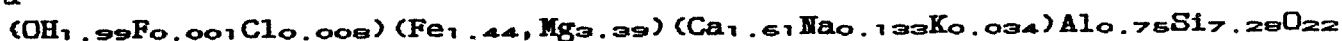
- L'amphibole constitue des individus subautomorphes, logés parmi les plagioclases. Le coeur brun pâle de certaines amphiboles a une composition de cummingtonite :



La composition de l'amphibole évolue d'une hornblende magnésienne à une hornblende actinolitique :



à



- La biotite est très altérée et déformée. Elle se moule dans l'ensemble sur le plagioclase. Sa composition moyenne est la suivante (tabl. II, fig. 2) :

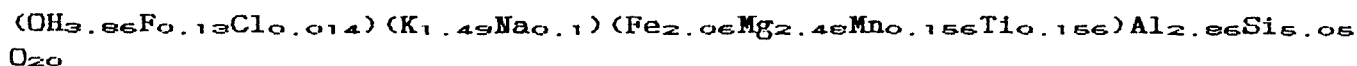


Tableau II: Composition des biotites.

1: diorite quartzique, 2: granodiorite, 3: granite porphyroïde.

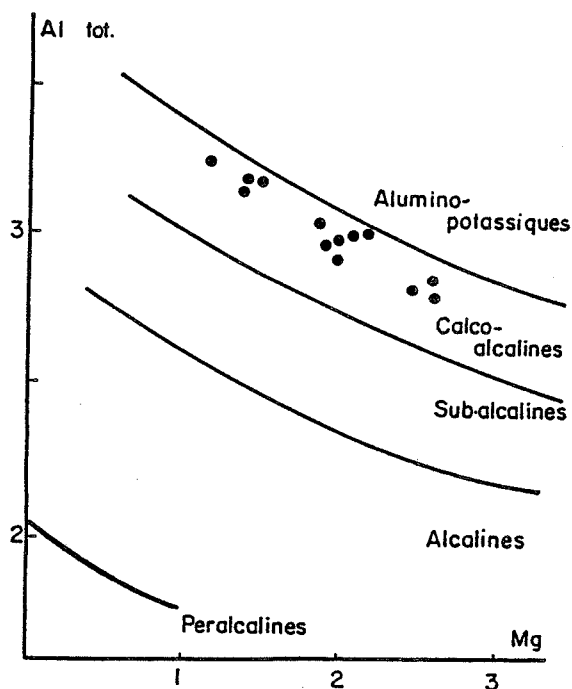
Table II: Selected compositions of biotites.

1: quartz diorite, 2: granodiorite, 3: porphyritic granite.

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	35.64	35.20	36.72	Si	5.425	5.440	5.688
Al ₂ O ₃	16.20	16.80	17.34	Al IV	2.570	2.575	2.312
FeO	19.29	20.55	20.32	Al VI	0.330	0.488	0.853
MnO	0.06	0.71	0.11	Ti	0.390	0.390	0.391
MgO	11.74	9.32	6.84	Fe	2.450	2.655	2.640
CaO	0.04	0.14	0.22	Mg	2.662	2.144	1.580
Na ₂ O	0.36	0.32	0.33	Mn	0.009	0.93	0.019
K ₂ O	8.23	8.08	8.14	Ca	0.009	0.046	0.056
TiO ₂	3.46	3.33	3.34	Na	0.100	0.046	0.065
F	0.29	0.33	0.19	K	1.600	1.597	1.610
Cl	0.06	0.02	0.03	Cl	0.014	0.005	0.007
Total	95.37	94.81	93.58	OH	3.858	3.847	3.903

Figure 2: Composition des biotites dans le diagramme Mg-Al (en proportions atomiques), NACHIT et al., 1985.

Figure 2: Mg-Al (in atomic proportions) diagram of the biotite (after NACHIT et al., 1985).



- Le grenat (Alm 71%, Pyr 23%, Gr 4.5%, Sp 2%) est présent seulement dans la partie est de l'une des lames de diorite quartzique. Il forme des individus automorphes à subautomorphes qui englobent des plagioclases et des biotites. La composition moyenne est :



- L'apatite est subautomorphe dans le quartz et dans la biotite.

b) Granodiorites G1A

L'existence de granodiorites dans la boutonnière est connue grâce à des puits creusés dans le granite le granite porphyroïde du secteur de Tayfast et dans les micaschistes.

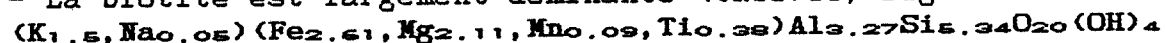
C'est une roche grenue subisogranulaire (0.5cm), très riche en biotite (30%), le seul minéral ferromagnésien de cette roche.

- Le plagioclase (An30-25 et An20-12) est assez remarquable par ses différents aspects plus ou moins complexes. Certains individus sont squelettiques, entourés de quartz et de biotite, d'autres sans forme propre, avec des inclusions de quartz et de biotite, d'autres encore subautomorphes, avec un anneau très altéré, plus calcique (An30), qui ressemble aux individus squelettiques et un coeur riche en inclusions de quartz, biotite chloritisée et parfois zircon. On peut penser que les cristaux de plagioclases ont commencé à cristalliser avant d'être transportés jusqu'au niveau de mise en place où la cristallisation s'est parachevée. La différence de pression conduirait donc à une augmentation de leur teneur en anorthite.

- Le quartz occupe l'espace disponible entre les feldspaths et les micas. Mais il est également englobé par les plagioclases.

- Le feldspath potassique (Or56-Ab38) est moins abondant. Il est toujours xénomorphe. Il corrode le plagioclase et englobe la biotite.

- La biotite est largement dominante (tabl. II, fig2):



Elle est fortement chloritisée et il ne subsiste d'elle que de rares îlots brun pâle associés à de l'ilménite.

- L'apatite est automorphe, en inclusions dans les micas et les feldspaths. Elle est très fréquente. Le zircon apparaît généralement associé aux micas, parfois il est inclus dans les bordures des feldspaths. La muscovite est très peu abondante, issue de la transformation de la biotite. L'ilménite souligne alors ses clivages.

2. Granites porphyroïdes G1B.

Trois faciès ont été distingués d'après l'abondance de la biotite, du plagioclase et la taille des minéraux.

a) Granite porphyroïde de Tayfast.

Ce massif a une superficie de 18km². Il est bordé à l'Est par des micaschistes et le granite de Tizirt, au Sud-Ouest par une lame de granite à grain fin et au Nord par des micaschistes contenant des métadiorites et par les diorites quartziques (G1B). Il affleure sous forme de petits pointements au Nord, sur la piste allant au village de Tayfast.

Ce granite renferme (seulement à sa bordure) plusieurs enclaves de micaschistes de quelques centimètres à quelques mètres. Il est coupé par un réseau de filons N10 d'aplo-pegmatites et par des filons de pegmatites à béryl localisés au Nord du massif. Ce granite est muscovitisé et/ou silicifié et plus ou moins hématitisé au voisinage du dôme rhyolitique PIII qui le traverse près du village de Tayfast.

- Les micas moulent les feldspaths potassiques.

- Les phénocristaux de feldspath potassique atteignent 3 à 4cm; ils sont roses à rose pâle. Ces phénocristaux subautomorphes sont

perthitiques et renferment de nombreuses inclusions minérales. Le microcline interstitiel qui domine largement contient surtout des inclusions de plagioclase. Certains plagioclases développent, perpendiculairement à leur bordure, des vermicules de quartz. Dans quelques inclusions de plagioclase se trouve de la biotite chloritisée.

- Le quartz globuleux, le zircon et l'apatite sont englobés par les feldspaths potassiques. Le quartz forme aussi de grandes plages ou occupe la place disponible entre les autres minéraux.

- La biotite (tabl. II, fig. 2) a la composition suivante:



- Le plagioclase An₂₄-An₁₇ possède des inclusions de biotite et d'apatite.

- La muscovite se développe tardivement; elle se présente sous forme de cristaux (1 à 2mm) xénomorphes en association symplectique avec le quartz.

Le même faciès forme le massif de Wiyougane au SW de la boutonnière. Ce faciès se caractérise par un plagioclase plus sodique An₂₀, jusqu'à An₁₀ sur certaines bordures. Dans les zones de fractures, ce granite est mylonitisé et albitisé par la suite.

b) Granite porphyroïde de Timdghart-Iguerda.

Ce granite occupe toute la partie NE de la boutonnière, soit une superficie de plus de 4 km². Il se différencie des deux autres massifs par l'abondance de la biotite et des plagioclases (15% et 32% du volume de la roche).

Il renferme de nombreuses enclaves micacées et parfois même des bancs entiers décamétriques de micaschistes d'orientation générale NNE comme la foliation de l'encaissant qui a guidée son intrusion. Il est mylonitisé dans sa partie est. Un métamorphisme de contact à andalousite est observé à l'Est et au Sud. Les bordures ouest et nord sont masquées par la couverture.

Les caractères pétrographiques sont identiques à ceux du granite de Tayfast avec toutefois quelques particularités. Les plagioclases sont de tailles et de formes variables (1 à 5 mm) alors qu'à Tayfast, il n'apparaît pas de grands plagioclases. Le microcline montre des formes diverses: en plages xénomorphes corrodant les gros cristaux de plagioclases et en cristaux subautomorphes à inclusions de plagioclase. Le plagioclase (30-28% An) est séricitisé. Au niveau du village d'Iguerda, le feldspath potassique est de l'orthose légèrement perthitique; le microcline existe aussi. La biotite montre une tendance onduleuse et moule les feldspaths et le quartz en grandes plages.

c) Granite porphyroïde d'Aninig.

Ce granite à deux micas est hétérogranulaire, à grain moyen à grossier (jusqu'à 1.5 cm). Il se présente sous forme de pointements dispersés à l'est et au Sud d'Aninig. Dans cette zone, une muscovitisation assez importante affecte le granite et son encaissant, sous forme de taches pouvant atteindre 2cm.

- Les phénocristaux de microcline subautomorphe (0.6 à 1 cm) englobent les autres minéraux (plagioclase An₂₃, biotite, zircon). Le feldspath potassique primaire est perthitique et maclé Carlsbad. Il est envahi par le microcline.

- Les plagioclases (3 mm) sont corrodés par le microcline et le quartz. Ils ont des teneurs très variables de An28 à An20.

- La biotite (0.4 à 1 mm) brune est souvent chloritisée, ou bien, elle est transformée en muscovite et ilménite. Une muscovite tardive se développe aux dépens des feldspaths, postérieurement à la séricite des plagioclases.

2. Granites à deux micas du groupe 2 (G2).

Les granites à deux micas affleurent en massifs circonscrits au centre de la boutonnière (granites de Tizirt, de Foudrare et de Tayssa). Leur faciès est hétérogranulaire, à grain moyen (4 mm). Ils sont recoupés ou bordés par des filons de granite à grenat et/ou par des filons d'aplo-pegmatites.

La biotite peut être entièrement remplacée par la muscovite et l'ilménite ou bien il n'en subsiste que des reliques. En effet, ces roches ont subi, comme les roches encaissantes, une muscovitisation tardive.

a) Granite de Tizirt.

C'est le plus important des trois massifs. Situé à l'Est du granite porphyroïde (Tamdghart-Iguerda), il est bordé au Sud par un granite à grenat et des micaschistes, à l'Ouest par des micaschistes.

Deux sous-faciès se distinguent nettement sur le terrain, avec un passage progressif de l'un à l'autre : un faciès porphyrique en bordure, un faciès subisogranulaire vers le centre.

Dans le faciès porphyrique, les phénocristaux de feldspaths potassiques (1.5 cm) se développent dans une mésostase composée de minéraux de l'ordre de 1 mm. Les micas montrent une orientation préférentielle identique à celle de la bordure guidée par les structures des micaschistes encaissants.

- Les phénocristaux de feldspath potassique perthitique renferment des plagioclases séricitisés An26 et du quartz globuleux.

- La mésostase est constituée essentiellement de feldspaths. Le microcline de petite taille (0.38 à 1 mm), xénomorphe, se développe aux dépens des plagioclases. Le plagioclase An26-23 présente une couronne albitique limpide. La biotite est entièrement transformée en muscovite et ilménite. De la muscovite poecilitique (2 mm) se développe aux dépens de la mésostase et des phénocristaux de feldspath. L'apatite automorphe est en inclusions dans les feldspaths et le quartz.

Dans le faciès subisogranulaire (4 à 5 mm), le microcline envahit le feldspath potassique perthitique. Les mêmes associations minérales que dans l'autre faciès sont présentes.

b) Granite de Foudrare.

Il est situé au Nord du village de Taltagmout. Ce granite est recoupé par des filons aplitiques à grenat et des filons d'aplo-pegmatite. Il est bordé au Sud par du granite à grenat.

C'est un granite à muscovite, où, seuls les oxydes de fer qui soulignent les clivages de la muscovite, témoignent de la présence initiale de biotite. Les mêmes types de muscovites que dans le granite

de Tizirt sont présents. La mésostase (0.2 mm) est de faible importance. Elle est constituée de plagioclase (An20) séricitisé et corrodé par de l'albite et du microcline. La muscovite tardive (2 à 3 mm) se développe aux dépens de cette mésostase.

c) Granite de Tayssa.

Ce granite à grain moyen (3 à 4 mm) se distingue des autres par l'augmentation du pourcentage de la biotite. Les phénocristaux de feldspath potassique deviennent moins abondant au SW du massif. A l'Ouest, près de l'Azib, le granite est cataclasé et muscovitisé. Il est recoupé par des filons d'aplite à grenat.

4. Granites à grenat et aplo-pegmatites (G3 et G4) ou groupe 3

Les granites à grenat sont formés de minéraux de petite et moyenne tailles. Ils peuvent passer à des aplo-pegmatites. La texture très variable, devient aplitique en bordure (bordure figée), au contact du granite de Foudrare et du granite porphyroïde de Tayfast et grenue à grain moyen vers le centre des massifs. Des poches de pegmatite ou des mioles à muscovite et grenat sont fréquentes. Ils se présentent sous forme de pointements et de filons et sont intrusifs dans les autres massifs.

Dans les aplo-pegmatites, le quartz est abondant, accompagné de plagioclase, de feldspath potassique, de muscovite, de tourmaline et en très faible quantité de grenat, béryl et niobite.

- Deux générations de plagioclase s'individualisent. La première An18, à bordure limpide An10, généralement en inclusions dans les feldspaths potassiques et la seconde An10-5 dans la mésostase et se développant sur la première. L'albite (An5) est assez fréquente, surtout dans les filons aplitiques et dans les pegmatites.

- Le feldspath potassique est légèrement perthitique; le microcline (2 à 3 mm) domine largement.

- Le grenat est xénomorphe ou subautomorphe, généralement de taille millimétrique et jusqu'à 1cm. Ce grenat (almandin-spessartite : $(\text{Fe}_{4.9}\text{Mg}_{0.369}\text{Ca}_{0.04}\text{Mn}_{0.7})\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{24}$) a cristallisé tardivement par rapport à la biotite, aux plagioclases et au moins une partie du quartz.

- La muscovite (2 à 4 mm) se développe aux dépens des autres minéraux. Son extinction est roulante. Ses clivages sont soulignés par des oxydes de fer et de titane.

Tous ces granites montrent donc des traces de recristallisations consécutives de déformations des minéraux et de leur cataclase. Ces néoformations sont : le microcline et l'albite remplaçant des feldspaths, la séricite, l'épidote dans les plagioclases zonés, la destruction de la biotite, remplacée par la chlorite. Localement les recristallisations-néoformations (quartz-muscovite) sont orientées déterminant des plans de foliation (S3). Ces recristallisations préservent cependant les structures primaires. Avant cette déformation et probablement en relation avec les phénomènes tardi-magmatiques et hydrothermaux liés aux aplo-pegmatites G3 et G4 se développe dans les roches encaissantes (micaschistes et granites G1-G2) une muscovitisation et une tourmalinisation.

V-GEOCHIMIE

Les éléments majeurs et certains éléments en traces ont été dosés par fluorescence X. Mg, Ti, Na, Th et les terres rares ont été dosés par I.C.P. (spectrométrie d'émission atomique à source plasma et couple induction). Ces analyses ont été effectuées au Laboratoire de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

Les granitoïdes montrent des teneurs en alcalins ($K_2O + Na_2O$) inférieures à 8% et un caractère peralumineux marqué ($Al/(Na+K+2Ca) > 1.1$, sauf la diorite quartzique à amphibole et biotite dont le rapport est voisin de 0.97). Dans le diagramme de LA ROCHE (1986) (fig.3), ils se répartissent en deux ensembles, l'un à proximité d'une ligne définissant une série calco-alcaline type, l'autre sur la ligne.

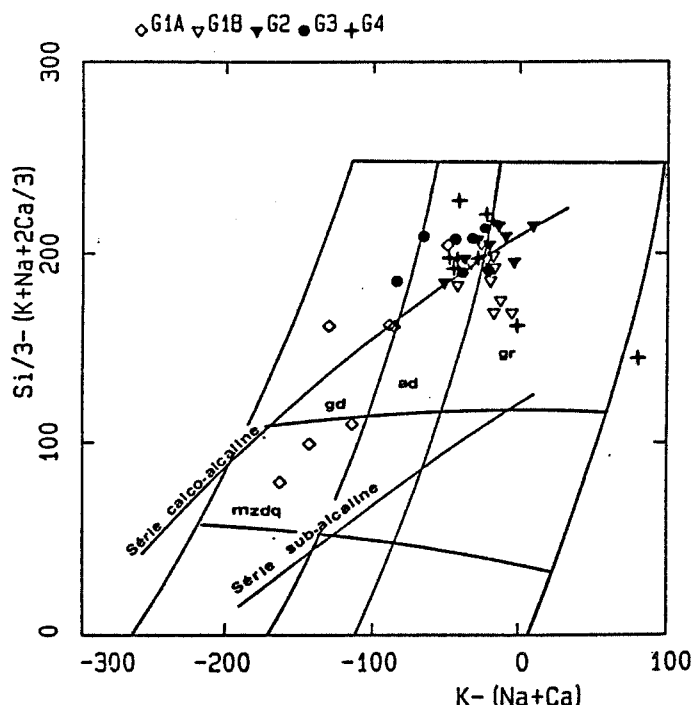


Figure 3: Position des granitoïdes de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast dans le diagramme de nomenclature de LA ROCHE (1986), modifié par DEBON et LEFORT (1988).

Gr: granite, ad: adamellite, gd: granodiorite, mzdq: monzodiorite quartzique, dq: diorite quartzique; G1A: diorites-granodiorites, G1B: granites porphyroïdes, G2: granites à deux micas, G3 granites à grenat et aplites.

Figure 3: Position of the Iguerda-Tayfast granitoids in the nomenclature diagram, DEBON and LEFORT (1988) modified after LA ROCHE (1986).

Cependant, le manque de termes intermédiaires entre les diorites quartziques et les granodiorites ($52\% < SiO_2 < 63\%$ et $9.75\% < MgO < 3.10$) d'une part et les granites porphyroïdes et les granites à deux micas ($70\% < SiO_2 < 75\%$ et $1.18\% < MgO < 0.07\%$) d'autre part, rend l'interprétation géochimique difficile, à savoir l'appartenance de ces deux ensembles à deux lignées. Un élément en faveur de cette interprétation sera donné par l'étude des éléments en traces. Notons que ces roches ont des teneurs en CaO plus faibles que celles des séries calco-alcalines classiques. Ces faibles teneurs en CaO sont compensées par les teneurs en Na_2O et en K_2O .

Le magnésium sépare bien les différents groupes de granites tels qu'ils ont été définis sur le terrain et d'après la pétrographie (fig.4). Le groupe 3 (granites à grenat et à tendance d'aplo-pegmatites) est caractérisé par un rapport TiO_2/MgO différent des groupes 1 et 2.

Les teneurs en TiO_2 sont plus élevées dans les termes peu évolués (diorite quartzique et granodiorite) du groupe 1 et diminuent progressivement comme celles de Fe_2O_3 , Al_2O_3 et CaO ainsi que MgO . un point d'inflexion pour les teneurs en titane situé à 3% de MgO correspond à la disparition de l'amphibole.

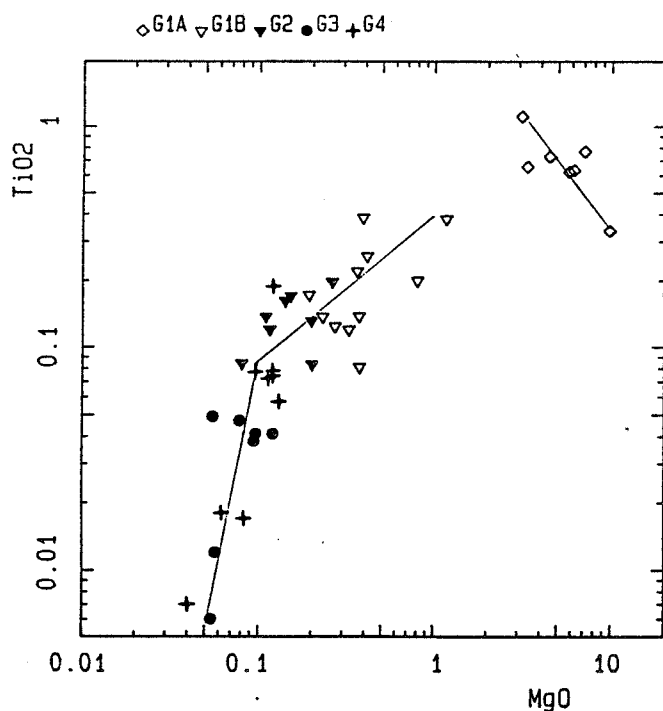


Figure 4: Variation des teneurs en TiO_2 par rapport à MgO dans les granitoïdes. Même légende que celle de la figure 3.

Figure 4: TiO_2 versus MgO plot of the Iguerda-Tayfast granitoids. Same symbols as figure 3.

Les teneurs en Nb et en Sn (fig.5) augmentent (Nb : de 3.5 à 11 ppm; Sn : de 2 à 7 ppm) proportionnellement aux teneurs en TiO_2 et en MgO dans le groupe G1A (diorite quartzique et granodiorite) ce qui suggère que Nb et Sn varient probablement en relation avec l'abondance des biotites par rapport aux amphiboles dans le terme granodioritique. Des granites porphyroïdes aux granites à deux micas également, les teneurs en Nb et Sn augmentent (Nb : 8 à 13.4 ppm; Sn : 3 à 13 ppm). Par contre, ces deux éléments décroissent brutalement dans les granites et aplo-pegmatites G3 et G4, indiquant ainsi le fractionnement des minéraux porteurs de Sn et Nb (essentiellement des niobites).

L'yttrium a le même comportement.

Les teneurs en Th sont inférieures à 30 ppm; elles croissent dans le groupe G1A (diorite-granodiorite) et elles diminuent ensuite, des granites porphyroïdes G1B, aux granites du groupe 2 (30 ppm à 4 ppm). Les teneurs en Ba réagissent de la même façon.

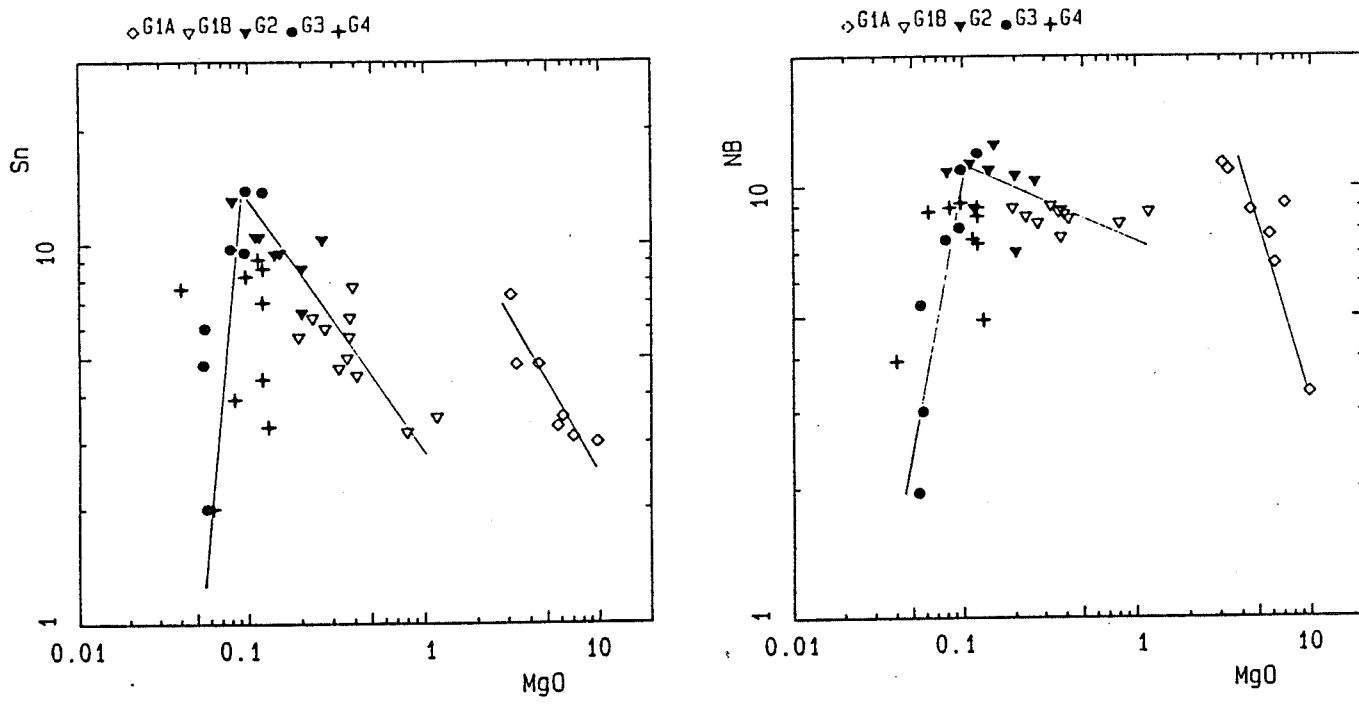


Figure 5: Variation des teneurs en Nb et Sn par rapport à MgO dans les granitoides. Même légende que celle de la figure 3.
 Figure 5: Nb and Sn versus MgO plot of the Iguerda-Tayfast granitoids. Same symbols as figure 3.

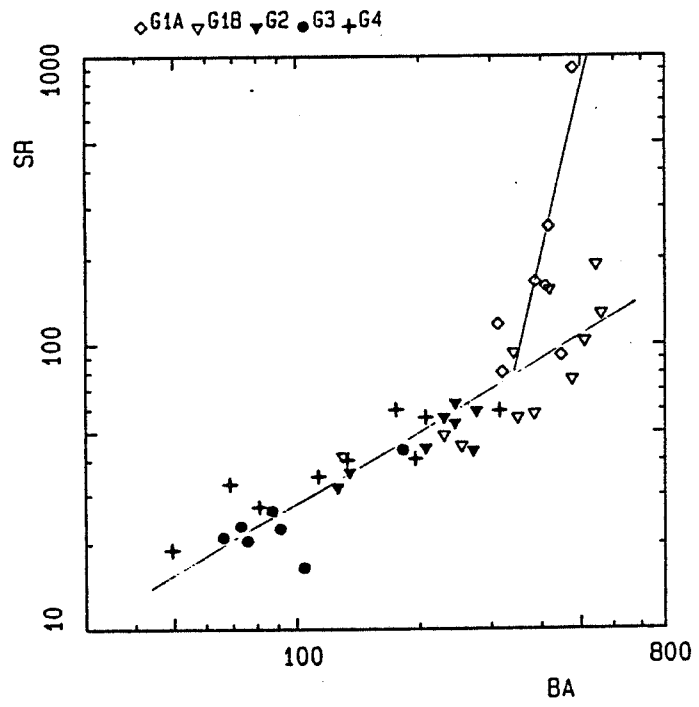


Figure 6: Variation des teneurs en Sr par rapport aux teneurs en Ba dans les granitoides. Même légende que celle de la figure 3.
 Figure 6: Sr versus Ba plot of the Iguerda-Tayfast granitoids. Same symbols as figure 3.

Dans la figure 6, le strontium et le baryum permettent de bien distinguer les diorites G1A des granites. Les teneurs chutent fortement

dans les premières, puis diminuent progressivement dans les granites. L'accumulation de phénocristaux de feldspath potassique et de grands plagioclases peut expliquer l'enrichissement en Ba, K₂O et Sr dans les granites porphyroïdes de Timdghart-Iguerda et d'Aninig par rapport aux granodiorites G1A.

Les teneurs en Ni sont assez faibles dans les termes dioritiques G1A (entre 40 ppm et 18 ppm). Elles baissent progressivement dans les granites (de 8 ppm à 4ppm). Zn augmente, depuis la diorite quartzique à grenat (178 ppm) jusqu'à la diorite quartzique à amphibole et biotite (224 ppm), puis il baisse dans les granodiorites (85 ppm). Cette variation correspond au partage du zinc en faveur de la biotite et de l'amphibole et au fractionnement de ces minéraux dans les termes peu évolués. Dans les granites les teneurs en Zn se répartissent en deux groupes, le premier avec des teneurs entre 10 ppm et 17 ppm (granites du groupe G1B) et seconde avec des teneurs entre 17 et 25 ppm (granites à deux micas).

VI-INTERPRETATION ET CONCLUSION

Nous avons noté que le comportement de la plupart des éléments étudiés permet la distinction entre deux ensembles, le groupe G1A et le groupe G1B à G4.

- Pour l'ensemble G1B à G4, l'évolution depuis les granites porphyroïdes (G1B) jusqu'aux aplo-pegmatites (G3-G4) se marque par une discontinuité :

-un appauvrissement en éléments compatibles (Ca, Mg, Fe, Ti, Sr, Ba, Zr, Th) et un enrichissement en éléments incompatibles (Nb, Sn, Y), depuis le groupe G1B jusqu'au groupe G3;

-un appauvrissement accentué de Nb et de Sn dans les termes siliceux aplo-pegmatitiques G3 à G4. La chute brutale des teneurs peut s'expliquer par le partage de ces éléments en faveur des liquides générateurs des pegmatites. Ces dernières en effets sont riches en minéraux porteurs d'étain et de niobium.

Les teneurs en Th, inférieures à 30 ppm sont typiques des séries calco-alcalines. La composition des biotites des granodiorites et des granites de la boutonnière correspond bien à celle des biotites de granites calco-alcalins selon la typologie établie par NACHIT et al. (1985) (fig.2).

Les variations progressives et continues des éléments majeurs et en traces des granites porphyroïdes G1B aux aplo-pegmatites G3-G4 seraient en faveur d'une parenté génétique entre ces différents groupes. Des études isotopiques seraient nécessaires, d'une part pour mettre en évidence les filiations dans cet ensemble, d'autre part pour préciser les sources des magmas générateurs des deux ensembles.

- La relation entre ces granites (G1B à G4) et les roches dioritiques de l'ensemble G1A est moins évidente. Le rapport Sr/Ba et les variations des teneurs en Sn, Nb et Y indiquent une indépendance génétique entre ces deux ensembles. Cependant, certaines granodiorites montrent le même rapport Sr/Ba que les granites porphyroïdes.

- Les deux ensembles de granitoïdes de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast, tant du point de vue pétrographique que minéralogique et géochimique présentent les caractères des séries calco-alcalines et s'ordonnent selon deux lignées, suggérant des sources différentes où la participation crustale serait plus importante pour la seconde, laquelle est peralumineuse.

Ces granitoïdes sont intrusifs dans des formations sédimentaires et peut-être d'anciennes diorites, affectées par deux épisodes de métamorphisme régional, le premier atteignant la mésozone jusqu'à la zone des migmatites. Après ces deux épisodes de plissements synmétamorphes (S1-S2), une foliation et deux phases de schistosité de fracture affectent les granites et les pegmatites. La foliation S3 (N50-N60) marquée par une retromorphose dans les granitoïdes et les micaschistes et la schistosité S4 (N130-N140) pourraient appartenir aux deux phases de l'orogénèse pan-africaine, par comparaison avec les caractéristiques de ces phases identifiées par HASSENFORDER (1987) dans la boutonnière de Kerdous (Anti-Atlas occidental) et dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central) par LEBANC (1975). Ces directions fragiles ont joué en ouverture par la suite pour guider la mise en place des filons rhyolitiques du PIII et la paléogéographie lors des dépôts volcano-sédimentaires. Ces caractères sont en faveur d'une appartenance des granitoïdes au Protérozoïque inférieur (PI) en accord avec les attributions de CHOUBERT (1963) qui les compare à ceux de la boutonnière de Zenaga au Nord-Est, et d'Agadir Melloul à l'Ouest. Leur mise en place est tardive par rapport aux structures dues à l'orogénèse éburnéenne.

La composition des batholites (forte proportion des termes acides par rapport aux termes basiques), la dynamique de mise en place des magmas (diapyrique en absence de complexes centrés) et l'absence d'un important volcanisme antérieur ou contemporain des événements plutoniques, autant de critères qui font de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast et probablement des autres boutonnières citées un modèle de chaîne de collision continentale selon les critères de PITCHER (1979). Cette chaîne sera ensuite soumise à un nouvel amincissement crustal au Protérozoïque supérieur, constituant, dans l'Anti-Atlas occidental et central, le substratum de sédiments de plateforme.

BIBLIOGRAPHIE

- AGARD J. 1952- Découverte d'une diorite orbiculaire dans les terrains précambriens de la région de Taïfst (Anti-Atlas). *Notes Serv. Géol. Maroc*, 6, p.161-166.
- AGARD J. 1954- Géologie et minéralisations de la boutonnière précambrienne d'Iguerda-Taïfst (Anti-Atlas). *Notes Serv. Géol. Maroc*. 120, p.59-83.
- BOYER C. et LEBLANC M. 1977- Les appareils intrusifs de la formation volcanique infracambrienne de Ouarzazate. Anti-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*. D285, p.641-644.
- CHARLOT R. 1976- The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): a geochronological synthesis. *Prec. Res.*, 3, p273-299.
- CHARLOT R. 1978- Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-

- Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr. Thèse, Univ. Rennes, 220p.
- CHOUBERT G. 1963- Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes Serv. Géol. Maroc.* 163, 352p.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. 1970- Livret guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central. *Coll. Int. sur les corrélations du Précambrien. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.* n°229, 259p.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. 1976- Essai de reconstitution de la chaîne des Anti-Atlasides (Précambrien II-2). *C. R. Acad. Sci. Paris* t283, p741-744.
- CLAUER N. et LEBLANC M. 1977- Implications stratigraphiques d'une étude géochronologique Rb/Sr sur métasédiments précambriens de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.* t38, n°268, p7-12.
- DEBON F. et LEFORT P. 1988- A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principes, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, p493-510.
- HASSENFORDER B. 1987- Tectonique varisque et pan-africaine de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse Doc. ès sci. Univ. Louis Pasteur. Strasbourg. 239p.
- HORRENBERGER J.C. 1973- Tectoniques superposées dans le Précambrien de la plaine de Tazenakht (Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris.* t277, p160 - 160 .
- JEANNETTE D. et TISSERANT D. 1977- Les épisodes tectoniques et intrusifs du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas occidental. *Astud. Geol.* 33, p315-326.
- JEANNETTE D., BENZIANE F. et YAZIDI A. 1981- Lithostratigraphie et datation du Protérozoïque de la boutonnière d'Ifni. (Anti-Atlas). *Frec. Res.* 14, p363-378.
- LA ROCHE H. De, 1986- Classification et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II, 2, p.337-353.
- LEBLANC M. 1973- Tectonique du Précambrien II de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 33, 249, p.59-81.
- LEBLANC M. 1975- Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Thèse Doc. ès Sc. Paris 6, Mém. H. s. C.G.G. Montpellier, 329p. (1981- *Notes et mém. Serv. Géol. Maroc*, 280, 306p.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M. et CARON J.P. 1985- Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci. Paris*302, p.813-818.
- PITCHER W.S. 1979- Comments on the geological environment of granites. in M.P. ATHERTON and J. TARNEY (ed)"Origin of granite batholith, geochemical evidence. p. 1-8.
- RAMPONT Ph. et MATVELEFF D. 1937- Rapport de la deuxième brigade de la Mission or sur les régions d'Iguerda, Taifst et Idikel. *Arch. Serv. Géol. Maroc.* inédit.
- SEGONZAC R. De 1920- Au coeur de l'Anti-Atlas. Mission au Maroc. 1904-1905. Larose édit. Paris 300p.

Nous remercions vivement la Direction de la Géologie du Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc qui nous a permis de mener à bien les travaux de terrain et nous exprimons notre reconnaissance aux membres de la Division de la Recherche Minière et du Service des Gites Minéraux et tout spécialement à Messieurs A.BENNANI et A.AZZA .

RESUME

Les granites stannifères de l'état de Tocantins forment deux groupes d'âge différent. Les massifs de Sucuri et de Soledade ont un âge de 1770 M.a. et les massifs de Serra Dourada, Serra da Mesa et Serra Branca ont respectivement 1653, 1614 et 1658 M.a.. La géologie de cette province conduit à situer la mise en place de ces granites dans la zone de rift. En effet, les massifs granitiques de Serra Dourada, Serra d'Encosto, Serra da Mesa et Serra Branca sont intrusifs dans des métasédiments (groupe de Serra da Mesa) à composante grauwackeuse et pélitique. Ce groupe métasédimentaire a été métamorphisé dans le faciès amphibolite (paragenèse à disthène, almandin et biotite). Les différentes approches géothermométriques et géobarométriques indiquent une température de 540°C et une pression entre 5 et 7 Kbars. Ce groupe de métasédimentaires serait du Protérozoïque inférieur si l'on tient aux âges voisins de 1653 M.a. proposés pour le massif granitique de Serra Dourada.

* Les massifs granitiques :

- Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont permis de mettre en évidence dans le massif granitique de Serra Dourada une lignée granitique principale composée du faciès à amphibole, faciès à biotite et le faciès fin porphyrique. Le faciès à grenat ne montre pas de lien de parenté avec la lignée principale. Les éléments traces Nb, Y, Zr, Ce, La et Ga et le rapport MgO/TiO_2 (voisin de 1) sont comparables à ceux des granites anorogéniques du Sud-Ouest des Etats-Unis et de la suite de Gabo en Australie. Cependant le Nb, compatible dans le massif de Serra Dourada, est généralement hygromagmaphile dans les granites anorogéniques. Le massif de Serra d'Encosto ressemble par sa composition minéralogique au massif de Serra Dourada. Cependant, il se distingue par un rapport MgO/TiO_2 faible (0.3 à 0.5) et par ses fortes teneurs en fer, en Ba et en Nb. Il a le même rapport MgO/TiO_2 que le massif de Serra da Mesa qui se différencie par ses faibles teneurs en Th et Nb. Ces massifs, Serra da Mesa et Serra d'Encosto, ont subi un début de skarnification.

- Nous avons distingué quatre faciès pétrographiques dans le massif de Sucuri : un faciès à biotite à grain moyen GB, un faciès à grain fin GF, parfois porphyrique PGF et des microgranites MG. Des filons de faibles puissances de granite fin FGF ont également été étudiés. Il semble difficile de rattacher les microgranites aux granites GB, GF et GFP qui forment la lignée principale. Le granite fin filonien FGF intrusif dans le microgranite MG2 se distingue clairement de la lignée principale avec un rapport Zr/Hf faible, ceci rejoint l'étude des monazites qui sépare également ce faciès des autres. Le massif de Sucuri se caractérise des autres massifs étudiés par sa richesse en Ta, Nb, Y, Rb et Ga. L'abondance en ces éléments est comparable à celle des granites Rapakiwi d'Oslo.

- Les valeurs faibles du rapport Zr/Hf (23 à 28) des massifs étudiés permettent d'exclure une origine directe par fusion partielle, le rapport crustal par fusion est compris entre 30 et 40.

** Formations métasomatiques associées aux minéralisations en Sn et Be :

- Les lentilles à pyroxène du gisement de Mata-Azul étaient précédemment (Mocambira, 1983 et Pierantoni Campos et Marmos, 1986) considérées comme enclaves trondhjémiques dans le granite à biotite du massif de Serra Dourada. La zonalité minéralogique (bordure à biotite et coeur à pyroxène en passant par une zone de transition à amphibole) traduit le caractère métasomatique de ces roches et rappelle celles des endoskarns. Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont mis en évidence l'importance du rôle du calcium et de la fugacité d'oxygène. L'origine de ces fluides riches en calcium reste à démontrer.

- A l'exception des albitites, la majorité des zones métasomatiques et les veines minéralisées sont localisées dans la partie apicale du granite fin au Nord du massif de Sucuri (Garimpo Vaca Velha). L'albitisation efface la foliation du granite à biotite GB, elle est donc postérieure à la dernière déformation qui affecte ce massif. Les minéraux du béryllium (béryl, phénacite et helvite) sont présents dans la veine à quartz-muscovite, dans la veine à sidérophylite. Dans l'albitite, seules la phénacite et l'helvite sont présentes. Nous avons étudié en plus du gisement du massif de Sucuri, les helvites des skarns Nord de Costabonne et les helvites des veines à quartz-wolframite de Dajishan en Chine. L'étude paragenétique et géochimique des helvites rencontrées dans ces gisements aboutit à une nouvelle définition de la formule structurale de l'helvite par analogie à celle de la haüyne est $(Mn, Zn, Fe)_{8-x}Na_xBe_6O_{24}S_2-xCl_x$. Les variations de composition des minéraux de l'helvite dans le massif de Sucuri résulteraient des variations de la fugacité de soufre et de celle de l'oxygène et de l'alcalinité à l'intérieur du fluide. La formation de minéraux de béryllium de composition variable dans les skarns résulterait soit de la succession de solution tardive riche en silice (le rapport Si/Al est fort, la phénacite ou l'helvite cristallise) sur la paragenèse alumineuse (musgravite, chrysobéryl) formé précocement, soit de la faible migration de Al par rapport à Si, et dans ce cas, la paragenèse alumineuse (musgravite, chrysobéryl) aura une extension limitée. L'activité de l'alumine joue un rôle essentiel sur la variation de la composition des minéraux du béryllium. Si elle est faible la phénacite et/ou l'helvite sont stables et si elle est forte le béryl, le chrysobéryl ou la musgravite se trouvent stabilisés. Cependant l'augmentation de l'activité de certains éléments (Ca, Mn, Fe, Zn, ou des alcalins) tendant à incorporer l'alumine dans les grenats ou dans les feldspaths sera défavorable à la formation du béryl. Ainsi l'helvite est typiquement un minéral stable dans les skarns calciques et s'associe à la phénacite dans les roches affectées par un métasomatisme alcalin. En revanche, le béryl apparaît normalement dans les conditions où le fluide de caractère acide se sépare des liquides granitiques très évolués (aplopegmatites).